



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

---

**ESTUDIO MORFOLÓGICO DE LOS CRÁTERES DE  
IMPACTO ELÍPTICOS Y DE SU EYECTA,  
LOCALIZADOS EN EL HEMISFERIO NORTE DE  
MARTE**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO  
DE MAESTRO EN CIENCIAS CON  
ORIENTACIÓN EN FÍSICA  
ESPACIAL**

**P R E S E N T A:**

**RAÚL VELÁZQUEZ SÁNCHEZ**

**DIRECTORA: DRA. MARÍA GUADALUPE CORDERO TERCERO**

**CIUDAD UNIVERSITARIA, D. F.**

**2011**



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.

## INDICE

INTRODUCCIÓN.	4
ANTECEDENTES	8
CAPÍTULO 1. CRATERISMO DE IMPACTO	10
1.1 Fases de formación de los cráteres de impacto	12
1.1.1 Contacto y compresión.	12
1.1.2 Excavación.	13
1.1.3 Modificación.	14
1.2 Morfología y clasificación de los cráteres de impacto.	16
1.2.1 Microcráteres y cráteres simples	16
1.2.2 Cráteres complejos	18
1.2.3 Cuencas multianillo.	19
1.2.4 Cráteres poligonales	20
1.3 Importancia del ángulo de impacto.	21
1.4 Tasa de craterización	24
CAPÍTULO 2. CRÁTERES DE IMPACTO EN MARTE	25
2.1 Características morfológicas de la eyecta de los cráteres en Marte.	26
2.2 Modelos de formación de la eyecta	29
2.2.1 Modelo de los volátiles en el subsuelo	29
2.2.2 Modelo atmosférico	29
2.3 Factores que caracterizan a los modelos que tratan de explicar las morfologías de la eyecta en capas de los cráteres marcianos.	31
2.2.3.1. Sobre los volátiles	31
2.2.3. 2. Sobre el arrastre atmosférico	33
2.2.3.3. Discusión sobre las dos hipótesis de formación de los patrones de la eyecta en capas.	33
CAPÍTULO 3 ESCALA DE TIEMPO EN MARTE	35
CAPÍTULO 4. DATOS	39
4.1 Fuentes de datos	39
4.1.1 Vikingo.	39
4.1.2 Mars Global Surveyor (MGS).	40
4.1.3 Mars Odissey.	41
4.2 Catálogo de cráteres de impacto en Marte.	42

4.2.1 Catálogo de Barlow.	42
4.2.2 Subcatálogo de cráteres elípticos.	45
<b>CAPÍTULO 5 ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS</b>	<b>47</b>
5.1 Ángulo azimutal.	47
5.2 El ángulo azimutal y el patrón de mariposa.	50
5.3 Determinación del ángulo de impacto para la muestra de los 76 cráteres elípticos en el hemisferio Norte de Marte	52
5.4 Elipticidad.	57
5.5 Movilidad de la eyecta	60
5.6 Discusión	64
<b>CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES</b>	<b>66</b>
<b>APÉNDICE A</b> Cálculo de la probabilidad del ángulo de impacto.	69
<b>APÉNDICE B</b> Muestra de datos del catálogo de Barlow.	73
<b>APÉNDICE C</b> Subcatálogo de cráteres elípticos.	74
<b>APÉNDICE D</b> Transformación de sistemas de referencia.	79
<b>APÉNDICE E</b> Análisis estadístico de datos.	80
<b>APÉNDICE F</b> Datos de la movilidad de la eyecta para la muestra de los 19 cráteres elípticos con eyecta mejor conservada.	83
<b>APÉNDICE G</b> Imágenes de los cráteres de impacto elípticos en el hemisferio norte de Marte.	84
<b>APÉNDICE H</b> Ángulo de impacto sugerido para los cráteres elípticos según el esquema de Schultz	103
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>104</b>

## INTRODUCCIÓN

En el sistema solar el craterismo de impacto es uno de los mayores modeladores de las superficies planetarias. Los resultados de la misión Apollo muestran que este proceso fue muy importante entre los 4,500 y los 3,800 millones de años antes del presente y que, a partir de entonces, la tasa de producción de cráteres ha sido casi constante y mucho menor que al inicio de la formación del sistema solar (Faure y Mensing, 2007), aun así sigue siendo un factor de consideración en la modificación de las cortezas de los cuerpos del sistema solar. La huella de estos impactos se observa en los cráteres formados por el choque de cuerpos pequeños como asteroides y cometas, con los cuerpos planetarios que tienen corteza sólida visible.

El estudio de los cráteres de impacto es importante pues su morfología permite obtener información sobre el ancho de la corteza, las capas superficiales, la influencia atmosférica, etc., mientras que su densidad por kilómetro cuadrado permite asignar una edad relativa a las diferentes unidades superficiales, lo que ha ayudado a reconstruir la historia térmica de planetas y satélites.

El estudio de los cráteres formados por impactos oblicuos ha cobrado gran auge en los últimos años por varias razones, entre las que se encuentran la de entender la morfología de los cráteres formados por este proceso y su relación con la naturaleza del blanco. También se ha visto que, al parecer, un impacto oblicuo (entre 15° y 60°) es más eficiente para arrojar material del blanco a velocidades superiores a la velocidad de escape del planeta que uno vertical. Entender este comportamiento es importante para evaluar la cantidad de material que puede ser trasladada de un planeta a otro, junto con todas las implicaciones astrobiológicas que esto tiene, en concreto, la posibilidad de que organismos vivos (o compuestos prebióticos), viajen de un planeta a otro y se mantengan vivos tras la caída del material en un planeta al que no pertenece.

El objetivo de este trabajo es analizar las características morfológicas de los cráteres de impacto elípticos y sus eyectas<sup>1</sup> localizados en el hemisferio norte de Marte,

---

<sup>1</sup> El término en inglés para los depósitos arrojados durante la formación de un cráter es "ejecta", en español no hay un término oficial para nombrarlo, pero se suele traducir como *eyecta*. El término geológico en español que podría utilizarse es el de *deyecciones*, pero éste se refiere a los materiales arrojados por un volcán o desprendidos de una montaña. Como estos procesos son diferentes al de la formación de un cráter de impacto, en este trabajo adoptamos el término *eyecta* para los depósitos producto del impacto con cuerpos pequeños para acentuar su génesis.

para obtener información sobre su formación y sobre los factores que determinan la naturaleza de tales eyectas.

Para llevar a cabo este estudio escogimos los cráteres de impacto elípticos mayores de 5 km de diámetro localizados en el hemisferio norte de Marte. El interés por estudiar los cráteres de impacto en estos terrenos se debe a que la superficie de la parte norte de Marte (Tierras bajas) es más joven que la del hemisferio sur y, por lo tanto, una de nuestras hipótesis iniciales fue que en este lugar encontraríamos cráteres con eyectas en mejor estado de conservación. Los datos de estos cráteres, tales como latitud, longitud, semieje menor y semieje mayor, tipo de eyecta, ángulo azimutal, diámetro del pico central en ciertos casos, etc, fueron tomados del catálogo elaborado por Nadine Barlow y su equipo de trabajo (Barlow, 2005), el cual está basado en las imágenes de la misión Vikingo.

De acuerdo con los datos del catálogo de Barlow, 88 son los cráteres de impacto elípticos que se encuentran en el hemisferio norte de Marte, de los cuales 12 tienen un alto grado de erosión y no fue posible hacerles los análisis correspondientes, motivo por el cual el catálogo con el cual trabajamos está conformado por 76 cráteres de impacto.

Una vez identificados los 76 cráteres de impacto elípticos de nuestro catálogo, se determinó su ángulo de entrada azimutal a partir de la geometría del cráter y la morfología de la eyecta, esto para poder apreciar si los cuerpos pequeños que produjeron cráteres elípticos en Marte impactaron desde una dirección azarosa o si existió alguna dirección preferencial. Para esto ajustamos una elipse a cada uno de los cráteres y se midió el ángulo entre el norte geográfico de la imagen y la dirección de entrada del proyectil (cuando se ajusta una elipse a un cráter de impacto se establecen dos posibles direcciones las cuales están definidas por el eje mayor de la elipse) medido en el sentido de las manecillas del reloj. Cabe mencionar que para determinar la dirección de entrada del impactor recurrimos a la morfología de la eyecta para identificar las zonas prohibidas (lugar donde no hay eyecta), lo cual ayuda a distinguir entre la dirección de entrada del impactor (uprange) y la parte contraria a la entrada (downrange).

Cuando no era posible determinar la dirección de entrada debido a que la eyecta no proporcionaba información suficiente, por convención el ángulo azimutal se tomó como el ángulo más pequeño que hay entre el norte geográfico de la imagen y el eje mayor de la elipse medido en el sentido de las manecillas del reloj. Para realizar el análisis

estadístico se cambió esta convención en la manera en que se describirá en la sección 5.1. De este análisis geométrico y estadístico encontramos que no existen direcciones de entrada preferenciales.

Según análisis físico-estadísticos, el ángulo de impacto más probable en cualquier cuerpo planetario es de  $45^\circ$  y solo un 8% de los cráteres se formaría a ángulos de entrada menores de  $30^\circ$  (Shoemaker, 1962; Pierazzo y Melosh, 1999). Schultz (1992) recurrió a la morfología del cráter, de la eyecta y del pico central para determinar de manera aproximada el ángulo de impacto. En base a su propuesta y a las características de las eyectas de nuestros cráteres, les asignamos un ángulo de impacto. Es importante notar que la asignación del ángulo de impacto a la muestra de los 76 cráteres es solo una apreciación basada en el esquema propuesto por Schultz y por lo tanto es necesario tomarla con reserva. Para estimar el ángulo de impacto de los asteroides o cometas que formaron los cráteres de nuestra muestra, calculamos las elipticidades de los cráteres bajo la premisa de que a mayor elipticidad menor ángulo de impacto con respecto a la horizontal. Los resultados obtenidos del análisis de las elipticidades indican que 13 de los 76 cráteres muestran poca elongación lo que indica que el 17% de los cráteres fueron producidos a ángulos muy cercanos a  $45^\circ$ .

Los cráteres de impacto en Marte muestran una característica muy peculiar: patrones de eyecta fluizada y en capas. Debido a esta característica, los cráteres de impacto marcianos son conocidos como cráteres con eyecta fluizada, la cual se cree que se debe a la presencia de volátiles, principalmente agua en el subsuelo y/o al contacto del material eyectado con la delgada atmósfera marciana (Barlow, 2006).

Otro de los parámetros de gran importancia para el análisis de la eyecta fluizada y en capas que muestran los cráteres de impacto en Marte, es la movilidad de la eyecta, la cual se define como el cociente entre el radio máximo de la eyecta y el radio del cráter (Barlow y Pollak, 2002). Para nuestra muestra que consta de cráteres elípticos, la movilidad la definiremos como el cociente de la extensión máxima de la eyecta sobre los lados laterales del cráter entre el semieje menor. De acuerdo con nuestro análisis estadístico podemos observar que al parecer hay mayor movilidad de la eyecta cerca del Ecuador que a altas latitudes, lo que contradice lo encontrado en trabajos previos. (Barlow y Pollak, 2002). De la misma forma se realizó otro análisis donde relacionamos la movilidad de la eyecta con la elipticidad para comparar con resultados previos que

afirman que la producción de volátiles en la pluma de vapor que se genera al momento del impacto, aumenta conforme el ángulo de impacto disminuye. Si la cantidad de volátiles aumenta, se esperaría que a mayor elipticidad, la movilidad de la eyecta aumentara; sin embargo, en nuestro análisis este comportamiento no se observa.

Hasta el momento se han realizado trabajos por modelación matemática de los posible efectos de la caída de objetos a ángulos de impacto distintos de  $90^\circ$  y se han estudiado las eyectas de cráteres marcianos tanto elípticos como no elípticos, pero no se ha realizado un estudio de las morfologías de los cráteres de impacto elípticos, de sus eyectas y la información que se obtiene de ellos. En este sentido, la aportación principal de este trabajo es la de hacer un estudio morfológico de los cráteres elípticos, sus eyectas y utilizar resultados observacionales (tanto en Marte como en Venus y el satélite Europa), y de modelación numérica para poder decir algo más sobre el posible mecanismo de formación de la eyecta fluizada en Marte.

Este tipo de trabajos puede ayudar a comprender los cráteres de impacto sobre la Tierra tal como el cráter de Chicxulub, que se localiza en Mérida Yucatán, México, así como la formación de la Luna que, de acuerdo con algunas teorías, se formó debido a un impacto oblicuo de un cuerpo del tamaño de Marte con la Tierra y dependiendo del ángulo de impacto hay varios esquemas de formación de la Luna (Pierazzo y Melosh, 2000a).



## ANTECEDENTES

Aunque la mayoría de los cráteres de impacto son circulares, existe un pequeño porcentaje que muestra cierta elongación en la dirección de entrada del proyectil. Esto ocurre cuando el ángulo de impacto es menor que un cierto ángulo (aproximadamente  $<30^\circ$  con respecto a la horizontal –Herrick y Hessen, 2006-). A este tipo de cráteres se les conoce como cráteres elípticos. A pesar de que el porcentaje de este tipo de cráteres respecto al total es bajo, estudiar estos cráteres es relevante pues durante su formación la producción de volátiles y la velocidad con la que son arrojados los materiales escavados son mayores que durante la formación de cráteres no elípticos. Esto es importante pues en cuerpos con atmósfera, la cantidad de volátiles producidos puede ser un factor importante que altere el clima del planeta. Si los materiales arrojados adquieren una velocidad mayor a la velocidad de escape del planeta, éstos pueden llegar a otros lugares del sistema solar. Trabajos previos han mostrado que en la Luna, Marte y Venus, aproximadamente entre el 4 y 5% de los cráteres de impacto de entre 8 y 100 km de diámetro son elípticos (Collins et al., 2010).

De acuerdo con experimentos en el laboratorio y simulaciones numéricas, se ha visto que el borde de los cráteres y la distribución de la eyecta cambia conforme el ángulo de impacto decrece con respecto a la horizontal. Experimentalmente se ha encontrado que para ángulos de impacto menores de  $40^\circ$  la eyecta comienza a mostrar asimetrías en la región río arriba del cráter. Esta asimetría se manifiesta por una deficiencia de eyecta por lo que se conoce como zona prohibida. Cuando el ángulo de impacto es menor que  $\sim 20^\circ$ , en el borde del cráter se aprecia una nueva zona prohibida en la dirección río abajo y la eyecta comienza a distribuirse más bien sobre las laterales del cráter elíptico, es decir, de manera perpendicular al eje mayor de la elipse (Herrick y Hessen, 2006).

De acuerdo a experimentos llevados a cabo se ha encontrado que para ángulos menores de  $10^\circ$  aproximadamente se genera una distribución de la eyecta conocida como patrón de mariposa. Esta morfología de la eyecta se ha encontrado en otros cuerpos planetarios como la Luna y en experimentos realizados en cámaras de vacío. De acuerdo con experimentos realizados por Herrick y Hessen (2006), la morfología de la eyecta en capas alrededor de cráteres se debe principalmente al emplazamiento balístico de la eyecta y posteriormente al arrastre atmosférico de ésta.

De acuerdo con Wallis y colaboradores (2004), en impactos oblicuos, el aumento

del diámetro del pico central y el desplazamiento de éste hacia la dirección río arriba es un indicador de la magnitud del ángulo de impacto. Originalmente, este método fue utilizado por Schultz y D´ Hondt en 1996 y Hildebrand y colaboradores en 1988 para inferir la dirección del impacto que formó el cráter de Chicxulub. Sin embargo, en 2001, Ekholm y Melosh llevaron a cabo otro estudio en el cual no encontraron una relación entre la dirección de impacto y el desplazamiento del pico central (Wallis et al., 2004). Por otro lado experimentos en el laboratorio sobre impactos en materiales dúctiles y materiales quebradizos (cristal, vidrio) mostraron que los levantamientos centrales no se encuentran desplazados del centro del cráter incluso para ángulos de impacto bajos (Wallis, 2004).

Hasta el momento no se ha publicado ningún trabajo que analice la morfología de la eyecta ni del cráter para cráteres de impacto elípticos en Marte por lo que este trabajo es una contribución novedosa al respecto.

## CAPÍTULO 1

### CRATERISMO DE IMPACTO

En un pasado remoto, la Tierra sufrió choques violentos con cuerpos de hasta decenas de kilómetros que dejaron cicatrices a las que los geólogos llaman cráteres de impacto.

La atmósfera terrestre es bombardeada diariamente por aproximadamente 100 toneladas de material que viaja por el espacio (Brownlee, 2001). Aunque la fuerza gravitacional los atrae, el rozamiento con la atmósfera actúa como freno, por lo que la mayor parte de ellos se desintegra en el aire. Los que consiguen atravesarla chocan con la superficie y pueden producir cráteres de impacto cuyo tamaño depende de la energía cinética del impactor (meteoroides o cuerpos pequeños).

Los cráteres de impacto son depresiones, en su mayoría circulares, que deja el choque de un meteoroides o cuerpo pequeño en la superficie de un planeta, satélite u otro cuerpo pequeño (Fig. 1.1). El tamaño y la forma de un cráter de impacto dependen de una serie de parámetros tanto del blanco (planeta, satélite, asteroide o cometa) como del impactor (asteroide, cometa, meteoroides). Del planeta importan principalmente el tipo de rocas que componen su corteza, la presencia o no de una atmósfera y el valor de la aceleración gravitacional en su superficie, así como la existencia o no en el lugar de impacto de zonas de debilidad, las cuales se han formado en algunos planetas, como el caso de Marte, por la existencia de drenajes subterráneos. Del proyectil importa su composición química, su densidad, su porosidad, su velocidad y el ángulo de impacto.

Aunque el estudio del craterismo de impacto es relativamente nuevo, los grandes cráteres, especialmente aquellos que se observan en la Luna, han fascinado a los científicos durante varios siglos, comenzando con Galileo en el siglo XVII quien dirigió su telescopio de pulgada y media hacia la Luna y observó gran cantidad de estructuras circulares. Observando con detenimiento estas estructuras, Galileo llegó a la conclusión de que eran depresiones en el terreno lunar y les llamó cavidades u oquedades (Galilei, 2004), algunas de las cuales contenían montañas centrales. Por mucho tiempo se pensó que los cráteres lunares eran de origen volcánico. Los primeros estudios de mayor importancia que atribuyeron el origen de los cráteres al impacto de un cuerpo proveniente del espacio los realizó Gilbert en 1893, quien realizó un estudio morfométrico y pudo

incluso determinar una relación entre la morfología y el tamaño del cráter (Melosh, 1989).

El craterismo de impacto no sólo es el proceso externo que más modifica las superficies de todos los cuerpos con corteza sólida visible en el sistema solar, sino que, además, el número de cráteres por kilómetro cuadrado (densidad de cráteres) es fundamental para determinar la edad relativa de las unidades geológicas del cuerpo y de ahí poder reconstruir la historia evolutiva del planeta o satélite. En un lugar donde hay mayor cantidad de cráteres se puede presumir que esa área es más antigua que una superficie de igual área y con una cantidad menor de cráteres porque toda la superficie del planeta tiene la misma probabilidad de ser impactada, por lo que el número de cráteres por kilómetro cuadrado debería ser el mismo, y porque esto último no ocurre debido a que los distintos procesos geológicos renuevan la corteza o borran estructuras superficiales.

Por otro lado, cuando se forma un cráter de impacto se pone al descubierto la estratigrafía del terreno. Esto permite realizar estudios de las capas corticales bajo la superficie y da una idea de los procesos geológicos que han actuado en el cuerpo planetario. También proporciona información muy valiosa sobre el ancho y la reología de sus cortezas y la presencia o ausencia de volátiles, entre otras cosas.

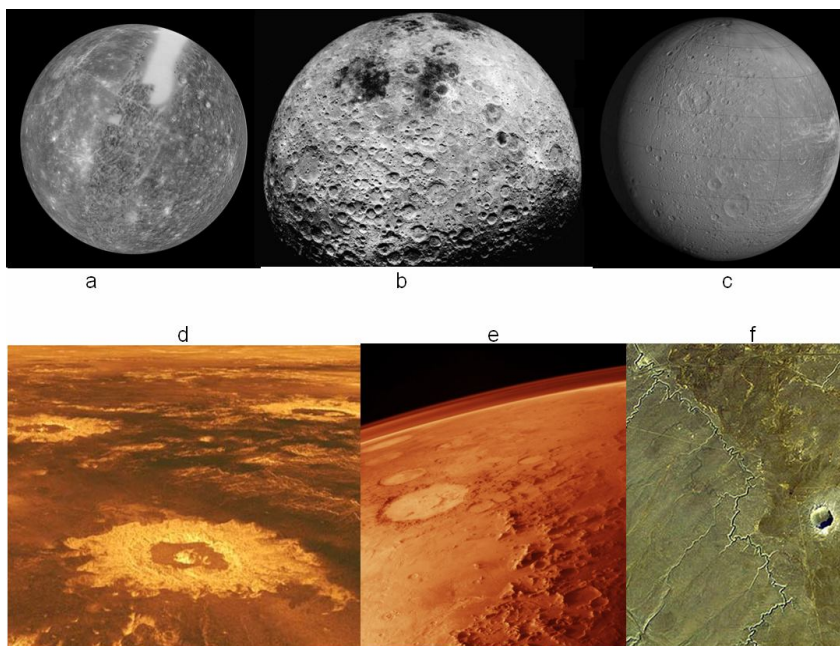


Figura 1.1. Cráteres de impacto en a) Mercurio, b) Luna; c) Dione ( uno de los satélites de Saturno), d) Venus; e) Marte y f) Tierra.

## 1.1 FASES DE FORMACIÓN DE LOS CRÁTERES DE IMPACTO

Independientemente del tamaño y/o la forma del cráter final, el proceso de formación de un cráter de impacto se ha dividido en tres fases para poder entenderlo mejor: contacto y compresión, excavación y modificación (Fig. 1.2).

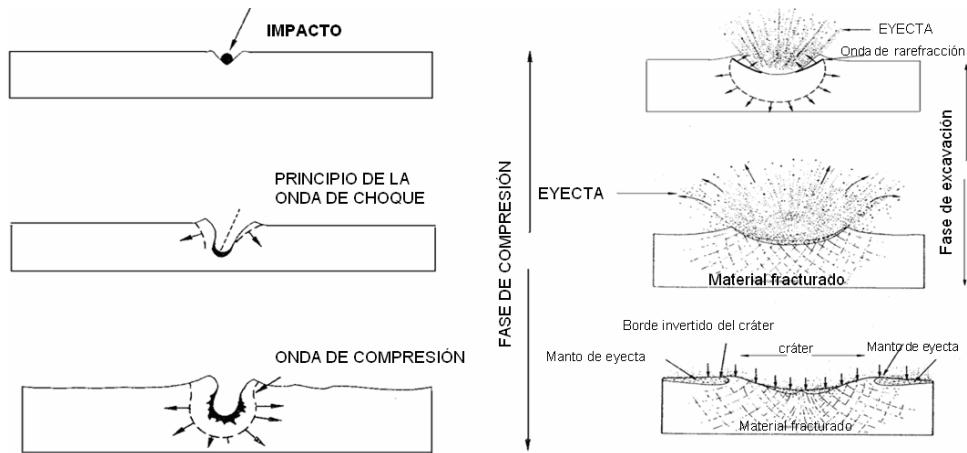


Figura 1. 2. Proceso de formación de un cráter de impacto.

### 1.1.1 CONTACTO Y COMPRESIÓN

La fase de contacto y compresión es la primera de las tres fases del proceso de formación de un cráter y es la de menor duración. Esta fase se caracteriza por que en ella se generan elevadas presiones, temperaturas y velocidades, todas localizadas dentro de una región comparable al tamaño del proyectil. De acuerdo con experimentos en el laboratorio, esta fase también se caracteriza por la partición de energía, es decir, por la transformación de la energía inicial del proyectil en energía interna y cinética del proyectil y en energía interna y cinética del material del blanco.

Esta fase comienza cuando el bólide hace contacto con la superficie planetaria. Inmediatamente después del primer contacto se originan dos ondas de choque, una de ellas se propaga dentro del proyectil y la otra dentro del blanco, esto sucede en un tiempo del orden de centésimas de segundo. En la interfase (área donde el proyectil y el blanco están en contacto directo) ambos cuerpos alcanzan la misma presión. Pese al breve lapso de tiempo, dicha presión es suficiente como para producir cambios drásticos en el estado físico de las rocas implicadas (Melosh, 1989).

## 1.1.2 EXCAVACIÓN

La segunda fase del proceso de formación de un cráter es la fase de excavación (Fig. 1.3). Esta fase se lleva a cabo en un tiempo que va de segundos a minutos y se caracteriza por dos procesos muy importantes: la propagación dentro del blanco de la onda de choque producida en la fase de contacto y compresión y el flujo de excavación. El flujo de excavación se encarga de abrir el cráter. El tiempo de duración de este flujo es mayor que el tiempo de propagación de la onda de choque pues es el tiempo necesario para que el cráter de transición quede totalmente formado. El cráter de transición es el cráter que se forma cuando concluye la excavación y aún no da inicio la fase de modificación (Melosh, 1989).

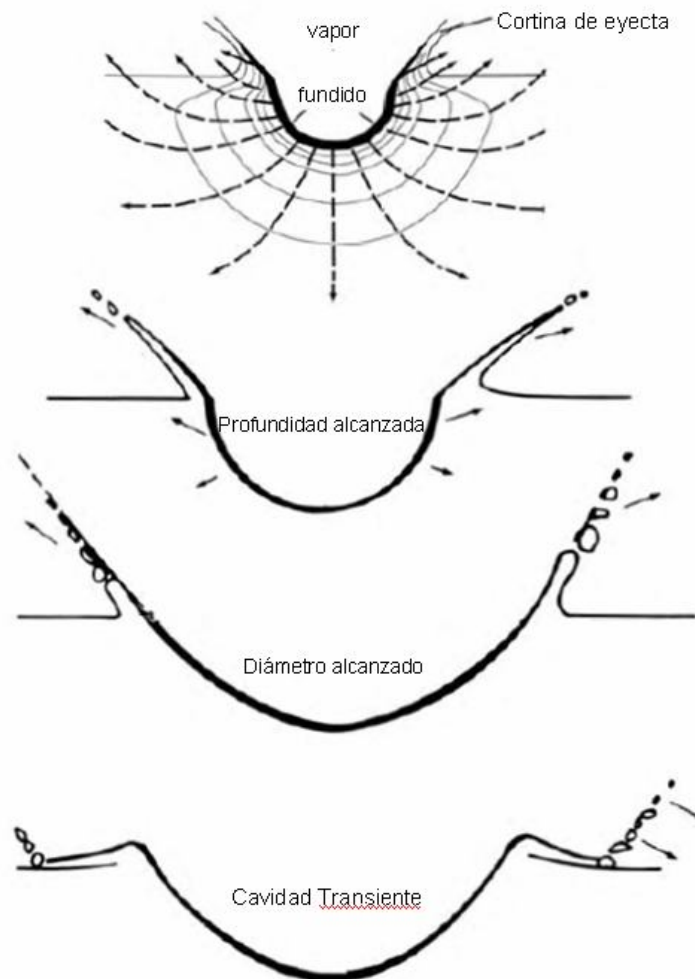


Figura 1.3. Proceso de formación del cráter durante la fase de excavación.

Otra de las características de esta fase es la formación de la cortina de eyecta la cual presenta la forma de un cono invertido (Fig.1.4), ésta no es otra cosa que el material del blanco siendo arrojado balísticamente.

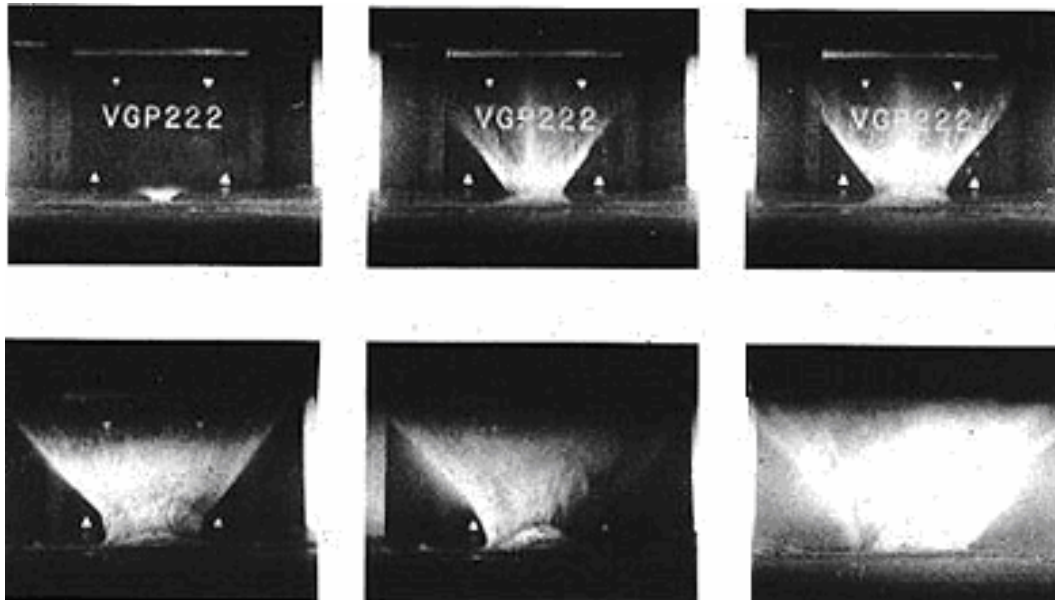


Figura 1.4. Experimento en el laboratorio que muestra la formación de la cortina de eyecta durante la fase de excavación del cráter de impacto.

### 1.1.3 MODIFICACIÓN

Esta fase es la tercera y última dentro del proceso de formación de un cráter y puede durar miles e incluso millones de años. La modificación de un cráter se da con mayor rapidez en un cuerpo planetario que presente vulcanismo, movimiento de placas, erosión fluvial y actividad orgánica (en caso de la Tierra), tormentas de polvo, etc.

Después de que el flujo de excavación cesa, parte del material de las paredes del cráter de transición cae dentro del mismo cráter debido al efecto de la atracción gravitacional. En ese momento se dice que ha comenzado la fase de modificación.

Cuando impactan cuerpos cuyas dimensiones son del orden de kilómetros, la energía cinética que transfiere el impactor al blanco también es mucho mayor, formándose grandes cráteres (¿qué tan grandes?, ver sección 1.2). Debido a esta gran energía se produce un levantamiento en el centro del cráter como consecuencia del comportamiento elástico plástico del terreno. A los cráteres con estas características se les conoce como cráteres complejos. Si la energía transferida del bólido al blanco es todavía mayor, el levantamiento central conocido como “pico central” es reemplazado por

una cadena montañosa en el interior del cráter conocida como anillo de picos (Fig. 1.5).

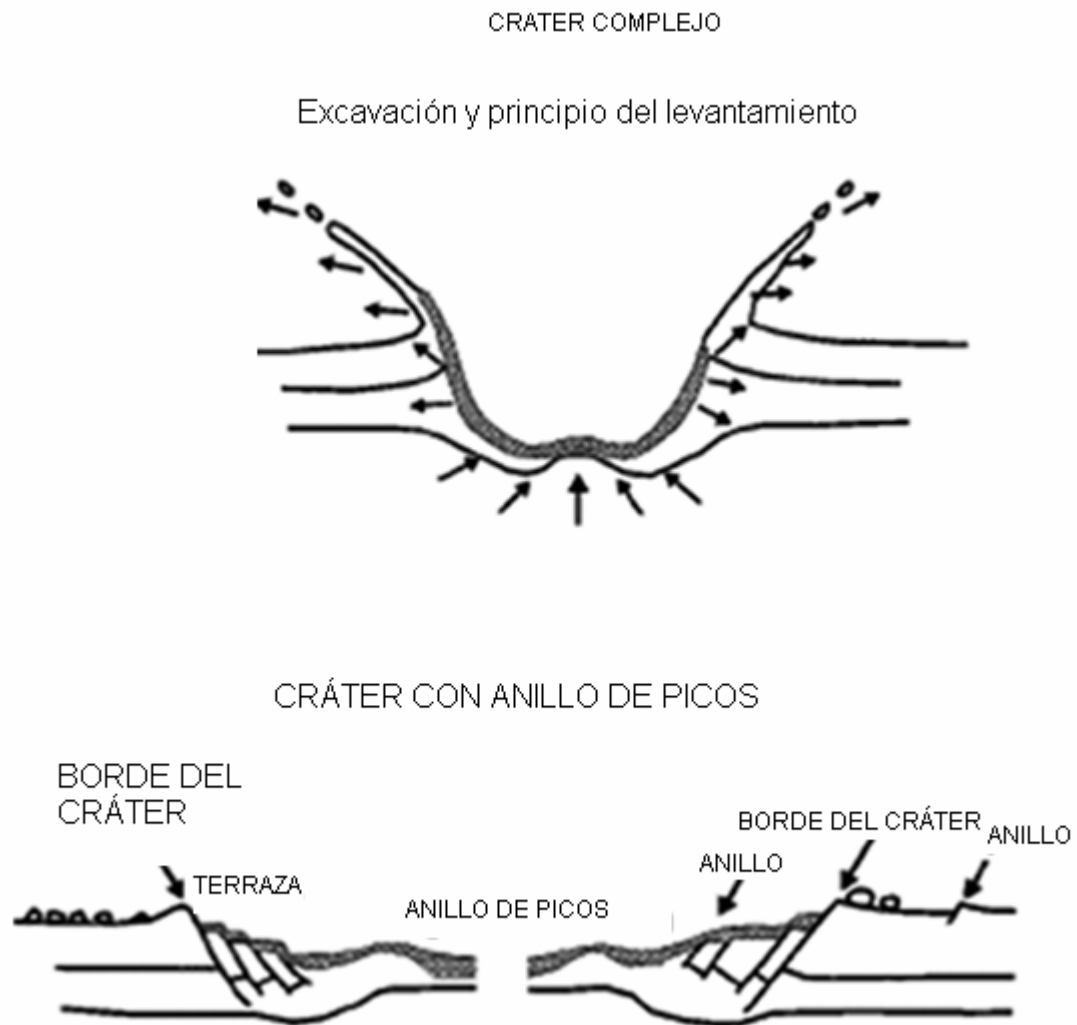


Figura.1.5. Los picos centrales que muestra el cráter complejo se deben al comportamiento elástico-plástico del terreno.



## **1.2 MORFOLOGÍA Y CLASIFICACIÓN DE LOS CRÁTERES DE IMPACTO**

Los cráteres de impacto muestran un conjunto de características morfológicas de acuerdo a su tamaño. Para su mejor estudio y comprensión, éstos se han clasificado en microcráteres, cráteres simples, cráteres complejos y cuencas multianillo. Diversos factores determinan las características de un cráter de impacto, (velocidad, masa, composición del proyectil, ángulo de impacto, así como la composición del blanco). Cabe mencionar que la clasificación de los cráteres no se hace con respecto a su tamaño, se hace con respecto a su morfología, pero ha resultado que los cráteres que tienen una cierta morfología corresponden, en su mayoría, a un cierto diámetro en un planeta determinado. En un planeta dado, el diámetro para el cual la morfología de los cráteres cambia de simple a complejo se debe en parte al valor de la atracción gravitacional del cuerpo a nivel de superficie. Por ejemplo, en la Tierra el diámetro crítico para la transición de simple a complejo es 3 km, mientras que en Marte ésta transición se da aproximadamente entre 5 km y 8 km debido a que la aceleración gravitacional de Marte es aproximadamente un tercio de la terrestre.

### **1.2.1 MICROCRÁTERES Y CRÁTERES SIMPLES**

Los microcráteres fueron observados por primera vez en las muestras de roca que fueron traídas de la Luna a la Tierra por los astronautas de la misión Apollo, en particular, el microcráter de la figura 1.6 tiene un diámetro de aproximadamente 30 $\mu$ m. Esos hoyos diminutos, que van de aproximadamente 0.1  $\mu$ m hasta algunos centímetros, se formaron debido al impacto a gran velocidad de pequeñas partículas de polvo cósmico y en raras ocasiones al impacto de partículas pequeñas arrojadas durante la formación de grandes cráteres. El régimen que gobierna la formación de un microcráter es el mismo régimen que gobierna el proceso de formación de un cráter simple: el régimen de resistencia. Los cráteres con diámetros mayores a los diámetros que definen un cráter simple, se forman bajo el régimen gravitacional.

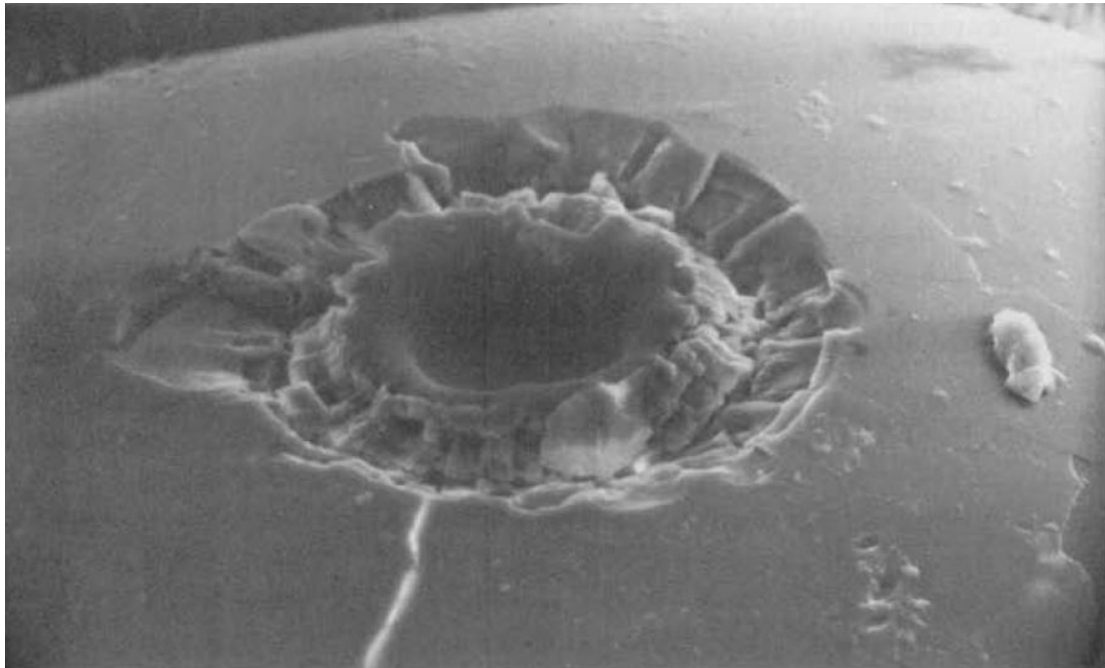


Figura 1.6. Imagen de un microcráter en una esfera de vidrio traída de la Luna por la tripulación del Apollo 11.

El tipo clásico de cráter pequeño tiene forma de tazón y se conoce como “cráter simple”. Estos cráteres son creados por el impacto de un asteroide o cometa moviéndose a velocidades relativas típicas de entre 10 y 25 km/s. En general, el intervalo de velocidades con el que un meteoróide o un cuerpo pequeño impactan con otro cuerpo planetario depende de la velocidad de escape del planeta, de su velocidad heliocéntrica y de la velocidad orbital del impactador a la distancia heliocéntrica a la cual está el cuerpo con el que colisionará. Para la Tierra, por ejemplo, la velocidad mínima de encuentro con un impactador (meteoróide o cuerpo pequeño) es de 11.2 km/s y la velocidad máxima es de 72 km/s. Los cráteres simples son los más abundantes en la mayoría de los cuerpos del sistema solar; sin embargo, en cuerpos planetarios donde existen fenómenos de erosión e intemperismo, son borrados en un tiempo menor que cráteres más grandes. En la Tierra, por ejemplo, son modificados rápidamente (geológicamente hablando) debido a los fenómenos de intemperismo que existen en nuestro planeta y a la tectónica de placas. La mejor muestra de un cráter simple en la Tierra es el cráter Barringer que se encuentra en Arizona, EEUU. Este cráter tiene una edad de aproximadamente 50,000 años y fue producido por un asteroide pequeño de hierro de aproximadamente  $10^5$  toneladas y 30 m de diámetro, impactando a una velocidad de aproximadamente 20 km/s. Este cráter tiene un diámetro de borde a borde de aproximadamente 1,156 m y una profundidad de 120 m

(Roddy, 1978). De acuerdo con estudios de gravimetría se cree que inicialmente la profundidad era de 300 m aproximadamente (Fig. 1.7).

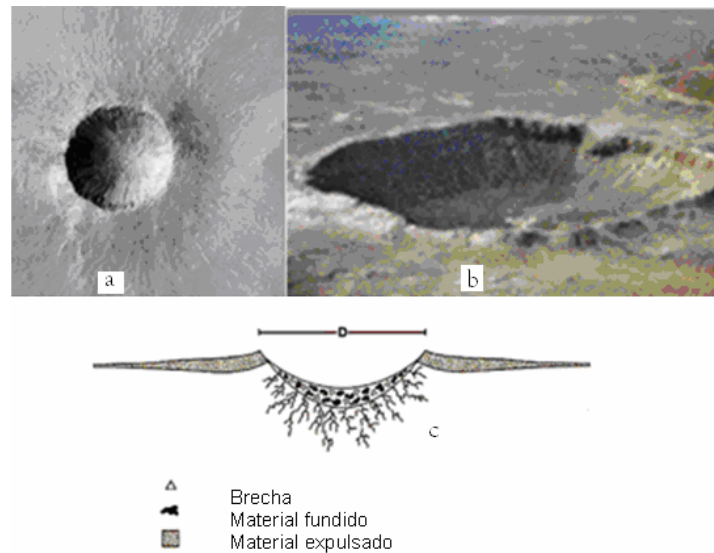


Figura 1.7. Cráteres simples. a) Cráter simple de 1km de diámetro en Marte, localizado a 4.8°N, 313.9°W, b) Cráter del Meteor o Barringer, Arizona EEUU (35°N, 111°W); c) perfil de un cráter de impacto simple.

## 1.2.2 CRÁTERES COMPLEJOS

Como se mencionó anteriormente, el diámetro de transición de un cráter simple a uno complejo en determinado cuerpo planetario va a depender del valor de la aceleración gravitacional,  $g$ , y de la resistencia del material del blanco. En Mercurio, esta transición se da en cráteres con diámetros de 7 km aproximadamente, y entre 3 y 4 km en la Tierra la cual tiene una  $g$  6 veces mayor que la Luna, en donde la transición se produce aproximadamente a los 9 km de diámetro. En Marte esta transición se da en cráteres con diámetros que van de 5 a 8 km.

Una de las características principales de los cráteres complejos es que en su interior se forma un pico central (Fig. 1. 8). De acuerdo con algunos modelos, estos picos centrales se originan por un proceso de rebote en el cual las rocas que se encuentran por debajo del cráter transitorio son sumamente comprimidas por la onda de choque de tal forma que “saltan” de forma elástica una vez que la compresión ha terminado (Melosh,1989).

Conforme el tamaño del cráter aumenta, los picos centrales son reemplazados por

un anillo interior de montañas llamado anillo de picos (Horner y Greeley, 2007). Una morfología con anillo de picos comienza a aparecer en cráteres con un diámetro entre 40 y 50 km dependiendo del valor gravitacional del cuerpo planetario.

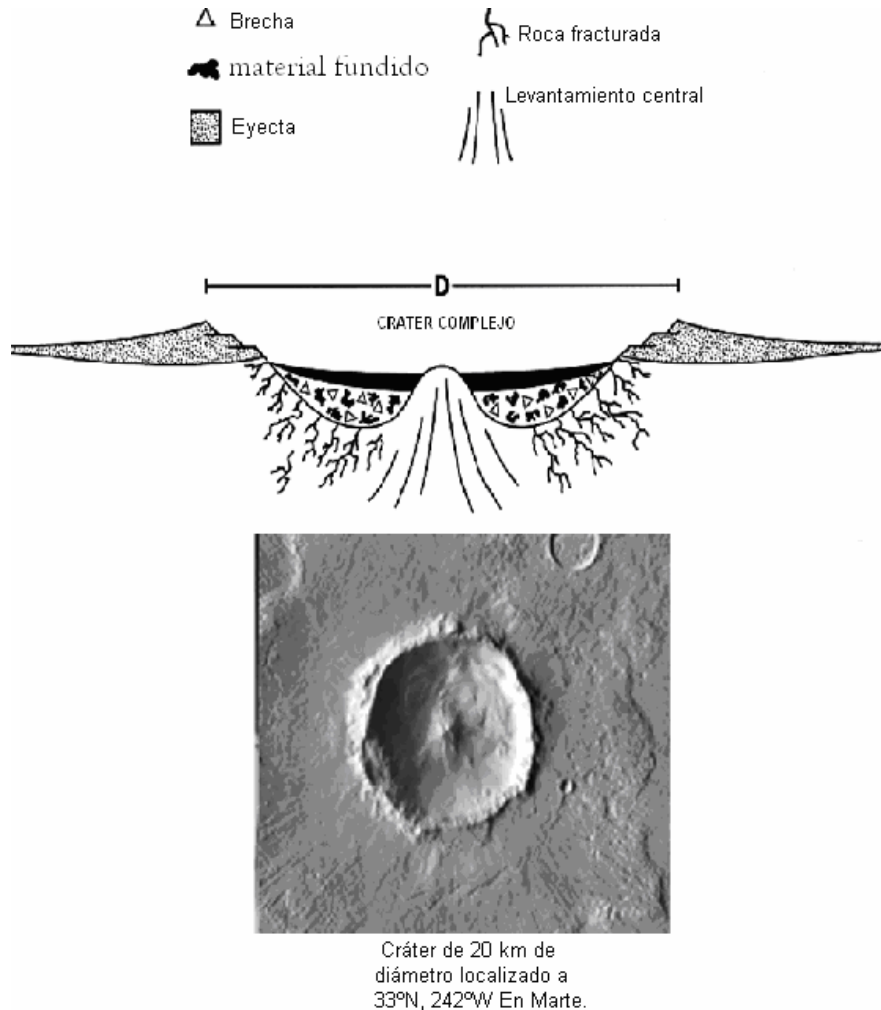


Figura 1.8. Morfología de un cráter complejo. Estos muestran un "pico" central.

### 1.2.3 CUENCAS MULTIANILLO

Otra transición en la morfología de los cráteres, es la transición de un cráter complejo a un cráter más grande conocido como cuenca multi-anillo. Éstos son cráteres con diámetros mayores a 300 km y están delimitados por una serie de crestas concéntricas y depresiones. En la Tierra se han identificado cráteres del tipo cuenca multianillo por medios indirectos como son fotografías satelitales, anomalías gravimétricas y magnéticas. Entre ellos destaca el cráter de Chicxulub en Mérida, Yucatán, México. La cuenca Oriental en la Luna es la cuenca multianillo mejor conservada en el sistema solar

y tiene un diámetro aproximado de 930 km (Fig. 1.9).

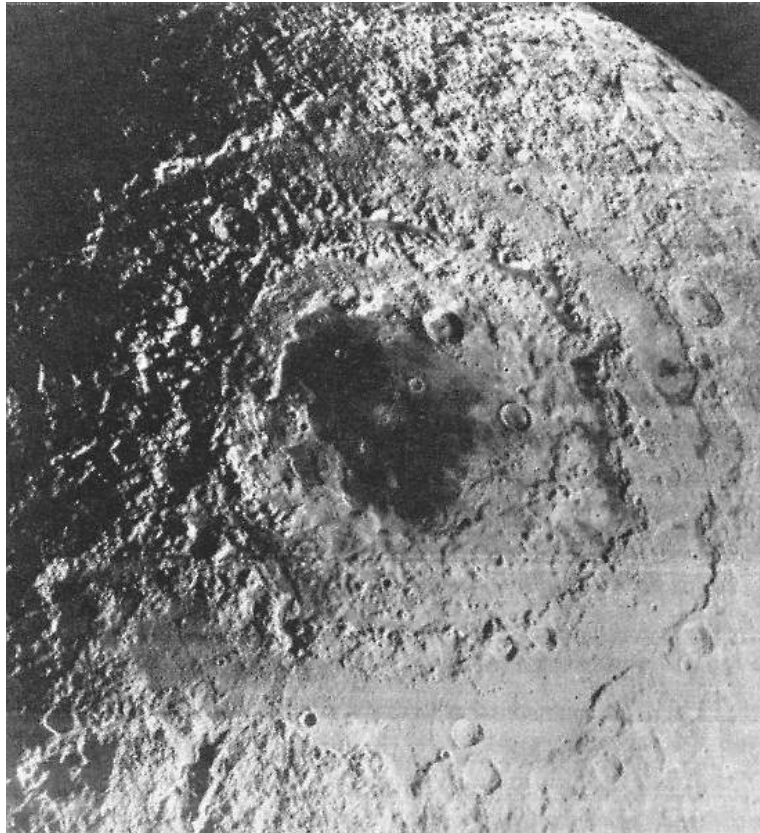


Figura 1.9. En el sistema solar, la Cuenca Oriental en la Luna es la mejor conservada de las cuencas multianillo. El borde exterior tiene aproximadamente 27 km de altura y 930 km de diámetro. Un anillo tiene un diámetro de 480 km, mientras que otro tiene diámetro borde a borde de 620 kilómetros.

#### **1.2.4 CRÁTERES POLIGONALES**

Los cráteres poligonales se han observado en todos los cuerpos planetarios con corteza sólida visible donde existen fracturas en la corteza. La causa de las fracturas suele ser vulcanismo aunque también son producidas por impactos previos (Ohman et al., 2005).

Ohman y colaboradores (2005) presentaron dos modelos para explicar la formación de cráteres poligonales. El factor crucial en ambos casos es la existencia de fracturas, fallas o zonas de debilidad. La corteza con estas estructuras es un requisito

para la formación de cráteres poligonales.

El primer modelo está basado en la evidencia mostrada por el cráter de Barringer o cráter del meteorito para explicar la formación de cráteres simples poligonales. Se piensa que estos cráteres se forman cuando el flujo de excavación abre el cráter con mayor facilidad a lo largo de fracturas o zonas de debilidad del terreno, las cuales ya existían antes del impacto. En el caso del cráter del meteorito las direcciones de fractura forman diagonales a través del cráter. Los bordes del cráter forman aproximadamente un ángulo de  $45^\circ$  con respecto a las direcciones de la fractura (Ohman et al., 2005). Este modelo es apoyado por los bordes de pequeños cráteres poligonales y estructuras lineales en la Luna. Experimentos realizados por Gault y colaboradores (1978) mostraron que dos direcciones de fracturas preexistentes perpendiculares pueden también producir tres orientaciones del borde, es decir formar un cráter hexagonal.

El segundo modelo, de Ohman y colaboradores, es un intento para explicar los cráteres complejos poligonales, en este caso la explicación es más simple: los cráteres poligonales complejos son el resultado del derrumbe del borde a lo largo de fracturas preexistentes durante la fase de modificación del proceso de craterismo (Ohman et al., 2005).

Durante un tiempo se especuló que los procesos erosivos eran una causa de la forma poligonal de los cráteres; sin embargo, debido a que los cráteres poligonales son muy comunes, es poco probable que algún proceso de erosión pudiera ser el causante de las morfologías poligonales para un número significativo de cráteres (Ohman et al., 2005).

### **1.3 IMPORTANCIA DEL ÁNGULO DE IMPACTO**

Mediante un modelo físico estadístico (Ver apéndice A), se ha encontrado que la mayoría de los bólidos que golpean las superficies planetarias no lo hacen de forma vertical, algunos impactos pueden ser casi verticales, pero el ángulo de impacto más probable es de  $45^\circ$  (Melosh, 1989).

La probabilidad de impacto de un meteoróide, asteroide o cometa con una superficie a un ángulo entre  $\theta$  y  $\theta + d\theta$ , con el ángulo medido a partir de la horizontal, es proporcional a  $\sin\theta \cos\theta d\theta$  independientemente del campo gravitacional de la superficie planetaria (Shoemaker, 1962), esta probabilidad es prácticamente cero para impactos verticales o rasantes, es decir para ángulos menores a  $5^\circ$  o cercanos a  $90^\circ$ .

En los últimos años se ha visto que el ángulo de impacto es un factor importante en la morfología del cráter y de su manto de eyecta, así como en la producción de volátiles y en la energía de los fragmentos arrojados. De acuerdo con trabajos experimentales se ha encontrado que el tamaño de un cráter decrece conforme el ángulo de impacto se vuelve más oblicuo con respecto al horizonte (Pierazzo y Melosh, 2000b).

Con respecto al manto de eyecta se ha encontrado que, en cráteres producidos por impactos oblicuos, los depósitos de eyecta exhiben una asimetría. Además, para ángulos menores de  $30^\circ$  aparecen zonas prohibidas primero en la zona río arriba (uprange) y posteriormente conforme el ángulo es más oblicuo, aparece esta característica en la zona río abajo (downrange). Finalmente, para ángulos menores de  $5^\circ$  aparece un patrón de eyecta conocido como patrón de mariposa (Anderson y Schultz, 2006).

A partir de los trabajos en el laboratorio realizados por Gault y Greeley (1978) se ha encontrado que la morfología de la eyecta continua es un buen indicador para reconocer un cráter formado a un ángulo de impacto oblicuo y también es un indicador para determinar la dirección de aproximación del impactor.

En un impacto oblicuo, la expansión del gas que se forma debido a la evaporación del material al momento del impacto también es diferente respecto a un impacto más vertical. En trabajos experimentales se ha encontrado que la nube de gas comienza su expansión al momento del impacto para ángulos de impacto menores a  $30^\circ$ . Esta nube de gas se desplaza río abajo, aunque encontraron que para ángulos de impacto menores a  $5^\circ$  se expande también en la dirección río arriba (Herrick, 2005).

La cantidad de material fundido en el momento del impacto está en función del ángulo de impacto. Pierazzo y Melosh encontraron que la cantidad de material fundido aumenta conforme el ángulo de impacto es menor con respecto a la horizontal (Barlow, 2005).

El ángulo de impacto ha sido propuesto durante mucho tiempo como un parámetro

crítico en la eyección de material hacia el espacio interplanetario. Nyquist (1984), argumenta que solo impactos muy oblicuos serían capaces de eyectar material a velocidades superiores a la velocidad de escape del cuerpo planetario donde se produjo el impacto. Él propuso  $7^\circ$  con respecto a la horizontal como límite superior para el escape de Marte, mientras que en la baja gravedad de la Luna, la eyecta puede escapar si el impacto ocurre a ángulos menores de  $15^\circ$  con respecto a la horizontal. Estos valores han sido determinados mediante simulaciones numéricas.

La oblicuidad de los impactos también es un factor importante en la teoría de impactos gigantes, como es el caso de la teoría de la formación de la Luna, la cual fue creada por una colisión entre la proto-Tierra y un planeta del tamaño de Marte hace unos 4600 millones de años (Faure y Mensing, 2007).

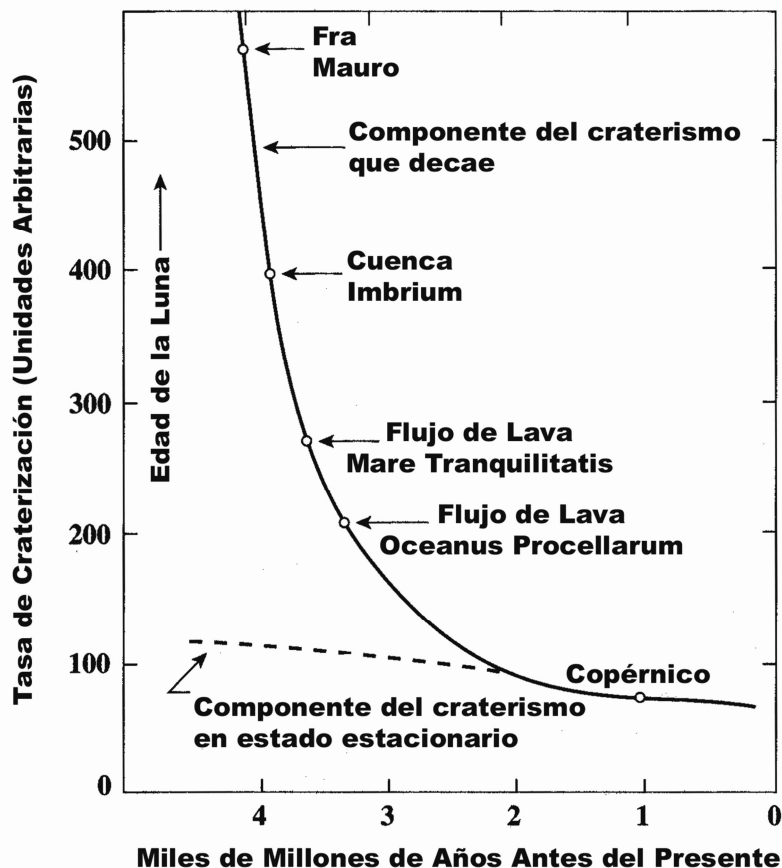


Figura 1.10. La relación de la tasa de craterización con la tasa actual de impactos en los cuerpos planetarios del sistema solar.



## 1.4 TASA DE CRATERIZACIÓN

El bombardeo de asteroides y/o cometas sobre los cuerpos planetarios fue muy intenso durante el periodo de acreción del sistema solar, hace unos 4600 millones de años. A partir de ese momento, la tasa de impacto disminuyó rápidamente. Esta tasa cayó a un nivel semejante al actual hace aproximadamente tres mil millones de años y desde entonces se ha mantenido prácticamente constante (Boot y Fitch, 1986). (Fig. 1.10).

Marte, la Luna y la Tierra probablemente han sufrido por igual el bombardeo de asteroides, pero en la Luna y en Marte la cantidad de cráteres observables es mucho mayor que en la Tierra, debido a que estos planetas no presentan agentes geológicos (fluviales, vulcanismo, movimiento de placas tectónicas, actividad humana etc.) que modifiquen apreciablemente la corteza.

## **CAPÍTULO 2**

### **CRÁTERES DE IMPACTO EN MARTE**

Los cráteres en Marte, al igual que los cráteres que se encuentran en el resto de los cuerpos planetarios del sistema solar, siguen la misma transición de simples a complejos conforme aumenta el diámetro de éstos. Sin embargo, imágenes de las misiones Vikingo, Mariner 9 y Mars Global Surveyor han puesto al descubierto un amplio espectro de morfologías y patrones de eyecta de los cráteres de impacto en Marte. Estos patrones de eyecta son observados en pocos cuerpos planetarios, tal es el caso de Marte, Europa (satélite de Júpiter) y la Tierra. Existe una característica muy peculiar que los hace diferentes a los del resto del sistema solar: los patrones de eyecta fluizada y en capas. Debido a esta característica única, los cráteres de impacto marcianos son conocidos como cráteres con eyecta fluizada, la cual se cree que se debe a la presencia de volátiles, principalmente agua en el subsuelo y/o al contacto del material eyectado con la delgada atmósfera marciana. Hay que mencionar que los cráteres en Venus también tienen una capa fluizada, pero hasta el momento no se han encontrado cráteres en este planeta con un patrón de eyecta en capas.

#### **2.1 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS DE LA EYECTA DE LOS CRÁTERES EN MARTE**

Los cráteres de impacto marcianos muestran variedad en su morfología y en su eyecta, la cual difiere de los cráteres en otros cuerpos planetarios, principalmente en aquellos que no cuentan con atmósfera como la Luna. El diámetro, eyecta y morfología de estos cráteres dependen de la masa y la velocidad del impactor, de la gravedad superficial, del ángulo de impacto, de la composición tanto del bólido como del blanco en el lugar del impacto, y de la presencia de atmósfera y/o volátiles (principalmente agua) en el subsuelo. La combinación de estos factores produce una gran variedad de formas en los patrones de eyecta observados en Marte (Barlow, 2005).

Gran cantidad de imágenes analizadas, tanto en el visible como en el infrarrojo, tomadas por las cámaras de los orbitadores Vikingo, Mars Global Surveyor (Mars Orbiter Camera –MOC-) y Mars Odyssey (Thermal Emisión Imaging System –THEMIS-), han puesto al descubierto una gran variedad de patrones de eyecta. La morfología más común

de la eyecta de los cráteres marcianos es una estructura fluizada en capas. Según el número de capas, las eyectas de los cráteres de impacto en Marte con diámetros mayores a 5 km se clasifican en eyecta de capa simple (ECS), eyecta de capa doble (ECD) y eyecta de capa múltiple (ECM). Cabe mencionar aquí que las capas constituyen el llamado manto de eyecta continuo, el cual típicamente se extiende desde el borde del cráter hasta una distancia equivalente a 1.5 - 2 veces el radio del cráter. Las características morfológicas asociadas con los patrones de eyecta en capas sugieren que el material eyectado de los cráteres marcianos es emplazado por algún mecanismo de fluidización contrario al mecanismo de emplazamiento balístico que se cree impera en los cuerpos celestes sin atmósfera como es el caso de Mercurio y la Luna (Chapman, et al, 2010).

La razón de por qué algunos cráteres marcianos tienen solo una capa de eyecta mientras que otros tienen doble o incluso múltiple, se debe a que hubo dos fases de emplazamiento de eyecta, además los materiales que dan origen a estos depósitos tuvieron mayor movilidad que los materiales excavados en los cráteres con una sola capa de eyecta (Mouginis – Mark 1979).

El eyecta de capa simple es la morfología más común en toda la superficie del planeta. Los cráteres con ECS tienen un diámetro cuyos valores típicos van de 3 km a 20 km aproximadamente, aunque también se han encontrado con diámetros más pequeños que 3 km y mayores que 20 km a altas latitudes (Mouginis y Mark 1979).

La mayoría de los cráteres con ECD se encuentran concentrados en Arcadia, Acidalia y las regiones norte de Utopía, principalmente entre 35° N y 65° N (Fig. 2.1), mientras que los cráteres con ECM parecen haberse formado en la frontera entre las tierras altas y las bajas (Fig. 2.2). Cráteres de este tipo también se han encontrado en el hemisferio sur, principalmente entre 35° S y 65°S, en regiones que han sido identificadas como áreas con probables características periglaciares. El término periglacial fue utilizado por primera vez en 1909 por el polaco Lozinski para referirse a las condiciones climáticas y geomorfológicas de las zonas periféricas de los casquetes de hielo pleistocenos. Los ambientes periglaciares se caracterizan por un predominio de los ciclos de hielo y deshielo del terreno y por la existencia de un permafrost o terreno perennemente helado ( Horner y Greeley, 1987).

De numerosos análisis fotogeológicos de Marte se ha concluido que una cantidad

de agua considerable ha existido siempre en el subsuelo. Esto puede ser muy significativo para los cráteres con ECD y con ECM que se encuentran localizados en las mismas áreas del planeta con características periglaciares (Horner y Greeley, 1987).

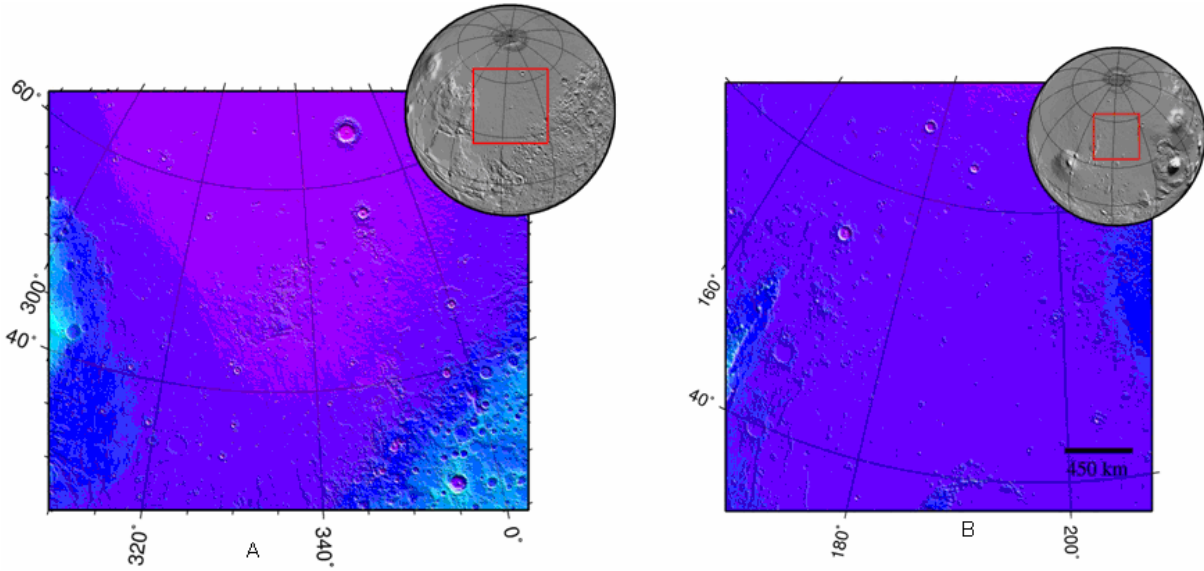


Figura 2.1. (a) La planicie de Acidalia se encuentra localizada entre la provincia volcánica de Tharsis y Arabia al Norte de Valle Marineris centrada en una latitud de  $46^{\circ}42'$  y  $338^{\circ}$  E. (b) La planicie de Utopía se encuentra localizada en la antípoda de la planicie de Argüiré y está centrada en  $49^{\circ}42'N$   $118^{\circ}00'E$  /  $49.7^{\circ}N$   $118.0^{\circ}E$ .

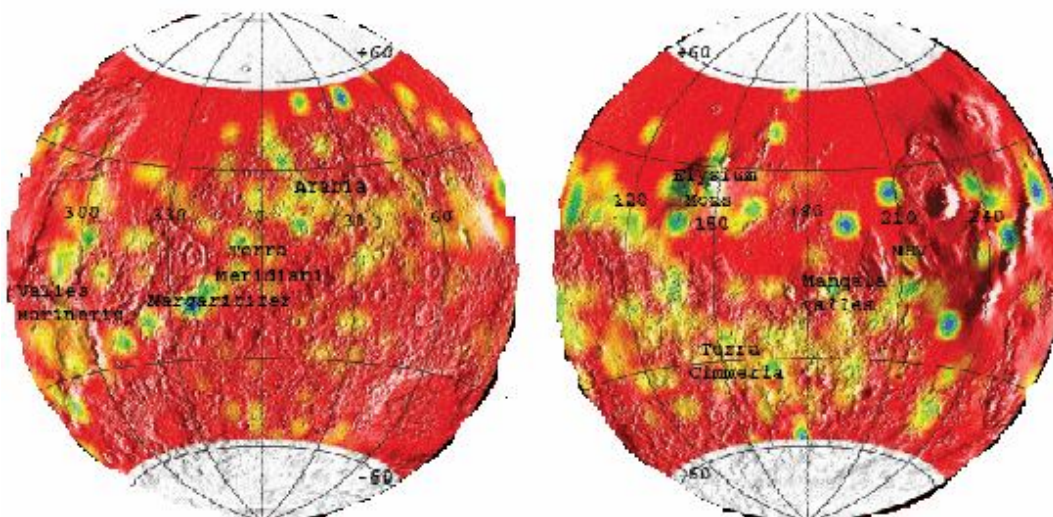


Figura 2.2. Población de cráteres con capa múltiple emplazados en la dicotomía de Marte (Puntos verdes).

Además de los tipos de eyecta mencionados, en los cráteres marcianos se observan otros tipos de eyecta entre los que se encuentran a) Radiales. Estas eyectas muestran patrones radiales semejantes a los cráteres lunares, b) Mixtos. Estas eyectas son una combinación de una eyecta con dos o más capas y además patrones radiales y c) Pedestal. En este tipo, el cráter y la eyecta se encuentran elevados sobre el terreno circundante. Estas morfologías no presentan un desvanecimiento de la eyecta, si no que ésta termina en forma de muralla (Horner y Greeley, 1987).

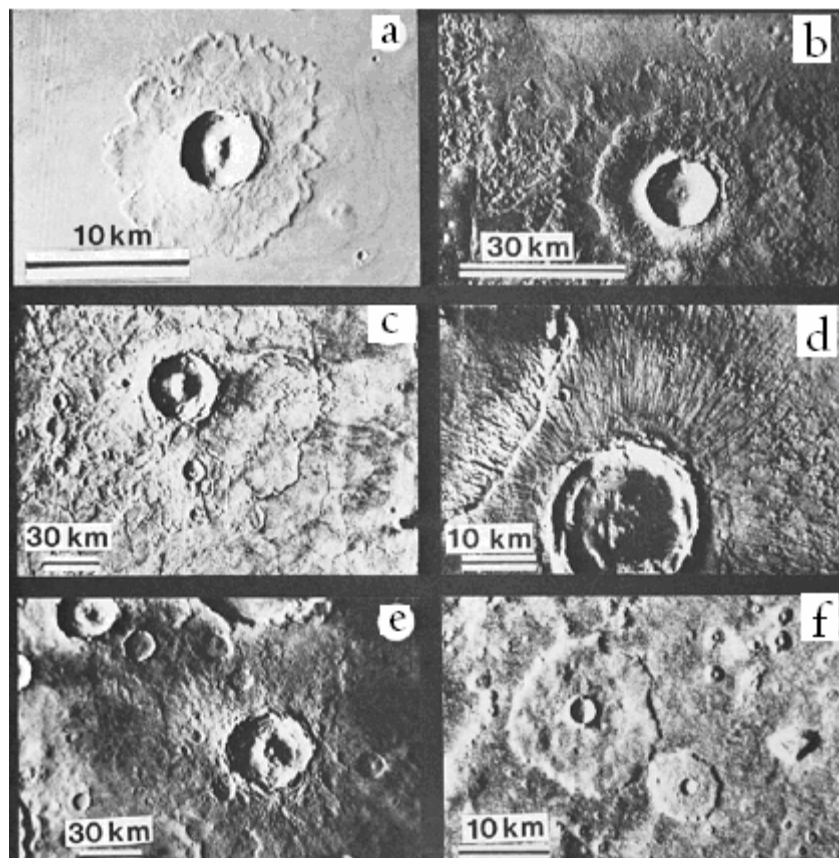


Figura 2.3. Imágenes de las diferentes morfologías de los cráteres marcianos. a) cráter con capa simple, b) Cráter con capa doble, c) Cráter con capa múltiple, d) Cráter con patrón de eyecta radial, e) mixto y f) Cráter tipo pedestal.

## **2.2 MODELOS DE FORMACIÓN DE LA EYECTA**

Esta forma peculiar de los emplazamientos de la eyecta fluizada y en capas que se forma en los cráteres marcianos puede ser explicada por dos procesos principalmente: por el arrastre de los gases atmosféricos debido a la expansión de la eyecta o por la incorporación de los volátiles del subsuelo, tales como el agua, en la eyecta (Barlow, 2005).

### **2.2.1 MODELO DE LOS VOLÁTILES EN EL SUBSUELO**

Este mecanismo está basado en el análisis de las imágenes proporcionadas por la misión Vikingo, en explosiones de vapor experimentales, en el transporte de partículas fluizadas y en la observación de depósitos volcánicos lobulares. Este modelo propone que la evaporación de hielo y/o agua produce una pluma de vapor la cual interactúa con la cortina de eyecta durante la excavación del cráter. El fundido del material en el impacto interacciona con el agua y/o hielo del subsuelo marciano produciendo explosiones de vapor. Dichas explosiones alteran las trayectorias parabólicas iniciales de la eyecta, la cual pasa a formar parte de un flujo parcialmente fluizado que da origen a la eyecta de muralla y a la de forma de terrazas (Fig. 2.4a). En este proceso, factores tales como el cociente de las masas del agua y del fundido, la distribución del tamaño de las partículas, el estado físico de los volátiles (condensado-saturado o muy caliente – vapor), así como el cociente de los volúmenes de gas y partículas, afectan el emplazamiento de la eyecta. Se piensa que otros volátiles tales como el dióxido de carbono y el metano pueden existir en el subsuelo de Marte. Es posible que exista metano aunque no en grandes cantidades, a menos que el subsuelo tuviese una biosfera extensiva, pero hasta el momento no hay evidencia de ésta. En la actualidad se piensa que el agua es el volátil dominante en el subsuelo de Marte (Wohletz y Sheridan, 1983).

### **2.2.2 MODELO ATMOSFÉRICO**

Por medio de experimentos de laboratorio y simulaciones numéricas se ha observado cómo el emplazamiento de la eyecta es afectado por la presencia de una atmósfera (Fig. 2.4b). Cuando se forma la cortina de eyecta, el aire (atmósfera) que queda en el interior del cono de eyecta forma vórtices anillados en la parte superior del cono que extraen material fino de la cortina de eyecta. Después de esto, la cortina de eyecta y el vórtice anillado se desacoplan al mismo tiempo que el vórtice anillado se vuelve turbulento

debido al rápido crecimiento de ondas producidas por inestabilidades en el flujo. Este flujo turbulento estable se mueve hacia abajo en dirección a la superficie del blanco. Conforme el vórtice anillado turbulento se aproxima a la superficie, la interacción con ella produce pequeñas perturbaciones en el vórtice anillado, en este momento, el flujo puede arrancar más eyecta de la superficie del blanco. La superficie rígida acentúa los esfuerzos, que ya actúan sobre el vórtice anillado, haciendo crecer las inestabilidades hasta que se destruye el anillo, de hecho, la superficie rígida actúa como un espejo del vórtice anillado y de su flujo de tal manera que, al final del proceso, el vórtice anillado crece de nuevo y, dependiendo de la presión atmosférica, produce eyecta tipo pedestal. (Barnouin-Sha y Schultz, 1998).

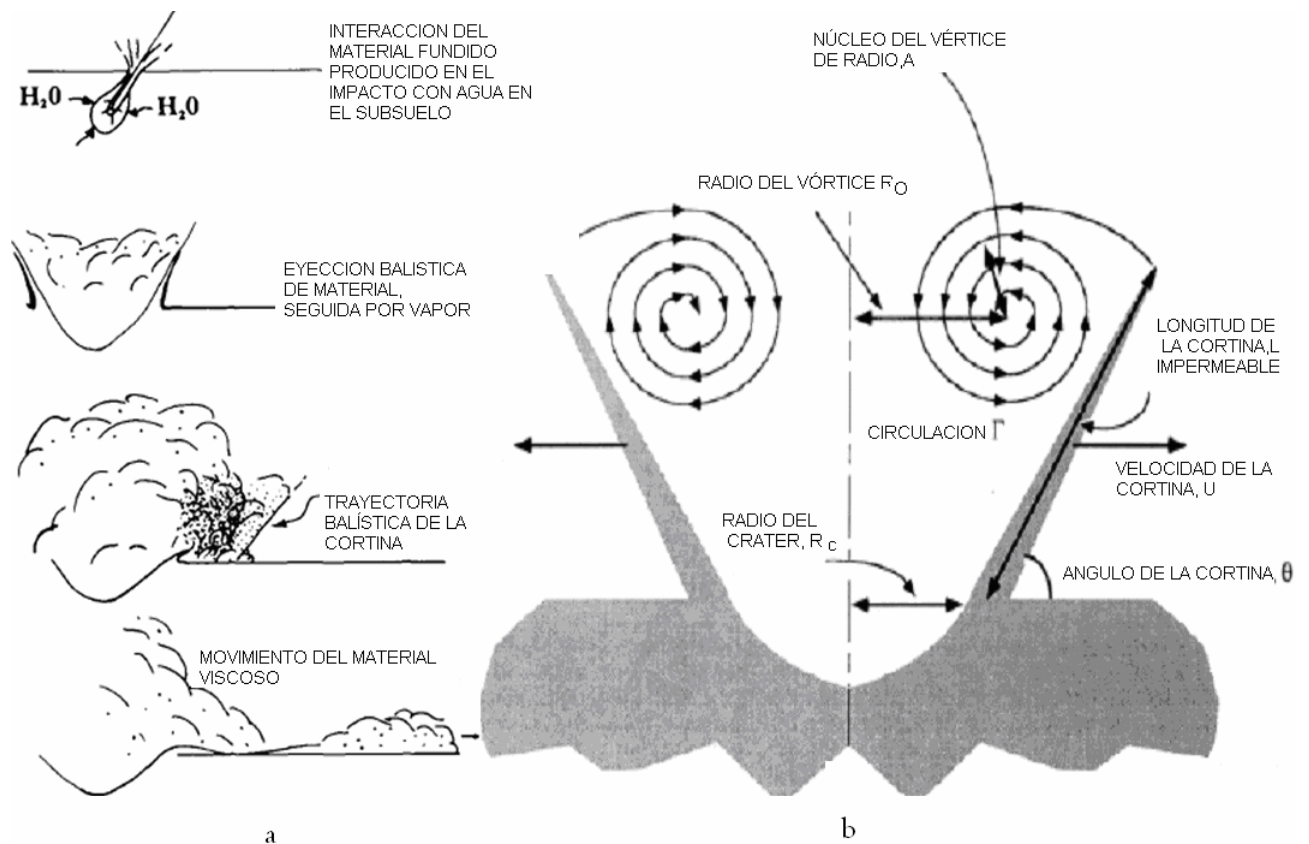


Figura 2. 4. a) Modelo de volátiles en el subsuelo, b) Modelo atmosférico.

## **2.3 FACTORES QUE CARACTERIZAN A LOS MODELOS QUE TRATAN DE EXPLICAR LAS MORFOLOGÍAS DE LA EYECTA EN CAPAS DE LOS CRÁTERES MARCIANOS.**

### **2.2.3.1 SOBRE LOS VOLÁTILES**

Las bases que sustentan el papel que desempeñan los volátiles en el subsuelo en la formación de las morfologías de la eyecta en capas son las siguientes:

a) El patrón de eyecta en capas se encuentra a menudo asociado con otras características geológicas que se forman en ambientes ricos en hielo y agua. Esas características incluyen terrenos poligonales, topografía de terrenos suaves, terrenos moteados y terrenos próximos a valles y redes de canales.

b) El diámetro de cráteres que muestran un patrón de eyecta en capas decrece a latitudes altas lo cual es consistente con la propuesta de que los volátiles en el subsuelo se encuentran a profundidades menores en los polos que en las regiones ecuatoriales.

c) Los cráteres con ECD están concentrados en regiones topográficamente bajas como Arcadia, Acidalia y Utopía, áreas donde la concentración de agua es alta en el subsuelo.

d) Los cráteres cuyas eyectas muestran una morfología de capas múltiples están asociados a menudo con redes de canales y valles, indicativo de agua líquida que ha sido liberada de las profundidades.

Este modelo propone que la existencia de este tipo de materiales juega un papel importante en la formación de la eyecta fluizada y sostiene que la morfología de ECS es el resultado de un impacto en un lugar donde hay hielo en el subsuelo, mientras que la morfología de ECD es el resultado de un impacto contra un blanco constituido por capas de materiales con diferentes concentraciones de hielo. La morfología de ECM es más compleja. Barlow y Bradley (1990) argumentan que las profundidades de excavación y las variaciones regionales se ven en la distribución de los cráteres con ECM. Por otra parte, los modelos de hidrocódigos (modelos numéricos) sugieren que los cráteres con ECM son el resultado de un impacto donde hay hielo en el subsuelo aunado a la interacción de la pluma de vapor con la atmósfera (Car et al., 1977).

Las morfologías de la eyecta en capas tienen una gran dependencia con el diámetro y con la localización geográfica. Las ECS y ECD son típicas para cráteres con



diámetros que van de 3 a 25 km de diámetro, mientras que la morfología ECM está asociada con cráteres que van de 25 a 50 km de diámetro dentro de la región ecuatorial de Marte, particularmente a lo largo de la dicotomía que se forma en la frontera entre las tierras altas y bajas del planeta. Estas morfologías parecen no estar relacionadas con la elevación o edad del terreno.

Gracias a los análisis que se han hecho de las imágenes de las sondas Vikingo, se ha sugerido que los cráteres más pequeños con ECS en la región ecuatorial, tienen un diámetro entre 3 y 5 km de diámetro y conforme se avanza hacia los polos, los diámetros son menores de 1 km. Los diámetros de los cráteres que muestran una morfología con ECD en los polos son incluso menores a 3 km, mientras que los cráteres en la región ecuatorial que presentan una morfología con ECM tienen diámetros de aproximadamente 20 km. Haciendo comparaciones entre diámetros de los cráteres que presentan las morfologías mencionadas tanto en el ecuador como en los polos, se puede concluir, bajo este modelo, que el agua en el subsuelo se encuentra a mayor profundidad en el ecuador que en los polos (Barlow et al., 2007).

La mera existencia de cráteres fluizados en Ganímedes y Europa es otro aspecto que apoya el modelo de los volátiles ya que sugiere que la atmósfera no es necesaria para la producción de una eyecta fluizada, aunque esto no excluye la posibilidad de que el impacto produzca una nube de gas transiente, la cual podría ser importante en la fluidización del eyecta (Barlow 2008). Otro fenómeno que apoya la teoría de los volátiles es la movilidad de la eyecta, (ME) definida como el cociente de la extensión radial máxima de la eyecta entre el radio del cráter. Se piensa que la extensión del manto continuo de eyecta de las morfologías en capas puede proporcionar información sobre las concentraciones de volátiles, así como de la viscosidad del flujo de eyecta emplazado. Según Barlow y Pollak (2002), quienes han estudiado la movilidad de la eyecta en 4 253 cráteres en el hemisferio Norte, han encontrado que hay una fuerte tendencia de crecimiento de la movilidad de la eyecta a altas latitudes en el Hemisferio Norte de Marte, es decir, conforme aumenta la cantidad de volátiles en el subsuelo aumenta la movilidad de la eyecta. Estos resultados son consistentes con la teoría de que los volátiles en el subsuelo de Marte son más abundantes a altas latitudes.

### **2.2.3.2 SOBRE EL ARRASTRE ATMOSFÉRICO**

Las bases que sustentan el papel que desempeña el modelo de arrastre atmosférico son:

- a) El emplazamiento de la eyecta cambia en función de la densidad de la atmósfera.
- b) Los depósitos de eyecta continuo terminan en una estructura conocida como de muralla.
- c) Las variaciones en el tamaño y la densidad de las partículas así como la composición del blanco pueden afectar el patrón de la eyecta.
- d) Las eyectas de capa doble y múltiple pueden ser explicadas por una diferencia de densidades en el flujo de material que compone dicha eyecta. Se piensa que la formación de las capas superiores en un cráter con eyecta tipos ECD o ECM se produce detrás del frente principal de la eyecta causando el arrastre de la misma y produciéndose así el flujo de las capas superiores las cuales pueden ser más delgadas y estar compuestas de partículas más finas que las capas inferiores. Las capas superiores son destruidas en menor tiempo por el intemperismo y agentes erosivos que imperen en el planeta que las capas inferiores. Una consecuencia de este fenómeno es la observación de un mayor número de cráteres con ECS. Las perturbaciones desarrolladas en el vórtice producen ondas que dan forma a los lóbulos sinusoidales observados en los bordes de los patrones de eyecta.

### **2.2.3.3 DISCUSIÓN SOBRE LAS DOS HIPÓTESIS DE FORMACIÓN DE LOS PATRONES DE EYECTA EN CAPAS.**

Hasta el momento ninguno de los dos modelos anteriores ha tenido mayor éxito que el otro ya que cada modelo sustenta, con bases sólidas, sus argumentos sobre las morfologías de la eyecta en capas.

El modelo atmosférico de la formación de la eyecta en capas está basado en gran cantidad de experimentos en el laboratorio así como en modelos numéricos. Éstos sustentan la propuesta de que la responsable de los patrones de eyecta en capas en Marte es la interacción de la cortina de eyecta con la atmósfera. Experimentos similares y modelos numéricos sustentan de igual forma el modelo de los volátiles en el subsuelo. La interacción atmosférica con la cortina de eyecta explica definitivamente las morfologías de

la eyecta en capas asociadas con los cráteres en Venus, sin embargo, la morfología de eyecta en capas también se observa en cráteres en Ganímedes cuya densidad atmosférica es muy tenue como para ser tomada en cuenta en la producción de eyecta en capas.

Lo anterior sugiere que las morfologías de la eyecta en capas pueden ser el resultado tanto de la existencia de volátiles en el subsuelo como de la interacción con la atmósfera. Esto no debe sorprender ya que el mecanismo del emplazamiento de la eyecta en capas para ambos modelos involucra la interacción de la cortina de la eyecta con un gas: la pluma de gas (en el caso del modelo de los volátiles en el subsuelo) o la atmósfera en el caso del modelo atmosférico.

La comparación de los patrones de la eyecta en capas de Venus y Ganímedes pueden proporcionar la clave para entender que modelo es el más adecuado para explicar la generación de las características observadas en los cráteres marcianos (Mouginis-Mark, 1979).

## CAPÍTULO 3

### ESCALA DE TIEMPO EN MARTE

La escala de tiempo en Marte se divide en tres Eras geológicas definidas en base a la densidad de cráteres de impacto. El principio detrás de esta clasificación es la suposición de que una superficie más antigua debiera poseer mayor cantidad de cráteres por kilómetro cuadrado que una más joven.

Estas Eras fueron nombradas en base al terreno donde fueron definidas (Fig. 3.1). El intervalo de duración de esas Eras depende del modelo de la tasa de craterización empleado para ajustarle una edad absoluta. Así que los intervalos de tiempo mostrados en la figura 3.1 son aproximados. De la más antigua a la más reciente de estas Eras, tenemos:

- Noachiense , así llamada por Noachis Terra, que es una superficie localizada en el hemisferio Sur del planeta entre 20° y 80° latitud Sur, y entre 30°W y 30°E. Comprende desde la formación de Marte hasta hace unos 3,800 – 3,500 millones de años. Las superficies Noachienses muestran gran cantidad de cráteres de impacto. Se piensa que el bulbo de Tharsis se formó en este período, con extensas inundaciones de agua líquida al final de esta Era. Ésta se caracteriza por la presencia de minerales como la camacita y la nontronita, que necesitan agua en abundancia y temperaturas cálidas para su formación. En esta Era pudo haber existido vida (Farmer y Des Marias, 1999).
- Hesperiente, así llamada por Hesperia Planum. Abarca un periodo de tiempo entre 3,500 y 1,800 millones de años. Esta Era se caracteriza por la formación de extensas planicies de lava, en ella hubo un cambio dramático en el que el ambiente cálido y alcalino dio paso a uno totalmente árido y ácido en el que se crearon minerales como la hematita gris. Este cambio pudo haber sido causado por enormes erupciones volcánicas que llenaron la atmósfera de azufre que después se precipitó sobre toda la superficie de Marte (Farmer y Des Marias, 1999).

Amazoniense, así llamada por Amazonis Planitia, que es una de las llanuras más planas de la superficie de Marte. Se encuentra localizada entre las provincias

volcánicas de Tharsis y Elysium al Oeste de Monte Olimpo. Amazonis Planitia se encuentra centrada en torno a las coordenadas 24.8° N y 196° E. Este período abarca desde hace 1800 millones de años hasta hoy en día (Farmer y Des Marias, 1999).

Las regiones amazonienses muestran escasos cráteres de impacto, pero los relativamente pocos que hay, muestran una amplia variedad en su morfología. El monte Olimpo se formó en este período junto con otras importantes coladas de lava en otros lugares de Marte. Durante esta Era, los minerales que se formaron lo hicieron sin la presencia de agua. Esos minerales, en su mayoría ricos en hierro, se pueden encontrar en toda la superficie del planeta y son un reflejo de las condiciones frías y áridas que persisten hasta hoy (Mangold et al., 2010).



Figura 3.1. La cronología de Marte se ha dividido en tres Eras. El nombre de cada una de ellas se debe al nombre del terreno donde ésta fue definida.

En la figura 3.2 se muestran algunas planicies que contienen terrenos de las tres Eras geológicas de Marte.

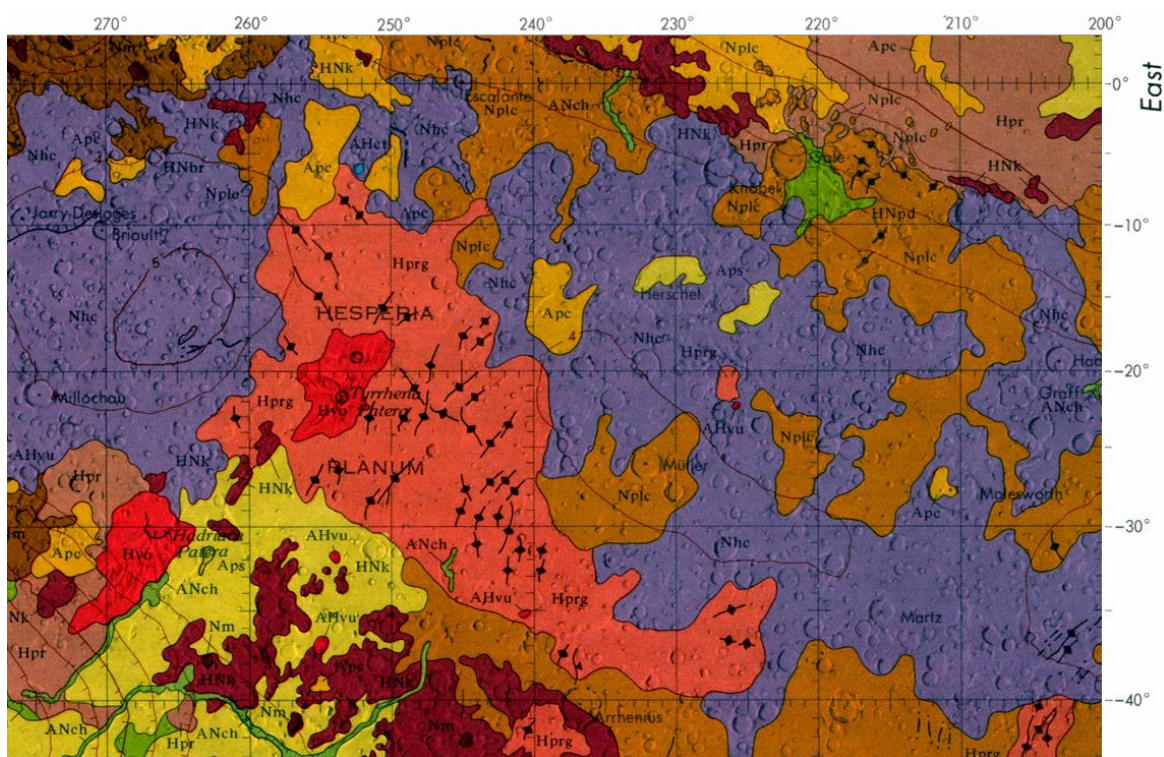


Figura 3.2. Algunas Planicies que conforman los sistemas Noachiense, Hesperienne y Amazoniense. (U.S. Geological Survey).

Cada una de las Eras anteriores se subdivide en base a la frecuencia de cráteres de impacto mayores de 2 km de diámetro, por ejemplo, el sistema amazoniense fue definido por Carr (2006) y se compone principalmente por unidades relativamente jóvenes de Marte, muchas de las cuales se localizan en las tierras bajas del Norte.

La región de las tierras bajas se encuentra centrada aproximadamente en el polo Norte y cubre una tercera parte del planeta. Los terrenos mejor conservados de las tierras bajas son Vastitas Borealis, la planicie Utopía y la planicie Isidis. Chryse y la planicie de Acidalia se encuentran localizadas al este del conjunto volcánico de Tharsis que se caracteriza por canales y montañas, planicies suaves probablemente relacionadas con los canales, la Planicie Amazónica y la Planicie Arcadia al oeste de Tharsis.

En la tabla 3.1 se muestra información más detallada sobre cada una de las unidades que conforman los tres sistemas marcianos. Es importante puntualizar aquí que en todo el planeta existe mayor cantidad de terrenos correspondientes a los sistemas Noachienses y Hesperienenses que a sistemas Amazonienses.

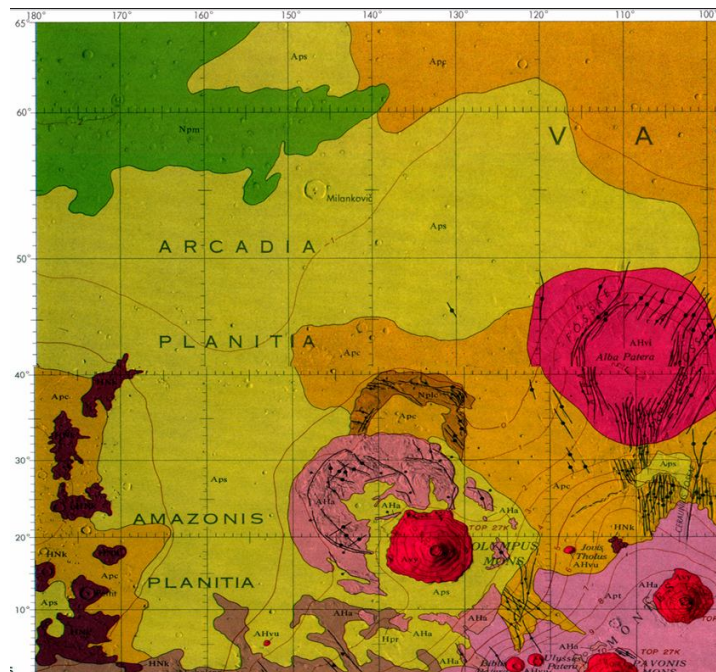


Figura 3.3. Planicies Aps, Apc y Apt, se encuentran dentro de las zonas amazonienses

Tabla 3.1 Sistemas Marcianos Amazonienses.

AHct	Esta unidad está compuesta por material fracturado y fundido, así como escarpado, debido probablemente al colapso del material fundido que se encuentra en el subsuelo marciano. Es un material caótico.
ANch	Esta unidad se encuentra sobre grandes depresiones, las cuales fueron borradas casi en su totalidad por eventos fluviales y eólicos.
Apc	Son planicies suaves con alta densidad en cráteres. Esta unidad muestra una estratigrafía de rocas basálticas del sistema Amazoniense.
Aha	Está constituida por flujos de lava alrededor del principal centro volcánico (monte Olimpo, Monte Elysium, Albor Tholos y monte Apollinaris).
Aps	Esta unidad se caracteriza por planicies suaves formadas por depósitos eólicos y volcánicos.
Ahvi	Unida conformada por escudos volcánicos, estratovolcanes y domos volcánicos, muestra flujos basálticos, material piroclástico y lavas relativamente viscosas.

#### HESPERIENSE

Hprg	Unidad constituida por rocas basálticas. Este tipo de terreno se encuentra principalmente en Luna Planum, Solis Planum, Syrtis Major Planum y las planicies Hesperieneses.
HNK	Estos terrenos están asociados con material caótico, es decir material formado probablemente por el colapso del material del subsuelo por fusión de hielo que en algún momento existió ahí.
Hpst	Unidades formadas por flujo volcánico. Estas planicies muestran áreas rayadas formadas principalmente en la planicie Elysium.
Hpr	Terreno con escarpes entre las provincias de las tierras altas crateradas y las planicies bajas, muestra alta densidad en cráteres.  Son terrenos caracterizados por flujos volcánicos.

#### NOACHIENSE

Nplc	Estas planicies se encuentran cortadas por canales y terrenos caóticos, están constituidas principalmente por flujos de lava y brechas de eyecta de impacto.
Nhc	Planicies constituidas por una estratigrafía compuesta de rocas antiguas. Estas unidades se encuentran principalmente en las tierras altas del Sur.
Npm	Estas planicies se encuentran entre 50°N y 70°N casi completamente alrededor de todo el planeta. Se encuentran constituidas por planicies de lava.

## CAPÍTULO 4

### DATOS

#### 4.1 FUENTES DE DATOS

##### 4.1.1 VIKINGO

El programa Vikingo de la NASA consistió en dos misiones no tripuladas al planeta Marte conocidas como Vikingo I y Vikingo II. Cada misión poseía un orbitador (VO o Viking Orbiter) diseñado para fotografiar la superficie marciana y actuar como comunicador entre la Tierra y la sonda Vikingo de aterrizaje o VL (Viking Lander), que se separaría del orbitador y se posaría sobre la superficie del planeta. La misión fue muy exitosa y aportó la mayoría de la información sobre Marte disponible hasta finales de la década de 1990. La Vikingo I fue lanzada el 20 de agosto de 1975 y la Vikingo II el 9 de septiembre del mismo año. Los instrumentos que llevaban a bordo eran un sistema de imágenes en el visual (Visual Imaging System, VIS), un sistema de mapeo térmico en infrarrojo (Infra-Red Thermal Mapper, IRTM), y un detector de vapor de agua atmosférico (Mars Atmospheric Water Derector, MAWD). Estos instrumentos fueron montados en una plataforma orientable ubicada en la base del orbitador de manera que los paneles solares nunca perdieran la dirección de los rayos del Sol. El instrumental científico tenía una masa total aproximada de 72 kg. El VIS se componía de dos cámaras idénticas, cada una con un telescopio de tipo *Cassegrain* de 755 mm de distancia focal, un obturador, un tubo *Vidicon* y un disco portafiltros de seis sectores. El campo visual de cada cámara era de  $1.5^\circ \times 1.7^\circ$ , proporcionando imágenes de hasta  $1886 \text{ km}^2$  a una distancia de 1500 km en el periastro (punto en una órbita elíptica donde la distancia entre los cuerpos es mínima). El IRTM o Infra-Red Thermal Mapper (Escaneo Térmico Infrarrojo) era un radiómetro con 28 canales que funcionaba en el infrarrojo, constituido por cuatro telescopios con sistemas de filtrado y con siete detectores sensibles a un cierto campo espectral cada uno. El MAWD o Mars Atmospheric Water Detector (Detector de Agua en la atmósfera de Marte) era un espectrómetro infrarrojo con cinco intervalos de longitudes de onda situados en la región de la banda de absorción del vapor de agua; este instrumento debería medir igualmente la proporción de la radiación solar incidente en la atmósfera marciana, con lo que se determinaría la cantidad de vapor de agua atravesada por la radiación.

[http://www.nasa.gov/mission\\_pages/viking/index.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/viking/index.html).



Con las imágenes obtenidas por la misión Vikingo se construyeron mosaicos del planeta MDIM's (Mars Mosaicked Digital Image Model). Las MDIM's de las imágenes están presentadas en una proyección sinusoidal de áreas iguales. En esta proyección, los paralelos de latitud son líneas rectas paralelas equidistantes entre si mientras que las líneas de longitud están representadas por líneas curvas que convergen en los polos, por tanto, la distancia entre ellas decrece como el coseno de la latitud. Esta proyección sinusoidal de áreas iguales se caracteriza por una longitud de proyección, la cual es el meridiano central de la proyección y una escala, la cual está dada en unidades de píxel/grado. El centro de todas las latitudes de las MDIM es el ecuador (U.S Geological Survey, 2001).

#### **4.1.2 MARS GLOBAL SURVEYOR (MGS).**

La misión Mars Global Surveyor tuvo como objetivo principal la obtención de mapas de la superficie de Marte, para ello transportó a bordo instrumentos científicos diseñados para el estudio de la totalidad de la superficie marciana, su atmósfera y su interior. Esta misión fue la primera en 20 años después de la misión Vikingo en llegar con éxito al planeta rojo. Los instrumentos transportados eran los siguientes.

Mars Orbital Camera (MOC): Fue la encargada de tomar las imágenes de alta resolución de Marte así como otras de menor resolución para tener una visión general de la atmósfera y el clima en todo el planeta.

Thermal Emission Spectrometer (TES): Es un interferómetro que midió la cantidad de luz infrarroja emitida por la superficie de Marte.

Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA): Su misión fue construir un mapa topográfico de Marte con un rayo láser lanzado a la superficie.

Radio Science Investigations (RS): Midió las variaciones de la señal enviada desde la Tierra para medir las desviaciones gravitacionales.

Magnetic Fields Investigation (MAG/ER): Magnetómetro dedicado al estudio del campo magnético de Marte y su intensidad. Esta Sonda dejó de funcionar desde el 5 de noviembre del 2006, fecha en que se recibió la última señal, tras comunicar a los

controladores en la Tierra que tenía problemas con uno de los paneles solares (Parks, 2005).

#### **4.1.3 MARS ODYSSEY.**

El orbitador Mars Odyssey 2001 es parte de un programa de exploración de la Nasa a Marte el cual fue lanzado el 07 de abril de 2001. Esta misión lleva tres instrumentos principales:

THEMIS (Thermal Emission Imaging System) cuyo objetivo es hacer un análisis para determinar la distribución de minerales, en particular aquellos que solamente pudieron formarse en presencia de agua.

GRS (Gamma Ray Spectrometer). Este espectrómetro es utilizado para determinar la presencia de 20 elementos químicos en la superficie de Marte incluyendo hidrógeno en el subsuelo marciano. La detección de este último elemento sirve para determinar la cantidad y distribución de agua en el planeta.

MARE (Mars Radiation Environment Experiment), el cual es utilizado para estudiar la radiación del planeta.

El orbitador Odyssey también mantiene comunicación con los Mars Exploration Rovers: *Spirit* y *Opportunity*, transmitiendo aproximadamente el 95% de los datos obtenidos por los rovers a la Tierra. También mantiene comunicación con el Mars Phoenix Lander.

Gracias a las imágenes de cráteres de impacto proporcionadas por la misión Vikingo, ha sido posible analizar sus características principales. Actualmente se tienen nuevos datos a partir de las imágenes proporcionadas por los orbitadores MGS (Mars Global Surveyor) y Mars Odyssey las cuales se están revisando para tener un mayor conocimiento sobre las características morfológicas y morfométricas de los cráteres de impacto marcianos. En particular las imágenes proporcionadas por MOC (Mars Orbiter Camera) y Themis (Thermal Emission Imaging System), han permitido observar la superficie marciana por debajo del límite de resolución de la sonda Vikingo, la cual tuvo una resolución máxima de 1/ 64 grados por pixel (aproximadamente 925 metros/pixel) (Parks, 2005).

## 4.2 CATÁLOGO DE CRÁTERES DE IMPACTO EN MARTE

A partir de las imágenes de la misión Vikingo, Barlow elaboró un catálogo de cráteres de impacto de todo el planeta con diámetros mayores o iguales a 5 km. (Barlow, 2006). El presente trabajo está basado en ese catálogo (el cual nos proporcionó Barlow directamente), a partir del cual se compiló un subcatálogo con los cráteres que cumplieran las siguientes condiciones: pertenecer al hemisferio norte de Marte (porque los terrenos en ese hemisferio son más jóvenes) y ser elípticos.

### 4.2.1 CATÁLOGO DE BARLOW.

Como ya se mencionó, entre 1980 y 1990, Barlow compiló un catálogo de cráteres de impacto. Este catálogo contiene información de 42,283 cráteres de impacto con un diámetro mayor o igual a 5 km de diámetro en varios estados de conservación, es decir, desde los mejor conservados hasta los casi completamente destruidos, conocidos como cráteres fantasmas. No se tomaron en cuenta los cráteres con diámetro menor debido a que en todos los cuerpos planetarios, conforme el diámetro es menor, aumenta el número de cráteres de impacto, además de que, estudiar a los cráteres más pequeños es muy difícil debido a la resolución de los instrumentos a bordo de los orbitadores.

De los 42,283 cráteres de impacto registrados por Barlow en el catálogo, 14,750 se encuentran en la parte norte del planeta, es decir el 34.8% de la población mientras que 27,533 se encuentran en la parte Sur (65.2%).

De los 14,750 cráteres de impacto que se encuentran en el Hemisferio Norte, 3,815 (25.8%) presentan una sola capa (capa simple) en la morfología de la eyecta, 232 (1.5%) presentan capa doble, 205 (1.4%) presentan varias capas y 262 (1.8%) muestran una eyecta distinta a los anteriores. 66 (0.4%) muestran una alineación radial, 14 (0.09%) presentan una capa tipo panqué en la morfología de la eyecta, 10,084 (68.5%) no han sido clasificados y 72 (0.5%) presentan diversas morfologías en la eyecta.

En cuanto a los cráteres de impacto en el hemisferio Sur, 4,675 (17%) de los 27,533 presentan una eyecta de capa simple, 63 (0.22 %) presentan capa doble, 255 (0.92%) presentan varias capas, 132 ( 0.47% ) presentan alineación radial, 35 (0.12%) son conocidos como tipo panqué, 77 (0.27%) tienen diversas morfologías ,594 (2.15%) muestran un emplazamiento distinto a los anteriores y 21,702 (78.8%) no han sido clasificados. Todo esto es en base a los datos proporcionados por Barlow y su equipo de

trabajo.

La base de datos de cráteres de impacto construida por Barlow a partir de los datos de la misión Vikingo (llamado catálogo 1), se ha convertido en la fuente principal de información no solo para el estudio de los cráteres marcianos si no para algunas relaciones derivadas de la cronología de los cráteres (Barlow, 2006).

Actualmente, Barlow está ampliando, completando y modificando la información con imágenes proporcionadas por la astronave Mars Global Surveyor (MGS) mediante la cámara MOC (Mars Orbiter Camera) y con los datos del Altimetro Laser del orbitador de Marte, (MOLA por sus siglas en inglés) y los datos de THEMIS, este último abordo de la sonda Odyssey. (Barlow, 2006). Gracias a esta revisión, ellos han encontrado nuevos datos y corregido otros, etc.

Entre los cambios que se han incorporado al catálogo revisado (llamado ahora catálogo 2) están: la latitud y la longitud del centro de cada cráter determinado mediante datos de MOLA. Los diámetros de los cráteres se han medido nuevamente y algunos han sido actualizados, se ha medido tanto el eje mayor como el eje menor de los cráteres elípticos y sus ángulos azimutales han sido actualizados. A los cráteres que no son muy elongados pero que presentan un emplazamiento de eyecta con patrón de mariposa, indicativo de impacto a ángulo pequeño con respecto a la horizontal, también se les ha medido nuevamente los parámetros anteriores (Barlow, 2006).

Las unidades de terreno usadas en el catálogo 1 (es decir las “planicies”, “ridged planicies”, “cratered plateu”, etc) son reemplazadas por las unidades estratigráficas más comúnmente utilizadas (Horner y Greeley, 1987). El estado de conservación de los cráteres ha sido reemplazado por un número entero que va de 0.0, para los cráteres casi borrados en su totalidad (cráter fantasma) hasta 7.0 para los cráteres amurallados. Este valor es asignado en base a la altura relativa del borde con respecto a la profundidad, comparado con la altura del borde de un cráter reciente de tamaño similar.

Tabla 4.1 Comparación de datos de los catálogos 1 y 2

<b>CATÁLOGO 1</b>	<b>CATÁLOGO 2</b>
SUBCUADRÁNGULO	SUBCUADRÁNGULO
NÚMERO DE IDENTIFICACIÓN	NÚMERO DE IDENTIFICACIÓN
LATITUD	LATITUD (MDIM 2.1)
LONGITUD	LONGITUD (MDIM 2.1)
DIÁMETRO	DIÁMETRO (EJE MAYOR SI ES ELÍPTICO)
DIÁMETRO DEL EJE MENOR (SI ES ELÍPTICO)	DIÁMETRO DEL EJE MENOR SI ES ELÍPTICO
ESTRATIGRAFÍA	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA
ÁNGULO AZIMUTAL ( SI ES ELÍPTICO)	ÁNGULO AZIMUTAL (SI ES ELÍPTICO)
MORFOLOGÍA INTERIOR	MORFOLOGÍA INTERIOR
MORFOLOGÍA DE LA EYECTA	MORFOLOGÍA DE LA EYECTA
DIÁMETRO DEL HOYO CENTRAL	DIÁMETRO DEL HOYO CENTRAL
TERRENO	TERRENO
	ALTURA DEL BORDE
	ALTURA DEL PICO CENTRAL
	DIÁMETRO DE LA BASE DEL PICO CENTRAL
	ESTADO DE CONSERVACIÓN (ESCALA 1 – 7)
	EXTENSIÓN DE LA EYECTA
	PERÍMETRO DE LA EYECTA
	ÁREA DE LA EYECTA
	ALTURA DE LA MURALLA
	LOBULARIDAD
	MOBILIDAD DE LA EYECTA
	PROFUNDIDAD DEL CRÁTER
	INERCIA TÉRMICA

La eyecta y la morfología interior de los cráteres fueron reevaluadas usando la nueva información y actualizadas en los casos necesarios. Las morfologías de la eyecta fueron clasificadas utilizando la nomenclatura recomendada por el Consorcio de cráteres de Marte (Barlow et al., 2005).

Los nuevos datos incluidos en el catálogo 2 son la profundidad del cráter y la altura del borde, la extensión de la eyecta y las características geométricas (área y perímetro del cráter), la movilidad de la eyecta y de los lóbulos, la inercia térmica y la mineralogía general de los alrededores. La tabla 4.1 muestra la diferencia en la información contenida en el catálogo 1 y en el catálogo 2.

El catálogo 2 tiene un avance aproximado del 70% para el Hemisferio Norte de Marte. En él, de los 6,795 cráteres entre 0° y 65°N, 3,560 se encuentran en un estado de degradación a tal punto que su manto de eyecta se encuentra casi indistinguible. Los 3,235 cráteres restantes tienen asociada algún tipo de morfología de eyecta, sin embargo este catálogo aun no se encuentra disponible (Barlow, 2006).

#### **4.2.2 SUBCATÁLOGO DE CRÁTERES ELÍPTICOS**

Uno de los objetivos de este trabajo es evaluar el ángulo de impacto de los cráteres elípticos en base a la morfología de la eyecta de cráteres que se encuentran en los diferentes terrenos del hemisferio Norte de Marte. El interés por estudiar los cráteres de impacto en estos terrenos se debe a que la superficie de la parte norte de Marte (Tierras Bajas), es más joven que la superficie de la parte sur y por tanto se esperaría que las eyectas de los cráteres de impacto en el norte estuvieran mejor preservadas. También se quiere encontrar una relación entre el tipo de eyecta de los cráteres de impacto elípticos con el terreno sobre el cual se formó.

Para llevar a cabo este estudio se utilizaron los datos de todos los cráteres de impacto elípticos mayores a 5 km de los terrenos Amazonienses, Noachienses y Hesperenses del hemisferio norte marciano. Los cráteres de impacto analizados en este estudio son un subconjunto del primer catálogo de cráteres de impacto elaborado por Nadine Barlow y colaboradores en 1987 (catálogo 1). El subcatálogo que conformamos

para este estudio consta de 76 cráteres elípticos y puede ser consultado en el apéndice C.

El primer paso del trabajo consistió en identificar los cráteres elípticos, para ello fue necesario solicitar las imágenes de la Vikingo a la U.S. GEOLOGICAL SURVEY, debido a que gran cantidad de ellos no se pudieron identificar en los mapas geológicos disponibles en las páginas web de la NASA.

Para poder localizar los cráteres de nuestro interés se utilizó el programa NASA VIEW, el cual utiliza un sistema de coordenadas denominados *sample* y *line*. En comparación con un sistema areográfico, tendríamos que (sample, line) = (latitud, longitud). Los detalles de la transformación de los sistemas de coordenadas pueden verse en el apéndice D.

Del catálogo de Barlow se tiene que 214 cráteres de impacto en todo el planeta son elípticos, de éstos, sólo 88 se encuentran en el Hemisferio Norte y 125 en el Hemisferio Sur. Según los datos de Barlow, de los 88 cráteres elípticos en el Norte, ocho presentan solo una capa de eyecta, 2 muestran un emplazamiento distinto a los anteriores y 78 no han sido clasificados.

De manera análoga, en el Hemisferio Sur, 8 de los 125 cráteres de impacto presentan una capa simple en la morfología de la eyecta y 117 no han sido clasificados.

De acuerdo con el análisis que nosotros hicimos por medio de las imágenes de Vikingo, encontramos que 35 de los 88 cráteres de impacto elípticos presentan capa simple, 10 presentan capa doble, 7 capa múltiple y 37 no muestran capa alguna.

De las coordenadas proporcionadas por Barlow y del mapa geológico de Marte ([http://www.lpi.usra.edu/resources/mars\\_maps/1083/index.html](http://www.lpi.usra.edu/resources/mars_maps/1083/index.html)), se encontró que el 37 % de los 88 cráteres elípticos se encuentran en terrenos amazonienses, principalmente en las unidades AHct, ANch, Apc, Aha, Aps y Ahvi. En los terrenos Hesperieneses se encuentra el 17.8%, ubicados preponderantemente en los terrenos Hprg, HNK, Hpst y Hpr mientras que en los terrenos Noachienses, se encuentra el 45.2%, localizados en los terrenos Nplc, Nhc, Npm y Npls principalmente.

## CAPÍTULO 5

### ANÁLISIS DE DATOS Y RESULTADOS

El conjunto de cráteres de impacto elípticos a los que se les estudió la morfología de la eyecta, el ángulo de impacto, el tipo de terreno en el que se encuentran, el ángulo azimutal (dirección de entrada de un asteroide o cometa a un cuerpo planetario con respecto al Norte geográfico) y las posibles relaciones entre el ángulo de impacto y el patrón de la eyecta, está formado por 76 cráteres elípticos que se localizan en el Hemisferio Norte de Marte (Apéndice E). De acuerdo con el catálogo de Barlow, son 88 los cráteres de impacto elípticos en el Norte pero 12 de estos tienen un alto grado de erosión y no se les puede hacer algún tipo de estudio a partir de sus imágenes por lo que no se consideraron en este estudio.

#### 5.1 Ángulo azimutal

Lo primero que se investigó fue si los cuerpos pequeños que produjeron los cráteres elípticos en el hemisferio norte marciano lo hicieron de manera aleatoria o si existió una dirección preferencial de entrada de los mismos. Para esto era necesario determinar el ángulo azimutal de entrada del impactor por lo que se tomó en cuenta la geometría del cráter de impacto así como la morfología de la eyecta.

Una vez identificados los 76 cráteres de impacto que constituyen nuestro catálogo de cráteres elípticos, se utilizaron las imágenes de estos cráteres, obtenidas por la misión Vikingo, y se procedió a ajustar de manera manual una elipse a cada cráter mediante una de las herramientas del Power Point. Sobre la elipse sobrepuesta en el cráter elíptico, se identificó el semieje mayor. Como ya se mencionó, para este análisis se emplearon las imágenes de Vikingo excepto cuando la resolución de éstas era muy baja, en cuyo caso, aquí se utilizaron las imágenes de THEMIS. Es importante mencionar que las imágenes de THEMIS no fueron utilizadas en todo momento porque aún no se tenían las imágenes de todo el planeta, además estas imágenes se encuentran en forma de bandas por lo que para poder tener la imagen de un cráter es necesario unir varias de ellas, y aún en esos casos no siempre se cuenta con todas las bandas necesarias para completar un cráter.



Cuando se ajusta una elipse a un cráter de impacto se establecen dos posibles direcciones de entrada las cuales están definidas por el eje mayor de la elipse. Para determinar cuál de las dos es la dirección de entrada se recurre a la morfología de la eyecta. Si se identifican zonas prohibidas y asimétricas en la eyecta, es posible llegar a distinguir las direcciones río arriba y río abajo de la trayectoria del objeto impactor. Por definición, el ángulo azimutal es el ángulo que hay entre el norte Geográfico y la dirección de la trayectoria del proyectil medido en el sentido de las manecillas del reloj. Cuando se tenían suficientes datos para determinar con certeza el ángulo azimutal de la trayectoria de entrada, simplemente se registraba el ángulo medido. Por otro lado, cuando la imagen no permitía determinar la dirección de entrada, se tomó como el ángulo azimutal el ángulo más pequeño que había entre el Norte geográfico de la imagen y el eje mayor de la elipse. Aunque originalmente los ángulos se midieron siguiendo esta convención (ver apéndice C), como esta forma de medirlos representa un sesgo observacional, para hacer el análisis estadístico lo que se hizo fue agrupar los datos en intervalos de  $30^\circ$  y se obtuvo la frecuencia para cada intervalo. El número de cráteres obtenidos para los primeros 6 intervalos (ángulos  $< 180^\circ$ ) se dividió en dos y ese fue el número final de cráteres asignado a su respectivo intervalo. Para los intervalos mayores de  $180^\circ$ , la frecuencia final asociada a cada intervalo fue la frecuencia que ya se había calculado más la frecuencia asociada al intervalo cuya marca de clase era igual a su marca de clase menos  $180^\circ$ .

Un ejemplo de la forma de medir el ángulo azimutal descrito en el párrafo anterior se muestra en la figura 5.1. En ella se observa la elipse ajustada y su semieje mayor. Con solo esta información no se puede decir si el objeto llegó desde el suroeste o desde el noreste, pero observando la eyecta, ésta indica que la dirección río arriba corresponde en este caso al suroeste, es decir, el objeto llegó desde esa dirección, por lo tanto el objeto se movió de suroeste a noreste, determinando un vector cuyo ángulo azimutal es de  $54^\circ$  aproximadamente. Los ángulos azimutales obtenidos para los 76 cráteres elípticos de nuestra muestra se enlistan en el apéndice C. Las imágenes de los cráteres elípticos se muestran en el apéndice G.

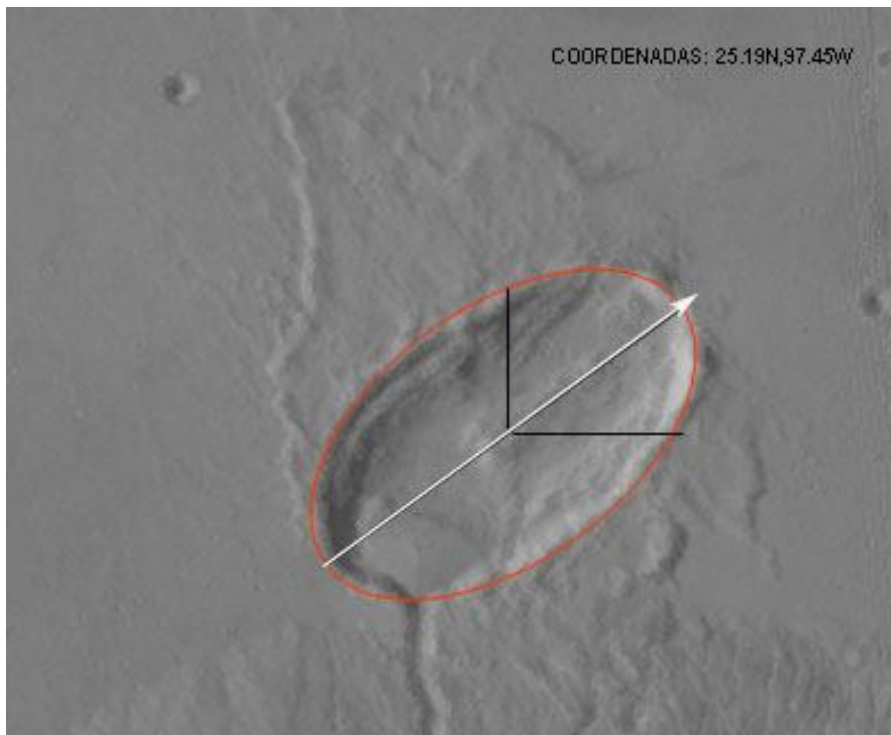


Figura 5.1. El ángulo azimutal es el ángulo formado entre el eje mayor del cráter y el norte geográfico de la imagen.

Una vez determinado el ángulo azimutal para los 76 cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte, se obtuvo la gráfica de la figura 5.2. De acuerdo con la gráfica obtenida, podemos observar que casi todas las frecuencias están dentro de una  $\sigma$  de la media, y que definitivamente todas las frecuencias están a una distancia menor de  $2\sigma$ . Esto implica que estadísticamente hablando no existe un ángulo o ángulos de entrada preferenciales, o en otras palabras, que la distribución de ángulos azimutales aleatoria.

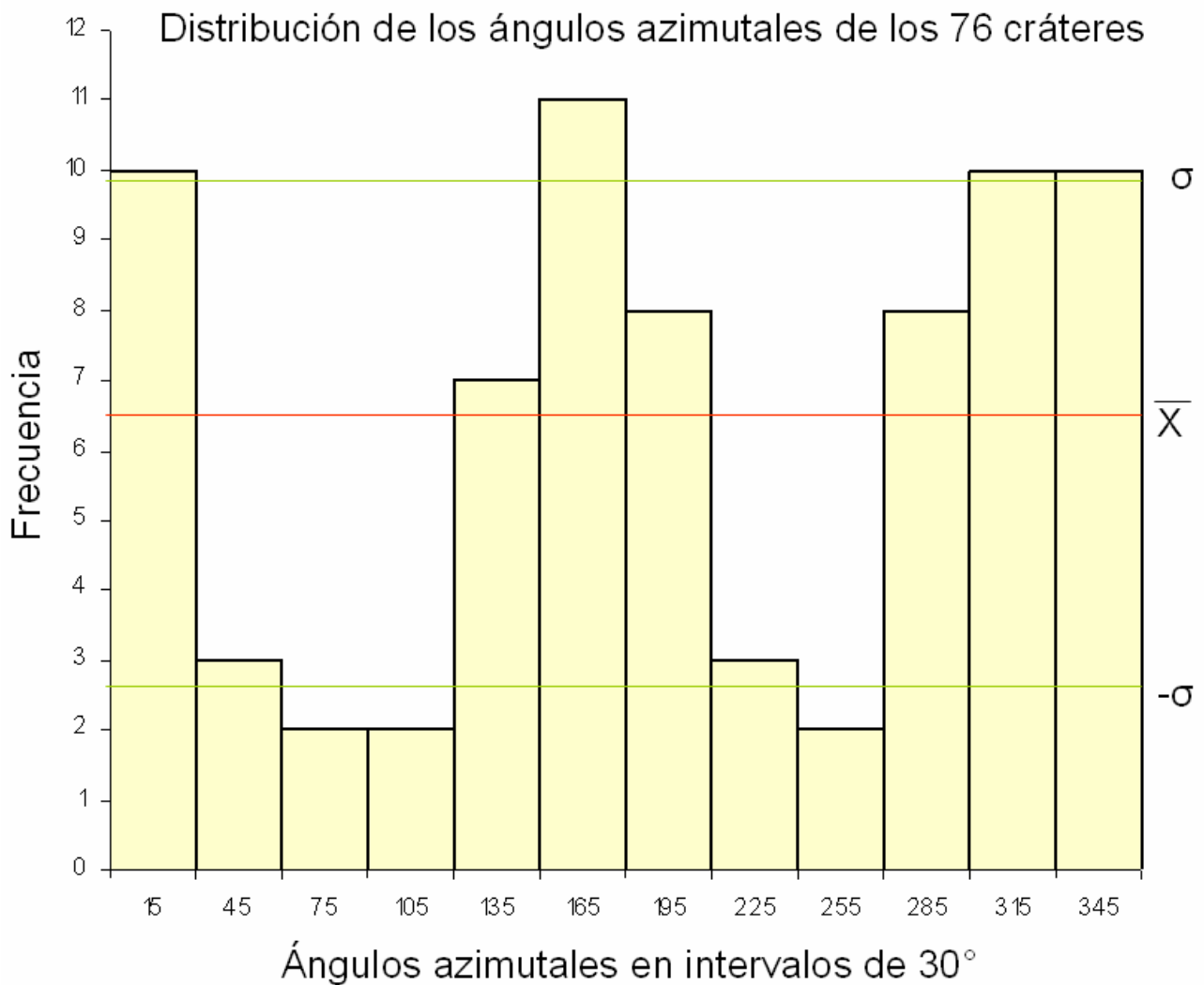


Figura 5.2. Diagrama de barras de la frecuencia de los ángulos azimutales de entrada de los objetos que formaron los cráteres elípticos en el hemisferio norte de Marte. La línea roja representa la media de las frecuencias de los ángulos azimutales de entrada, las líneas verdes representan la desviación estándar.

## 5.2 EL ÁNGULO AZIMUTAL Y EL PATRÓN DE MARIPOSA

En la tabla 5.1 se muestran los datos de los 11 cráteres de impacto elípticos de nuestra muestra que presentan una morfología de la eyecta conocida como patrón de mariposa. El nombre de mariposa se debe a la semejanza con las alas de una mariposa en pleno vuelo (Fig. 5.3). Estos patrones de eyecta se originan cuando el ángulo de impacto es muy bajo con respecto a la horizontal, ángulos entre 5 y 10 grados.

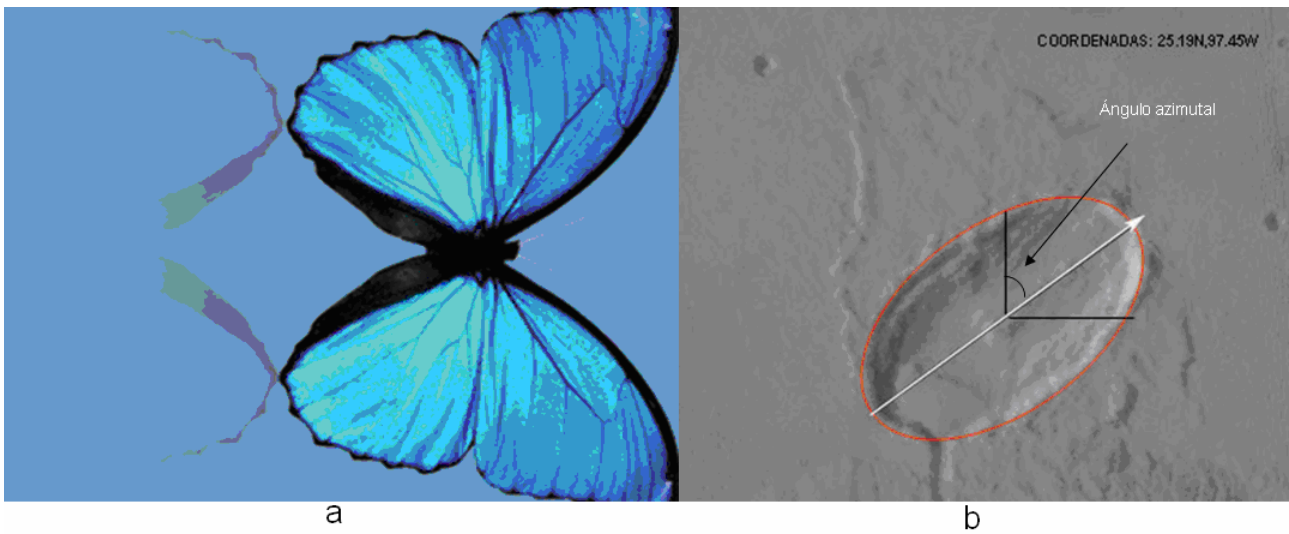


Figura 5.3. Se le denomina eyecta tipo mariposa debido a su semejanza con las alas de este insecto.

**Tabla 5.1.** Cráteres con patrón de mariposa. Las imágenes de estos cráteres se encuentran en el apéndice H, se distinguen de las demás imágenes porque están marcadas con un asterisco ( \* ).

	LAT N	LON W	ángulo AZIMUTAL
1	33.84	140.1	97
2	29.2	256.28	108
3	18.18	28.97	300
4	7.89	262.23	314
5	13.83	70.85	170
6	26.06	15.19	172
7	15.55	283.43	0
8	13.83	192.98	0
9	11.08	241.81	218
10	25.19	97.45	54
11	40.78	137.74	270

Como se puede observar en la figura 5.3 (b), el cráter muestra dos zonas conocidas como zonas prohibidas: una río arriba, que es la dirección por donde vino el impactor, y otra río abajo que es la dirección de movimiento del impactor. El análisis de

estas zonas prohibidas nos puede ayudar a determinar la dirección de entrada del bólido al planeta con mayor grado de confianza, por lo que decidimos separarlas de la muestra y analizar la información que se obtiene de ellas.

En la figura 5.4 mostramos el histograma que representa la distribución de los ángulos azimutales de entrada de los cuerpos que formaron los 11 cráteres elípticos con eyecta de patrón de mariposa. Esta muestra, al igual que la anterior, no presenta ángulos preferenciales de entrada al planeta.

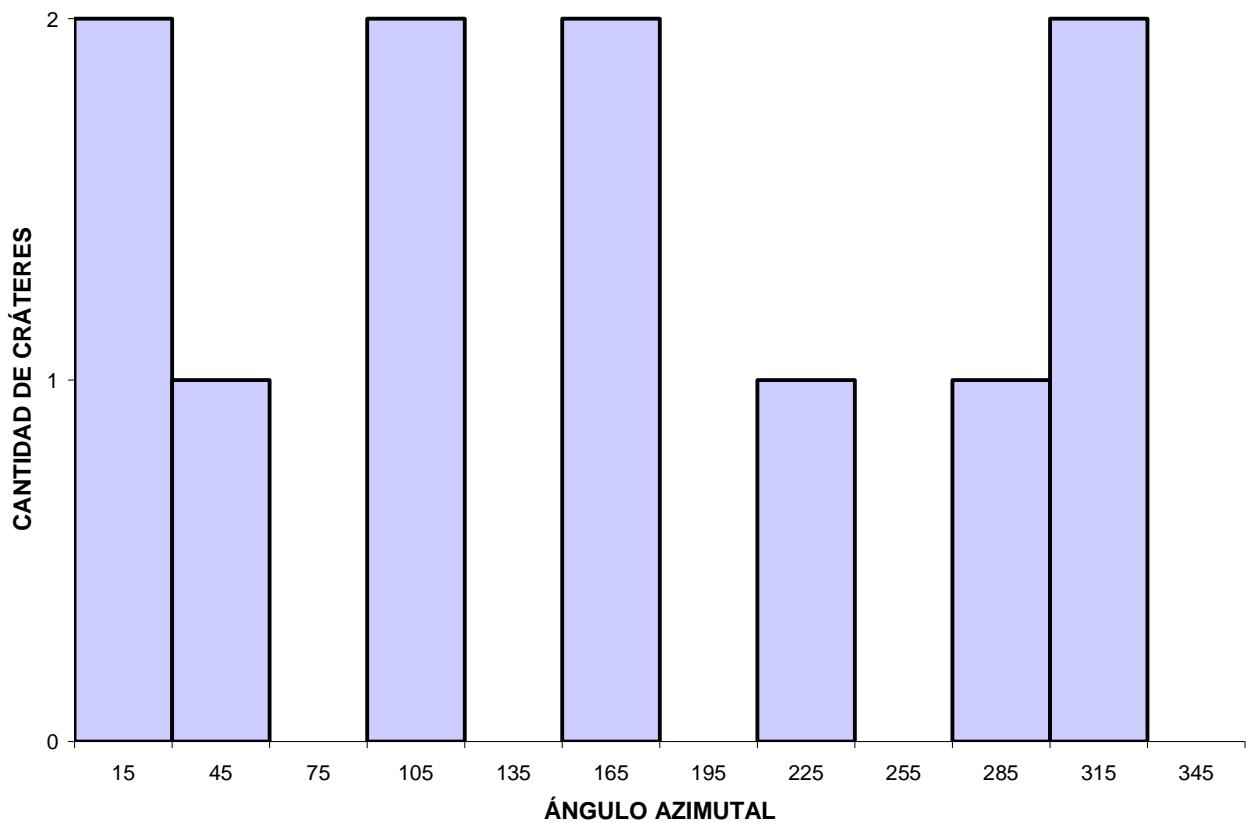


Figura. 5.4. Representación de la frecuencia de ángulos de entrada para los 11 cráteres con eyecta de patrón de mariposa.

### 5.3 DETERMINACIÓN DEL ÁNGULO DE IMPACTO PARA LA MUESTRA DE LOS 76 CRÁTERES ELÍPTICOS EN EL HEMISFERIO NORTE DE MARTE.

De acuerdo con Pierazzo y Melosh (2000a), los impactos verticales ( $90^\circ$ ) y horizontales ( $0^\circ$ ) son muy poco probables, es decir todos los cráteres de impacto formados en los planetas son el resultado de impactos no verticales y no rasantes. Mediante experimentos de impactos realizados en el laboratorio, así como observaciones

hechas de cráteres en imágenes proporcionadas por diferentes orbitadores tales como la Vikingo 1 y la Mars Global Surveyor (MGS), se encontró que, para ángulos de impacto menores de 45 grados, medidos respecto a un plano horizontal local, el manto de eyecta comienza a ser asimétrico notándose cierta disminución del eyecta en la dirección río arriba, mientras que para ángulos menores de 30 grados, además de esta disminución de eyecta río arriba, el eyecta en la parte río abajo también comienza a desvanecerse. Para ángulos menores de 30 grados, la morfología del cráter deja de ser circular y se vuelve elongada en la dirección de entrada del impactor. Para ángulos menores o iguales a 15 grados con respecto a la horizontal, la zona prohibida río arriba, se hace más marcada. Para ángulos menores de 10 grados es observable el patrón de eyecta con la morfología conocida como patrón de mariposa, con zonas prohibidas tanto río arriba como río abajo como lo muestra la figura 5.3.

La figura 5.5 muestra un esquema de cómo va cambiando tanto la morfología del cráter como la de la eyecta conforme el ángulo de impacto va decreciendo. En la figura 5.5 (a), se tiene un cráter en el cual el impacto fue a un ángulo mayor de  $45^\circ$  con respecto a la horizontal. El cráter es circular y tanto el borde como el manto de eyecta son prácticamente simétricos. Conforme el ángulo de impacto va decreciendo con respecto a la horizontal, la eyecta comienza a mostrar una asimetría en la dirección río abajo (Fig. 5.5 b). Si el ángulo de impacto es aún menor, se desarrolla una zona prohibida en la dirección río arriba y la pared del cráter en la dirección río abajo es más empinada (Fig. 5.5 c). Para ángulos de impacto menores a  $\sim 10^\circ$ , el borde tanto río arriba como río abajo muestra paredes empinadas, el cráter es elíptico y la eyecta se concentra en la dirección perpendicular a la dirección de impacto (Fig. 5.5 d).

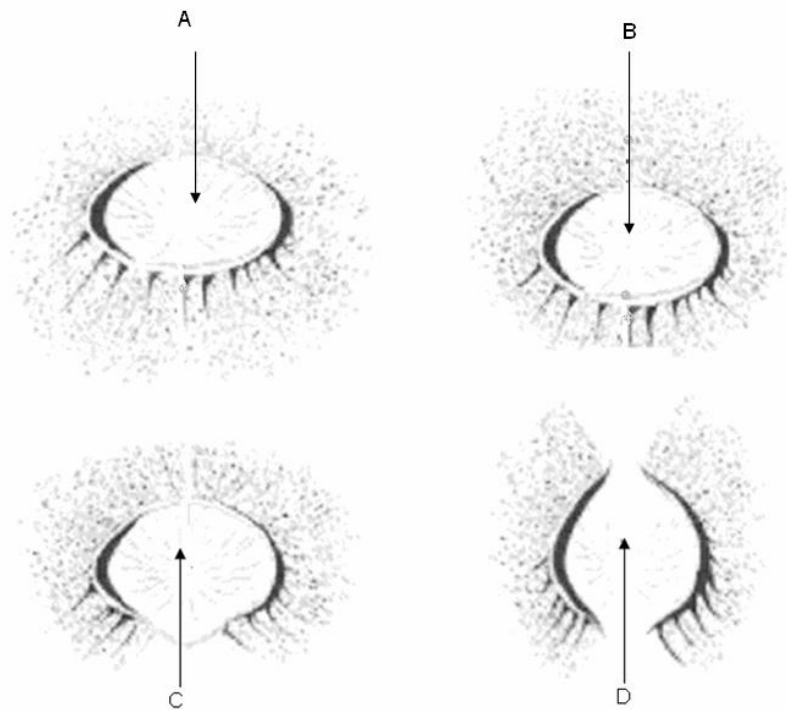


Figura 5.5. El cráter, el borde y la eyecta sufren alteraciones conforme el ángulo de impacto es menor. Conforme el ángulo de impacto disminuye con respecto al plano horizontal local, se forman zonas prohibidas en la eyecta del cráter. Estas zonas prohibidas, son un indicador de la dirección de entrada del objeto al planeta.

Según Pierazzo y Melosh (2000b), Schultz encontró una relación entre las características morfológicas de un cráter y el ángulo de impacto en Venus. De acuerdo con este estudio, los impactos rasantes (menores de  $10^\circ$ ), forman un cráter con una eyecta con patrón de mariposa. Para ángulos mayores de  $10^\circ$ , pero menores de  $20^\circ$ , la morfología del cráter no proporciona gran información sobre el ángulo de impacto, por esta razón, Schultz recurrió a la morfología de la eyecta para determinar de manera aproximada el ángulo de impacto. Según este método:

- a) La zona prohibida comienza a formarse en la dirección río arriba de un cráter para ángulos menores de  $30^\circ$ .
- b) Para ángulos de  $30^\circ$  aproximadamente, la eyecta muestra asimetrías, pero no hay zonas prohibidas.
- c) Para ángulos entre  $45^\circ$  y  $50^\circ$  la eyecta muestra una ligera asimetría y, finalmente.
- d) para ángulos mayores a  $50^\circ$ , la eyecta muestra una simetría regular (Fig. 5.6).

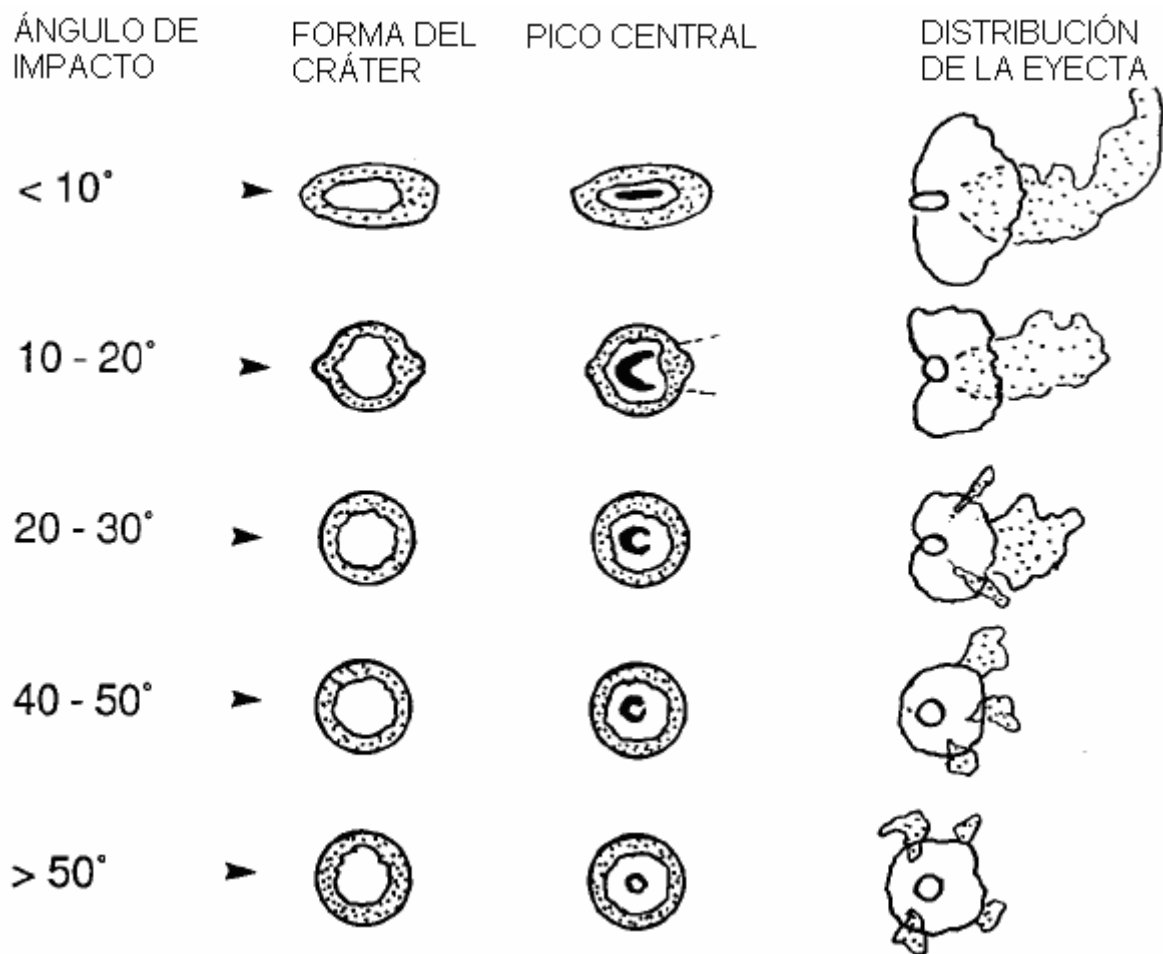


Figura 5.6. Asignación del ángulo de impacto mediante la morfología, la eyecta y el pico central de los cráteres de impacto en Venus

Así mismo sugiere que la localización del pico central o anillo de picos es otra característica indicativa del valor del ángulo de impacto para cráteres complejos.

En base a la propuesta de Schultz (Fig. 5.6) y en las características de los cráteres y/o de la eyecta de nuestra muestra, les asignamos un ángulo de impacto a los cráteres de nuestro catálogo bajo las siguientes consideraciones: a los cráteres que presentaban una eyecta con patrón de mariposa se les asignó un ángulo de impacto menor de 10°. A los cráteres cuya eyecta mostraba signos de una zona prohibida en la dirección río arriba, se les asignó un ángulo mayor de 10° y menor de 20°. A los cráteres cuya eyecta era asimétrica, pero que no presentaban zonas prohibidas, se les asoció un ángulo de impacto entre 20° y 30°. Para cráteres cuya eyecta presentaba ligeras asimetrías, el ángulo asignado fue entre 30° y 45°. De acuerdo con este patrón y haciendo comparaciones cuidadosas, se obtuvieron los siguientes resultados:



11 cráteres se formaron a un ángulo de impacto  $< 10^\circ$

35 cráteres se formaron con un ángulo de impacto entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$

17 cráteres con ángulos de impacto entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$

13 cráteres con ángulo de impacto en el intervalo  $30^\circ$ -  $45^\circ$  (Fig. 5.7).

Solo para un cráter, no fue posible determinar su ángulo de impacto bajo estas premisas debido al alto grado de erosión de su eyecta. Es importante notar que la asignación del ángulo de impacto a la muestra de los 76 cráteres es solo una apreciación comparativa con el esquema propuesto por Schultz, el cual está basado en las características morfológicas tanto del cráter como de la eyecta y el pico central, por lo tanto es necesario tomarla con reservas. Los valores de los ángulos asignados bajo esta premisa se encuentran en el apéndice H.

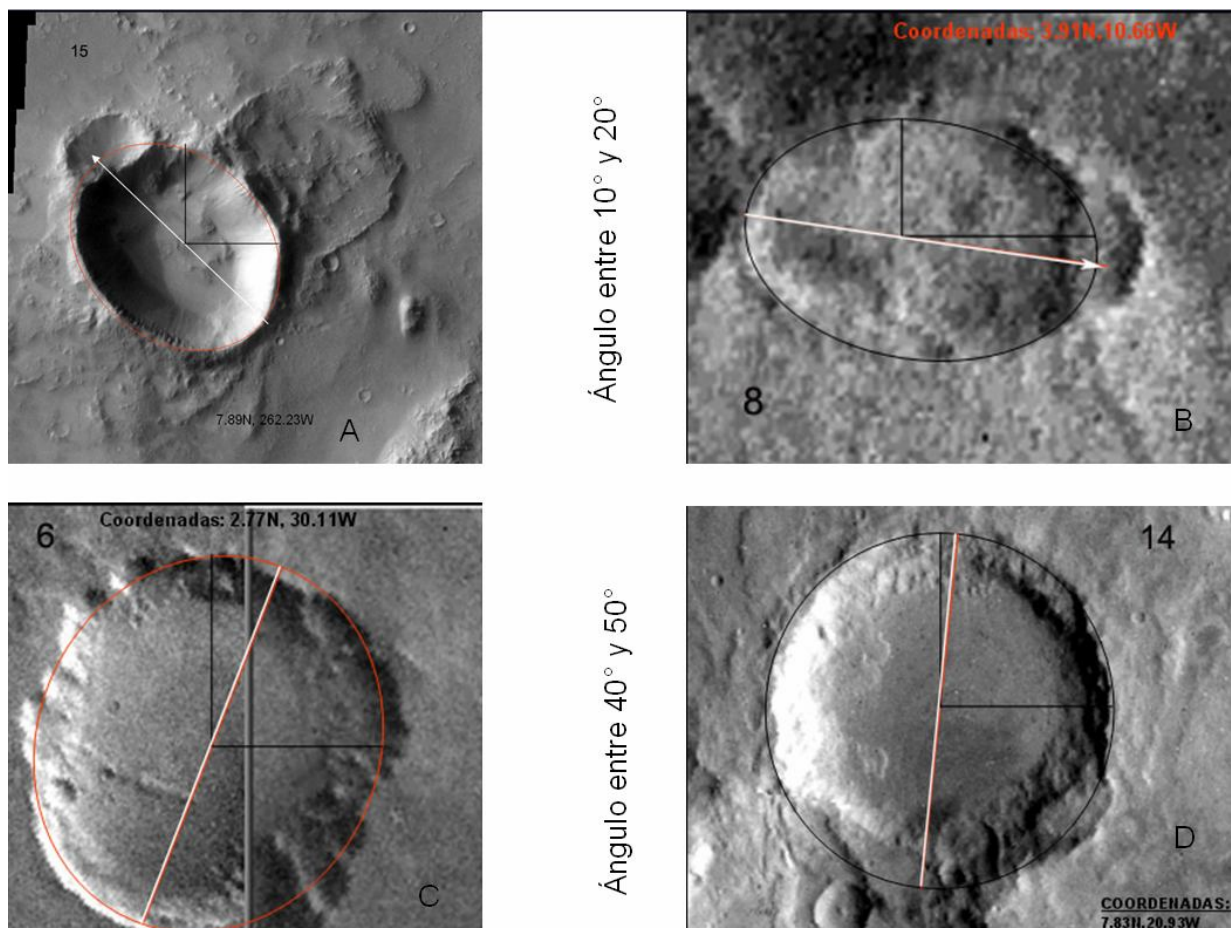


Figura 5.7. Ángulo de impacto propuesto de acuerdo al esquema de Schultz. A) menor a  $10^\circ$ , B) entre  $10^\circ$  y  $20^\circ$ , C) entre  $20^\circ$  y  $30^\circ$  y D) entre  $40^\circ$  y  $50^\circ$ .

## 5.4 ELIPTICIDAD

Definimos la elipticidad como el cociente de la longitud del eje menor entre la longitud del eje mayor del cráter elíptico. Una elipticidad igual a uno implica un círculo y una elipticidad cada vez más cercana a cero, implica una forma cada vez más elongada.

De acuerdo con la ecuación (8) del apéndice A, el ángulo de impacto más probable en cualquier cuerpo planetario, independientemente del campo gravitacional, es de  $45^\circ$ ; mientras que la probabilidad de impacto tanto vertical ( $\theta = 90^\circ$ ), como horizontal ( $\theta = 0^\circ$ ), es prácticamente nula.

De acuerdo con Pierazzo y Melosh (2000b), los impactos producidos a ángulos mayores a  $30^\circ$  con respecto a la horizontal forman cráteres circulares. Para ángulos de impacto menores a  $30^\circ$  los cráteres comienzan a tener forma elíptica.

Una forma de determinar si el ángulo de impacto con el que chocó el objeto que formó el cráter fue grande o pequeño es mediante su elipticidad, bajo la premisa de que a menor ángulo de impacto mayor elipticidad. Para ello se calculó la elipticidad de la muestra de los 76 cráteres elípticos. Una vez ajustada una elipse sobre cada uno de ellos se midieron las longitudes de los semiejes menor y mayor y se calculó su cociente.

Los resultados obtenidos indican que 13 de los 76 cráteres de impacto son casi circulares (con poca elongación), lo que indica que los cráteres fueron producidos a ángulos muy cercanos a  $30^\circ$  con respecto a la horizontal. Agrupando los valores de las elipticidades en intervalos de clase, con un ancho de intervalo igual a 0.15, se obtiene la tabla 5.2 cuyos datos se ven reflejados en la figura 5.8.

Tabla 5.2. Elipticidad de los 76 cráteres que conforman los cráteres elípticos del hemisferio norte de Marte agrupados en intervalos de clase, de ancho 0.15.

Marca de clase	Frecuencia
0	0
0.15	0
0.3	1
0.45	15
0.6	23
0.75	20
0.9	13
1.112	4

La figura 5.8 describe la función de densidad de probabilidad del ángulo de impacto (ecuación 8, apéndice A), es decir, describe la probabilidad de que el ángulo de impacto tenga un valor entre  $i$  e  $i + d i$ . La integral de esta función (con la elección de la constante apropiada) nos da la probabilidad de que el impacto ocurra en cierto intervalo de ángulos. Como se puede observar de la figura 5.8, la densidad de probabilidad crece entre 0 y 45 grados y decrece después del segundo valor. En particular, cuando se integra esta función se obtiene que la probabilidad de que el impacto ocurra a un ángulo entre  $0^\circ$  y  $30^\circ$  es de 25 % mientras que la probabilidad de que el impacto ocurra a ángulos menores a  $5^\circ$  es de 0.8 %.

Como se mencionó en la sección 5.3, en Marte, los cráteres elípticos se forman a ángulos de impacto menores a 30 grados, además de que a menor ángulo de impacto el cráter es más elíptico. Entonces, podemos suponer en primera aproximación, que la elipticidad de un cráter es una medida del ángulo de impacto. Bajo esta premisa, debiéramos esperar que la frecuencia de elipticidades tuviera una forma muy parecida a la función de densidad de probabilidad de la figura 5.8. Observando la figura 5.9, vemos que para elipticidades entre 0.32 y 0.62, la distribución de elipticidades sigue un

comportamiento parecido a la función de densidad de probabilidad (comportamiento creciente) pero después decae. Este comportamiento pudiera deberse a que la muestra no es completa. Como la muestra contiene cráteres de impacto mayores a 5 km de diámetro, se esperaría que no hubiera problemas de completos para cráteres de este tamaño, aunque podría ser que la modificación del cráter enmascarara cráteres elípticos convirtiéndolos en circulares o casi circulares. En la misma figura se ve que no hay cráteres con elipticidades menores a 0.3. El hecho de que en Marte no haya cráteres con esta elipticidad sugiere que su ausencia no se debe a efectos atmosféricos, si no a la casi nula probabilidad de que ocurran impactos a ángulos pequeños.

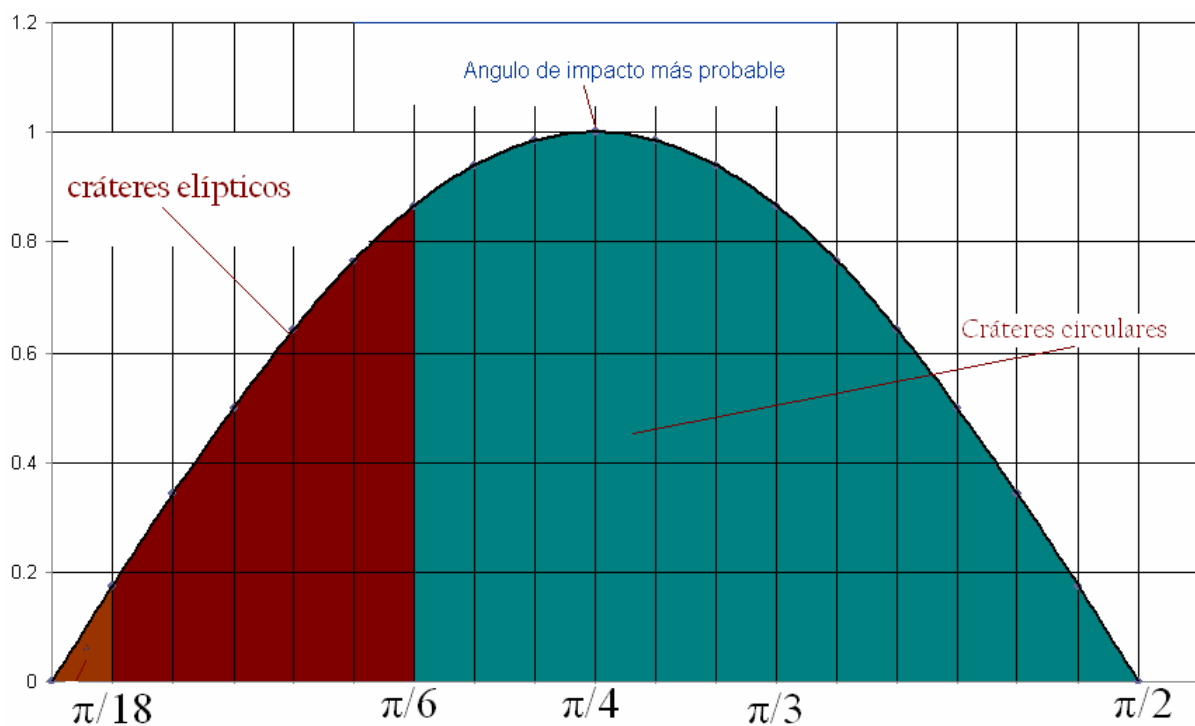


Figura 5.8. Función de densidad de probabilidad. Representación de los ángulos de impacto que forman cráteres circulares y elípticos y representación del "ángulo de impacto más probable".

### ELIPTICIDAD DE LA MUESTRA DE LOS CRÁTERES DE IMPACTO ELÍPTICOS DEL HEMISFERIO NORTE DE MARTE

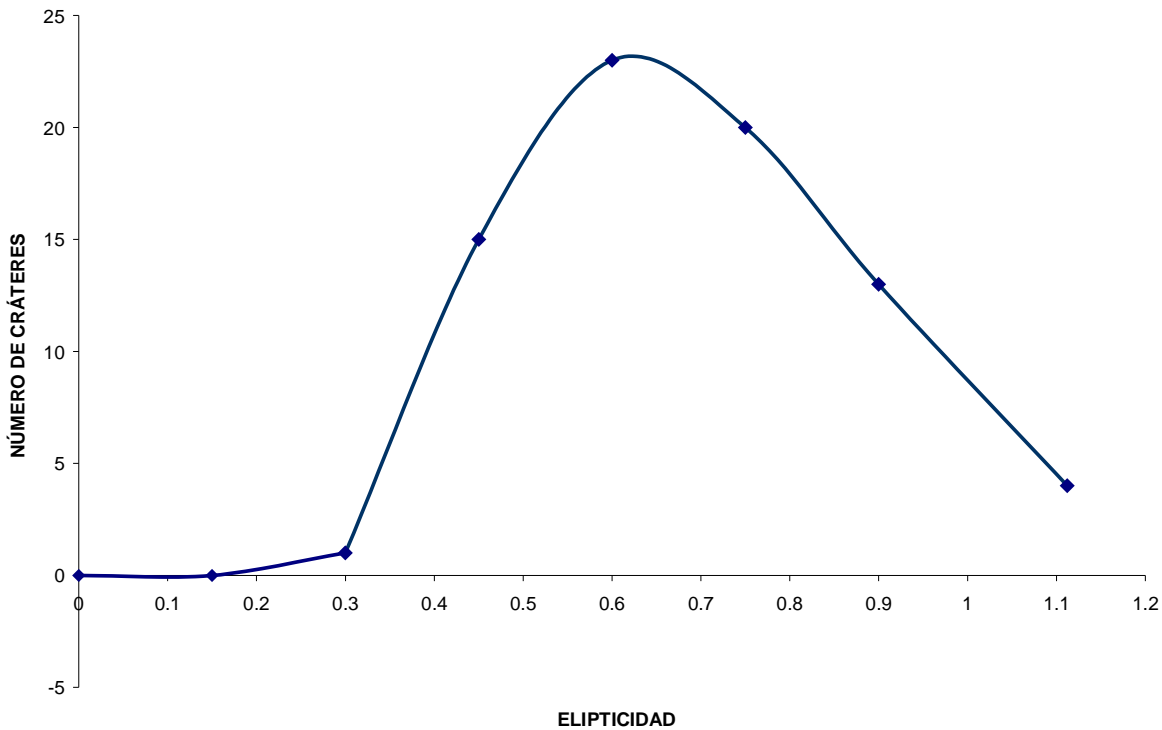


Figura 5.9. Elipticidad de la muestra de los cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte.

### 5.5 MOVILIDAD DE LA EYECTA.

La movilidad de la eyecta es otro de los parámetros importantes en el estudio de los cráteres de impacto, principalmente en los cráteres que se encuentran en cuerpos planetarios con volátiles en el subsuelo y / o en la superficie, como es el caso de Marte, la Tierra y Europa (satélite de Júpiter) entre otros.

De acuerdo con estudios de la eyecta de los cráteres de impacto marcianos, se ha encontrado que la movilidad de la eyecta (razón entre el radio máximo de la eyecta y el radio del cráter) proporciona información sobre la viscosidad del material emplazado y puede proporcionar evidencias acerca del mecanismo responsable del proceso de fluidez del material eyectado (modelo de los volátiles o modelo atmosférico), (Barnouin y Schultz, 1999). Para obtener el valor de la movilidad de la eyecta de los cráteres de nuestra muestra, se midió el ancho de la eyecta que se extiende sobre los lados laterales del

cráter elíptico, perpendicular al eje mayor, conocido como crossrange y convenimos en que, en el caso de los cráteres elípticos, la movilidad de la eyecta la definiríamos como la extensión de la eyecta en la dirección del crossrange entre el semieje menor del cráter elíptico. Esta definición se debe a que, en este tipo de cráteres, la eyecta tiende a emplazarse a ambos lados de la elipse en dirección perpendicular al eje mayor.

En diversos estudios se ha encontrado que los depósitos de la eyecta en capas tienen menor movilidad cerca del ecuador que aquellos depósitos a altas latitudes. (Osinski, 2006). Esto es consistente con la teoría de que los volátiles en el subsuelo son más abundantes a latitudes altas, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur de Marte.

El estudio que nosotros hicimos sobre la movilidad de la eyecta, lo hicimos considerando solo una muestra de 19 cráteres de impacto obtenida de nuestro catálogo de 76 cráteres elípticos. La decisión se debió a que solamente estos 19 cráteres presentan un eyecta lo suficientemente bien conservado como para poder realizar este tipo de análisis. El estudio se realizó para ver si dicha muestra seguía el patrón de dependencia con la latitud, mencionado en el párrafo anterior. Los datos de movilidad se pueden consultar en el apéndice F. La figura 5.10 muestra la relación entre la latitud y la movilidad de la eyecta. Aunque no hay una clara tendencia entre la movilidad de la eyecta y la latitud, en la gráfica pareciera que hay mayor movilidad cerca del ecuador que a mayores latitudes.

Así mismo se realizó otro estudio en donde se relaciona la movilidad de la eyecta con la elipticidad. Pierazzo y Melosh (2000a) encontraron que la producción de volátiles, que forma a la pluma de vapor generada en el momento del choque, aumenta conforme el ángulo de impacto disminuye (para ángulos menores a  $30^\circ$ ). Si la cantidad de vapor aumenta, se esperaría que a mayor elipticidad, la movilidad de la eyecta aumentara. Sin embargo este comportamiento no se observa (Fig. 5.11).

### Relación entre la movilidad de la eyecta y la latitud

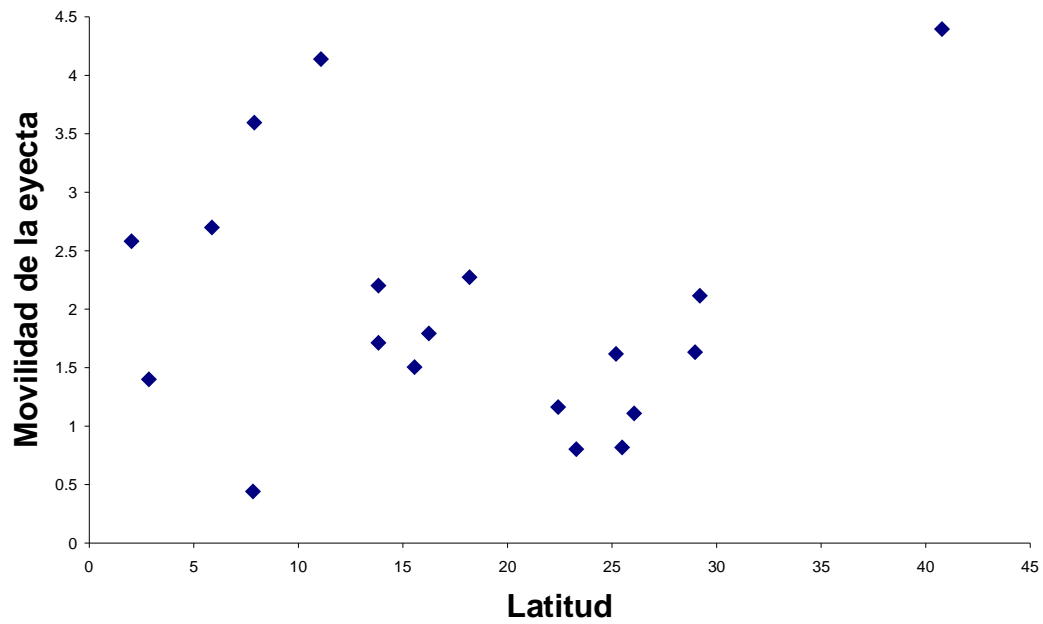


Figura 5.10. La relación entre la movilidad de la eyecta y la latitud no muestra una relación clara.

### Relación entre la movilidad de la eyecta y la elipticidad

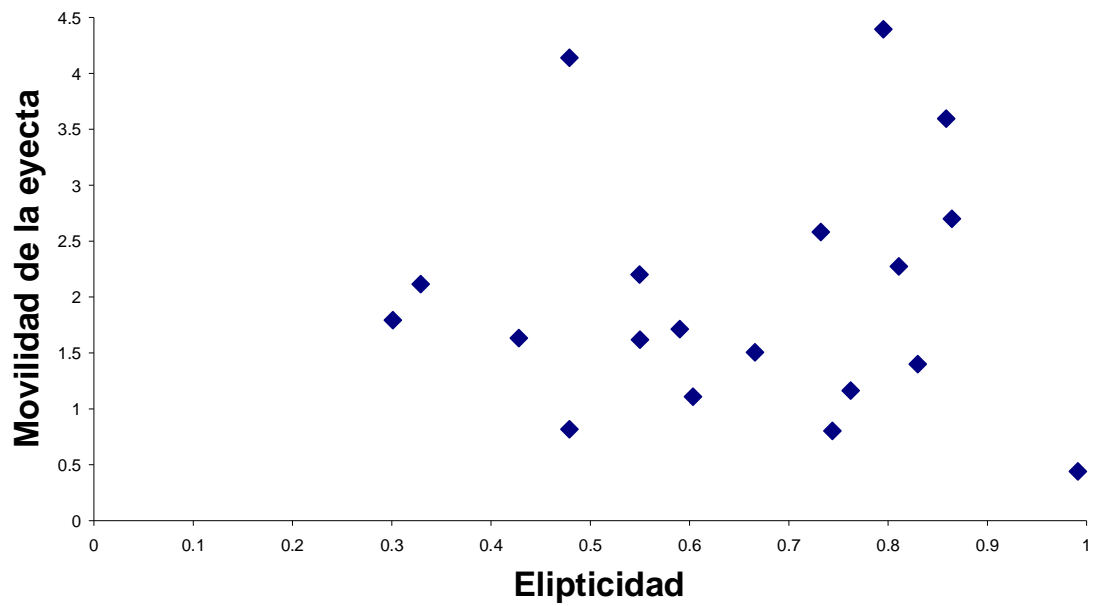


Figura 5.11. La relación entre la movilidad de la eyecta y la elipticidad, no muestra una relación clara.

Si suponemos que la eyecta de los cráteres marcianos se produce por el mecanismo de los volátiles en el subsuelo, de acuerdo con Pierazzo y Melosh (2000a), a menor elipticidad debiéramos tener mayor movilidad de la eyecta. Sin embargo, esto no se observa en la figura 5.11, más aún, de acuerdo con estos datos, los valores de movilidad más altos se presentan en algunos cráteres no muy elípticos ( $0.7 < \text{elipticidad} < 0.9$ ) lo cual implica que se producen más volátiles a ángulos cercanos a  $30^\circ$ , lo que contradice el resultado de Pierazzo y Melosh. Los datos de los cráteres que muestran una eyecta mejor definida que el resto de la muestra se encuentran en el apéndice F.



## 6.4 DISCUSIÓN

El craterismo de impacto es el estudio de las estructuras geológicas formadas por un asteroide o cometa sobre los cuerpos planetarios que cuentan con una superficie sólida. Aunque el estudio del craterismo de impacto es relativamente nuevo, ha avanzado rápidamente, principalmente desde mediados del siglo XX. En un principio nadie podía creer que los cráteres que se observan en la Luna, por ejemplo, hubieran sido formados por impactos con cuerpos provenientes del espacio.

Después de la misión Apollo y de las otras misiones destinadas a estudiar el resto de los planetas y satélites del sistema solar, se ha puesto en evidencia el papel importante del craterismo de impacto, no solo por el proceso en sí mismo sino por la información que nos proporciona y que ha sido muy útil para reconstruir las historias geológicas de los cuerpos de nuestro sistema planetario. Más recientemente, se ha visto la importancia de los impactos oblicuos, pues la cantidad de volátiles y material arrojado es diferente para ángulos de impacto menores a  $45^\circ$ . Además, la velocidad que adquiere parte de los materiales excavados y arrojados puede ser la suficiente como para que escapen de la atracción gravitacional del planeta y en algún momento impacten la superficie de otros cuerpos planetarios, esto está teniendo mucha importancia debido a sus implicaciones astrobiológicas.

En el análisis de los ángulos de entrada azimutales se encontró de manera estadística que los impactores (asteroides y/o cometas) han entrado al planeta de manera aleatoria, pues de acuerdo al análisis estadístico no se encontraron ángulos de impacto preferenciales.

Por otro lado, como se mencionó en el capítulo 1, el cráter se forma durante la etapa de excavación la cual se resume en la propagación de la onda de choque producida después del impacto directo con el cuerpo pequeño y la expulsión de material que dará origen al cráter. Por definición, la etapa de excavación empieza cuando el impactor ya ha depositado toda su energía cinética en el blanco y de hecho se ha desintegrado. Por esta razón, tanto la forma del cráter como el emplazamiento de la eyecta no dependen del tipo de impactor sino solamente de la energía cinética de éste (Melosh, 1989).

Estudios geológicos y modelos numéricos indican que la elipticidad de los cráteres de impacto depende principalmente del ángulo con el que el objeto choca con la superficie planetaria (Schultz, 1992; Pierazzo y Melosh, 2000b). Sin embargo, estructuras

geológicas como fallas, fracturas, zonas de debilidad y el relieve en general también pueden deformar un poco el cráter, de hecho, se ha visto que fracturas en el terreno pueden darle una forma poligonal al cráter de impacto (Ohman et al., 2004). Si consideramos que hay factores externos que pueden afectar la elipticidad del cráter quizás no todos los cráteres de impacto, que Barlow y colaboradores consideran elípticos, lo sean en realidad. De la tabla 5.2 podemos observar que quizás los cráteres de impacto de los dos últimos intervalos de clase considerados (17 cráteres) podrían no serlo pues el terreno podría afectar las longitudes de los supuestos semiejes en 10 %, pero el resto (59 cráteres) sí son elípticos pues la diferencia de las longitudes de los ejes es mayor o igual al 20%. Además, los terrenos del hemisferio norte de Marte son relativamente suaves y, según el mapa geológico de Marte, no hay depresiones o fallas de consideración, a diferencia del hemisferio sur donde sí las hay (Scott y Carr, 1978), por lo que existe una buena posibilidad de que todos los cráteres de nuestra muestra sí sean elípticos.

Otro resultado interesante que se encontró es la relación entre la movilidad de la eyecta y la latitud. En diversos trabajos de investigación (Barlow y Pollak, 2002), se ha reportado que los cráteres que se encuentran a latitudes altas ( $\approx 60^\circ$ ) presentan una movilidad mayor que a latitudes cercanas al ecuador, indicio de que a latitudes cercanas a los polos hay mayor concentración de volátiles en el subsuelo, principalmente agua. Sin embargo, en nuestro análisis, y de acuerdo al gráfico que representa la relación de la movilidad de la eyecta en función de la latitud, encontramos que no hay una relación clara como la expuesta en artículos previos. Esto quizá pueda deberse al tamaño de la muestra o al tipo de terreno donde se encuentran estos cráteres. También podría deberse a que la producción de volátiles depende del ángulo de impacto de una forma distinta a una función en la cual la cantidad de volátiles crece conforme el ángulo decrece, es decir, que podría ser que para ángulos menores a cierto ángulo la producción de volátiles disminuyera en vez de aumentar (Schultz, 1992).

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES

Del catálogo de cráteres de impacto elaborado por Barlow (2006), se tiene que en el hemisferio norte sólo 88 son elípticos. De ellos se eligieron 76 para conformar nuestro catálogo de cráteres de impacto elípticos, los otros se descartaron porque no fue posible distinguir la morfología del cráter ni la de su eyecta debido al alto grado de erosión que presentaban.

Una de las aportaciones de este trabajo fue clasificar a los cráteres de impacto elípticos según la morfología de sus capas. Originalmente, Barlow solo había asignado una clasificación a 10 cráteres de los 88 cráteres elípticos que se encuentran en el hemisferio Norte. Según ella, 8 presentan solo una capa de eyecta, 2 muestran un emplazamiento distinto a los anteriores y 78 no tenían clasificación. Según nuestro análisis, con base en las imágenes de Vikingo, se determinó que 35 de los 88 cráteres de impacto elípticos presentan capa simple, 10 presentan capa doble, 7 capa múltiple y 37 no muestran capa alguna.

De nuestro catálogo, que consta de 76 cráteres de impacto elípticos, encontramos que 11 de ellos presentan una morfología de eyecta conocida como patrón de mariposa, lo cual nos indica que estos cráteres fueron formados por proyectiles (asteroides o cometas) a ángulos  $\leq 15^\circ$  con respecto a la horizontal.

El primer análisis que se realizó consistió en determinar el ángulo azimutal de los 76 cráteres elípticos de nuestra muestra para ver si los impactores que formaron los cráteres elípticos lo hicieron de manera azarosa, o si hubo grupos de asteroides que impactaron proviniendo de alguna dirección preferencial. Realizando el análisis estadístico a la muestra, encontramos que los cuerpos que impactaron en Marte y que formaron cráteres elípticos, lo hicieron de forma aleatoria, ya que la representación gráfica no muestra evidencia clara de familias de asteroides o cometas que hayan impactado con una dirección preferencial.

Al conjunto de los 11 cráteres con eyecta de mariposa se le hizo el mismo análisis para ver si esta pequeña muestra podía, por si sola, mostrar alguna dirección preferencial de entrada de los impactores que formaron estos cráteres. De acuerdo con el análisis estadístico realizado, presentan la misma tendencia que la muestra completa, es decir no

hay evidencia de que en esta pequeña muestra haya direcciones preferenciales de entrada al planeta.

Con respecto a la formación de la eyecta fluizada en capas, consideramos que los dos mecanismos pueden estar actuando a la hora de la formación de éstas. Sin embargo, pensamos que en el caso de Marte, el que tiene mayor representatividad es el modelo de los volátiles, debido a que en Venus (donde el factor importante en el emplazamiento de la eyecta es la atmósfera), solo se han encontrado cráteres con una sola capa fluizada, mientras que en el satélite Europa, en el cual el factor importante es la cantidad de volátiles en la corteza, se han encontrado cráteres con eyecta fluizada y con capas. Si quisiéramos apoyar uno de los modelos con base en nuestras observaciones, no podríamos hacerlo de nuestros resultados, pero ya que Marte tiene una atmósfera tenue y existe agua en el subsuelo marciano, entonces nos inclinamos más a apoyar al modelo de los volátiles en el subsuelo.

Con respecto a la elipticidad, encontramos que 13 de los 76 cráteres de impacto son poco elongados, esto indica que dichos cráteres fueron producidos a ángulos mayores a  $30^\circ$  de acuerdo con Pierazzo y Melosh (200a).

Como se discutió en el capítulo 5, para ángulos menores de 30 grados podemos suponer que el grado de elipticidad de un cráter está relacionado con el ángulo de impacto: a mayor elipticidad, menor ángulo de impacto. De la función de probabilidad de que un impactor caiga con un ángulo entre  $i$  e  $i + d i$ , se observa que mientras menor es el ángulo de impacto menor es la probabilidad de que impacte un objeto a ese ángulo. En base a esto, esperaríamos que las elipticidades tuvieran un comportamiento similar. Esto ocurre para elipticidades entre 0.32 y 0.62, pero la distribución de elipticidades decae para elipticidades mayores. Este decrecimiento puede deberse a una incompletes en la muestra.

Los datos obtenidos de la relación entre la movilidad de la eyecta y la latitud parecen mostrar una ligera tendencia a que la movilidad es mayor cerca del ecuador que a mayores latitudes, este resultado contrapone resultados obtenidos por otras personas que aseguran que la movilidad de la eyecta es mayor cerca de los polos que cerca del Ecuador. Esta tendencia podría ser efecto del ángulo de impacto (variación de la cantidad de volátiles con el ángulo), pero con los datos con los que se cuenta no se puede

decir algo concluyente.

En los cráteres estudiados se encontró que la relación entre la movilidad de la eyecta y la elipticidad tampoco sigue el comportamiento encontrado por Pierazzo y Melosh (200a), quienes encontraron que a mayor elipticidad (menor ángulo de impacto) mayor producción de volátiles y en consecuencia, mayor movilidad de la eyecta. En nuestro caso, si quitáramos los datos más alejados del promedio más bien parecería que la relación es casi constante.

## APÉNDICE A

### CÁLCULO DE LA PROBABILIDAD DEL ÁNGULO DE IMPACTO

En 1962 Shoemaker demostró que el ángulo de impacto más probable de un objeto que se aproxima a un planeta, desde una dirección al azar, es de  $45^\circ$ . En éste apéndice se reproduce dicha demostración.

Vamos a considerar dos casos: el de un planeta sin masa y el de otro con masa.

#### Caso 1: planeta sin masa.

Consideremos una esfera sin masa de radio  $y$  y un meteoroide o cuerpo pequeño que se aproxima a ella en una dirección al azar (Fig. A.1 a). Imaginemos un círculo de radio  $y$  perpendicular a la trayectoria del objeto. Dentro de este círculo, cualquier punto tiene la misma probabilidad de ser “golpeado por el objeto impactador que otro, por lo tanto, la probabilidad total de que dicho objeto golpee algún punto dentro del círculo está dada por:

$$P = \int_0^{R_B} A \pi y^2 dy = A \pi R_B^2 = 1 \quad (1)$$

donde  $A$  es una constante que normaliza a 1 la probabilidad de que ocurran todos los eventos posibles. En otras palabras la probabilidad de que un objeto en trayectoria de colisión golpee en algún punto del planeta o satélite es 1.

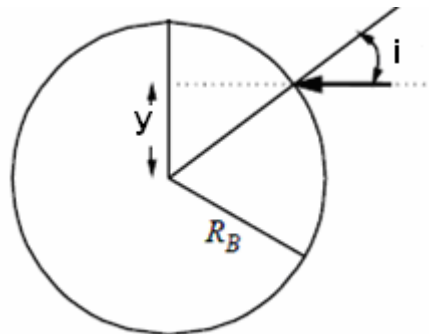


Figura A.1a. Ilustración del ángulo de impacto para un cuerpo aproximándose a un cuerpo planetario de radio  $R_b$ , sin campo gravitacional.

La frecuencia con la cual un objeto cósmico pasa a través de un punto a una distancia  $y$  del centro del círculo es

$$dP = 2A\pi y dy \quad 0 \leq y \leq R_B$$

y

$$y = R_B \operatorname{sen} i$$

donde  $i$  es el ángulo zenital de incidencia del meteoróide o cuerpo pequeño con la esfera.

Como  $dy = R_B \cos i di$ , entonces

$$dP = 2A\pi(R_B \operatorname{sen} i)(R_B \cos i di)$$

$$dP = 2A\pi R_B^2 \operatorname{sen} i \cos i di = A\pi R_B^2 \operatorname{sen}(2i) di$$

$$\therefore dP = \operatorname{sen}(2i) di.$$

La ecuación anterior nos dice la probabilidad de que el ángulo de impacto esté entre un ángulo  $i$  y un ángulo  $i + di$ . Esta ecuación tiene un máximo en  $45^\circ$ , por tanto el ángulo de impacto más probable se encuentra alrededor de este ángulo.

## Caso 2: Planeta con masa.

En el caso de un meteoróide o cuerpo pequeño que se aproxima a un planeta con masa (es decir con un campo gravitacional), (Fig. A.1b), la probabilidad de que intercepte un plano perpendicular a la trayectoria de un meteoróide dentro de la sección eficaz de captura de radio  $R$  es,

$$P = A\pi R^2 = 1 \quad (2)$$

donde  $A$ , igual que en el caso anterior, es una constante de normalización. La probabilidad de que el meteoróide pase a través de un punto a una distancia  $x$  del centro de la zona de captura es

$$dP = 2A\pi x dx,$$

por otro lado, por conservación del momento angular se tiene que,

$$mxv_{\infty} = mR_B v_n \quad (3)$$

donde  $m$  es la masa del impactor,  $v_{\infty}$  es su velocidad a una distancia infinita del planeta,  $V_n$  es la componente tangencial de la velocidad del impactor al momento del impacto y  $R_B$  es el radio del planeta.

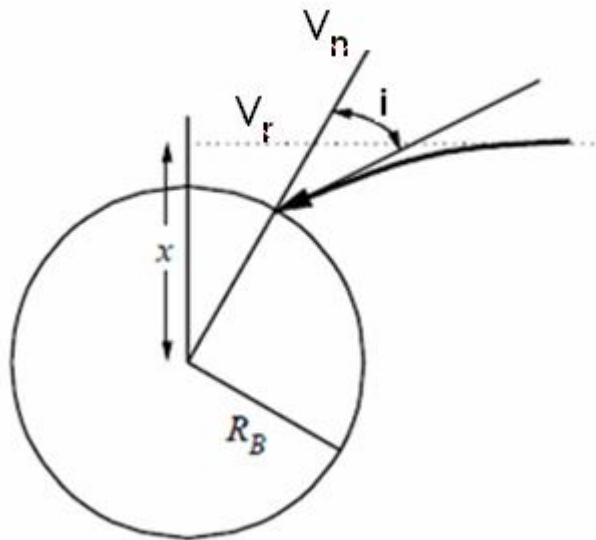


Figura A.1b. Ilustración del ángulo de impacto, para un cuerpo aproximándose a un cuerpo planetario (radio  $R_b$ ) con campo gravitacional

Si  $v_r$  es la velocidad del impactor al momento del impacto e  $i$  es el ángulo zenital de incidencia, entonces.

$$v_n = v_r \text{sen} i \quad (4)$$

Despejando  $x$  de la ecuación (3) y sustituyendo  $v_n$  tenemos

$$x = \frac{mR_B v_n}{m v_{\infty}} = \frac{R_B v_n}{v_{\infty}}$$

Pero  $v_n = v_r \text{sen} i$  por lo tanto

$$x = \frac{R_B v_r \text{sen} i}{v_{\infty}} \quad (5)$$



$$dx = \frac{R_B V_r \cos i di}{V_\infty} \quad y$$

$$dP = 2A\pi \left( \frac{R_B v_r \text{sen} i}{v_\infty} \right) \left( \frac{R_B v_r \cos i di}{v_\infty} \right) = 2A\pi \frac{(R_B^2 v_r^2 \text{sen} i \cos i di)}{v_\infty^2} \therefore \quad (6)$$

Cuando  $x = R$ , donde  $R$  es el radio de la sección eficaz del planeta,  $\text{sen } i = 0$ , entonces

$$R = \frac{R_B v_r}{v_\infty}$$

$$dP = \frac{A\pi R_B^2 v_r^2}{v_\infty^2} \text{sen} 2i di \quad (7)$$

Pero por (2), tenemos que  $A\pi R^2 = 1$ , por lo tanto, de (7), tenemos que

$$dP = \text{sen} 2i di \quad (8)$$

Por tanto, en este caso también se cumple que el ángulo de incidencia más probable es de  $45^\circ$ .

## APÉNDICE B

### MUESTRA DE DATOS DEL CATÁLOGO DE BARLOW

Subcuadrángulo	Número de identificación	Latitud	Longitud W	Eje mayor	Terreno	Información estratigráfica	Morfología de la eyecta	Morfología interior	Eje menor	ángulo de orientación
"15SW"	93	0.49	220.72	6.7	"Pls"	"Sc"	"No"	"No"	4.5	-72
"11SW"	315	0.74	22.86	18.8	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	11.9	55
"11SW"	89	0.74	39.91	8.2	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	4.8	45
"13SW"	257	0.97	312.44	13.2	"HCr"	"#c"	"No"	"No"	6.4	-17
"12SW"	509	2.02	344.9	13	"Rid"	"Rc"	"SL"	"No"	9.1	-75
"11SW"	93	2.03	38.32	5.8	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	3.3	10
"08SW"	68	2.25	172.64	28.9	"Kby"	"Dc"	"No"	"No"	23.7	15
"11SW"	341	2.77	30.11	40.4	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	30.5	12
"08SW"	66	2.81	172.77	18.3	"Kby"	"0c"	"No"	"No"	11.5	-25
"11SW"	372	2.85	32.75	11.5	"Chn"	"Sc"	"No"	"No"	7.1	82
"14SE"	274	2.96	238.44	117.6	"Dis"	"Dc"	"No"	"No"	89.7	10
"11SE"	409	3.91	10.66	18.7	"HCr"	"#c"	"No"	"No"	12.8	-88
"14SE"	244	4.43	234.91	23.5	"Kby"	"0c"	"No"	"No"	17.4	29
"10SE"	107	4.55	57.94	23.2	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	12.1	-27
"14SE"	242	4.82	235.16	26.8	"Kby"	"0c"	"No"	"No"	20.1	-64
"14SW"	359	4.83	255.33	30.3	"Pls"	"Dc"	"No"	"No"	22.7	-12
"10SE"	323	5.46	57.53	9.2	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	6.4	-22
"13SW"	453	5.86	292.79	5.1	"Rid"	"Sc"	"No"	"No"	1.7	0
"12SW"	129	5.96	352.28	22.7	"CrP"	"Dc"	"No"	"No"	13.5	-2
"11SE"	65	7.83	20.93	37.6	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	28.4	-64
"14SW"	236	7.89	262.23	14	"Dis"	"Dc"	"No"	"No"	8.3	-3
"14SE"	215	10.22	241.42	10.5	"Kby"	"0c"	"No"	"No"	5.5	-41
"14SE"	304	11.08	241.81	10.6	"Pls"	"Sc"	"No"	"No"	6.2	53
"12SE"	292	11.84	330.23	31.7	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	20.4	15
"10SE"	384	12.46	49.83	15.9	"CrP"	"Sc"	"No"	"No"	8.5	-5
"08SW"	111	13.21	168.67	43.5	"Kby"	"Dc"	"No"	"No"	32.4	8
"10SW"	94	13.83	70.85	7.8	"Rid"	"Sc"	"No"	"No"	5.6	-21
"15SE"	134	13.83	192.98	13.4	"Kby"	"0c"	"No"	"No"	6.6	4
"12SW"	305	13.86	352.51	42.6	"CrP"	"Dc"	"No"	"No"	14.6	-55

## APÉNDICE C

### CATÁLOGO DE CRÁTERES ELÍPTICOS

Este catálogo, además de la información contenida en el apéndice B, contiene información adicional del análisis que realizamos a los 76 cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte.

	<i>Cuadrángulo</i>	Cuadrante	Nombre de la unidad	Latitud N	Longitud W	<i>Ángulo azimutal</i>	Elipticidad	Movilidad de la eyecta	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)
1	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	0.74	22.86	55	0.32	0.58	18.80	11.90
2	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	0.74	39.91	168	0.72	2.25	8.20	4.80
3	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	0.97	312.44	173	0.55	0.95	13.20	6.40
4	MC-12	mc12.jpg	Arabia	2.02	344.9	283	0.73	2.58	5.80	3.30
5	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	2.03	38.32	0	0.89	0.67	6.50	2.40
6	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	2.77	30.11	30	0.87	0.34	40.40	30.50
7	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	2.85	32.75	270	0.82	1.40	11.50	7.10
8	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	3.91	10.66	99	0.67	0.90	18.70	12.80
9	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	4.55	57.94	145	0.57	0.42	23.20	12.10
10	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	4.83	255.33	177	0.70	0.53	30.30	22.70
11	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	5.46	57.53	155	0.76	1.00	9.20	6.40
12	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	5.86	292.79	260	0.86	2.69	5.10	1.70
13	MC-12	mc12.jpg	Arabia	5.96	352.28	175	0.65	1.55	22.70	13.50

	<i>Cuadrángulo</i>	Cuadrante	Nombre de la unidad	Latitud N	Longitud W	<i>Ángulo azimutal</i>	Elipticidad	Movilidad de la eyecta	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)
14	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	7.83	20.93	5	0.99	0.44	37.6	28.40
15	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	7.89	262.23	314*	0.85	3.59	14	8.30
16	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	10.22	241.42	146	0.61	1.72	10.5	5.50
17	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	11.08	241.81	218*	0.47	4.13	10.6	6.20
18	MC-12	mc12.jpg	Arabia	11.84	330.23	12	0.631	1.03	31.7	20.40
19	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	12.46	49.83	48	0.73	1.88	15.9	8.50
20	MC-08	mc08.jpg	Amazonis	13.21	168.67	0	0.86	0.95	43.5	32.40
21	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	13.83	70.85	170*	0.54	2.20	7.8	5.60
22	MC-15	mc15.jpg	Elysium	13.83	192.98	0*	0.59	1.71	13.4	6.60
23	MC-12	mc12.jpg	Arabia	13.86	352.51	122	0.38	1.55	42.6	14.60
24	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	14.55	3.9	50	0.82	0.50	29.6	16.70
25	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	15.06	31.94	16	0.79	1.30	13.4	9.60
26	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	15.55	283.43	0*	0.66	1.50	25.3	14.70
27	MC-12	mc12.jpg	Arabia	16.24	357	167	0.30	1.79	137.7	42.90
28	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	16.53	53.35	160	0.83	1.19	29.1	18.70
29	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	16.98	23.43	66	0.44	0.86	10.7	7.00
30	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	18.18	28.97	300*	0.81	2.27	8.8	5.00
31	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	18.41	36.3	155	0.86	0.25	9.8	6.20

	<i>Cuadrángulo</i>	Cuadrante	Nombre de la unidad	Latitud N	Longitud W	<i>Ángulo azimutal</i>	Elipticidad	Movilidad de la eyecta	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)
32	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	18.63	240.09	145	0.37	0.45	25.5	13.6
33	MC-12	mc12.jpg	Arabia	18.74	315.77	130	0.66	1.23	42.20	27.1
34	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	19.02	5.86	175	0.65	1.11	42.50	25.2
35	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	19.25	263.72	170	0.53	1.02	8.70	4.5
36	MC-12	mc12.jpg	Arabia Terra	21.04	317.06	0	0.91	1.22	14.90	9.2
37	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	22.14	281.83	135	0.76	0.58	29.20	20.9
38	MC-15	mc15.jpg	Elysium	22.42	204.45	135	0.76	1.16	6.50	4
39	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	22.66	55.36	150	0.95	0.62	20.60	16.4
40	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	23.23	275.77	0	0.85	1.00	7.80	4.8
41	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	23.29	285.24	157	0.74	0.80	36.90	27.2
42	MC-08	mc08.jpg	Amazonis	23.76	149.2	165	0.86	0.53	32.20	25.8
43	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	23.91	271.14	4	0.56	1.12	11.70	6.3
44	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	24.09	296.22	0	0.53	0.58	130	7.8
45	MC-15	mc15.jpg	Elysium	24.11	222.13	65	0.47	1.49	20.50	14.7
46	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	24.31	22.17	4	0.88	0.55	11.50	5.8
47	MC-10	mc10.jpg	LunaePalus	24.49	70.25	65	0.30	2.45	14.50	4.4
48	MC-09	mc09.jpg	Tharsis	25.19	97.45	54*	0.55	1.61	33.40	19.9
49	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	25.48	269.74	122	0.47	0.81	22.70	11.2

	<i>Cuadrángulo</i>	Cuadrante	Nombre de la unidad	Latitud N	Longitud W	<i>Ángulo azimutal</i>	Elipticidad	Movilidad de la eyecta	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)
50	MC-15	mc15.jpg	Elysium	25.53	186.55	0	0.97	0.74	12.4	9.4
51	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	26.06	15.19	172*	0.60	1.10	31.1	16.2
52	MC-11	mc11.jpg	Oxia Palus	26.51	9.96	148	0.43	0.39	53.2	26.3
53	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	27.07	273.78	120	0.59	0.92	7.7	4.4
54	MC-12	mc12.jpg	Arabia Terra	27.86	347.62	156	0.69	0.94	7.2	4.4
55	MC-13	mc13.jpg	Syrtis Major	28.12	283.52	155	0.42	1.63	11.3	7.4
56	MC-10	mc10.jpg	Lunae Palus	28.97	82.03	50	0.32	2.11	28.9	8.8
57	MC-14	mc14.jpg	Amenthes	29.2	256.28	108*	0.45	0.74	8.8	4.2
58	MC-06	mc06.jpg	Casius	30.87	296.87	79	0.63	1.37	30.2	22.7
59	MC-07	mc07.jpg	Cebrenia	31.41	219.67	0	0.62	0.37	15.8	10.6
60	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	31.67	341.39	7	0.76	0.28	27.1	17.7
61	MC-07	mc07.jpg	Cebrenia	32.65	211.29	30	0.47	0.81	48	25.2
62	MC-02	mc02.jpg	Diacria	33.84	140.1	97*	0.79	0.73	23.5	11.3
63	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	33.85	311.32	120	0.68	0.76	52	37.1
64	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	37.62	336.97	165	0.74	0.77	7.3	4.4
65	MC-06	mc06.jpg	Casius	37.78	289.32	147	0.75	0.36	33.6	25.5
66	MC-04	mc04.jpg	Mare Acidalium	38.33	1.34	163	0.75	0.39	20.5	14.6
67	MC-02	mc02.jpg	Diacria	40.78	137.34	270	0.79	4.39	12.2	6.7

	<i>Cuadrángulo</i>	Cuadrante	Nombre de la unidad	Latitud N	Longitud W	<i>Ángulo azimutal</i>	Elipticidad	Movilidad de la eyecta	Diámetro mayor (km)	Diámetro menor (km)
68	MC-03	mc03.jpg	Arcadia	44.15	67.46	178	0.84	0.27	17.1	12.10
69	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	44.28	326.4	142	0.62	0.35	8.7	5.70
70	MC-06	mc06.jpg	Casius	44.97	292.97	5	0.69	0.0	10.8	7.60
71	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	45.56	344.28	5	0.44	0.44	9.2	5.00
72	MC-04	mc04.jpg	Mare Acidalium	48	57.65	90	0.66	0.59	8.4	6.40
73	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	58.58	350.15	0	0.66	0.40	31.7	23.00
74	MC-05	mc05.jpg	Ismenius Lacus	59.25	341.14	22	0.65	0.26	9.8	1.70
75	MC-02	mc02.jpg	Diacria	64.66	162.82	140	0.47	0.44	20.5	10.30
76	MC-01	mc01.jpg	Mare Boreum	73.88	169.01	150	0.80	0.32	15.4	11.30

Nota: El asterisco (\*) en la columna de ángulo azimutal indica que el valor registrado es confiable pues tanto la morfología del cráter como la de la eyecta permiten definir sin ambigüedad la dirección de entrada del impactor.

## APÉNDICE D

### TRANSFORMACIÓN DE SISTEMAS DE REFERENCIA

La transformación de “Line” y “sample” a latitud y longitud está dada por las siguientes ecuaciones.

$$\text{line} = (\text{Proy}_x\_OFFSET - \text{latitud} * (\text{resolución del mapa} + 1.0)) \quad (1)$$

$$\text{sample} = (\text{Proy}_y\_OFFSET - (\text{longitud} - \text{longitud central}) * (\text{resolución del mapa}) \coseno(\text{lat}) + 1.0) \quad (2)$$

Una vez localizado el cráter en las imágenes proporcionadas por Vikingo por medio de los parámetros line y sample, podemos encontrar las proyecciones en el eje X y las proyecciones del eje Y de cualquier punto del cráter, en específico, las coordenadas de los extremos del eje mayor y menor de un cráter para poder determinar la longitud de estos ejes y así hacer la comparación con los datos proporcionados por Barlow y colaboradores en el Catalog of large Martian Impact Craters (Barlow, 1990).

De la ecuación (1) se desprende que:

$$\text{Proy}_x = \text{line} + \text{latitud} (\text{resolución del mapa}) - 1 \quad (3)$$

y de la ecuación (2) tenemos que

$$\text{Proy}_y = \text{Simple} + (\text{longitud} - \text{longitud central}) (\text{resolución del mapa}) (\coseno * \text{latitud}) - 1 \quad (4)$$



## APÉNDICE E

### ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE DATOS

Representación del análisis de datos con sus respectivos intervalos de clase para la obtención de la distribución de los ángulos azimutales de la muestra de los 76 cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte (ver figura 5.2 a y b).

latitud	longitud	azimutal
2.03	38.32	0
13.21	168.67	0
13.83	192.98	0
15.55	283.43	0
21.04	317	0
23.23	275.77	0
24.09	296.22	0
25.53	186.55	0
31.41	219.67	0
58.58	350.15	0
23.91	271.14	4
24.31	22.17	4
7.83	20.93	5
44.97	292.97	5
45.56	344.28	5
31.67	341.2	7
11.84	330.23	12
15.06	31.94	16
59.25	341.14	22
2.77	30.01	30
32.65	211.29	30
12.46	49.83	48
14.55	3.9	50
28.97	82.03	50
25.19	97.45	54
0.74	22.86	55
24.11	222.13	65
24.49	70.25	65
16.98	23.43	66
30.87	296.87	79
48	57.65	90
33.84	140.1	97
3.91	10.66	99
29.2	256.28	108
27.07	273.78	120
33.85	311.32	120
13.86	352.51	122
25.48	269.74	122
18.74	315.77	130
22.14	281.83	135
22.42	204.45	135
64.66	162.82	140

latitud	longitud	azimutal
44.28	326	142
4.55	57.94	145
18.63	240	145
10.22	241.42	146
37.87	289.32	147
26.51	9.96	148
22.66	55.36	150
73.88	169.01	150
5.46	57.53	155
18.41	36.3	155
28.12	283.52	155
27.86	347.62	156
23.29	285.24	157
16.24	357	160
16.53	53.35	160
38.33	1.34	163
23.76	149.2	165
37.62	336.97	165
0.74	39.91	168
13.83	70.852	170
19.25	263.72	170
26.06	15.19	172
0.97	312	173
5.96	352	175
19.02	5.86	175
4.83	255.33	177
44.15	67.46	178
11.08	241.81	218
5.86	292.79	260
2.85	32.75	270
40.78	137.74	270
2.02	344.9	283
18.18	289.7	300
7.89	262.23	314

Tabla 5.2 (a) Representación del análisis de datos.

12 intervalos de clase con un rango de 30°	marca de clase	frecuencia
[0,30)	15	10
[30,60)	45	3
[60,90)	75	2
[90,120)	105	2
[120,150)	135	7
[150,180)	165	11
[180,210)	195	8
[210,240)	225	3
[240,270)	255	2
[270,300)	285	8
[300,330)	315	10
[330,360)	345	10

Tabla 5.2 (b). Intervalos de clase para la obtención de la distribución de los ángulos azimutales de la muestra de los 76 cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte.

## APÉNDICE F

### DATOS DE LA MOVILIDAD DE LA EYECTA DE LA MUESTRA DE 19 CRÁTERES ELÍPTICOS CON EYECTA MEJOR CONSERVADA.

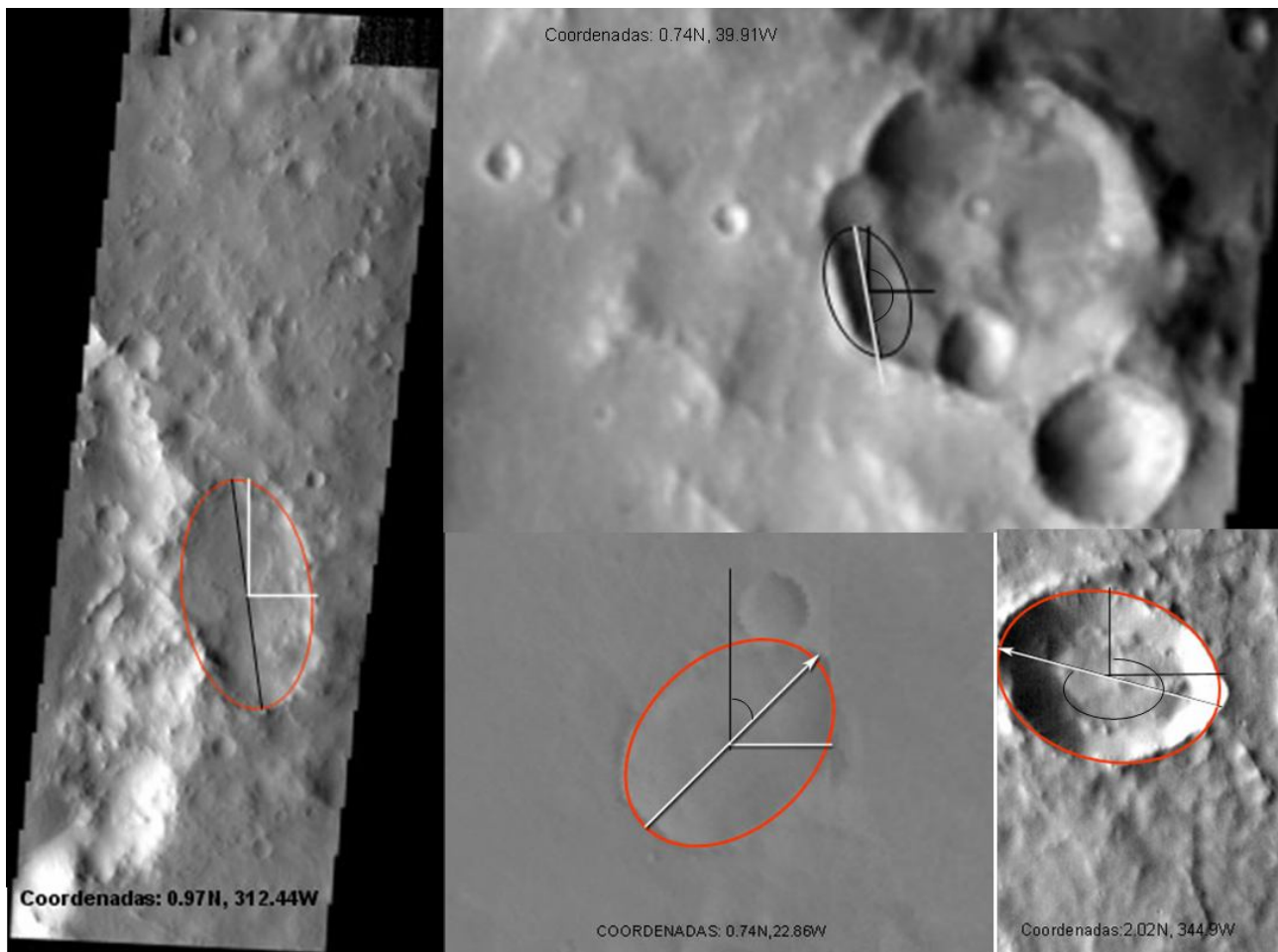
Latitud	Longitud W	Elipticidad	M.E
2.02	344.9	0.73	2.58
2.85	32.75	0.82	1.40
5.86	292.79	0.86	2.69
7.83	20.93	0.99	0.44
7.89	262.23	0.85	3.59
11.08	241.81	0.47	4.13
13.83	192.98	0.54	2.20
13.83	70.85	0.59	1.71
15.55	283.43	0.66	1.50
16.24	357	0.30	1.79
18.18	28.97	0.81	2.27
22.42	204.45	0.76	1.16
23.29	285.24	0.74	0.80
25.19	97.45	0.55	1.61
25.48	269.74	0.47	0.81
26.06	15.19	0.60	1.10
28.97	82.03	0.42	1.63
29.20	256.28	0.32	2.11
40.78	137.34	0.79	4.39

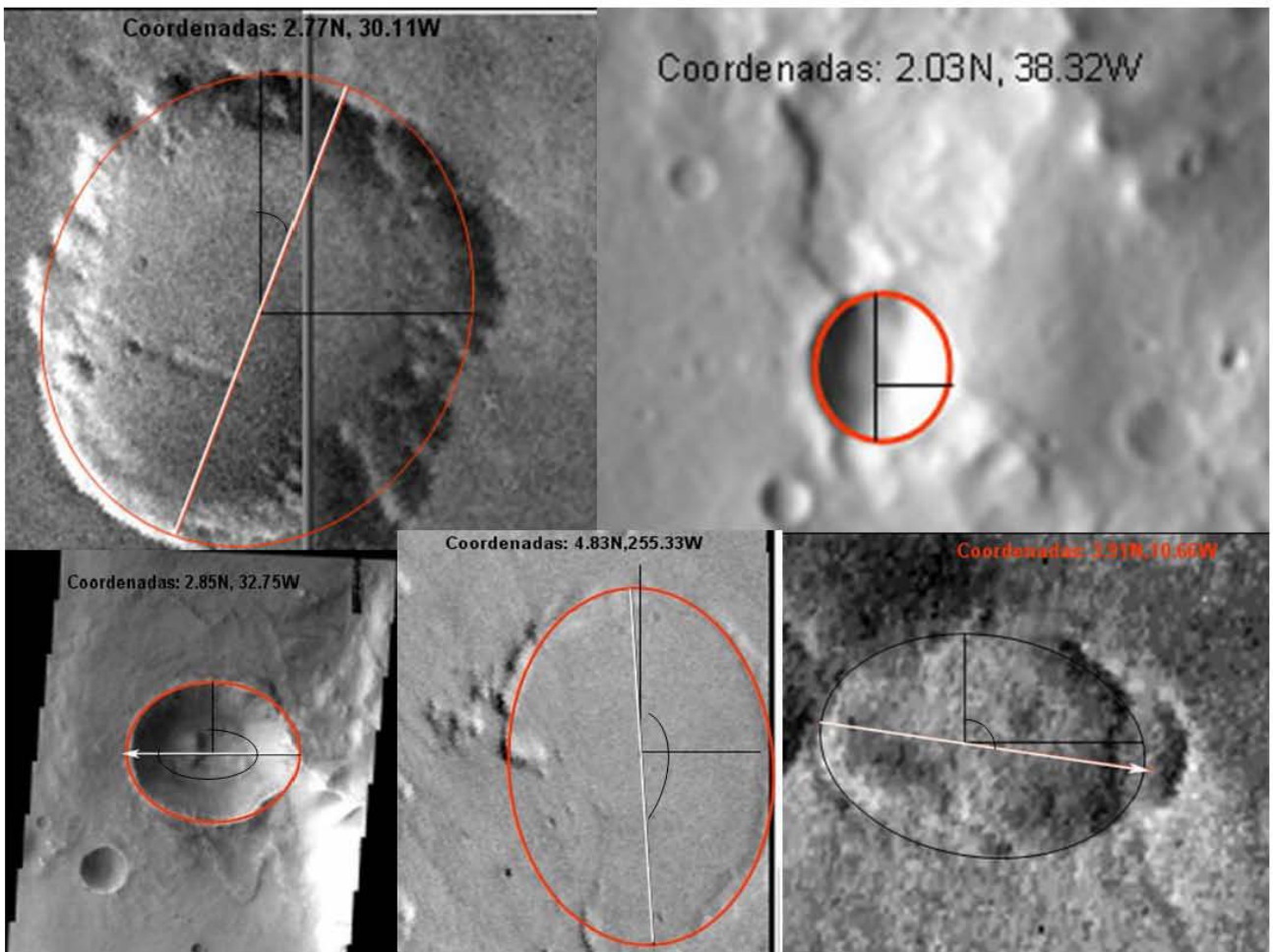
## APÉNDICE G

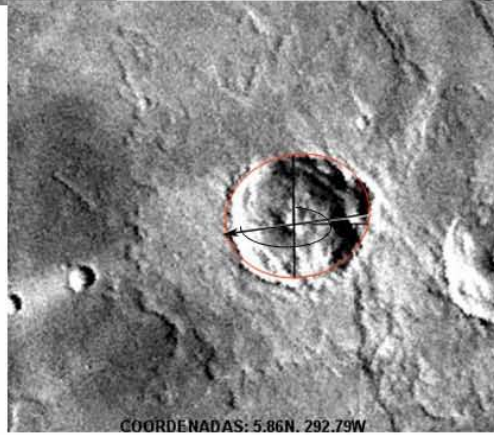
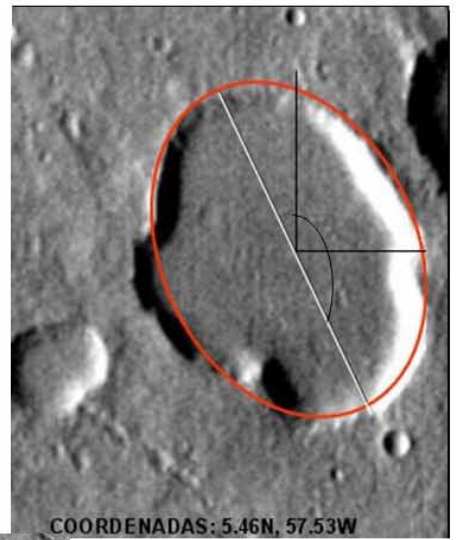
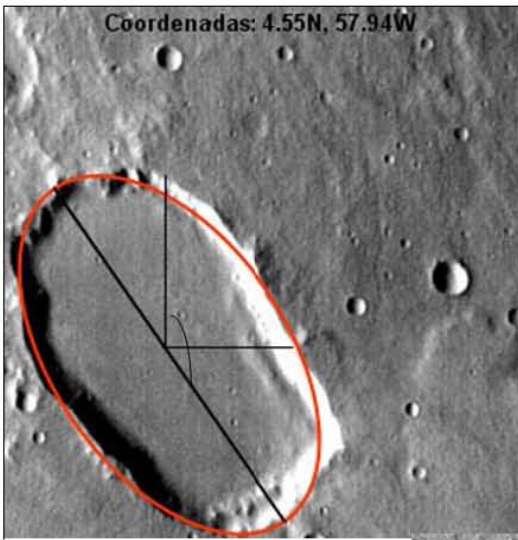
### IMÁGENES DE LOS CRÁTERES DE IMPACTO ELÍPTICOS EN EL HEMISFERIO NORTE DE MARTE

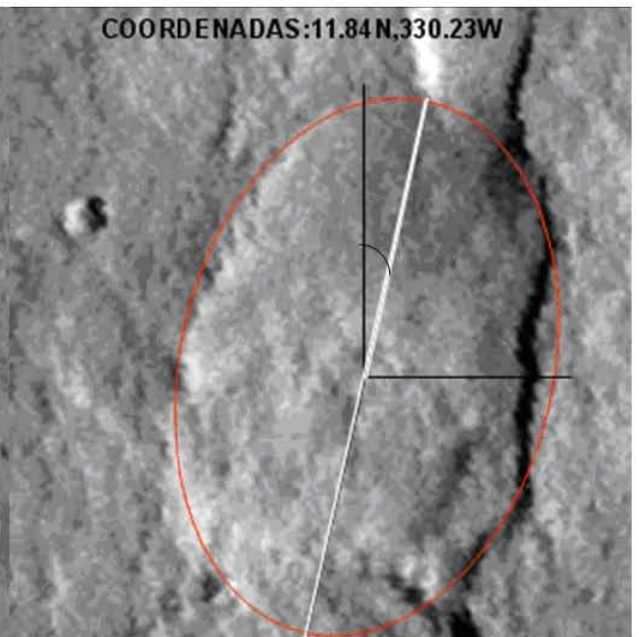
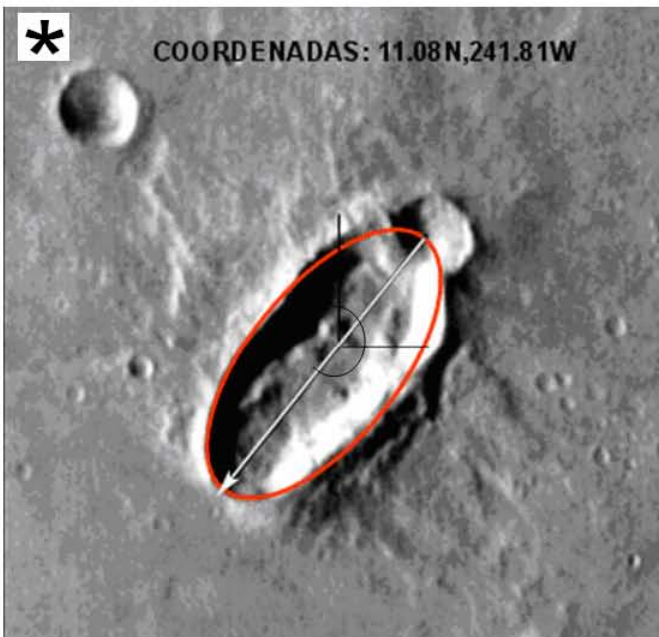
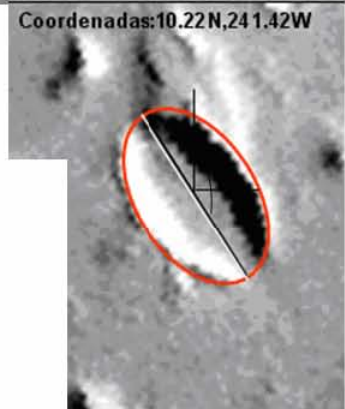
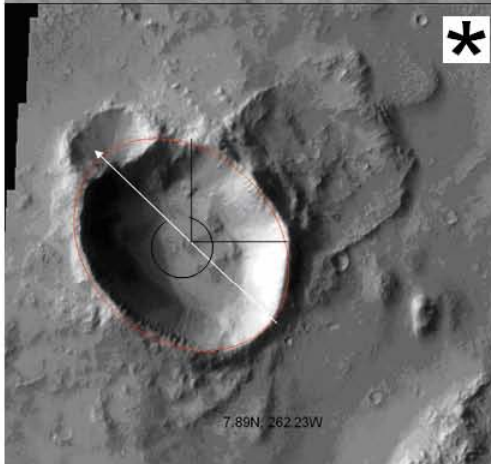
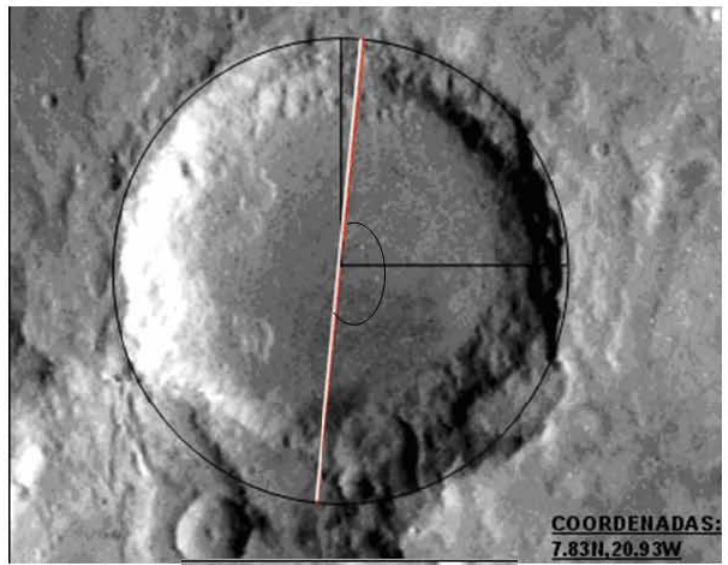
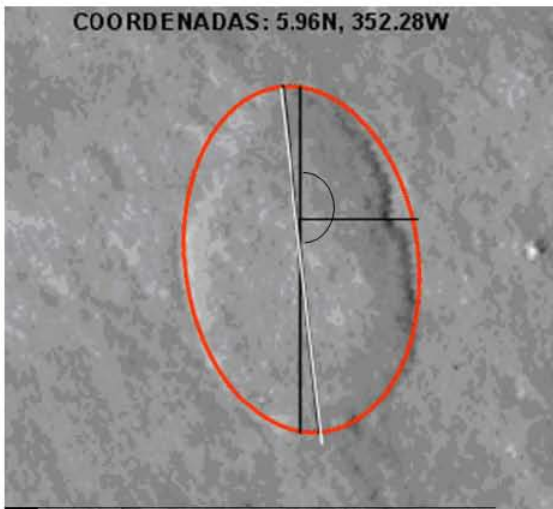
Imágenes de los 76 cráteres de impacto elípticos del hemisferio norte de Marte identificados por sus coordenadas.

Nota. Los cráteres que presentan un asterisco son los cráteres que tienen una eyecta en buen estado de preservación y puede determinarse el ángulo azimutal con cierto grado de confiabilidad.

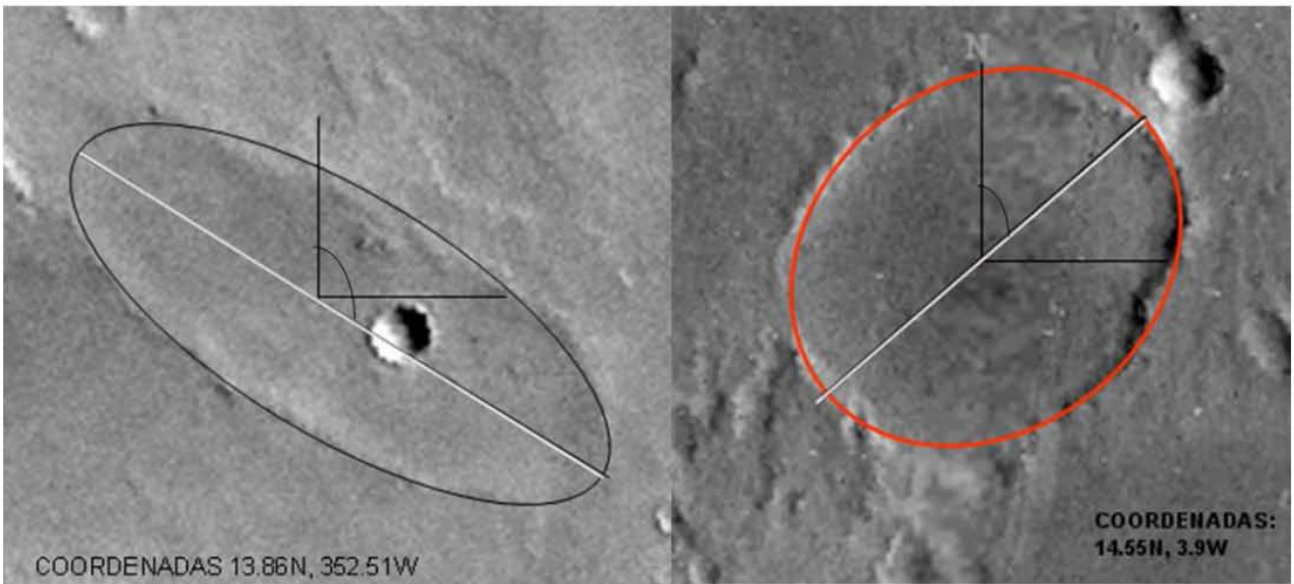
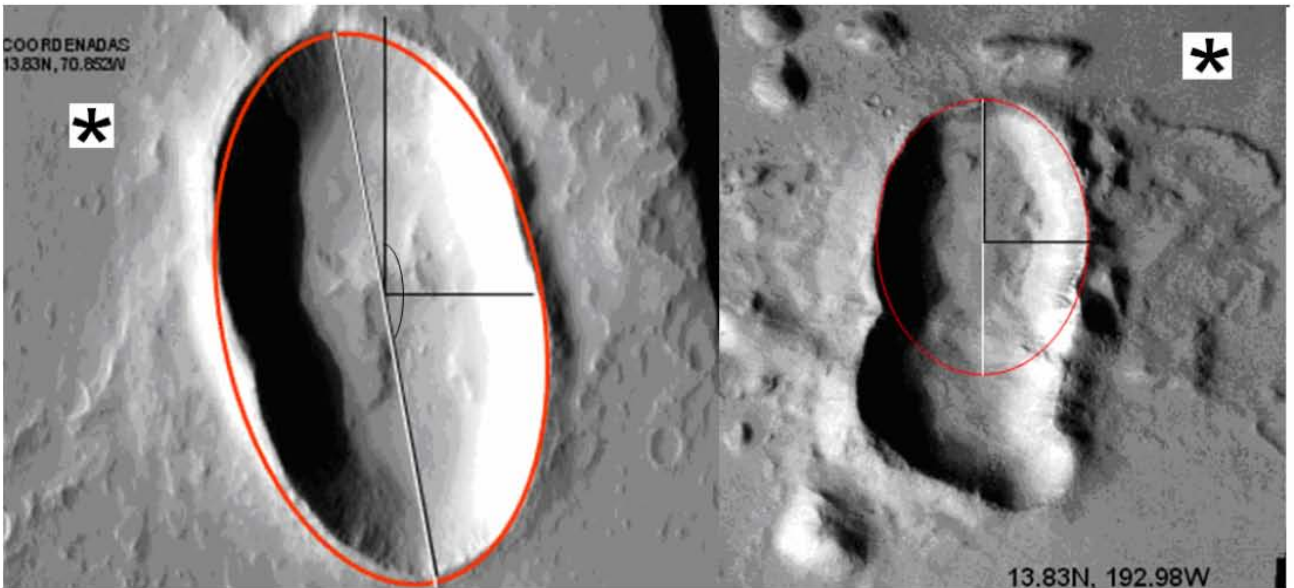
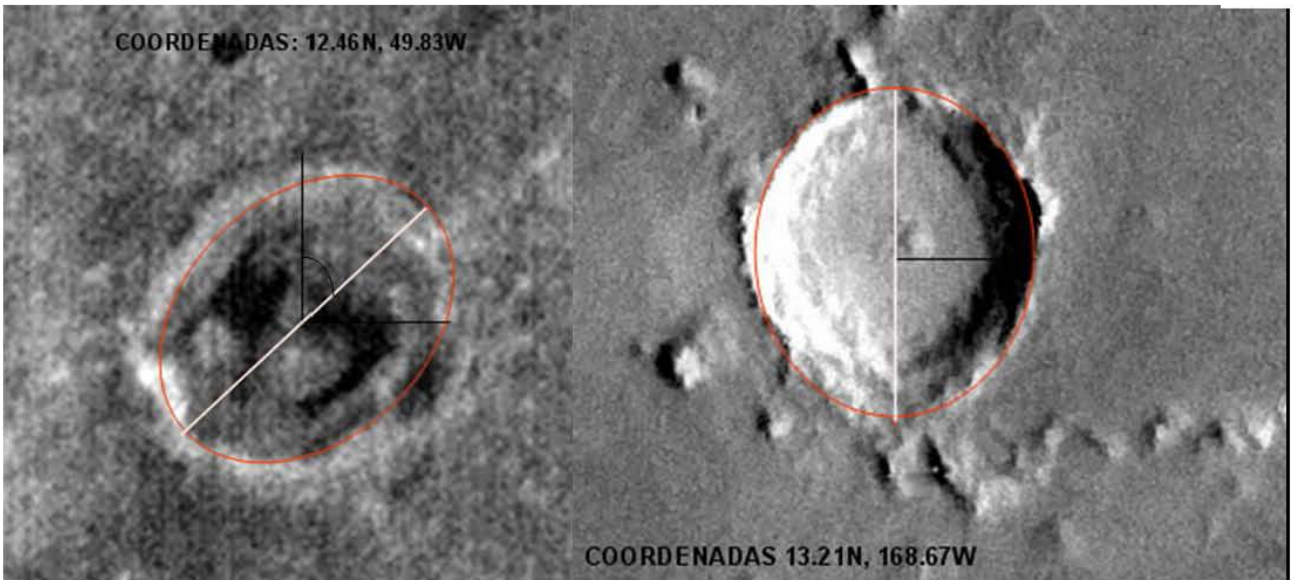


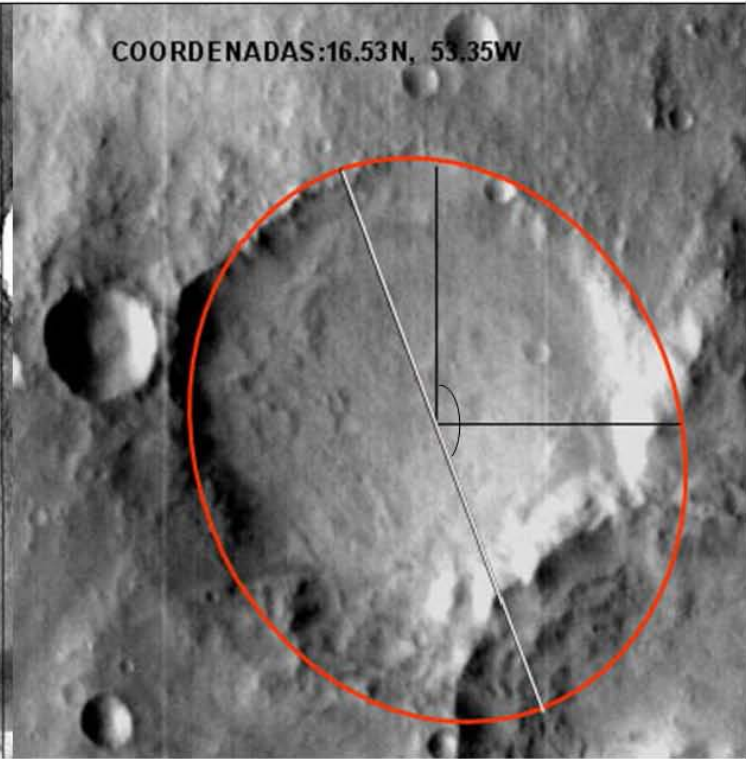
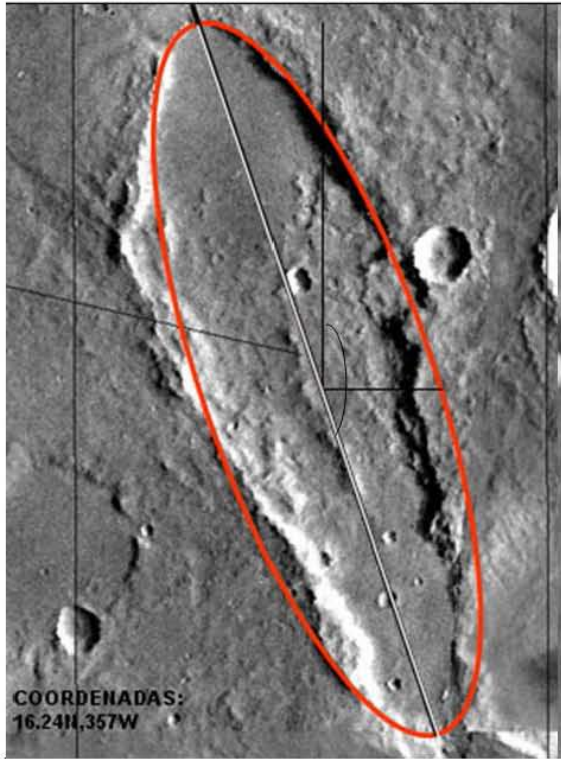
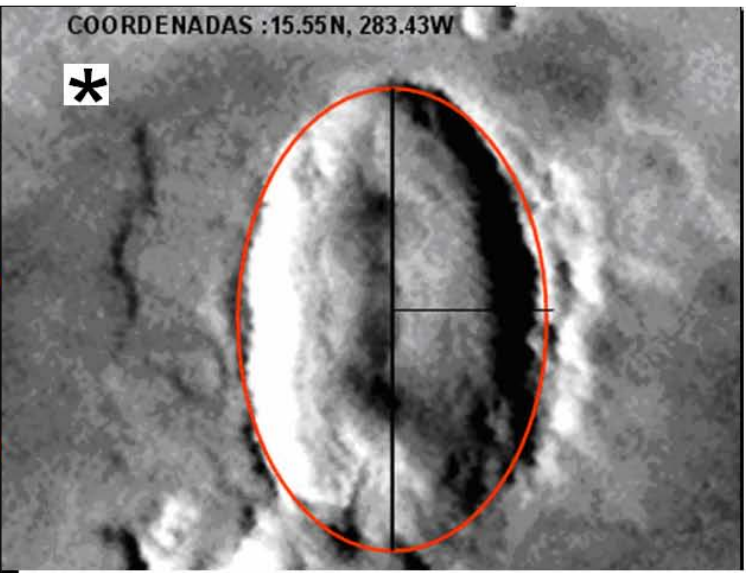
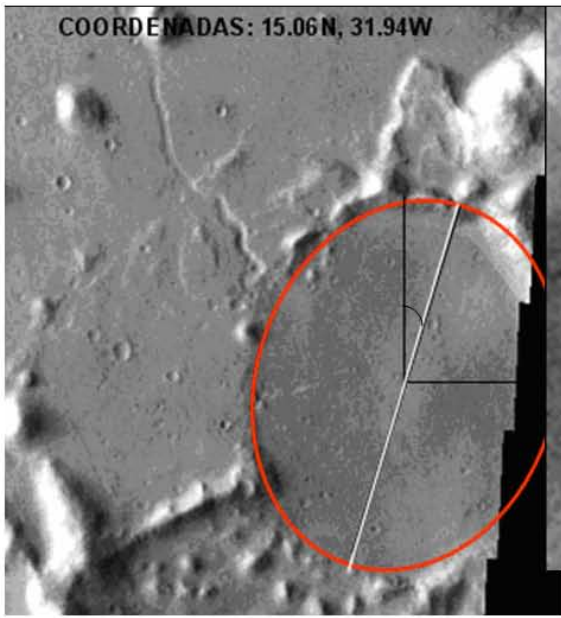


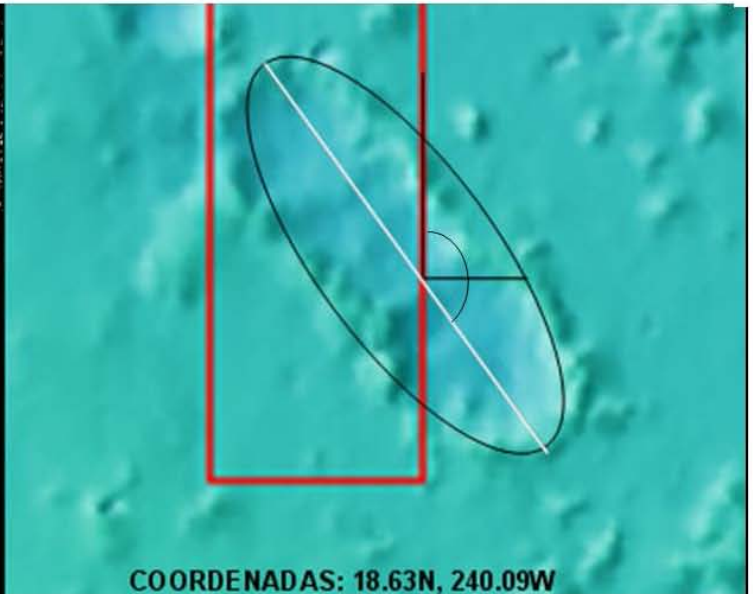
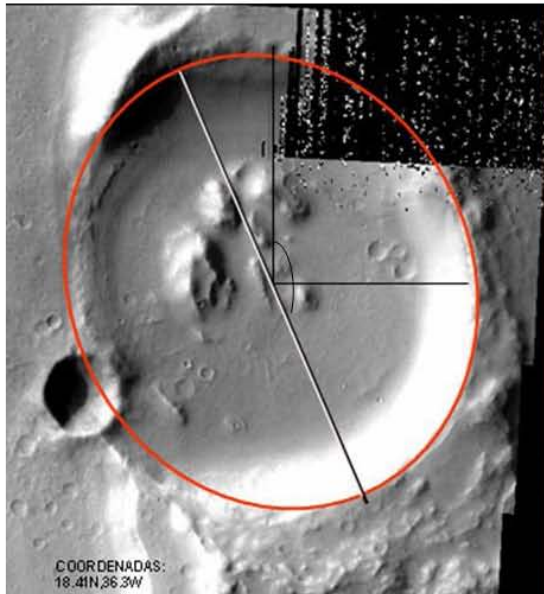
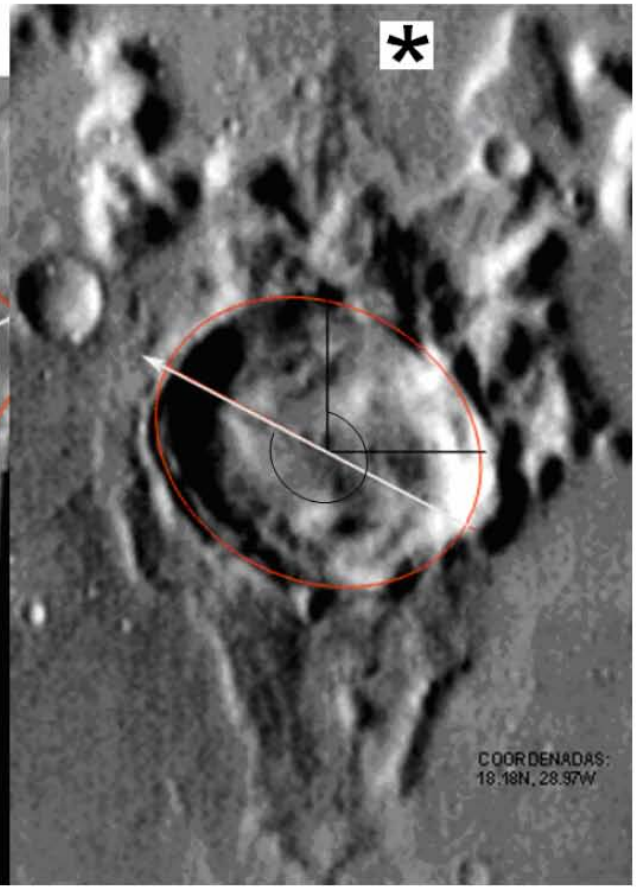
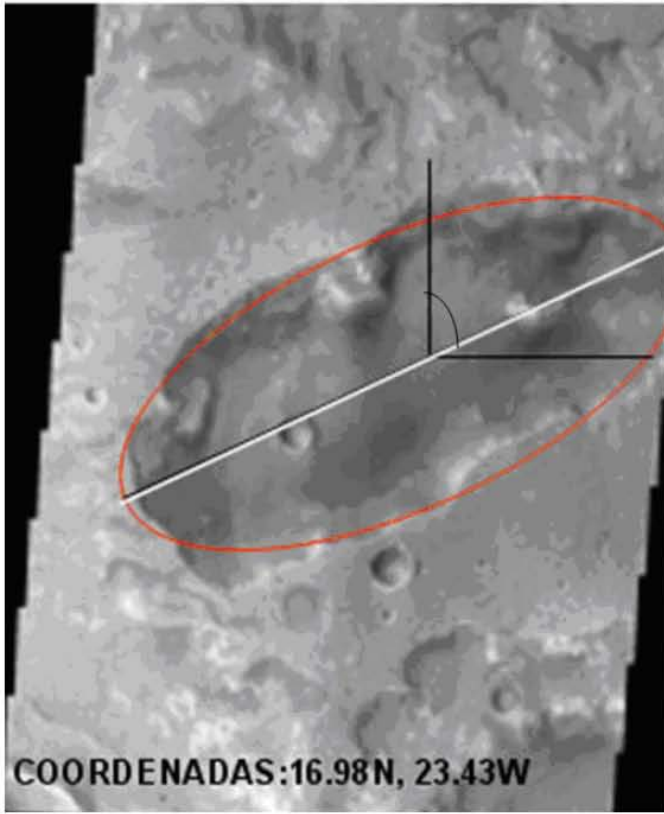


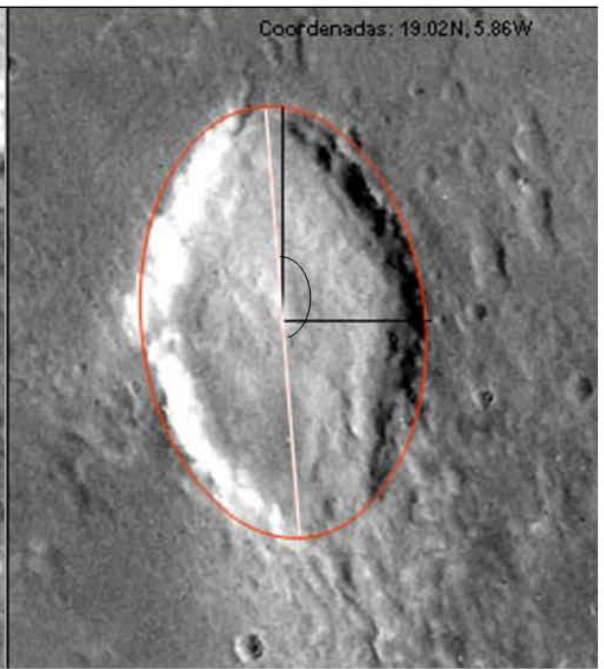
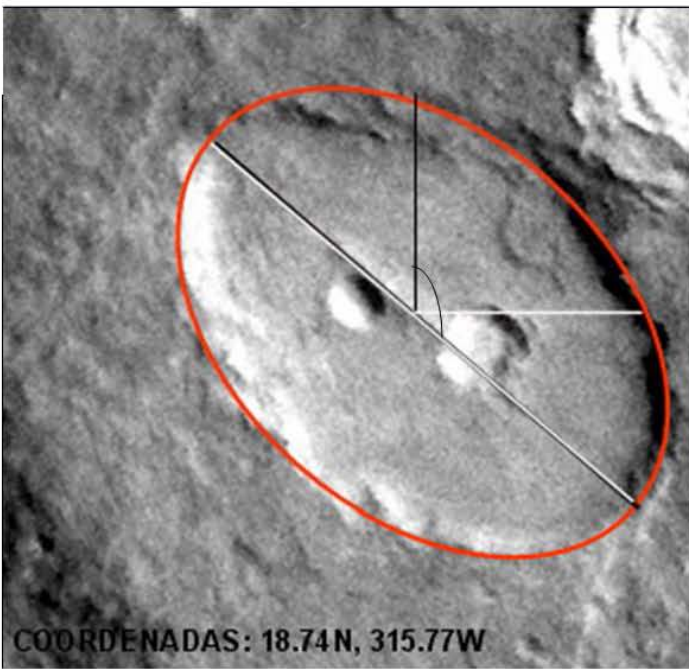


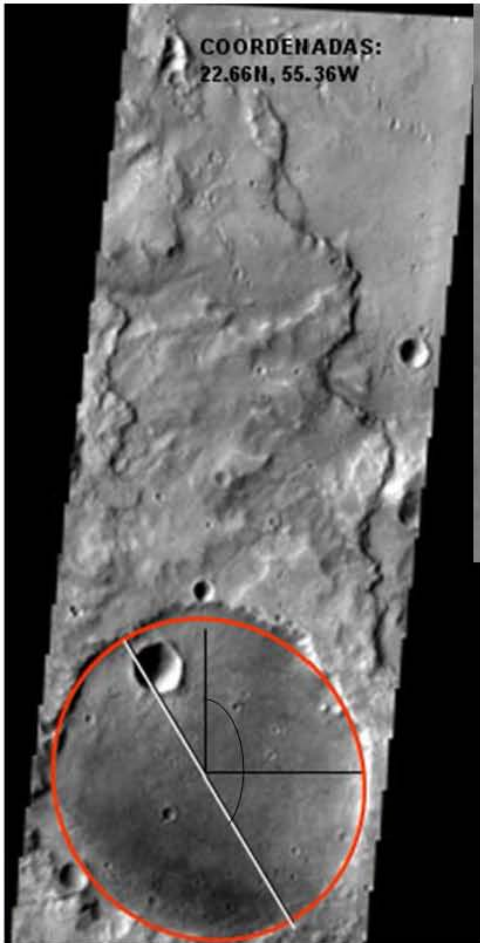
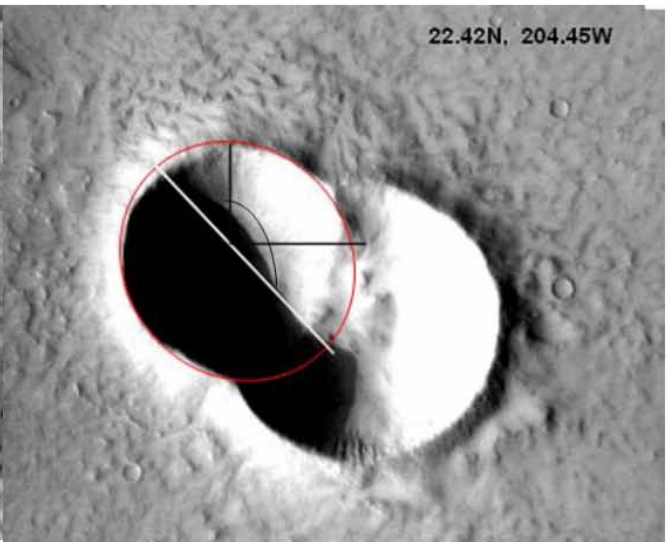
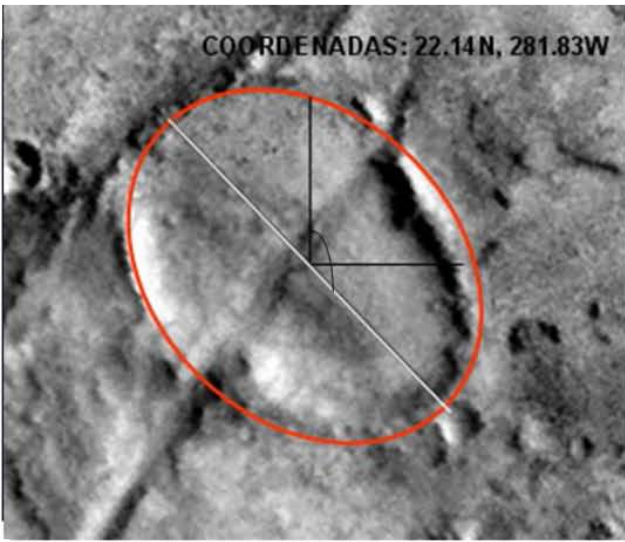


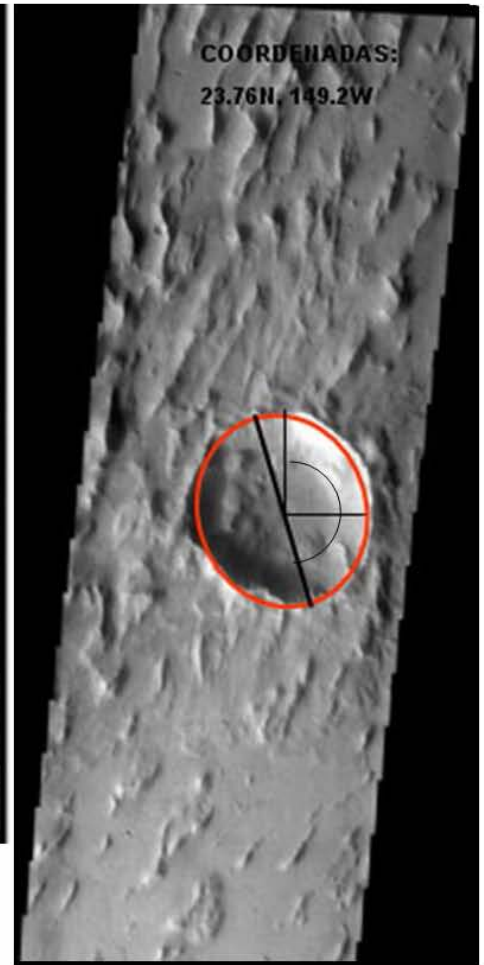
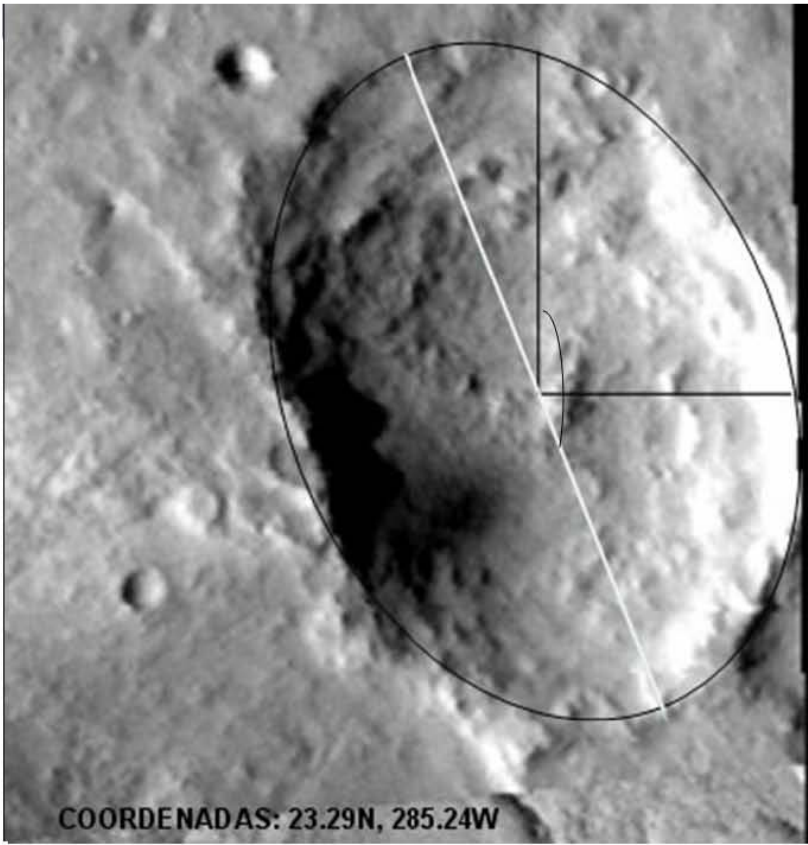


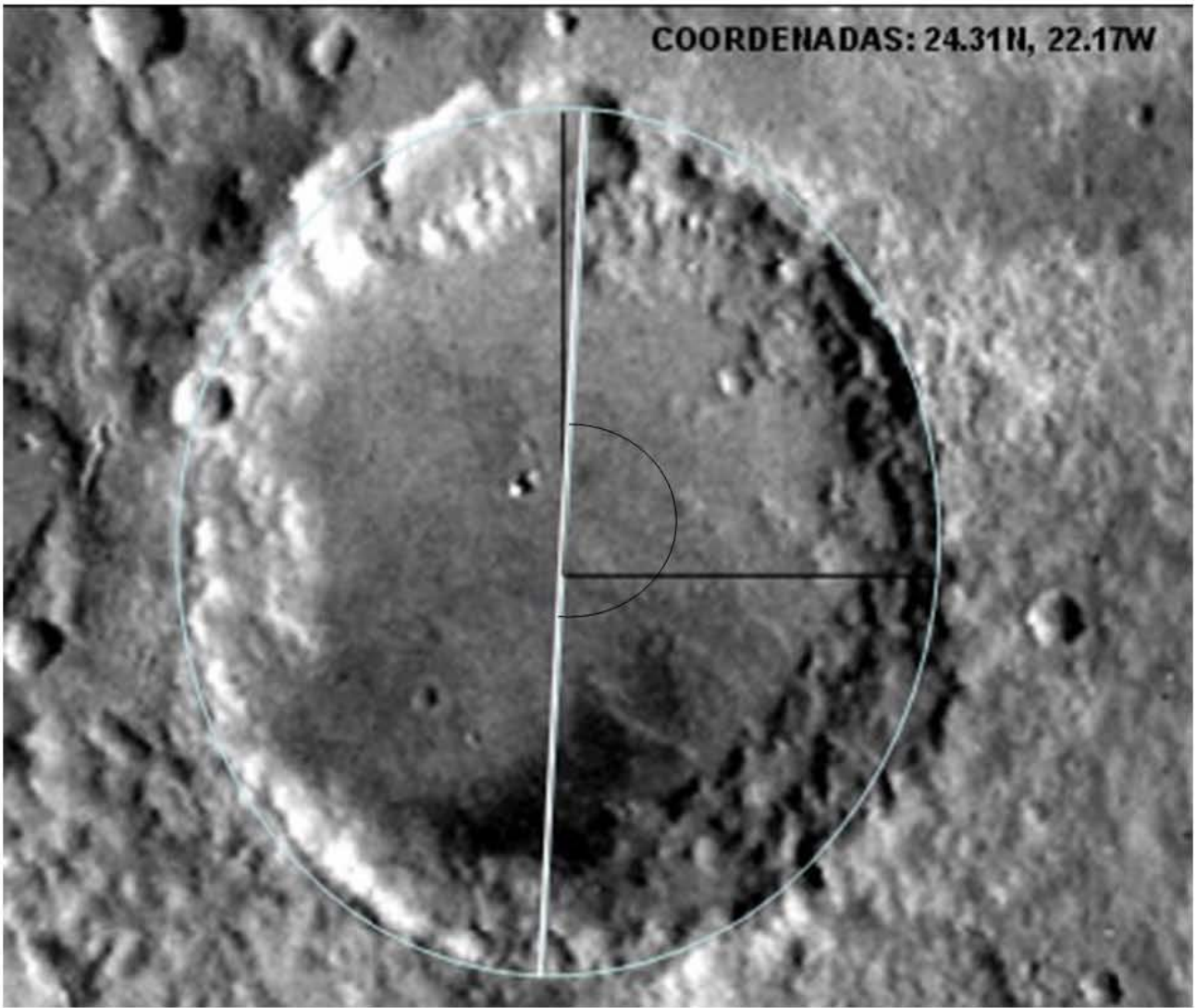


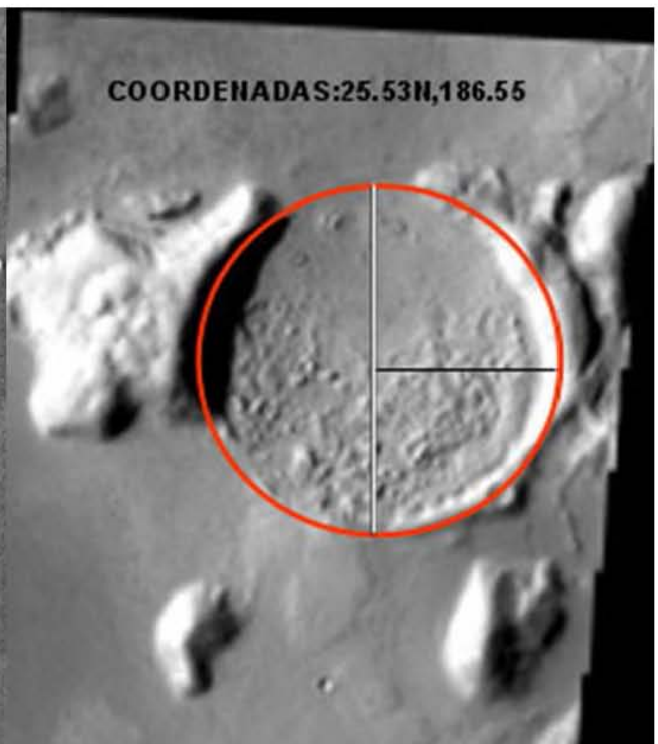
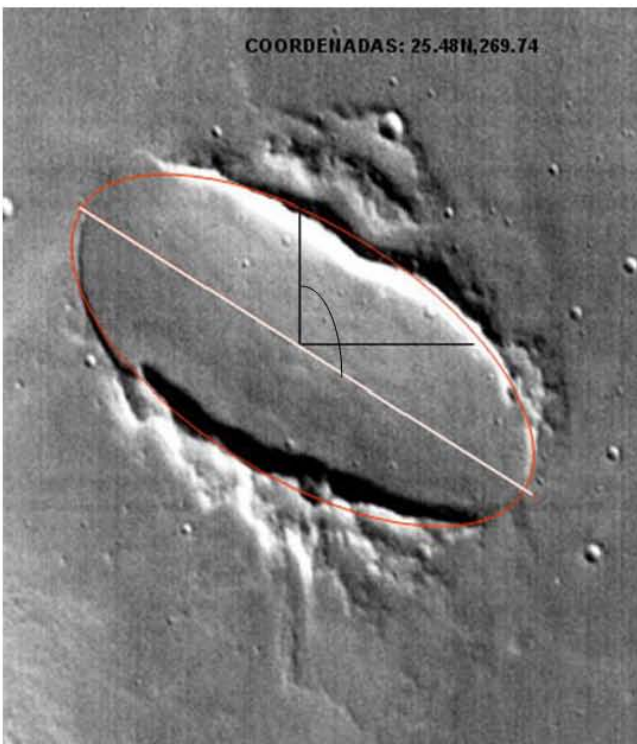
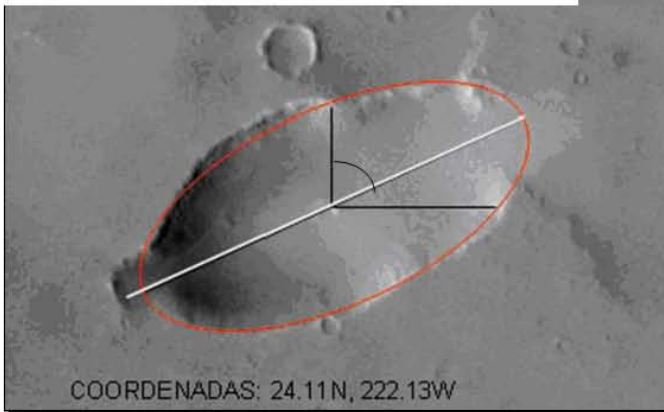
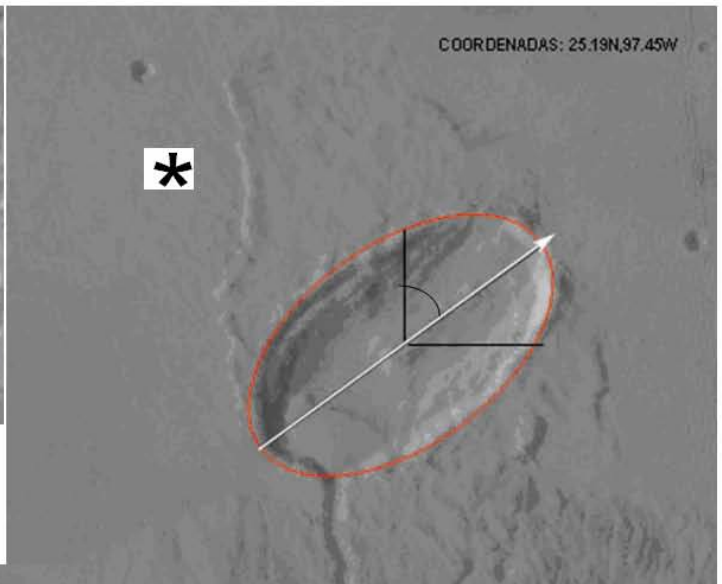
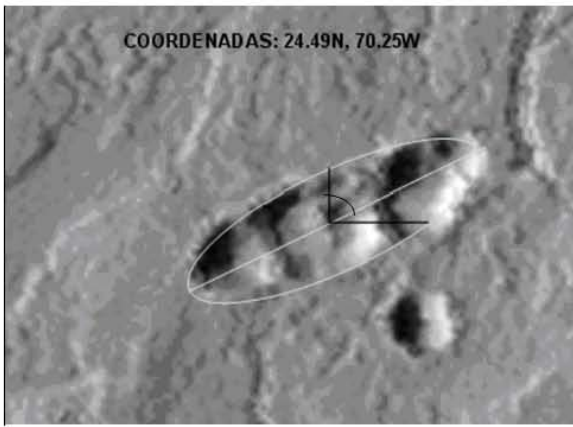




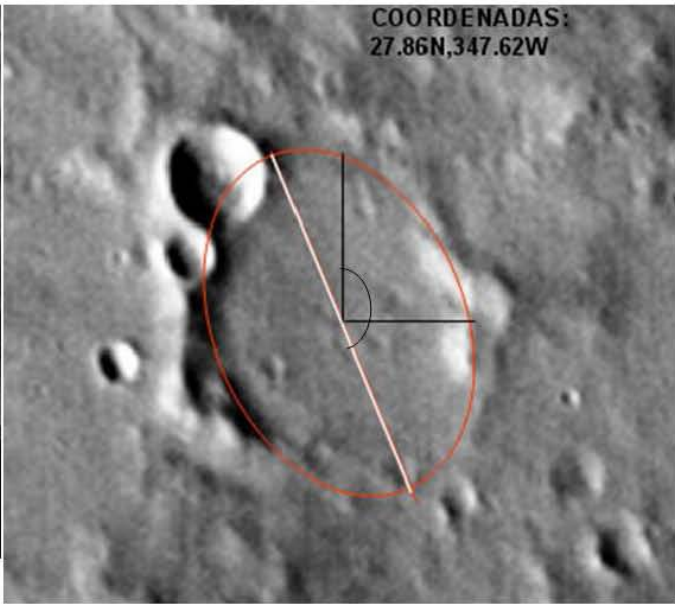
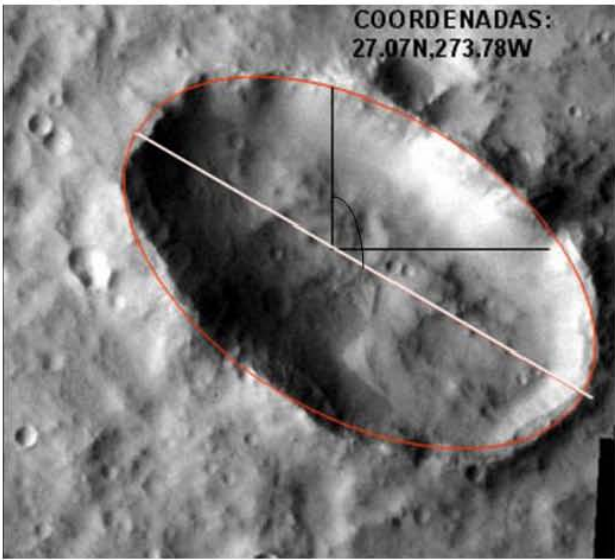
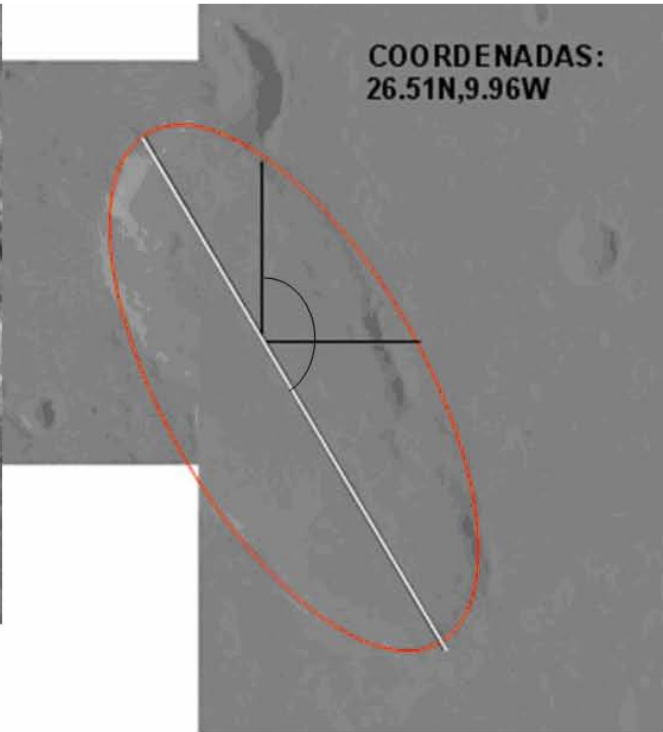
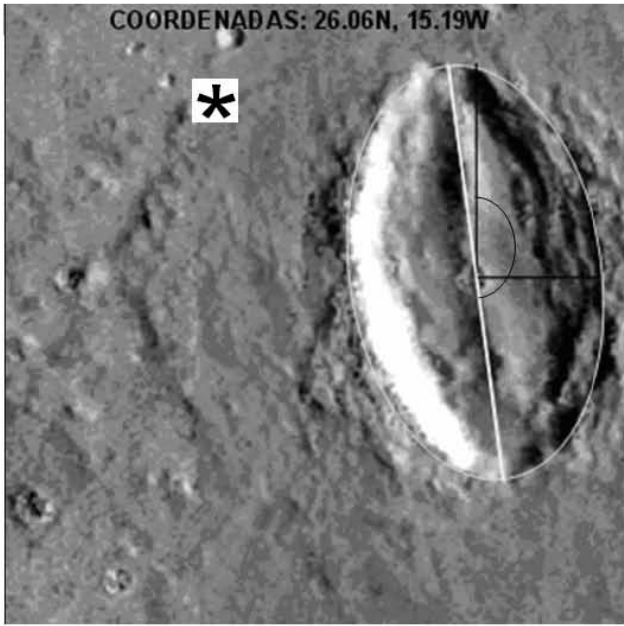


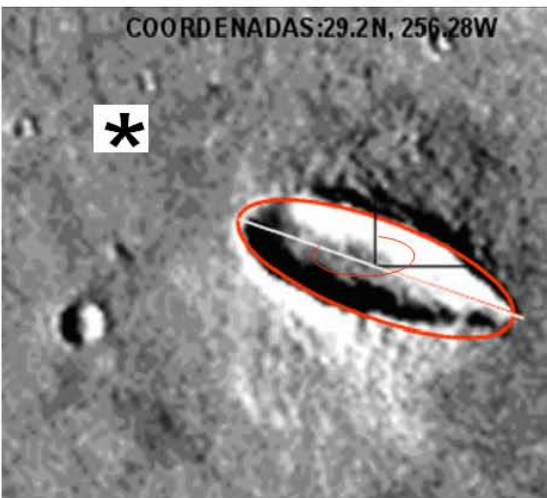
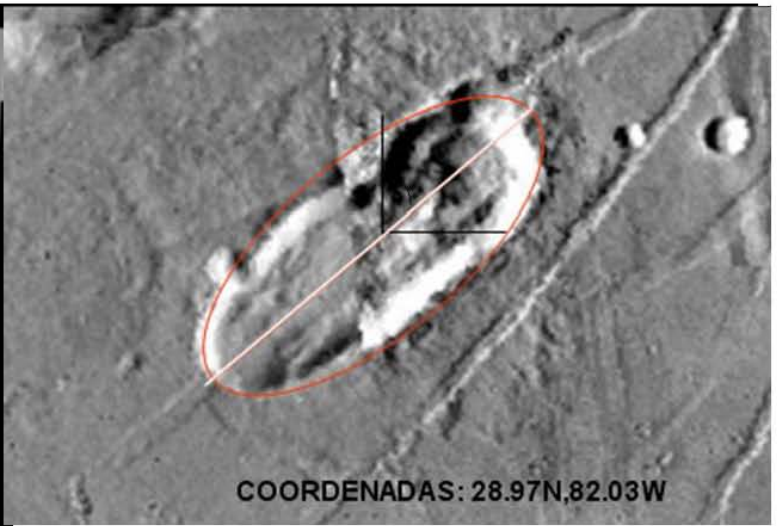
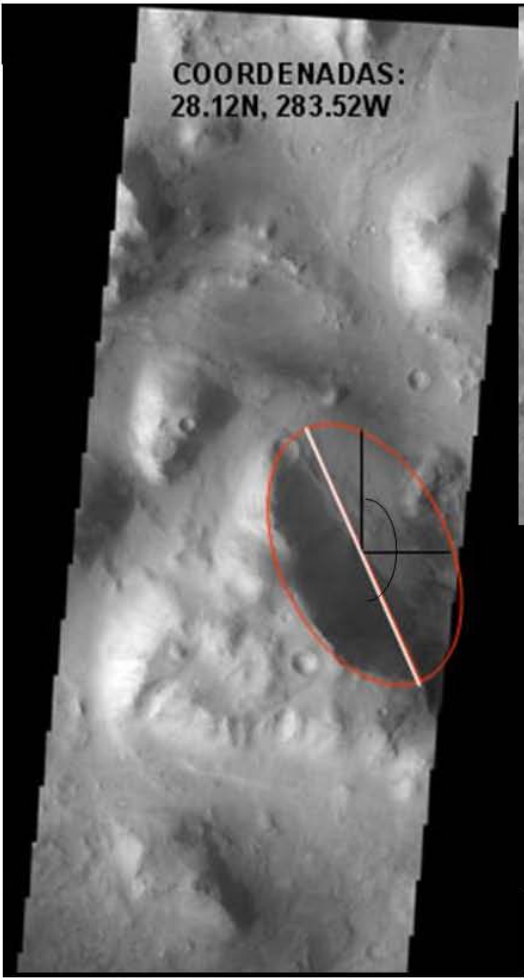


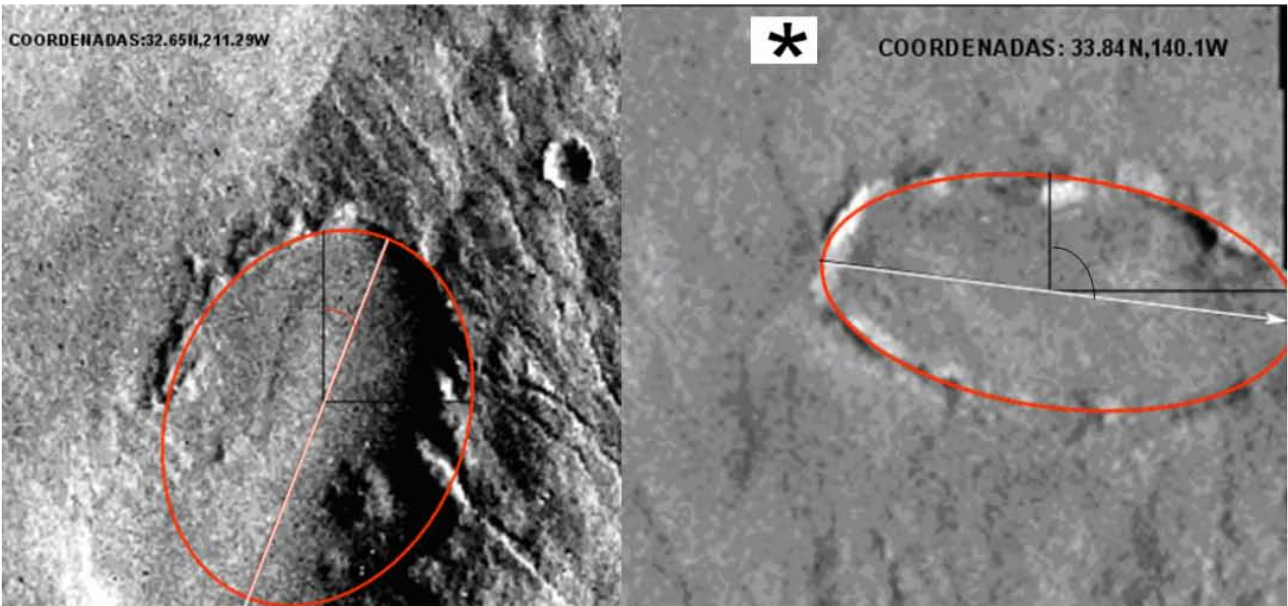
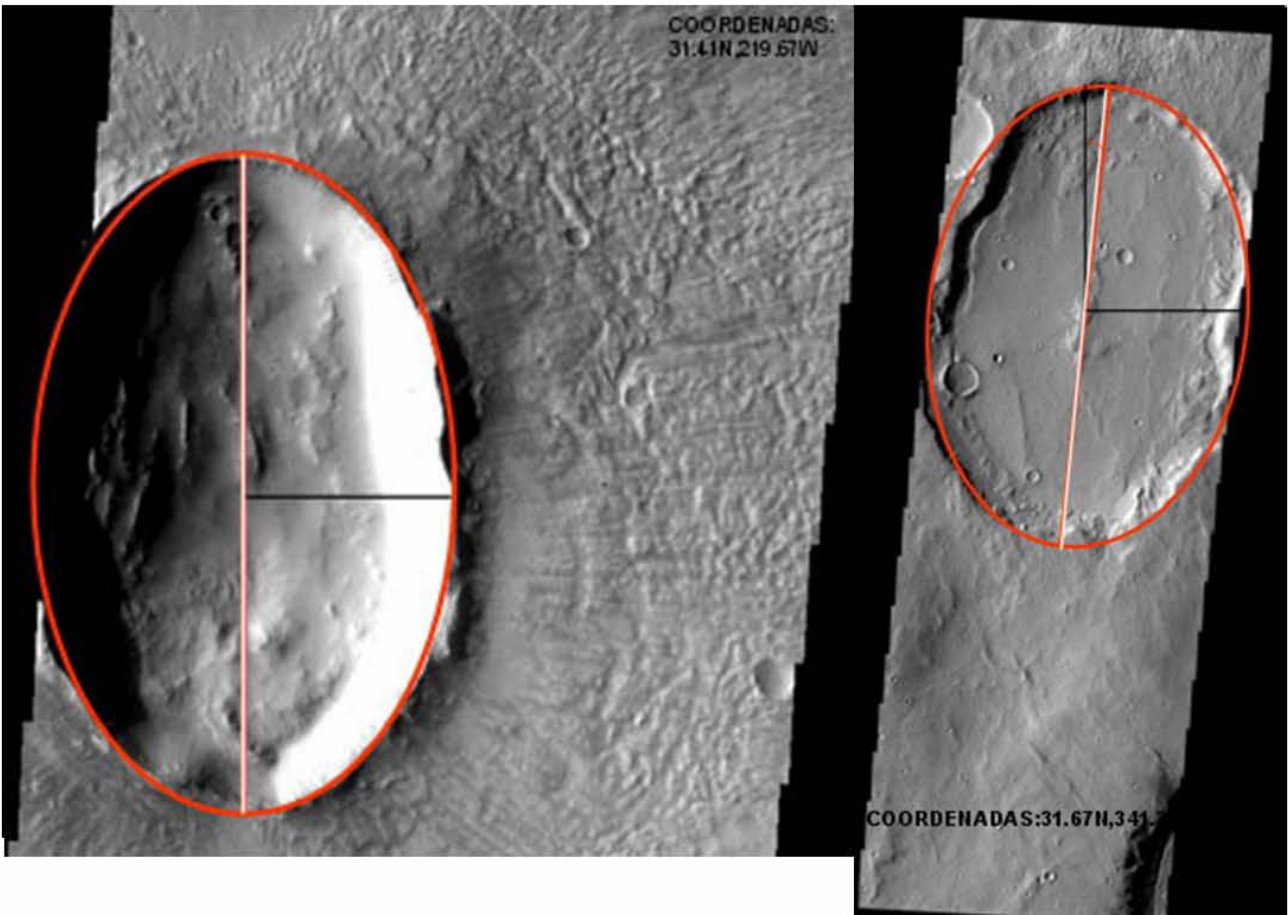


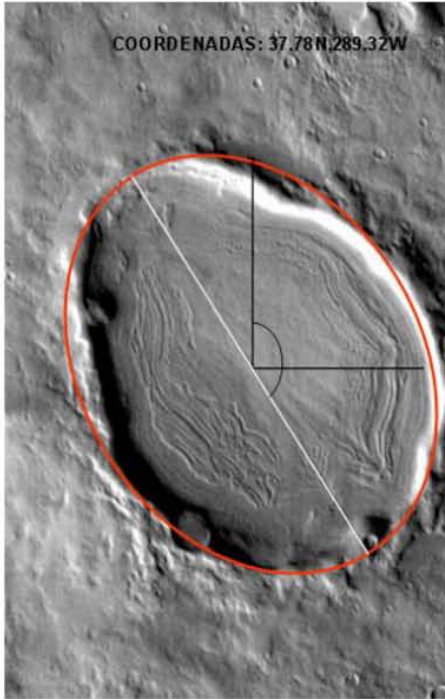
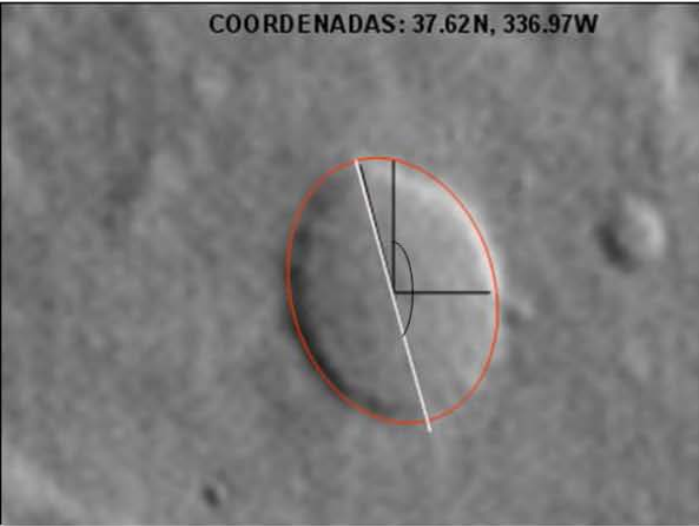
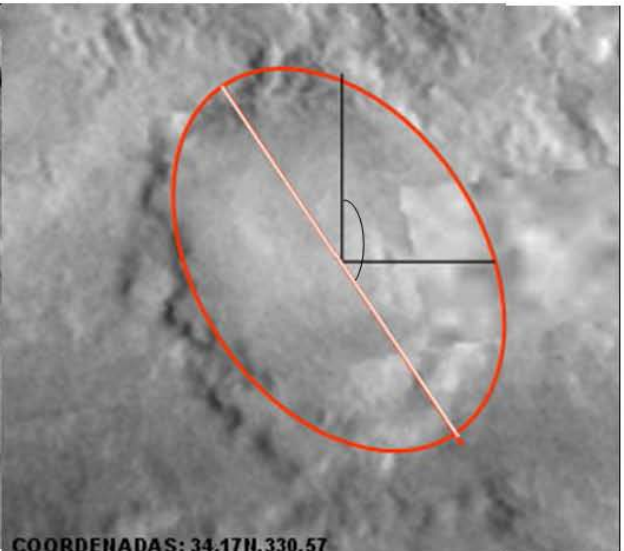
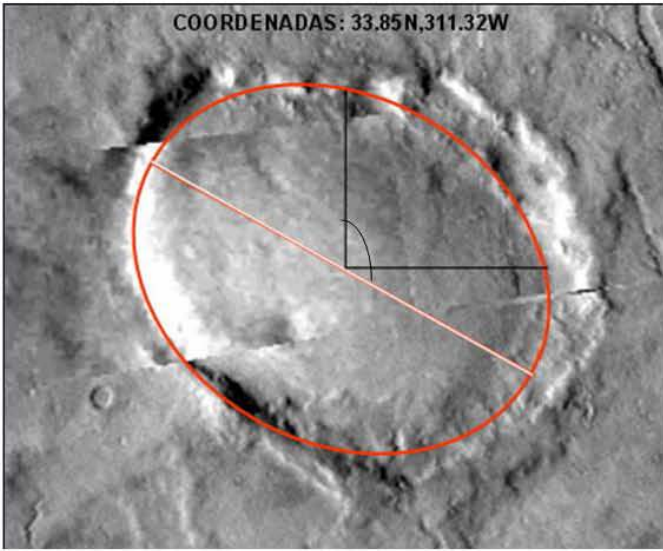


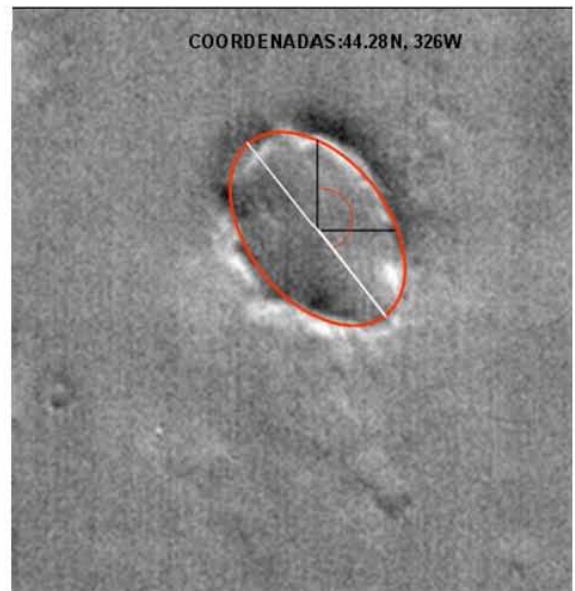
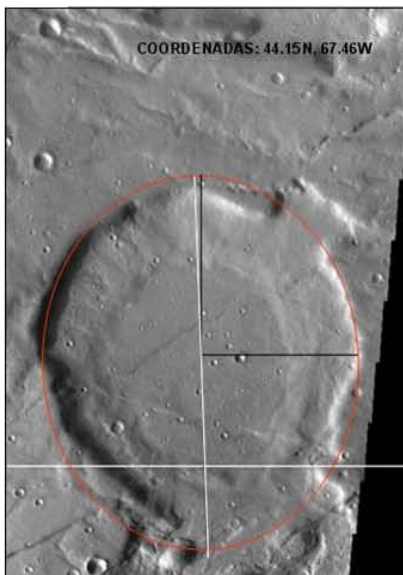
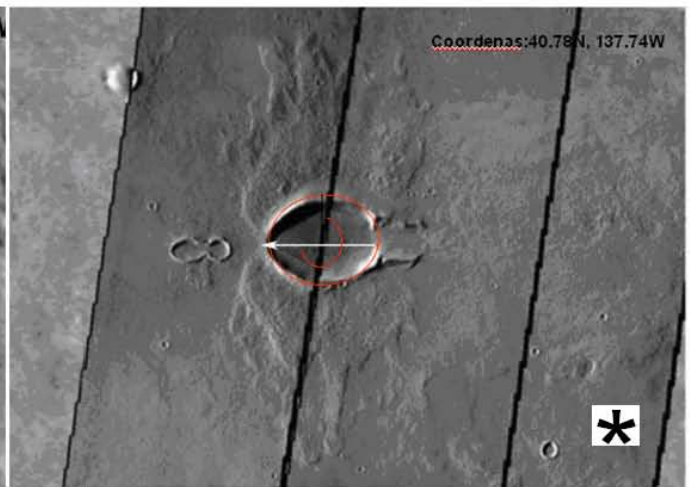
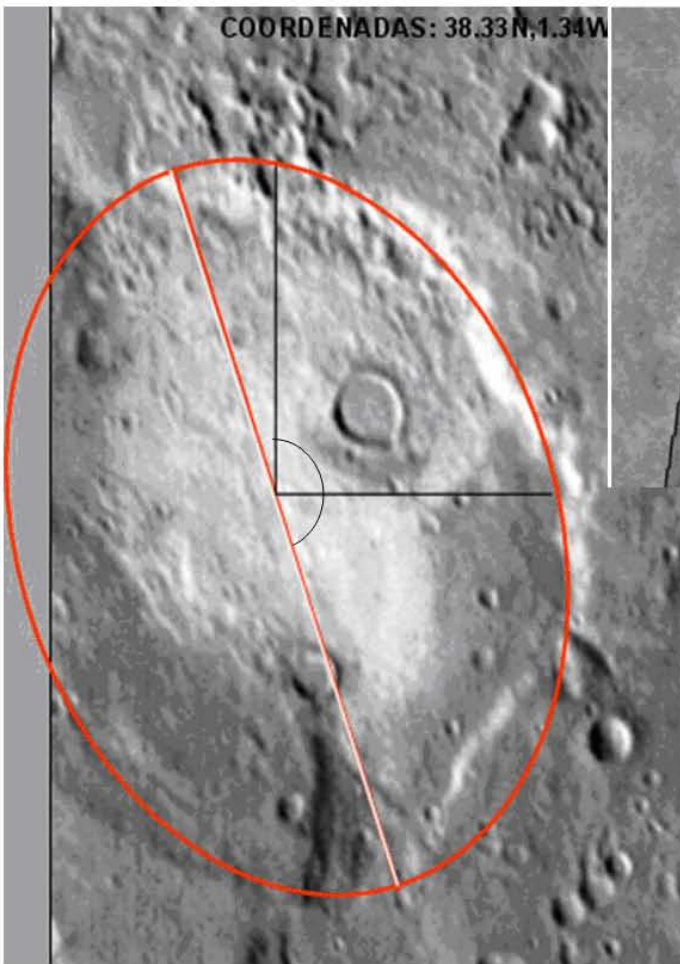


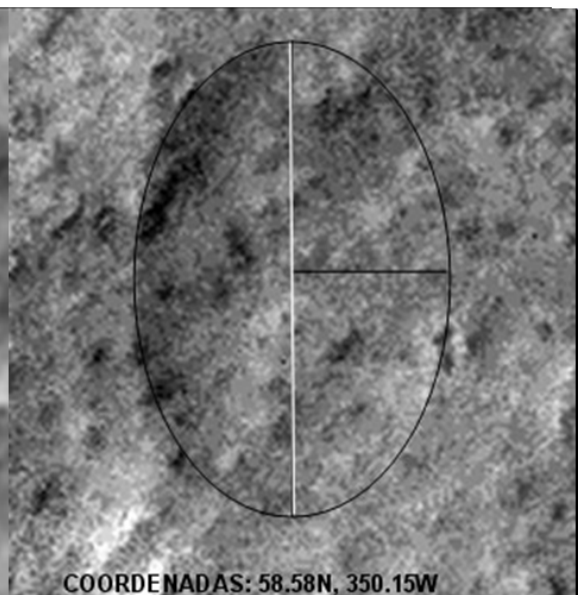
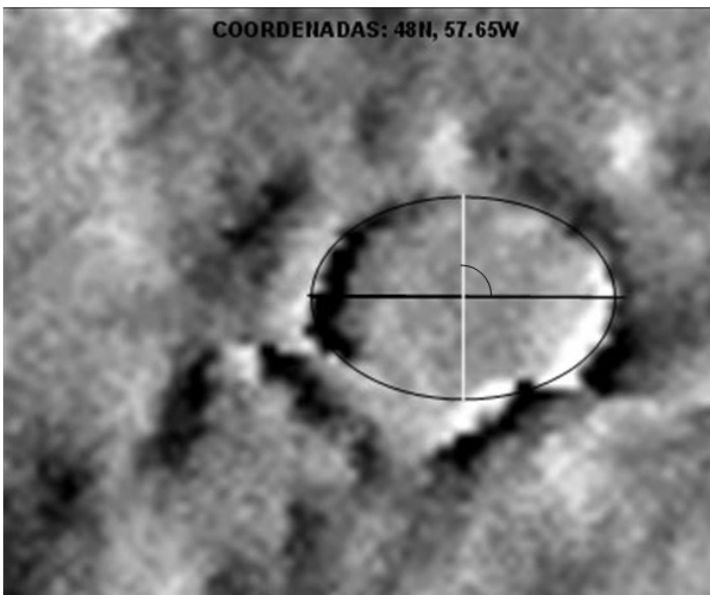
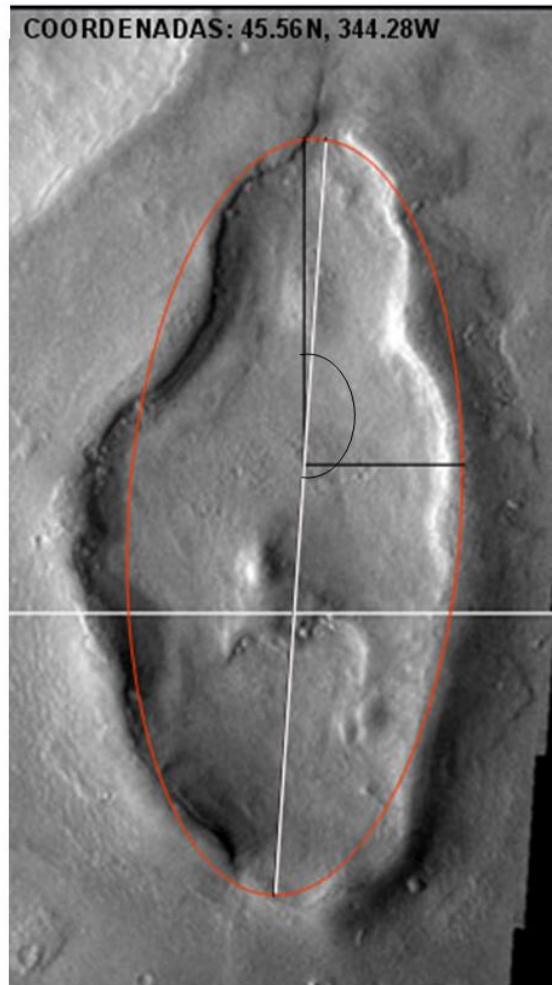
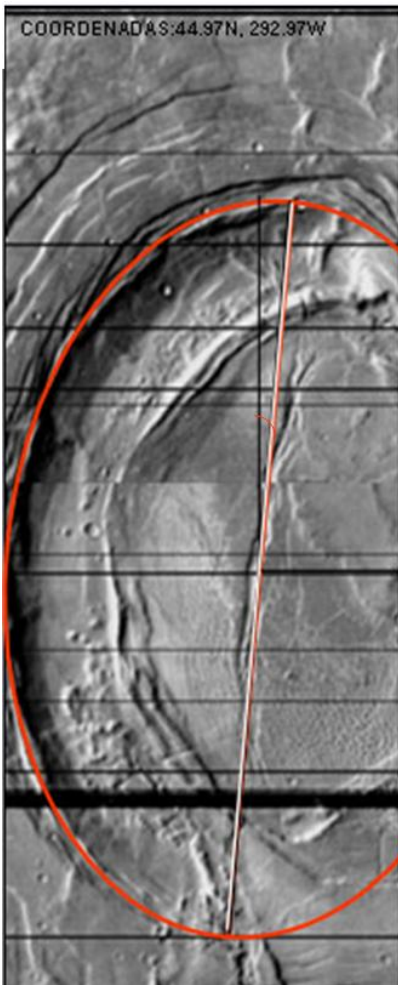




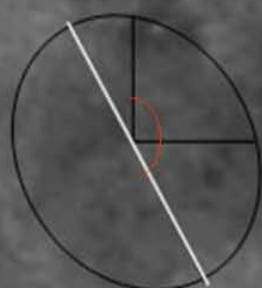








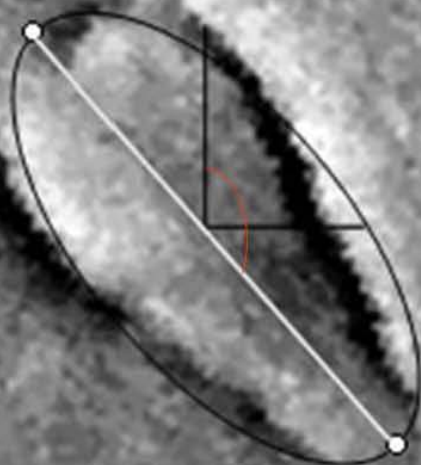
COORDENADAS:73.88N, 169.01



COORDENADAS: 59.25N, 341.14W



COORDENADAS:64.66N, 162.82W



## APÉNDICE H.

### ÁNGULO DE IMPACTO SUGERIDO PARA LOS CRÁTERES ELÍPTICOS SEGÚN EL ESQUEMA DE SCHULTZ

	LATITUD	LONGITUD	ANGULO DE IMPACTO	ANGULO DE IMPACTO		LATITUD	LONGITUD
1	13.83	192.98			37	27.07	273.78
2	15.55	283.43			38	28.97	82.03
3	25.19	97.45			39	30.87	296.87
4	33.84	140			40	31.41	219.67
5	29.2	256.28	ANGULO MENOR DE 10°		41	31.67	341.2
6	13.83	70.85			42	44.28	326
7	26.06	15.19			43	5.86	292.79
8	11.08	241.81			44	2.02	344.28
9	40.78	137.74			45	59.25	341.14
10	18.18	28.97			46	64.66	162.82
11	7.89	262.23			47	5.46	57.53
12	0.74	22.86			48	12.46	49.83
13	0.74	39.91			49	14.55	3.9
14	0.97	312.44			50	15.06	31.94
15	2.02	344.9			51	22.14	281.83
16	2.85	32.75			52	23.29	285.24
17	3.91	10.66			53	27.86	347.62
18	4.55	57.94		ANGULO ENTRE 20° Y 30°	54	28.12	283.52
19	4.83	255.33			55	32.65	211.29
20	5.86	292.79			56	33.85	311.32
21	5.96	352.28			57	37.62	336.97
22	10.22	241.42			58	37.78	289.23
23	11.84	330.23			59	38.33	1.34
24	13.86	352.51	ANGULO ENTRE 10° Y 20°		60	44.15	67.46
25	16.24	357			61	48	57.65
26	16.98	23.432			62	58.58	350.15
27	18.63	240.09			63	73.88	169.01
28	18.74	315.77			64	2.03	38.32
29	19.02	5.86			65	2.77	30.11
30	19.25	263.72			66	7.83	20.93
31	23.91	271.14			67	13.21	168.67
32	24.09	296.22			68	16.53	53.35
33	24.11	222.13			69	18.41	36.3
34	24.49	70.25			70	21.04	317
35	25.48	269.74		ANGULO ENTRE 40° Y 50°	71	22.42	204.45
36	26.51	9.96			72	22.66	55.36
					73	23.23	275.77
					74	23.76	149.2
					75	24.31	22.17
					76	25.53	186.55



## RERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson, J.L.B. y Schultz, P.H. 2006. Flow – field migration during oblique impacts: Implications for curved uprange ejecta rays. *Lunar and Planetary Science XXXVIII*.
- Baird, D.C. 1991. *Experimentación: una introducción a la teoría de las mediciones y al diseño de experimentos*. 2ª. ed.México, Prentice-Hall, pp. 26 – 51.
- Barlow, N., Bradley,T. 1990. Martian impact craters- Correlations of ejecta and interior morphologies with diameter, latitude, and terrain. *Icarus*, 87, pp. 156-179.
- Barlow,N. G. y Pollak, A. 2002. Comparisons of ejecta mobility ratios in the northern and southern hemispheres of Mars. *Lunar and Planetary Science XXXIII*, pp. 1322-1325.
- Barlow, N. G. 2005. A review of Martian impact crater ejecta structures and their implications for target properties. *Geological Society of America*, Special Paper 384. pp. 433 – 441.
- Barlow, N. G. 2006. Impact craters in the northern hemisphere of Mars: Layered ejecta and central pit characteristics. *Meteoritics and Planetary Science* 41, No 10. pp. 1425- 1436.
- Barlow, N., Sharpton, V. y Kuzmin, R.O. 2007. Impact structures on Earth and Mars. M.G. Chapman (ed.) *The Geology of Mars. Evidence From Earth–Based Analogs*. EEUU.,Cambridge University Press, pp. 47-49, 57 -60.
- Barlow, N., 2008. *Mars: An Introduction to its interior surface and atmosphere*. EEUU., Cambridge University Press, pp. 28 – 50.
- Barnouin-Jha y Schultz. P. H. 1998. Lobateness of impact ejecta deposits from atmospheric interactions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. E11, pp. 25,739-25,756.
- Barnouin-Jha y Schultz. P. H. 1999. Investigating the interactions between an atmosphere and an ejecta curtain. *Journal of geophysical research*. Vol. 104, No. E11, pp. 27,105-27,115.

- Boot, B. y Fitch, F. 1986. *La inestable Tierra*. 1ª. ed. Barcelona, Salvat editores, pp. 75-92.
- Brownlee, D.E. 2001. The origin and properties of dust impacting Earth. B. Peucker-Ehrenbrink y B Schmitz (eds). *Accretion of Extraterrestrial Matter throughout Earth's History*. New York, Kluwer-Plenum, pp.1- 12.
- Carr, M.H; Crumpler, L.S.; Cutts, J.A.; Greeley, R.; Guest, J.E.; Masursky, H. 1977. Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. *Journal of Geophysical Research*, 82. pp. 4055-4065.
- Carr, M.H. 2006. *The Surface of Mars*. EEUU., Cambridge University Press, pp. 23 – 41.
- Chapman, C.R., Stromo, R.G., Fassett, C.I., Prockter, L.M., Solomons, S.C. y Banks, M.E. 2010. Cratering on Mercury: Insights from the Messenger. *73rd Annual Meteoritical Society Meeting (2010)*, pp 5325 - 5336
- Collins, G.S., Davison, T., Elbeshhausen, D., Robbins, S.J. y Hynek, B.M., 2010. The size – Frequency distribution of elliptical craters. *European Planetary Science Congress 2010*, 5. p.p .238 – 243.
- Donald E. Gault and Ronald Greeley., 1977. Exploratory experiments of impact craters formed in viscous-liquid targets: analogs for martian rampart craters. Murphys Center of Planetology, Murphys, California 95247 and department of geology and center for meteorite studies, arizona state university, tempe, arizona 85281. pp 486 – 495.
- Gault, D.E. y Greeley, R. 1978. Exploratory experiments of impact craters formed in viscous-liquid targets: analogs for martian rampart craters. *Icarus*. Vol. 34, pp. 486 – 495.
- Galilei, G. 2007. *La Gaceta Sideral*, 1ª. ed. España, Alianza Editorial, pp. 49-116.
- Farmer, J.D. y Des Maris, D.J., 1999. Exploring for a record of ancient Martian life. *Journal of Geophysical Research*, 104, pp, 26977 – 26995.
- Faure, G. y Mensing, T. M. 2007. *Introduction to Planetary Science. The geological perspective*, 1a. ed. Países Bajos, Springer, p. 147.
- Hartmann, N.H. y Davis, D.R., 1975. Satellite- size planetesimals and lunar origin. *Icarus*. Vol. 24, No. 4, pp. 504-515.
- Hartmann, W.K. y Neukum. G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars.

*Space Science Reviews*, Vol. 96, pp. 165 – 194.

- Herrick, R. R. 2005. Inferences from oblique impact craters about the role of the atmosphere and subsurface volatiles in the impact cratering process on Mars. *Workshop on the Role of Volatiles and Atmospheres on Martian Impact Craters*, LPI Contribution No. 1273, pp. 49 – 50.
- Herrick, R. y Hessen, K. 2006. The planforms of low – angle impact craters in the northern hemisphere of Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, 4. Issue 10, p. 1483 – 1495.
- Horner, V. M. y Greeley, R. 1987. Effects of elevation and ridge plains thickness on martian crater ejecta morphology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 92, B4, pp. E 561- E 569.
- Ivanov, B. A. 2001. Mars/Mon cratering rate ratio estimates. R. Kallenbach, J. Geiss y W.K. Hartmann (eds.), *Chronology and Evolution of Mars*. Países Bajos, Kluwer Academic Publisher, pp. 87-104.
- Lunine, J. I. 1999. *Earth. Evolution of a habitable World*. EEUU, Cambridge University Press, p. 319.
- Mangold, N., Roach, L., Milliken, R., Le Mouélic, S., Ansan, V., Bibring, J. P., Masson, Ph., Mustard, J. F., Murchie, S. y Neukum, G. 2010. A Late Amazonian alteration layer related to local volcanism on Mars. *Icarus*, Vol. 207, No. 1. pp. 265-276.
- Melosh, H. J. 1989. *Impact Cratering. A Geologic Process*. New York, Oxford University, pp. 89-93.
- Mouginis-Mark, P. 1979. Martian fluidized crater morphology: Variations with crater size, latitude, altitude, and target material. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 84, pp. 8011-8022.
- Nyquist, L.E., 1984. The oblique impact hypothesis and relative probabilities of Lunar and Martian meteorites. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 89, No. S2, pp. B631-B640.
- Ohman, T., Aittola, M., Veli-Petri, K. y Raitala, J. 2005. The preliminar analysis of polygonal impact craters within greater Hellas Region, Mars. C. Koeberl y H. Henkel (eds.), *Impact Tectonics*. Alemania, Springer, pp.131-160.
- Osinski, G.R. 2006. Effect of volatiles and target lithology on the generation and

emplacement of impact crater fill and ejecta deposits on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*. Vol. 41, pp. 1571 – 1586.

Parks, P.J. 2005. *Exploring Mars*, EEUU., Thomson Gale, pp. 27 – 41.

Pierazzo. E y Melosh. H.J. 2000a. Melt Production in oblique impacts. *Icarus*, Vol. 145, pp. 252-261.

Pierazzo. E y Melosh H.J., 2000b. Understanding Oblique Impacts From Experiments, Observations, and Modeling. *Annual Review Earth and Planetary Science*, Vol. 28, pp. 141–167.

Roddy, D.J., 1978. Pre-Impact conditions and cratering processes at Meteor Crater, Arizona, a typical bowl-shaped crater. *Proceedings of the 9th Lunar and Planetary Science Conference*, pp. 3891-3930

Schultz, P. H. 1992. Effect of impact angle on central- peak/ peak- ring formation and crater collapse on Venus. *LPI Contribution No. 789*, pp. 103-104.

Schultz, P. H., 1996. Effect of impact angle on vaporization. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, pp. 21117-21135.

Shoemaker, E.M. 1962. Interpretation of lunar craters. Z. Kopal (ed.), *Physics and Astronomy of the Moon*. Gran Bretaña, Academic Press. pp. 283–359.

Scott, D.H., y Carr, M.H., 1978. Geologic Map of Mars. *Geological Survey (U.S.)*. Atlas of Mars 1: 25, 000, 000. Geological Series M25mG.

Soderblom, L.A. 2008. Exploration of the Martian Surface. J. Bell (ed.), *The Martian Surface. Composition, Mineralogy and Physical Properties*. EEUU., Cambridge University Press, pp. 1- 18.

Tokano, T., 2004. Precession-driven migration of water in the superficial layers of Mars. R.A. Harris y L. Ouwehand (eds.), Proc. Third European workshop on Exo-Astrobiology. España, ESA Publications Division, pp. 301-302.

U. S. Geological Survey for the National Aeronautics and Space Administration. 2005. cd's 1-6 y 9- 18. *Mars Digital Image Map*.

Wallis, D., Burchel, M.J., Cook, A.C.; Solomon, C.J y Macbride, 2004. Azimuthal Impact

directions from oblique impact crater morphology. *Mont. Not. Astron. Soc.* 359, pp.1137 – 1149.

Wohletz, K.H. y Sheridan, M.F. 1983. Martian Rampart Crater ejecta – Experiments and analysis of melt – water interaction. *Icarus*, Vol 56, pp. 15 – 37.

### **Referencias electrónicas**

Lunar and Planetary Institute. 2011. Mars Map Catalog. [http://www.lpi.usra.edu/resources/mars\\_maps/](http://www.lpi.usra.edu/resources/mars_maps/) (Consultado el 3 de mayo de 2011).