

Nº 12
284

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
COLEGIO DE GEOGRAFIA



NUESTRO SISTEMA PLANETARIO: SELECCION CRITICA DE INFORMACION
ACTUALIZADA



TESIS QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFIA
P R E S E N T A
FIDEL GARCIA ALVARADO

MEXICO D. F. CIUDAD UNIVERSITARIA

1992

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está 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.

...Y naturalmente a mis hijas
MARLEN y RIGEL

C O N T E N I D O

	Pag
INTRODUCCION	1
CAPITULO 1 MERCURIO.....	3
CAPITULO 2 VENUS.....	10
CAPITULO 3 TIERRA.....	35
CAPITULO 4 MARTE.....	59
CAPITULO 5 JUPITER.....	75
CAPITULO 6 SATURNO.....	91
CAPITULO 7 URANO.....	103
CAPITULO 8 NEPTUNO.....	114
CAPITULO 9 PLUTON.....	123
APENDICE.....	131
GLOSARIO.....	148
BIBLIOGRAFIA.....	153

INTRODUCCION

El planeta Tierra es el objeto de estudio de la Geografía, por lo que el conocimiento de los demás planetas es fundamental para entender al nuestro dentro de un contexto más general. Por ejemplo, la geología planetaria permite comprender los procesos involucrados en la geología terrestre que tomaron miles de millones de años. Así mismo permite inferir los procesos involucrados en el origen de los grandes cuerpos del sistema solar. Así pues, enmarcar a la Tierra en un contexto más general permite al geógrafo comprender mejor su especialidad y situar al planeta en el ámbito universal.

Los numerosos viajes interplanetarios efectuados durante las dos últimas décadas nos han proporcionado información copiosa e importante sobre muchos de los miembros del sistema planetario al que pertenecemos. Tal cúmulo de conocimientos novedosos se encuentra publicado en numerosas revistas especializadas y de divulgación, así como en libros que, en tan sólo en unos años, han vuelto obsoleto gran parte del conocimiento previo. Al terminar las misiones Viajero 2 y Magallanes, así como la serie de eclipses mutuos del planeta doble Plutón-Charonte, culmina una época de acumulación masiva de información sobre el Sistema Solar que, con la posible excepción de la que siguió a la invención del telescopio, es la más fructífera de la historia de la humanidad en la rama de la astronomía planetaria. En la actualidad, los proyectos de estudio planetario con vehículos espaciales son

escasos y, como los tiempos de viaje son largos, esperamos pocos resultados importantes en lo que resta del siglo XX. Este es, en consecuencia, el momento adecuado para recopilar y seleccionar críticamente la información relevante para el geógrafo moderno.

En esta tesis se hace una recopilación actualizada de la información relevante de cada uno de los planetas. Posteriormente, en un apéndice, se colectan algunas propiedades importantes de los principales cuerpos del sistema solar, las cuales consideramos pueden servir de referencia a maestros de Geografía. Al final se ofrecen una bibliografía sobre el tema y un glosario.

CAPITULO 1

M E R C U R I O

Mercurio, por su estructura sólida, parecida a la de la Tierra, es uno de los cuatro planetas terráqueos.

Por estar tan cerca del Sol, Mercurio es un planeta difícil de observar. La combinación de su distancia al Sol y la excentricidad de su órbita hacen que, visto desde la Tierra, la máxima separación angular entre el planeta y Sol (máxima elongación) oscile entre los 18° y los 20° , lo cual implica que no se le pueda observar más que dos horas antes del amanecer o después de la puesta del Sol y, aún así, siempre cerca del horizonte y en la dirección en donde nuestra atmósfera todavía es brillante por la dispersión de los rayos solares en ella.

1.1 CARACTERES ORBITALES

La distancia media de Mercurio al Sol es aproximadamente 57.9 millones de kilómetros (0.39 UA), lo cual lo hace el planeta conocido más cercano al Sol. Después de la de Plutón, la órbita de Mercurio es la de mayor excentricidad: el valor de ésta es casi igual a 0.21, lo cual ubica al perihelio orbital a sólo 46 millones de kilómetros del Sol, en tanto que el afelio se encuentra a casi 70 millones de kilómetros. La órbita está inclinada 7° respecto al plano de la órbita terrestre. Completa una vuelta alrededor del Sol en casi 88 días, y una rotación sobre su propio eje en 58 días y $\frac{2}{3}$; es decir, un día sideral de Mercurio dura $\frac{2}{3}$ de año mercuriano. Su eje de rotación es

paralelo al de traslación; esto es, su ecuador y su órbita están en el mismo plano. La consecuencia directa de este hecho es que en Mercurio no haya estaciones.

Durante la primera mitad del siglo se pensó que Mercurio siempre presentaba el mismo hemisferio al Sol; esto es, que su periodo de rotación era igual al de traslación. Sin embargo, mediante estudios con radiotelescopio, se notó que la parte supuestamente condenada a una noche eterna tiene una temperatura superior a lo esperado si nunca la calentase el Sol. En efecto, al efectuar sondeos con radar, se pudo medir la velocidad de rotación del planeta y, por lo tanto, su período de rotación. Ahora se sabe que éste es exactamente $2/3$ del de traslación. Ese hecho, producto de la resonancia gravitacional de la traslación del planeta con su rotación, hace que el día solar en Mercurio, esto es, el tiempo que transcurre entre la media noche de un día y la del día siguiente, dure dos años mercurianos. Es decir, al completar una vuelta sobre su eje cada $58 \frac{2}{3}$ días y una órbita alrededor del Sol cada 88 días, ambas en el mismo sentido, Mercurio rota 3 veces (lo cual le toma 176 días) cada 2 revoluciones alrededor del Sol (que se cubren igualmente en 176 días). Lo anterior se ilustra en la Figura 1.1, en la que se muestra el movimiento del planeta alrededor del Sol cada cuarto de rotación sideral, correspondiente a $1/6$ de una traslación completa. En cada posición se ha dibujado una señal sobre la superficie de Mercurio para indicar la rotación del planeta. Desde la posición 1, el punto de referencia completaría una rotación sideral al alcanzar la posición 5; en la posición 7, que coincide con la 1, la señal de referencia se

encuentra exactamente opuesta al Sol; así que en una segunda órbita, el punto de referencia estará mirando de nuevo hacia al Sol, completándose así un día solar al cabo de dos rotaciones.

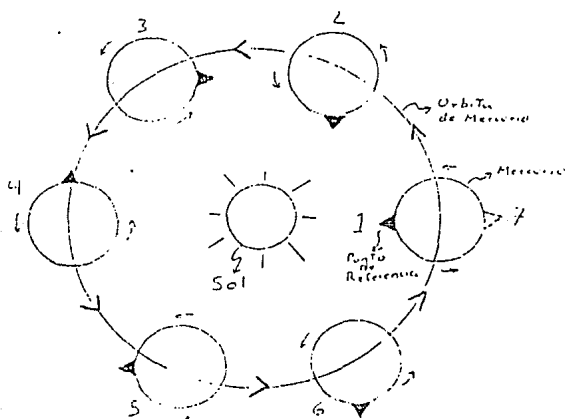


Fig. 1.1 Rotación y translación de Mercurio

1.2 CARACTERES FISICOS

El diámetro ecuatorial de Mercurio, tan sólo 40% mayor que el de la Luna, mide 4870 kilómetros, aproximadamente. Su masa es de 3.3×10^{29} g, de donde se deduce que su densidad media es 5.4 g/cm^3 , muy parecida a la de la Tierra (5.5 g/cm^3) y la de Venus (5.25 g/cm^3). Esto ha dado lugar a la teoría que considera a la mayor parte del interior de Mercurio constituida principalmente de hierro y níquel. El radio de este núcleo metálico debe ser 80 % del de Mercurio, que puede compararse con el de la Tierra, que ocupa el 50 % del radio de nuestro planeta.

1.3 SUPERFICIE

El estudio de la superficie de Mercurio fue uno de los principales objetivos de la misión espacial Mariner 10 (1973). La órbita de este vehículo lo acercó al planeta dos veces en exactamente dos años mercuriales. Por desgracia, como ya hemos visto, esto significó ver precisamente la misma cara de Mercurio iluminada por el Sol en ambas ocasiones. En vista de ello, solo conocemos la mitad de la superficie del planeta. Esta es, a primera vista, muy parecida a la del lado oculto de la Luna. La gran cantidad de cráteres meteoríticos que aparecen en ella y los escasos "valles" hacen difícil diferenciar entre nuestro satélite y el planeta que nos ocupa. Sin embargo hay algunas diferencias sutiles, pero muy importantes. Una de ellas consiste en la presencia de gran cantidad de fracturas y acantilados en la superficie de Mercurio. Esto probablemente se debe a una compresión de la superficie del planeta producida cuando éste se contrajo al enfriarse, disminuyendo su radio en uno o dos kilómetros.

A)



B)



Figura 1.3-1 A) Un hemisferio de la Luna y B) uno de Mercurio.

Al observar a Mercurio con un conjunto de radiotelescopios resaltan dos zonas cuyas temperaturas son superiores a las del resto del planeta. Estas dos regiones, localizadas cerca del ecuador y separadas entre sí 180° , comprenden alrededor del 15% de la superficie del planeta y corresponden a aquellas que miran directamente hacia el Sol cuando Mercurio se encuentra en perihelio (el punto de su órbita más cercano al Sol).

Debido al efecto de resonancia entre los períodos de traslación y de rotación ya mencionado, la superficie de Mercurio alcanza temperaturas hasta de 700°K (400°C), aproximadamente. Sin embargo, los radiotelescopios son capaces de estimar las temperaturas a profundidad aproximada de un metro. En Mercurio se descubrió que el subsuelo está cubierto de material poco compactado y poroso, que lo aísla térmicamente; debido a esto, las diferencias de temperatura registradas a poca profundidad son resultado de los distintos grados de insolación en esos lugares, pero a largo plazo. En efecto, la temperatura media a un metro de profundidad es cercana a los -170°C en la mayor parte del planeta, pero en las dos zonas donde el Sol se encuentra cerca del cenit cuando Mercurio está en perihelio, dicha temperatura alcanza los 100°C , aproximadamente. Esto se debe a que el subsuelo de Mercurio está térmicamente aislado, la órbita del planeta es muy excéntrica, y su período de rotación es $2/3$ del de traslación, acumulándose el calor en dos zonas, llamadas "polos calientes" (Véase figura 1.3-2), en lugar de desvanecerse en forma simétrica desde el ecuador y hacia los polos. A pesar de la capa aislante en la superficie, el calentamiento rítmico, repetido en forma intensa

cada año mercurial alternadamente sobre esas dos zonas del planeta, ha aumentado lentamente la temperatura de su subsuelo.

Todo esto dió como resultado que ahora se tenga una buena idea de la magnitud del flujo de calor desde el interior de Mercurio y hacia su superficie, el cual, al parecer, es nulo o muy pequeño. Este resultado sorprendente indica que Mercurio carece del gran núcleo fundido que se postulaba para explicar el origen del campo magnético que posee, el cual es 1% del de la Tierra.

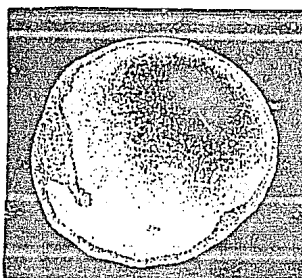


Fig. 1.3 2 Imagen radiotelescópica de uno de los polos calientes de Mercurio.

1.4 ATMOSFERA

Mercurio carece de una atmósfera apreciable, por estar tan cercano al Sol y no tener fuerza de gravedad suficiente en su superficie para retenerla. Los pocos átomos de helio gaseoso que se han registrado cerca de su superficie provienen del viento solar.

CAPITULO 2
VENUS

CAPITULO 2

VENUS

Venus es el segundo de los planetas terráqueos en cuanto a su distancia al Sol y a su tamaño. Por su gran brillo y cercanía a la Tierra es uno de los miembros del Sistema Solar más investigado por el hombre. Mediante las numerosas misiones de las naves Pionero y Venera se han logrado conocer muchos aspectos de la superficie y de la atmósfera del planeta.

Una de las más recientes misiones planetarias, la llamada "Magallanes", nos está revelando con gran detalle las formas de relieve de la superficie de Venus y por lo tanto su morfología. Esta misión está efectuando un minucioso sondeo con radar, que deberá concluir a finales de 1992.

2.1 CARACTERES ORBITALES Y ROTACION.

Venus se encuentra a 108 millones de kilómetros (0.72 Unidades Astronómicas) del Sol y completa una órbita alrededor de ésta en aproximadamente 224.7 días. Su órbita es casi circular (excentricidad 0.007) y está inclinada $3^{\circ}.3$ respecto a la eclíptica. Visto desde la Tierra, la máxima separación angular entre el planeta y el Sol (máxima elongación) es 48° . Siendo un planeta interior, como Mercurio, aunque se le observa relativamente cerca del Sol, en el caso de Venus esto es posible hasta tres horas antes de amanecer o tres después de la puesta del Sol.

Cuando se observa por telescopio, Venus muestra fases similares a las de la Luna (Véase figura 2.1-1). Dependiendo de su posición respecto al Sol, llega a brillar hasta 12 veces más que la estrella "Sirio", la más brillante. Esto ocurre cuando su elongación es cercana a los 39° .

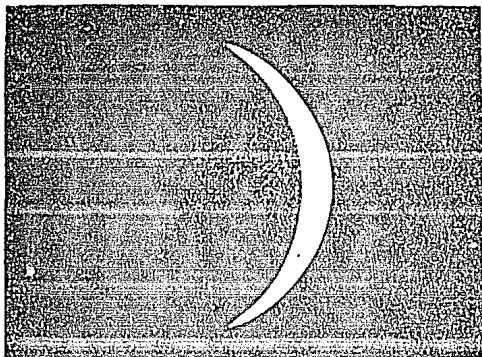


Figura 2.1-1. Imagen de Venus obtenida por el telescopio de monte Palomar.

Venus es el planeta del Sistema Solar que rota más lentamente ya que su periodo sideral de rotación es de 243.01 días terrestres. Además es retrogrado, es decir, gira de Este a Oeste, en sentido contrario al de todos los demás planetas (excluido Urano, que gira casi "acostado" y Plutón). Este extraordinario

hecho no ha sido explicado de manera satisfactoria. Complica aún más la comprensión del movimiento de rotación retrógrado, que el ecuador de Venus esté inclinado sólo 2° respecto al plano de la órbita del planeta. Como consecuencia de esto último, Venus carece de estaciones.

La rotación del planeta tiene una interesante resonancia con el movimiento orbital de la Tierra, como se muestra en la figura 2.1-2. En la posición 1 de dicha figura, Venus se encuentra en conjunción inferior con la Tierra y el punto de referencia dibujado sobre la superficie de Venus está apuntando hacia la Tierra. Después de 486 días los planetas se encuentran en la posición 2; Venus ha completado dos rotaciones retrogradadas completas y casi $2\frac{1}{2}$ revoluciones alrededor del Sol. La Tierra por su parte ha realizado 486 rotaciones así como $1\frac{1}{3}$ revoluciones alrededor del Sol. 78 días después de la posición 2, o sea 564 días después de la localización inicial, los planetas se han movido a la posición (3) y Venus vuelve a estar en conjunción inferior y presentando el mismo hemisferio a la Tierra. Como se ve, cada 564 días terrestres se repitan las configuraciones de Venus (conjunciones, oposiciones, elongaciones este y oeste), a las que corresponden idénticos hemisferios mirando hacia la Tierra. fenómeno debido a efecto gravitacional de la Tierra sobre Venus. El lapso de 564 días constituía un evento de gran importancia religiosa para las civilizaciones mesoamericanas.

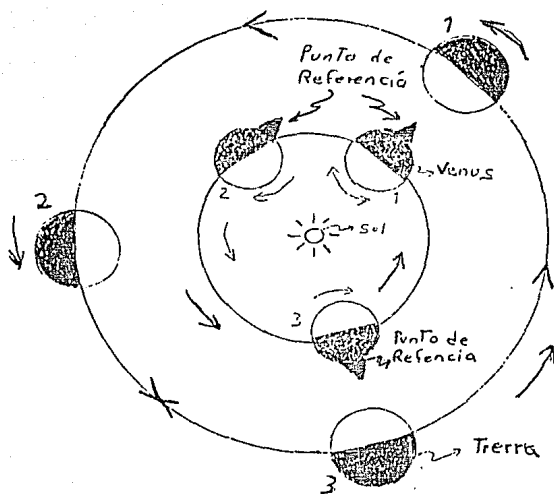


Figura 2.1-2 Resonancia del movimiento de rotación de Venus con el de traslación de la Tierra.

2.2 CARACTERES FISICOS.

Venus es muy similar a la Tierra en muchos de sus caracteres físicos. Su diámetro es de casi 12 100 km, su masa corresponde a 81% la de la Tierra y su densidad media, que resulta de estas cantidades, es de 5.2 g/cm^3 . Este último dato sugiere que la estructura interior de Venus sea parecida a la de la terrestre.

2.3 ATMOSFERA.

La espesa atmósfera de Venus mantiene totalmente invisible la superficie del planeta, debido a que las nubes que en ella se forman son opacas a la luz visible. Sobre la superficie de Venus, ésta ejerce una presión noventa veces mayor que la existente en la superficie terrestre; esto es, la presión atmosférica en la superficie del planeta es equivalente a la existente a 900 metros de profundidad en los océanos terrestres.

La atmósfera de Venus está compuesta fundamentalmente de bióxido de carbono. En la tabla 2.3-1 se listan los principales constituyentes de ella.

Tabla 2.3-1

COMPOSICION QUIMICA DE LA ATMOSFERA DE VENUS

Principales constituyentes	Fórmula	Abundancia
Bióxido de Carbono	CO ₂	96.5%
Nitrógeno	N ₂	3.5%
Vapor de Agua*	H ₂ O	150 ppm
Bióxido de Azufre	SO ₂	150 ppm
Argón 40	Ar ⁴⁰	33 ppm
Argón 36	Ar ³⁶	30 ppm
Oxígeno	O ₂	30 ppm
Monóxido de Carbono	CO	20 ppm
Neón	Ne	9 ppm
Acido Clorhidrico	HCl	0.6 ppm
Acido Fluorhidrico	HF	0.005 ppm

* :La proporción varía de acuerdo con la latitud.

ppm: Partes por millón.

Uno de los caracteres más importantes que presenta la atmósfera de Venus son sus nubes. Son éstas las que se observan por telescopio desde la Tierra cubriendo la totalidad del planeta. Se encuentran entre los 30 a los 60 km de altura sobre la superficie.

En 1970, a raíz de las primeras misiones espaciales al planeta, se encontró que las nubes contenían ácido sulfúrico. Este ácido se forma al combinarse el bióxido de azufre con moléculas de agua. Cuando las gotas de ácido sulfúrico se precipitan hacia la superficie de Venus, las altas temperaturas en las partes inferiores de la atmósfera hacen que aquellas se descompongan nuevamente en bióxido de azufre y agua, impidiendo que las gotas de ácido toquen la superficie del planeta. El ácido sulfúrico, por lo tanto, se encuentra en nubes, las cuales se localizan a 50 km de altitud y tienen espesores de 15 km, aproximadamente. A esa altitud, la presión atmosférica es similar a la de la Tierra a nivel del mar. (Véase figura 2.3-1).

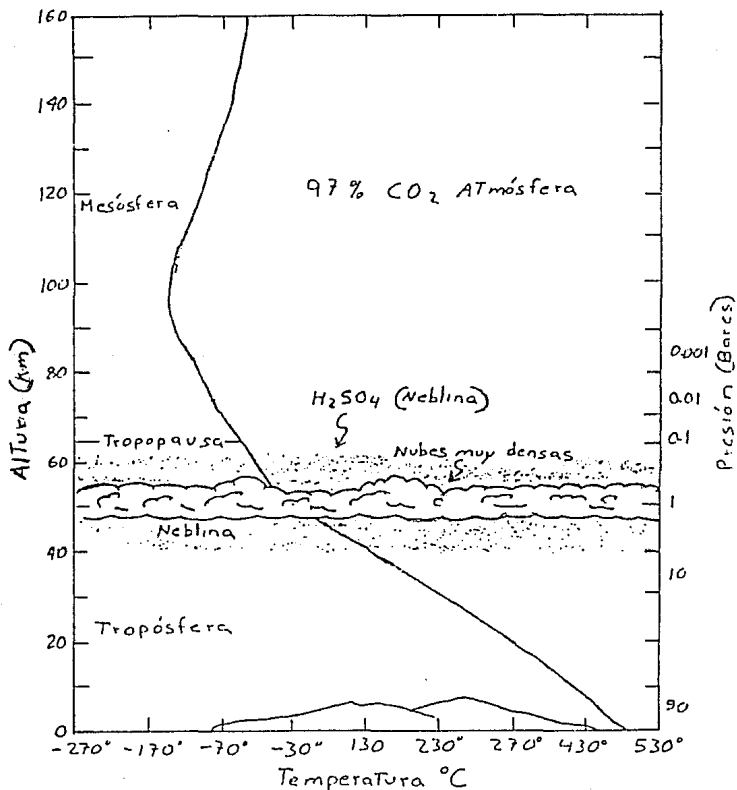


Figura 2.3-1. Perfil térmico y barométrico de la atmósfera de Venus.

La temperatura que se ha detectado en la parte superior de la atmósfera de Venus es de -50°C , mientras que en la superficie asciende hasta 500°C aproximadamente. En la figura 2.3-2 se presenta el perfil de temperatura de la atmósfera de Venus comparado con el de la Tierra.

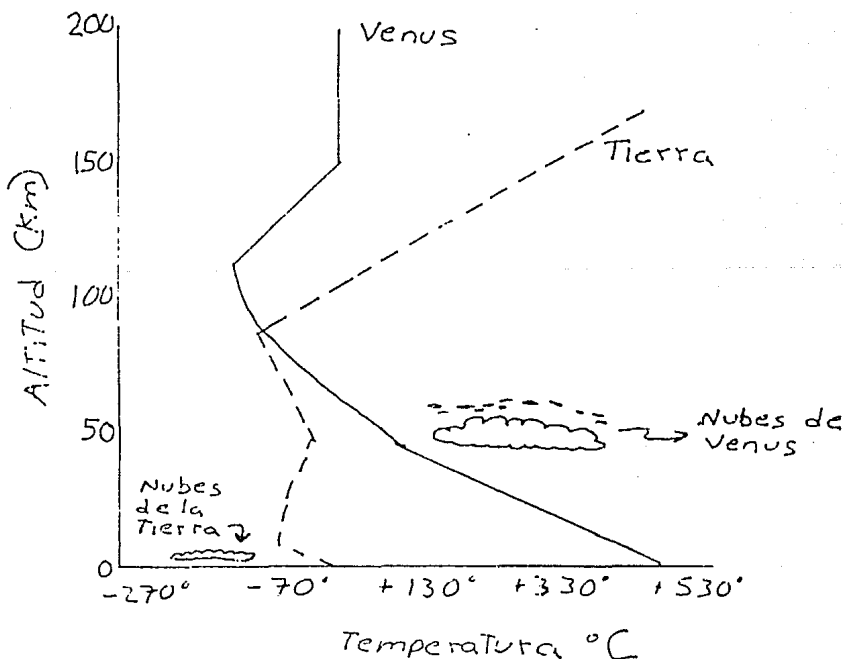


Figura 2.3-2 Gráfica comparativa de temperatura contra altitud en la Tierra y en Venus.

Las altas temperaturas de las partes inferiores de la atmósfera se deben al "efecto de invernadero" producido por tan densa atmósfera, rica en CO₂. El efecto de invernadero consiste en que la luz solar que llega a penetrar hasta la superficie a través de las nubes semitransparentes, producen que ésta se caliente y, en consecuencia radíe calor hacia la atmósfera (radiaciones infrarojas); pero debido a que el bióxido de carbono y el vapor de

agua de la atmósfera son opacos a este tipo de radiaciones, el calor no se trasmite hacia el espacio, sino que es absorbido por el gas molecular de la atmósfera (véase la figura 2.3-3), lo cual aumenta su temperatura y la de la superficie y del planeta.

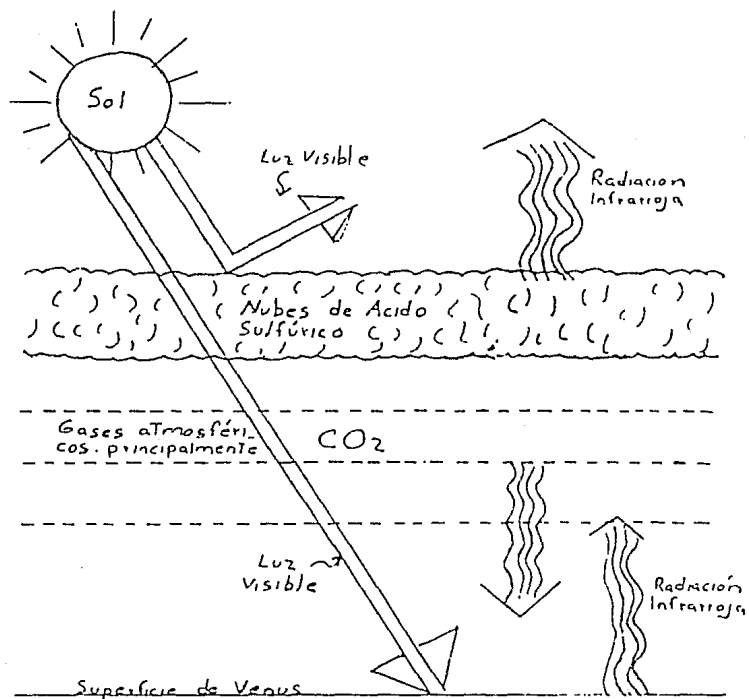


Figura 2.3-3. Efecto de invernadero en la atmósfera de Venus.

Un experimento realizado por la nave "Vega" en 1985 consistió en colocar globos aerostáticos a una altura de 54 km sobre la superficie de Venus. Con estos instrumentos se midieron la

temperatura, presión y velocidad del viento. A grandes altitudes el viento sopla a velocidades de 360 km/h, de este a oeste, y cerca de la superficie disminuyen hasta 2 m/seg (7.2 km/h).

2.4 SUPERFICIE

Hay poca información sobre cuál es la estructura interna de Venus, pero la superficie presenta extensas zonas de montañas, plegamientos y relieves producidos por vulcanismo. Probablemente tiene un núcleo metálico denso, aunque no se sabe si se encuentra en estado sólido o líquido.

Desde la primer misión espacial a Venus en 1962 (Mariner 2), se han enviado 20 naves al planeta. Mediante ellas se ha estudiado la atmósfera, la composición química de la superficie, el incipiente campo magnético y las formas de relieve del planeta.

Se han obtenido algunas imágenes por radiosondeo de la superficie del planeta, las primeras de ellas obtenidas por el orbitador "Pionero Venus" (1979). Esta nave mapeó 93% de la superficie con una resolución límite de 90 km, lo cual permitió reconocer cordilleras y mesetas sobre la superficie del planeta. En 1984 las naves Soviéticas "Venera" (orbitadores 15 y 16) mejoraron la resolución límite a un kilómetro y, aunque sólo lograron mapear 30% de la superficie, revelaron gran variedad de formas de relieve.

Ya desde desde 1960, a partir los primeros estudios de la superficie de Venus efectuados con radiotelescopios desde la Tierra, se encontraron algunas regiones con más brillantez que el resto de la superficie. Una de estas regiones se denominó "Alfa Regio", la cual se estudió posteriormente con el radiotelescopio

de Arecibo (Puerto Rico). Estos estudios muestran que se trata de una superficie intensamente plegada, o bien con formas de relieve muy semejantes a terrazas. Así mismo, en esta región se reconocieron grandes cráteres volcánicos. La insuficiente resolución del radiotelescopio impidió entonces distinguir si el origen de los cráteres era tectónico o meteorítico (véase la figura 2.4-1).

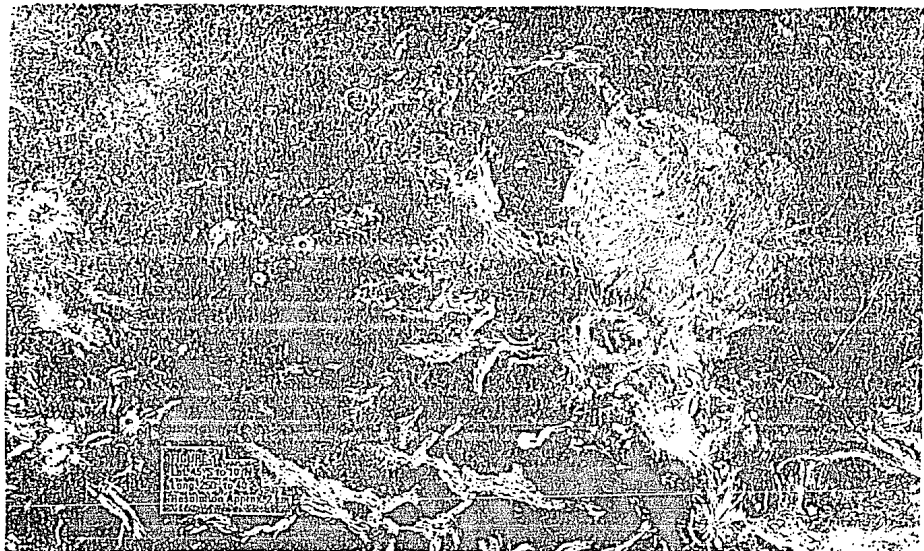


Figura 2.4-1 Sondeo de la región Alfa Regio, obtenida mediante el radiotelescopio de Arecibo.

Una parte de Alfa Regio presenta un complicado sistema de valles y plegamientos que cubren 14% de la superficie total del planeta. Esta zona se encuentra en el hemisferio norte de Venus (véase la figura 2.4-2).

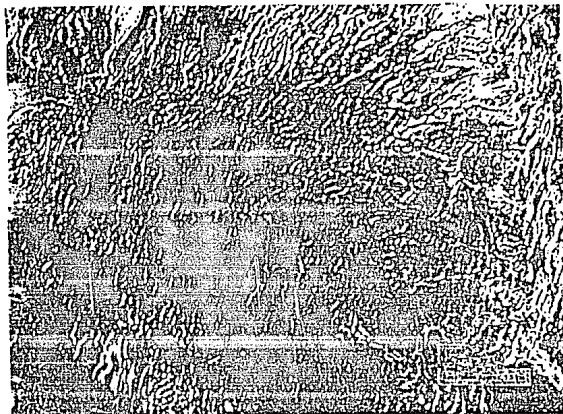


Figura 2.4-2 Zona de plegamientos en Alfa Regio

La zona oeste de Alfa Regio, denominada "Tierra de Gigantes", presenta una especie de domos volcánicos, entre los que destacan tres por sus grandes diámetros interiores, que miden 50, 40 y 30 km aproximadamente (véase la figura 2.4-3).

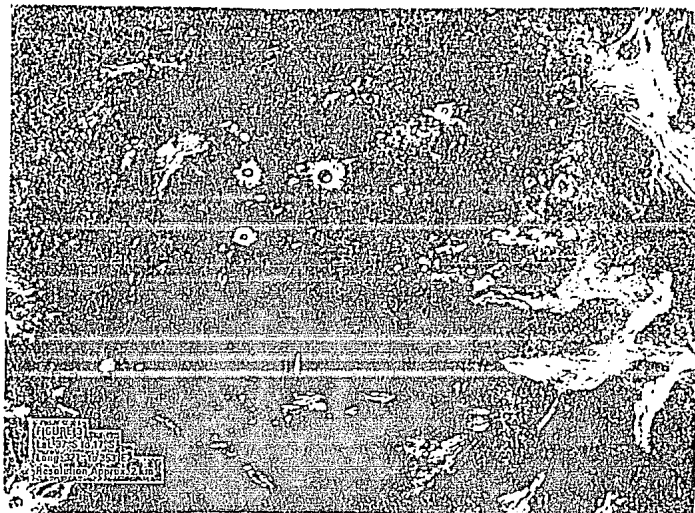


Figura 2.4-3 Domos volcánicos en Alfa Regio

Un mapa del hemisferio sur, también obtenido mediante el radiotelescopio de Arecibo, se muestra en la figura 2.4-4, en la que se observa un conjunto de relieves cuyo origen ha sido investigado. Por ejemplo, son notables tres formas ovoidales, muy parecidas a coronas, con diámetros de 300 a 400 km, que se ha interpretado invocando posibles procesos convectivos del material magmático, que al emerger del interior del planeta inundan las partes bajas de la superficie. Por otra parte, en la misma figura, destaca una gran corona hacia el oeste, de aproximadamente 1000 km de diámetro, la forma de relieve más grande en la superficie de Venus.

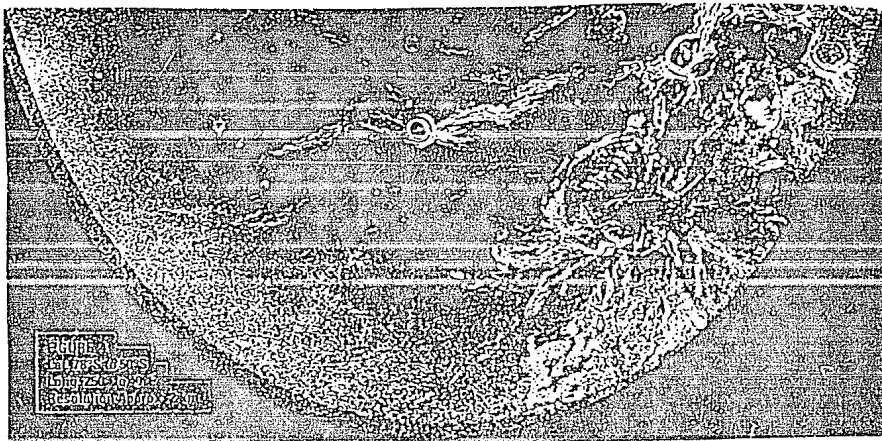


Figura 2.4-4. Hemisferio sur de Venus. Sondeo efectuado en el radiotelescopio de Arecibo.

Las figuras anteriores sugieren que la superficie del planeta ha tenido gran actividad volcánica. Sin embargo, el estudio más detallado de la superficie de Venus es el que se está llevando a cabo mediante el proyecto "Magallanes", vehículo espacial lanzado en 1989 y que aún no termina su interesante labor.

A continuación se presentan las primeras imágenes enviadas a la Tierra por la sonda Magallanes. En ellas se aprecian detalles de hasta 120 metros sobre de la superficie de Venus, lo que ha permitido comenzar a entender los procesos morfogenéticos del planeta.

Para fines de 1990 la nave Magallanes había sondeado 1.5% de

la superficie de Venus. Estas primeras imágenes revelaron que la superficie del planeta es 100 millones de años más vieja que la de la Tierra. La estimación está basada en el grado de erosión observado. Lo anterior comprobó que en los 4500 millones de años de historia del Sistema Solar, la superficie de los planetas sólidos ha sido transformada frecuentemente por procesos erosivos.

Diversas formas observadas en el relieve -como calderas volcánicas, extensos derrames o mantos de lava, plegamientos y una intrincada red de fallas- son indicios de una gran actividad interna, lo cual hace suponer la existencia de movimientos de placas (derivadas continentales) en la corteza de Venus.

En la figura 2.4-5 se puede observar que los cráteres de impacto parecen estar inundados con lava, la cual indicaría que debajo de la delgada corteza de Venus existen mantos de material magmático que brotan a consecuencia de grandes impactos meteoríticos

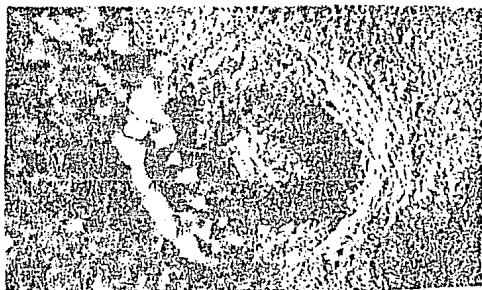


Figura 2.4-5. Imagen obtenida por sondeo de radar desde la Tierra (izquierda) y desde la cosmonave Magallanes (derecha).

También se han observado formas de relieve muy características, consistentes en cráteres de impacto con formas muy diversas y peculiares. Se cree que se originan de la fragmentación de meteoritos: en la densa atmósfera del planeta, los aerolitos se parten y los fragmentos se impactan en la superficie, produciendo formas de relieve muy extrañas (véase la figura 2.4-6).

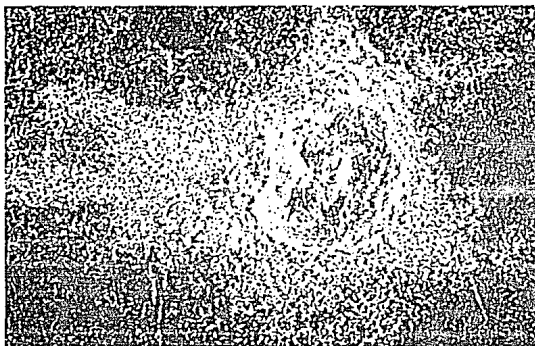


Figura 2.4-6. Cráter probablemente producido por el múltiple impacto de los fragmentos de un aerolito.

Algunas imágenes enviadas por la Magallanes son de gran interés. Por ejemplo, la figura 2.4-7 muestra una especie de cauces fluviales que nunca han transportado agua, sino, tal vez, lava extremadamente fluida o candentes nubes de gas y polvo.



Figura 2.4-7 Cauce producido por material caliente y fluido.

En la figura 2.4-8 se presenta una perspectiva amplificada verticalmente de las imágenes que la Magallanes obtuvo de las montañas llamadas Akna, las cuales probablemente se formaron por el plegamiento de la corteza de Venus. En dicha figura también se pueden apreciar las planicies, llamadas Lakshmi, que probablemente están constituidas de lava que afloró de la caldera volcánica de nombre Colette; como la lava drenó hacia fuera de la caldera, ésta se colapsó, produciendo una depresión de 3 km, más profunda que cualquier caldera terrestre.

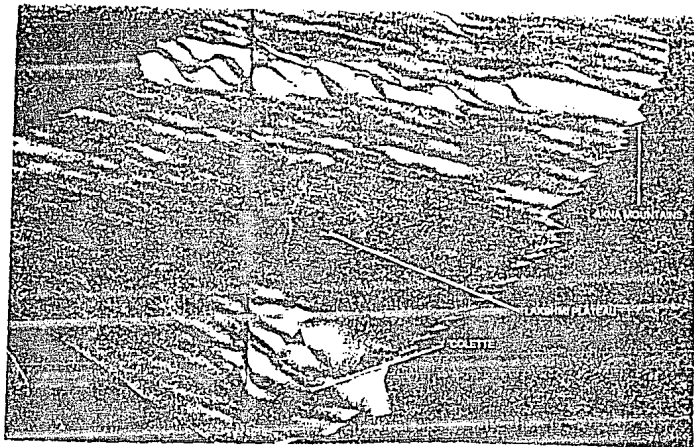


Figura 2.4-8 Las montañas Akna limitadas por las planicies Lakshmi y la caldera volcánica Colette.

En la figura 2.4-9 se pueden apreciar tres cráteres de impacto que tienen diámetros de 37 a 50 km. Se encuentran en una región de fracturas. Los cráteres en esta región son abundantes y tienen la apariencia de ser recientes. A su alrededor se observa una especie de red de escurrimientos, que aún no se explica.

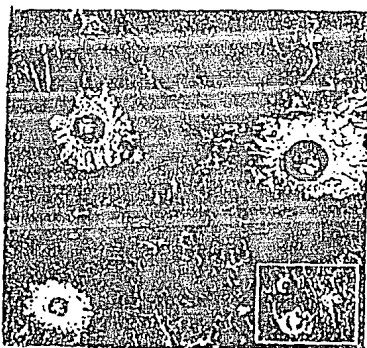


Figura 2.4-9 Cráteres meteoríticos relativamente recientes.

Una imagen tridimensional de la estructura del cráter meteorítico Golubkina, cuyo diámetro mide unos 34 km (véase la figura 2.4-10), nos muestra la muralla circundante y la parte central del cráter. La dimensión vertical está exagerada, pero su morfología es muy similar a la de los cráteres en Marte, la Tierra y la Luna (véase la figura 3.4-11). La parte interior del cráter muestra una superficie suave, tal vez debida a que fue inundada por lava.

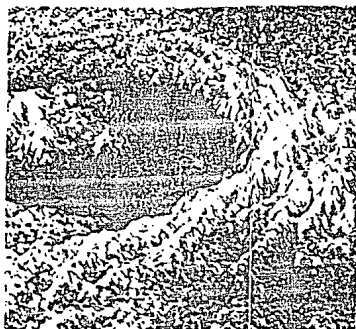
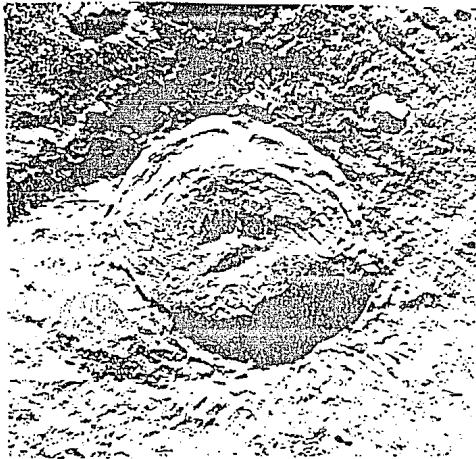
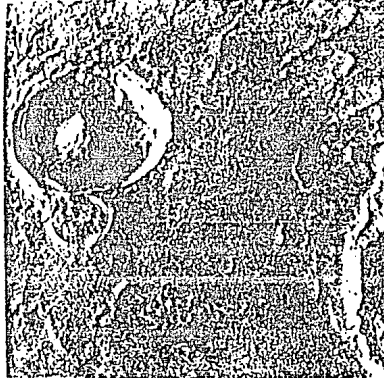


Figura 2.4-10 Cráter de impacto Golubkina.

A)



B)



C)

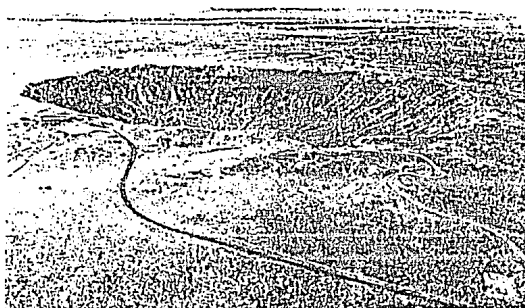


Figura 2.4-11. Similitud entre los cráteres meteoríticos en A) la Luna, B) Marte y C) la Tierra ("Meteor Crater" en Arizona, EUA).

En la figura 2.4-12 se aprecian planicies geológicamente jóvenes, algunas con complejos sistemas de cañones producidos por plegamientos de la corteza de Venus. A su vez algunos de estos cañones fueron inundados por flujos o corrientes de lava. Los cañones tienen, por lo general, 5 a 10 km de ancho, 50 ó 100 km de largo y bordes de 100 metros de altura.

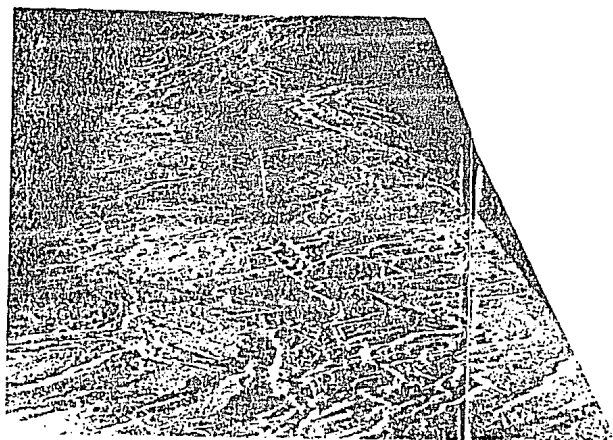


Figura 2.4-12 Planicies cruzadas por sistemas de cañones, algunos inundados con lava.

En Venus hay zonas de fracturas y fallas de depresión, similares a las que en la Tierra llamamos Graven. Ejemplos de aquellos se muestran en la figura 2.4-13: miden desde 70 m hasta 7 km de ancho. Este tipo de relieve tal vez se forme por la inyección de magma hacia la corteza del planeta.



Figura 2.4-13 Fallas de depresión en la superficie de Venus.

Una de las regiones de la superficie de Venus presenta formas de relieve circulares, semejantes a coronas, que tal vez se deban a emanaciones de abundante magma desde el interior del planeta. Las fallas que rodean a estas coronas son causadas por tensiones producida al extenderse el magma sobre la superficie circundante. La localización de las coronas debe estar relacionada con la de los depósitos magmáticos en el interior del planeta (algo similar a los llamados puntos calientes volcánicos o "hot spots" en la Tierra (véase las figura 2.4-14).



Figura 2.4-14. Ejemplos de "coronas" en Venus.

En la figura 2.4-15 se puede ver como el material arrojado por un volcán ha sido depositado preferencialmente a un lado del mismo por los vientos superficiales en Venus. Nótese el abanico hacia la izquierda del volcán que aparece en el ángulo de la figura.

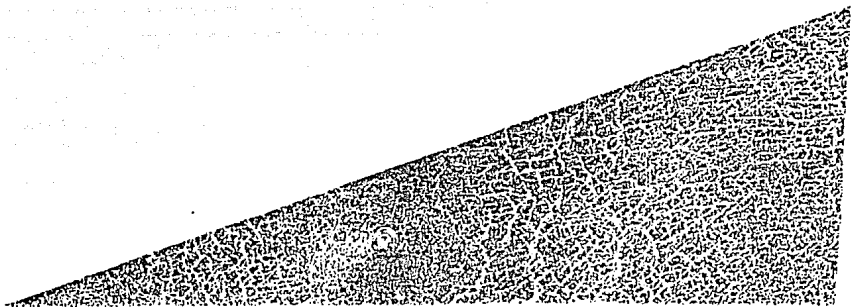


Figura 2.4-15 Material volcánico acarreado por vientos superficiales.

El estudio profundo de las imágenes que continúa captando la Magallanes podrá revelar la evolución geológica de Venus y permitirá, seguramente, comprender mejor la morfología de la Tierra.

CAPITULO 3
TIERRA

CAPITULO 3

LA TIERRA

Nuestro planeta es, desde luego, uno más del Sistema Solar. Situarlo entre los demás nos ayuda a entenderlo en el contexto de nuestro sistema planetario. Es conveniente recordar desde ahora, es el único planeta del Sistema cuya superficie está, en su mayoría, cubierta por agua, y el único lugar del Universo en donde se sabe que hay vida.

3.1 CARACTERES ORBITALES Y DE ROTACION.

La distancia media de la Tierra al Sol es de 149 597 870 km, y es ésta la que define a la "Unidad Astronómica", la unidad de medida del Sistema Solar y base para el cálculo de la distancia a las estrellas.

La órbita que la Tierra describe alrededor del Sol es casi circular; su excentricidad es 0.0167, lo cual hace que nuestro planeta se aleje y aproxime al Sol entre 151 y 147 millones de km (véase figura 3.1-1). El periodo sideral de traslación de la Tierra es de 365.256 días; es decir, un año sideral. El tiempo que transcurre desde el inicio de una primavera hasta el de la siguiente se llama año trópico y es igual a 365.242199. Es este último lapso al que llamamos simplemente "año".

El tiempo que tarda la Tierra en completar una vuelta sobre su propio eje respecto a una estrella determinada recibe el nombre de "día sideral" y dura 23 horas 56 minutos 4 segundos. El "día solar medio" dura, por definición, 24 horas y corresponde al tiempo promedio que tarda la Tierra en dar una vuelta completa

sobre su propio eje, respecto al Sol. Esta última unidad es la que llamamos simplemente "día", y por siglos definió el segundo (1 seg = 1 día solar medio/86 400).

El ecuador de la Tierra está inclinado respecto al plano de la órbita terrestre con un ángulo de $23^{\circ}27'$. Esta inclinación del eje de rotación es la causa de las estaciones en el planeta (véase la figura 3.1-1).

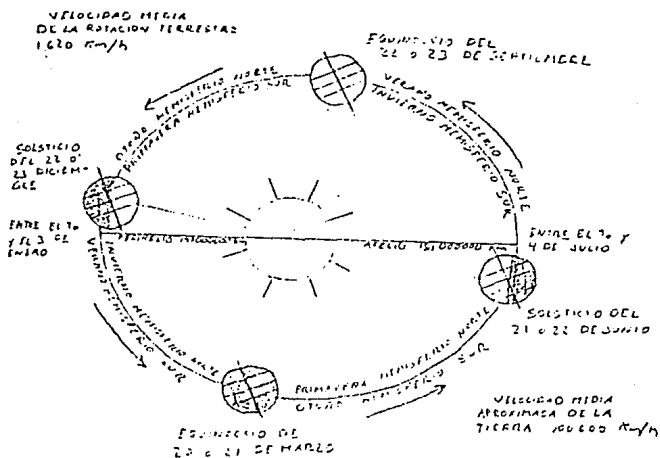


Figura 3.1-1. Órbita terrestre, equinoccios y solsticios.

3.2 CARACTERES FISICOS

El radio polar de la Tierra mide 6357 km y el ecuatorial 6378 km. La masa terrestre es de 5.976×10^{27} g y su densidad media es 5.52 g/cm^3 . La aceleración que la gravedad produce sobre un cuerpo en su superficie es 9.78 m/seg^2 y la velocidad de escape desde la superficie es de 11.2 km/seg.

3.3 SUPERFICIE E INTERIOR.

Por medio de las ondas sísmicas se ha podido estudiar la estructura del interior de la Tierra. Al generarse un sismo se producen cuatro tipos de ondas (véase la figura 3.3-1); dos de ellas, las llamadas transversales y longitudinales, se caracterizan por desplazarse sobre la capa más superficial de la Tierra (la corteza), en forma muy similar a las olas producidas en el mar. El tercer tipo de ondas se denomina "P" (primarias), las cuales viajan por el interior terrestre y, al hacerlo a través de diversos medios, cambian su velocidad y longitud de onda. El cuarto tipo de ondas son las llamadas "S" (secundarias), las cuales viajan solamente a través de rocas sólidas, provocando un desplazamiento brusco y momentáneo en ellas. El estudio de las ondas P y S permite conocer el interior del planeta.

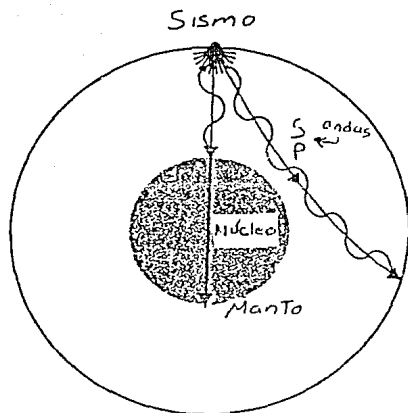


Figura 3.3-1. Ondas sísmicas.

De esta forma se sabe que el interior de la Tierra está constituido por tres capas o zonas: la corteza, a que comprende sólo el 0.4% de la masa total del planeta; el manto, inmediatamente debajo de la corteza, que constituye la mayor parte de la masa de la Tierra (67.1%); y el núcleo, la parte central del planeta, que contiene el 32.5% de la masa terrestre.

En la figura 3.3-2 se presenta un esquema de las capas que constituyen el interior de la Tierra.

Estructura Interior de la Tierra.

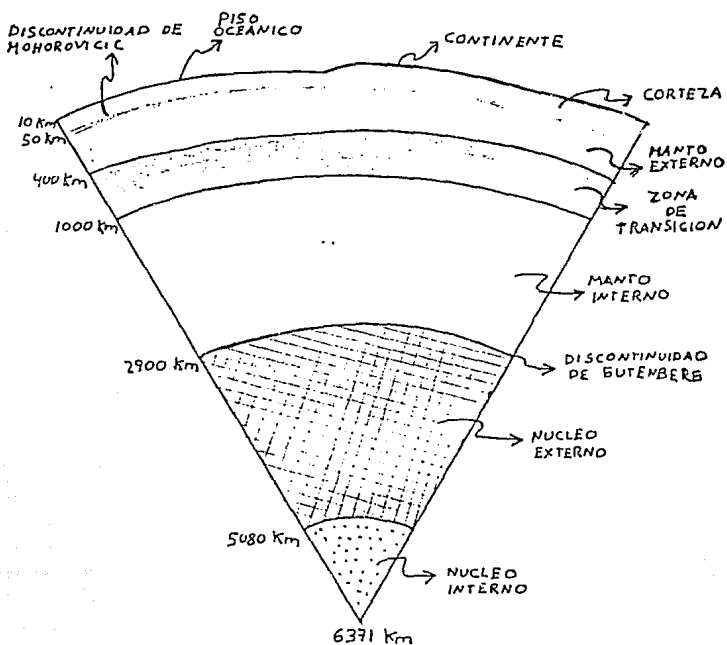


Figura 3.3-2. Capas de la Tierra.

CORTEZA TERRESTRE. La capa más superficial de la Tierra tiene un espesor máximo de 60 km en las zonas continentales, y de 30 km, en los pisos oceánicos. Está constituida, en su gran mayoría, por rocas de origen volcánico que emanan a la superficie desde el manto externo y a través de los volcanes.

La composición química de la corteza terrestre se lista en la tabla 3.3-1.

TABLA 3.3-1
PRINCIPALES COMPUESTOS DE LA CORTEZA TERRESTRE

Compuesto	%
SiO ₂	58.0
Al ₂ O ₃	18.0
FeO	7.5
CaO	7.5
MgO	3.5
Na ₂ O	3.5
K ₂ O	1.5
TiO ₂	0.8
P ₂ O ₅	--
MnO	--
Fe ₂ O ₃	--

Estas abundancias químicas se mantienen aproximadamente constantes por algunos kilómetros de profundidad, a partir de donde cambia de manera paulatina junto con los caracteres físicos de las rocas. Esta discontinuidad, llamada de "Mohorovicic", mide aproximadamente 9 km, y es el límite entre la corteza y la siguiente capa de la Tierra, el manto.

Fue en la década de 1960 cuando se encontró que la corteza terrestre no estaba fija, sino que se mueve debido al desplazamiento de "placas tectónicas", de las cuales hay seis

grandes y numerosas más pequeñas (véase figura 3.3-3). Las placas parecen flotar sobre la parte alta de la capa contigua inferior a la corteza (el manto externo). Se ha medido que las placas tectónicas se desplazan, en promedio, cinco centímetros cada año, produciendo zonas de subducción de la corteza, donde el piso oceánico se hunde bajo los estratos superiores y forma profundas trincheras oceánicas; en otras regiones de la corteza, hay salida de material que proviene del manto externo, dando lugar a la formación de nuevos pisos oceánicos y de grandes cordilleras submarinas, como es el caso de la cordillera mesoatlántica. En las zonas de subducción se han localizado los principales epifocos (lugar en la superficie de la Tierra a partir del cual se generan las ondas sísmicas)

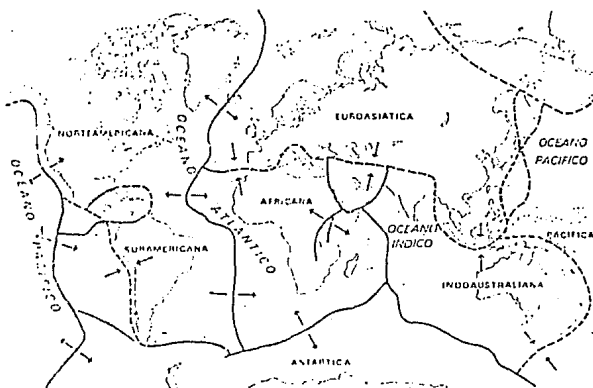


Figura 3.3-3. Placas tectónicas de la Tierra.

MANTO. Desde el límite inferior de la corteza y hasta 400 km más adentro, además se extiende el manto exterior. La composición química de esta capa se ha podido determinar gracias a los afloramientos que surgen a la corteza en forma de cadenas

montañosas, y a los materiales arrojados en las erupciones volcánicas. En éstos predomina la presencia de minerales como el olivino $(Mg,Fe)_2SiO_4$ y el piroxéno $(Mg,Fe)SiO_3$, principales elementos que componen a la roca llamada basalto. Se estima que las emanaciones de fluido magnético generan, en promedio, 17 km^3 al año de material que pasa a formar parte de la corteza.

Después de los 400 km y hasta los 900 km de profundidad, las ondas sísmicas aumentan su velocidad, lo cual revela la presencia de una zona de transición entre el manto interno y el externo. Este último se extiende hasta los 2900 km, el cual se caracteriza por la presencia de minerales de óxidos de hierro, de silicio y de magnesio sujetos a altas presiones y densidades.

NUCLEO. A 2900 km de profundidad, en el límite entre el manto y el núcleo, el predominio de los materiales constituidos por silicatos comienza a ser sustituido por el de metales, y el estado físico a cambiar de sólido a líquido. A esta discontinuidad se le llama de Gutenberg.

El núcleo externo constituye el 30% de la masa total de la Tierra y se extiende desde 2900 hasta 5154 km de profundidad. Es líquido y está constituido principalmente de óxidos de hierro y níquel. La temperatura en esa zona aumenta con la profundidad desde 2500 hasta 6500 °C y la presión desde 1.3 millones hasta 3 millones de bares. La densidad del hierro líquido en esta capa crece hacia el centro de 10 a 12 gr/cm^3 y su viscosidad es menor que la del agua. Los movimientos del hierro líquido en el núcleo externo son los generadores del campo magnético terrestre.

El núcleo interno constituye 1.7% de la masa total de la Tierra y se extiende desde los 5150 km de profundidad hasta el

centro del planeta. Su estado físico es sólido. Su temperatura asciende a casi 7000 °C y está sujeto a una presión media cercana a los 3.5 millones de bares.

La composición química de las rocas que constituyen a las zonas mencionadas varía con la profundidad, hacia donde la presión y la temperatura aumentan (véase la figura 3.3-4).

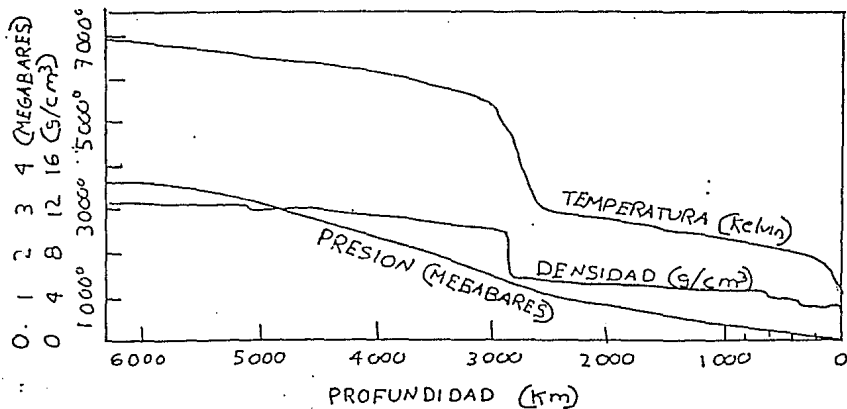


Figura 3.3-4. Gráfica barométrica y térmica del interior de la Tierra.

3.4. LOS OCEANOS TERRESTRES.

Los océanos son los principales depósitos de agua de la hidrosfera. Con un volumen de $1.3 \times 10^9 \text{ km}^3$. En ellos hay disueltas sales que incluyen, además de la sal común (NaCl), una gran variedad de compuestos químicos y que constituyen el 3.5% de la masa de los océanos. La concentración de cada uno de los solutos en el agua oceánica depende principalmente del flujo de sedimentos provenientes de las rocas continentales y marinas; por ejemplo, cada año se disuelven alrededor de 100 millones de toneladas de calcio en los océanos.

La mayor parte de los sedimentos se va hacia los fondos oceánicos para formar capas de 2 o más kilómetros. Es así como gran parte de los pisos oceánicos se encuentran cubiertos por ellos.

Los gases atmosféricos, al igual que las sales, son disueltos por las aguas oceánicas. Los principales son el oxígeno y el bióxido de carbono; el oxígeno, por su parte, ha permitido la existencia y desarrollo de formas de vida marina, tanto vegetales como animales. Sin embargo, la cantidad total de oxígeno contenido en los océanos es menor que la existente en la atmósfera terrestre. Por el contrario, hay alrededor de 6 veces más bióxido de carbono disuelto en los océanos que el existente en la atmósfera. En consecuencia, el efecto de los océanos es importante para determinar la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera y, por lo tanto, para la estabilidad del clima en la Tierra. La temperatura promedio de las aguas de los océanos es de 3.9°C , poco mayor que el punto de congelación de ellas. Sin embargo, la temperatura superficial de las aguas llega a ser hasta

de 30 °C cerca de la zona ecuatorial y menor que 0 °C en los polos, donde las aguas se congelan formando capas de hielo.

En los océanos existen grandes corrientes que son unas de las principales determinantes de la temperatura en ellas. En la figura 3.4-1 se muestran algunas de las más importantes.

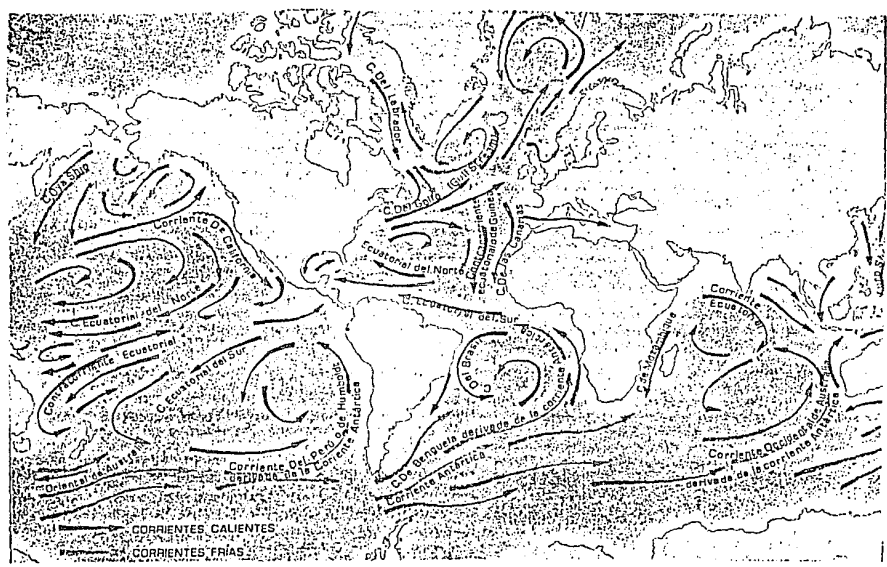


Figura 3.4-1. Principales corrientes marinas.

3.5 ATMOSFERA..

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve tanto a la litosfera como a la hidrosfera. Está constituida principalmente por nitrógeno y oxígeno (véase la tabla 3.5-1). Es importante notar que la presencia de vida en la Tierra ha tenido una influencia determinante en el establecimiento de su composición química, la cual es completamente diferente a la de las atmósferas de Venus y Marte, a pesar de las similitudes tan grandes entre estos tres planetas.

TABLA 3.5-1
COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA ATMÓSFERA TERRESTRE

Compuesto	%
N ₂	77.0
O ₂	21.9
H ₂ O	1.0 (Variable)
Ar	0.93
CO ₂	0.034 (Incrementándose)
Ne	0.0018
He	0.0005
CH ₄	0.0002 (Incrementándose)

Los gases que componen a la atmósfera terrestre, por efecto de la fuerza de la gravedad y su propio peso, generan una presión en la superficie del planeta cercana a 1 bar, que equivale a la generada por una columna de agua de 10 metros de alto. Dicha

Presión disminuye con la altura; por ejemplo a nivel del mar, donde su densidad es 0.001 g/cm^3 , el valor de la presión es el doble que a 5.51 km de altitud.

A la atmósfera se le divide en las siguientes capas (véase la figura 3.5-1).

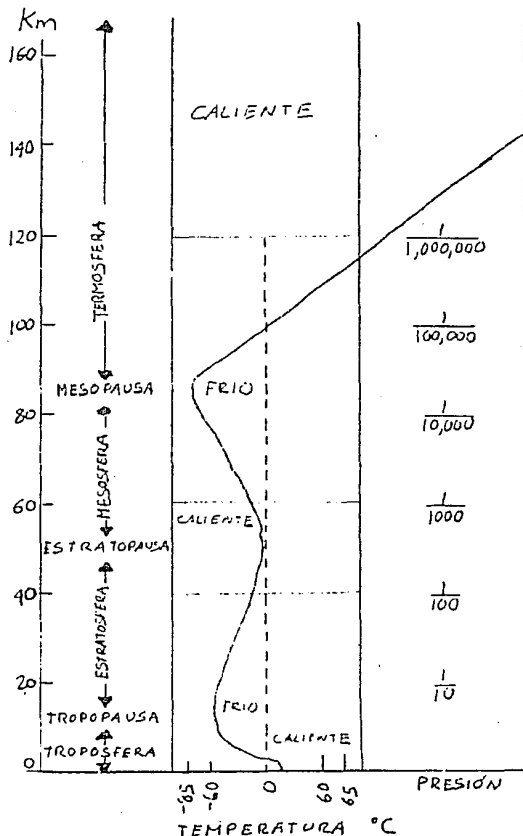


Figura 3.5-1. Perfil barométrico y térmico de la atmósfera terrestre.

TROPOSFERA. Es la capa que se extiende desde la superficie hasta los 10 ó 17 km de altitud. En ella se encuentra el 90% de la masa total de la atmósfera y es donde se llevan a cabo casi todos los fenómenos relacionados con el clima; por ejemplo, la precipitación pluvial, el viento, la nubosidad, etc. Un fenómeno meteorológico importante es el de los ciclones. A latitudes intermedias, tanto norte como sur, se generan movimientos convectivos ascendentes y descendentes de las masas de aire, lo cual provoca centros de baja y alta presión, respectivamente. Durante y alrededor del verano, los centros de baja presión que se forman en la superficie de los mares pueden convertirse en los llamados "ciclones", que se caracterizan por la intensidad de los vientos que circulan a velocidades mayores que 70 km/h, alrededor y hacia el centro, incrementándose hacia éste. El viento, en el hemisferio sur, circula en el sentido de las manecillas del reloj, y en sentido opuesto en el hemisferio norte. También hay anticiclones, centros de alta presión que se caracterizan porque el viento circula alrededor de ellos, y del centro hacia la periferia. En ellos, las intensidades de los vientos son menores que las de los ciclones y los sentidos en que circulan son respectivamente opuestos; esto es, el de las manecillas del reloj en el hemisferio norte y el contrario en el sur (véase figura 3.5-2). Estos patrones de circulación son, como se sabe, fijados por el movimiento de rotación del planeta.

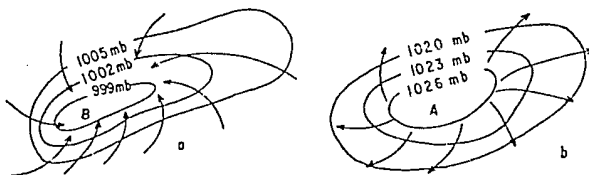


Figura 3.5-2. a) Circulación de los cizallas y b) de los anticizallas

TROPOPAUSA: La temperatura de la troposfera generalmente disminuye con la altura hasta que alcanza -60°C . A partir de ahí y hasta aproximadamente 20 km de altura, la temperatura se mantiene constante; a esta capa de transición se le llama "tropopausa".

ESTRATOSFERA: Por encima de la troposfera y la tropopausa se extiende la estratosfera. La temperatura en esta zona aumenta con la altura, desde -60°C en su parte más baja, hasta 0°C , a 50 km de altura. En la estratosfera se encuentra una capa rica en ozono (O_3), llamada ozonfera, que impide el paso de la parte más energética de la radiación ultravioleta a las capas inferiores de la atmósfera y a la superficie terrestre, lo cual permite la existencia de vida en el planeta.

MESOSFERA: Entre los 50 y 80 km de altura la temperatura desciende nuevamente, esta vez hasta -85°C . A esta capa se le llama mesosfera.

IONOSFERA. Por arriba de los 80 km y hasta los 500 km de altura se encuentra la ionosfera, en la que los átomos de los

gases de esta tenue porción de la atmósfera, expuestos a la radiación ultravioleta del Sol, pierden uno o más electrones: estos, son ionizados. La presencia de iones en ésta capa de la atmósfera produce que las ondas largas de radio sean reflejadas. La temperatura en la ionosfera asciende hasta los 1000 °C.

EXOSFERA: A partir de los 500 km de altura, la atmósfera interacciona y se confunde con el espacio interplanetario, en donde predominan los átomos de helio e hidrógeno, integrantes del viento solar. La interacción del campo magnético terrestre con los iones de la alta atmósfera del planeta y el viento solar produce la magnetosfera que, entre otras, peculiaridades, incluye los cinturones de Van Allen, poblados de partículas muy energéticas, y una especie de cauda que se extiende millones de kilómetros hacia la dirección opuesta del Sol.

3.6 EVOLUCION GEOLOGICA.

La edad de la Tierra se calcula en 4500 millones de años, aproximadamente; la evolución geológica de la superficie del planeta, el desarrollo y diversificación de la "vida", así como las transformaciones de la atmósfera, han permitido establecer eras geológicas: lapsos en los que se divide la historia de la estructura terrestre de nuestro planeta (véase figura 3.6-1).

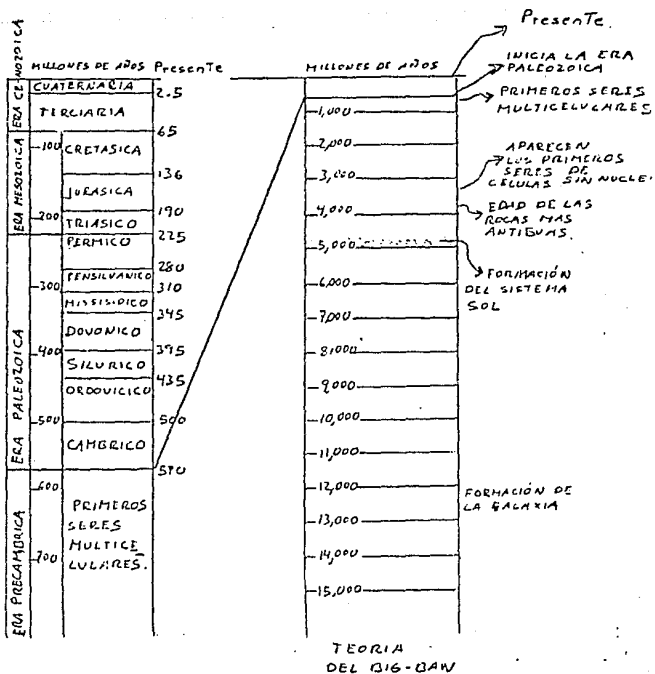


Figura 3.6-1. Eras geológicas.

3.7 LA LUNA.

La Luna, desde luego, es el satélite más conocido del Sistema Planetario. Gran parte de este conocimiento se debe a las misiones tripuladas que la han circunavegado o se han posado sobre ella.

CARACTERES FISICOS Y ORBITALES. Nuestro satélite describe una órbita elíptica alrededor de la Tierra con excentricidad de 0.05, inclinada respecto a la órbita de la Tierra $5^{\circ}9'$ -inclinación que precesa alrededor del eje polar de la eclíptica, con un periodo de 18.7 años- además de tener el eje mayor de la misma otro movimiento de precesión más lento y retrógrado. El "mes sideral" o periodo de traslación sideral de la Luna, es 27 días 7 horas 43 minutos 11.5 segundos.

Al tiempo para que ocurra luna llena dos veces consecutivas se le llama "lunacion", "mes sinódico" o "mes lunar", y dura 29 días 12 horas 44 minutos. El diámetro de la Luna es de 2476 km. La masa del único satélite natural de la Tierra es de 7.35×10^{25} g, o sea que su volumen es de 1/49.2 el de la Tierra. De estos datos se calcula que su densidad media es 3.34 g/cm^3 , muy similar a la de Io, satélite de Júpiter, y a la de Marte. Entre los satélites del Sistema Planetario suficientemente conocidos, esta última cantidad es superada sólo por Io.

ESTRUCTURA INTERIOR. El interior lunar consta de corteza y manto. No se sabe con seguridad si tiene un núcleo diferenciable. En promedio, la corteza lunar tiene un espesor de 70 km, pero varía desde algunas decenas en las regiones llamadas "mares", hasta 100 o más km en las partes más gruesas y elevadas. Los escasos datos sismográficos muestran que la parte más profunda de

la corteza no presenta la misma dureza, lo cual permite la formación de una especie de domos basálticos en el límite entre la corteza y el manto, que producen alteraciones locales en el débil campo magnético. Esto también explica la presencia de regiones con grandes fracturas y fallas. Las naves que han orbitado la Luna han registrado la existencia de concentraciones de masa, llamadas "mascones", que se encuentran preferentemente bajo las regiones llamadas "mares".

El manto de la Luna constituye el 90% del volumen total del satélite. Del material que afloró a los "mares" desde profundidades estimadas entre 200 y 400 km, se infiere que a esas profundidades aquel está constituido por minerales como el piroxeno y el olivino, variando sus respectivas concentraciones con la profundidad. El centro de la Luna sigue siendo un tema discutido por los científicos. Se piensa que puede estar constituido principalmente por hierro y que representa del 2 al 4% de la masa lunar, con un radio no mayor que 450 km. Es interesante hacer notar que el centro de masa de la Luna está desplazado 2 km hacia la Tierra respecto al centro geométrico de la esfera lunar.

CAMPO MAGNETICO. La Luna no posee un campo magnético importante. Sin embargo, las rocas que fueron recolectadas por las misiones Apolo mostraron que los minerales ricos en hierro presentaban cristalización con cierta orientación. Esta indica que, cuando dichas rocas se formaron hace aproximadamente 3 700 millones de años, existía un campo magnético mucho más intenso que el actual.

SUPERFICIE. Además de cadenas montañosas, los mares basálticos y algunas otras formas de relieve menos frecuentes, la

superficie lunar se encuentra cubierta de numerosos cráteres de impacto. Se han detectado rocas basálticas con un alto contenido de hierro y magnesio en el borde de cráteres meteoríticos, cuya antigüedad se ha medido entre 3 900 y 3 800 millones de años. Esto indica que la mayoría de los impactos meteoríticos ocurrieron poco después de la formación de la Luna. Estas rocas son las más viejas entre las recolectadas durante las misiones espaciales tripuladas.

Como se mencionó en el capítulo de Mercurio, las superficies que presentan este planeta y la Luna se parece mucho por la gran cantidad de cráteres producidos por impacto meteorítico. Cabe señalar que el hemisferio de la Luna que permanece oculto a la Tierra presenta una mayor cantidad de cráteres que el hemisferio que no es visible (véase figura 3.7-1). Se ha calculado por sus efectos, que los meteoritos que se han impactado contra en la superficie lunar promediaron 10 km de diámetro, y que el 1% llegó a medir hasta 100 km. Se sabe que, por cada millón de km^2 , hay 50 cráteres en las tierras bajas de la superficie lunar, y hasta 1000 en los altiplanos.

Otro rasgo sobresaliente de la superficie Lunar es la presencia de los llamados *Mares*, que cubren el 17% del total de la superficie Lunar. Están formados de extensos mantos "basálticos" constituidos principalmente de minerales de hierro. Las misiones Apolo 14 y 17 obtuvieron muestras de estos basaltos y se ha calculado que solidificaron hace 3700 millones de años. El origen de los *Mares* lunares se explica a partir de emanaciones de lava que brotó a la superficie a través de grandes fisuras y grietas. Dichos fluidos de lava ocurrieron en varias etapas. En uno de los

más grandes, el Mare Imbrium, se calcula que las erupciones de lava se originaron por fisuras de hasta 20 km de largo y que cubrieron un área total de 200 000 km².

Otra importante forma de relieve sobre la superficie lunar la constituyen los Valles, similares a los formados por ríos en la Tierra. Estos valles comienzan en los Mares lunares y alguna vez transportaron grandes cantidades de lava. Uno de los más grandes Valles lunares nace del Mar Imbrium y mide 1200 m de ancho y 370 m de profundidad, el fondo de este valle se encuentra cubierto de una capa de lava solidificada cuyo espesor es de 50 m.

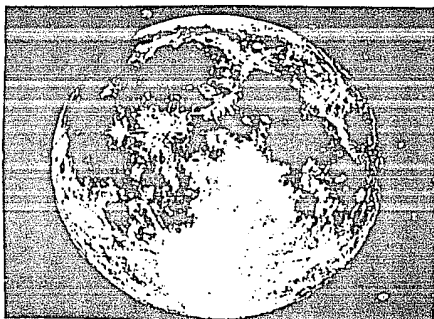
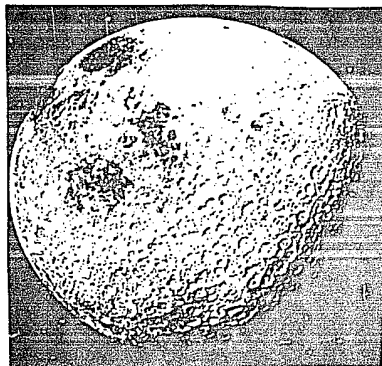


Figura 3.7-1 Superficie lunar. A la derecha el hemisferio visible y a la izquierda el oculto.

ORIGEN. Para explicar el origen de la Luna se han planteado, tradicionalmente, 3 teorías. La primera, llamada de *cocreación*, menciona que la Tierra y la Luna se formaron simultáneamente, de manera independiente, en la nebulosa que dió origen al Sistema Solar. La segunda teoría, llamada de *captura*, plantea que la Luna se formó en algún otro lugar del Sistema Solar y, posteriormente, fue atrapada en órbita terrestre. La tercera teoría, llamada de *fisión*, postula que la Tierra inicialmente no tenía satélite pero que, de algún modo, gran parte de su masa se desprendió y conformó a la Luna.

Una variante de la tercera teoría sobre el origen de la Luna, llamada del *gran impacto*, explica que otro cuerpo, tal vez del tamaño de Marte, chocó contra la Tierra causando la evaporación de materiales en las capas superiores de ambos cuerpos en colisión. Al quedar atrapados por la fuerza de gravedad de la Tierra, sus materiales se fueron condensando en órbita alrededor de ésta, dando origen a la Luna. De los estudios realizados durante las misiones Apolo, se sabe que las abundancias químicas de las rocas lunares son muy similares a las de las de aquellas que se encuentran en el manto externo de la Tierra. Por ejemplo, los isotopos del oxígeno (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O) se presentan en igual proporción en las rocas del manto exterior terrestre y en las lunares. Esto sugiere que la luna se formó del mismo material que las capas superiores del manto terrestre, en concordancia con esta última teoría.

ATMOSFERA. Se sabe que la Luna carece de atmósfera. Sin embargo, por interacción de la superficie lunar con el viento solar, se encuentran cerca de aquella algunos átomos de helio e

hidrógeno. La carencia de atmósfera en la Luna deja desprotegida la superficie de ésta, lo cual produce que la temperatura superficial del satélite se eleve durante el día, hasta 150 °C y por la noche descienda hasta -120 °C. Desde luego, la carencia de atmósfera en cualquier cuerpo celeste es el motivo por el cual sus superficies sean constantemente bombardeadas por meteoritos y la falta de erosión eólica es una de las circunstancias que hacen perdurar, por miles de millones de años, los cráteres producidos por impacto meteorítico.

CAPITULO 4
MARTE

CAPITULO 4

MARTE

Marte, por su estructura sólida, es un planeta terráqueo; que por estar su órbita fuera de la terrestre, es un planeta exterior. Siempre ha estimulado la imaginación del hombre por ser él y la Luna los únicos cuerpos celestes cuyas superficies sólidas, hasta hace pocos años, podían ser observadas con algún detalle. Es uno de los planetas más estudiados y, sin embargo, sigue siendo uno de los principales objetos de investigación, tanto desde la Tierra como mediante misiones espaciales.

La brillantez que alcanza Marte en oposición favorable es mayor que tres veces la de la estrella Sirio, la más brillante en el cielo terrestre.

4.1 CARACTERES FISICOS

Marte tiene un diámetro ecuatorial de 6786 km, casi la mitad del de nuestro planeta. Su masa es casi nueve veces menor que la de la Tierra ($6.421 \text{ g} \times 10^{26}$) y su densidad media es de 3.95 g/cm^3 , muy similar a la de la Luna (3.35 g/cm^3). Esto lo hace el planeta terráqueo menos denso, con la excepción de Plutón, el planeta más peculiar del sistema solar.

4.2 CARACTERES ORBITALES Y DE ROTACION

La distancia media de Marte al Sol es 278 millones de km, aproximadamente. La excentricidad de su órbita es 0.0934, lo cual ocasiona que en oposición -cuando la Tierra se encuentra entre el

Sol y el planeta- su distancia a nosotros varíe entre 56 y 100 millones de kilómetros. Esto sucede aproximadamente cada dos años. Cuando esa distancia mínima es de las menores, se dice que Marte se encuentra en oposición favorable, tal como ocurrió en 1986 y en 1988. Es entonces cuando se pueden efectuar las observaciones telescópicas más detalladas del planeta. La siguientes oposiciones favorables ocurrirán en 1998 y 2000, y así, en pares, sucederán separadas por lapsos de 10 años, aproximadamente.

El periodo sideral de traslación de Marte es 686.98 días; esto es, poco menos de dos años terrestres. Su órbita está inclinada respecto a la de la Tierra 1.85° y su eje de rotación se encuentra inclinado 25.2° respecto al de su órbita, un valor muy similar al correspondiente a la Tierra. El periodo sideral de rotación de Marte es poco mayor que 24.7 horas, ligeramente más largo que el de la Tierra. Estos parámetros de los movimientos de Marte dan como resultado que las estaciones en ese planeta se produzcan de manera similar a las terrestres, aunque desde luego su duración sea casi el doble (véase la sección 4.3) y ocurren de manera más extrema. Por ejemplo, el aumento y disminución de los casquetes polares con el cambio de estaciones es más pronunciado en Marte que en la Tierra.

4.3 ATMOSFERA.

La composición química de la atmósfera de Marte se conoce, con cierto detalle, mediante los datos obtenidos por las naves Vikingo y, sobre todo, como consecuencia de los estudios telescópicos y espectrográficos desde la Tierra. A continuación,

en la tabla 4.3-1, se listan los principales constituyentes y sus respectivas proporciones.

TABLA 4.3-1

Compuesto		Cantidad
Bióxido de Carbono	CO ₂	95.3%
Nitrógeno Molecular	N ₂	2.7%
Argón	Ar	1.6%
Oxígeno Molecular	O ₂	0.13%
Monóxido de Carbono	CO	0.07%
Vapor de agua	H ₂ O	0.03%*
Argón (36)	Ar ³⁶	5ppm
Neón	Ne	2.5ppm
Kriptón	Kr	0.3ppm
Xenón	Xe	0.08ppm
Ozono	O ₃	0.04-0.2ppm*

* La abundancia varía con las estaciones.

ppm: partes por millón.

La atmósfera de Marte es muy tenue. La presión atmosférica en la superficie del planeta es cien veces menor que la normal en la superficie terrestre. Las naves Mariner detectaron que la presión atmosférica superficial en el hemisferio invernal es mayor que en el opuesto y que de una a otra estación varía hasta 20%.

Se han observado variaciones de la temperatura atmosférica

de Marte a través de estudios radiotelescópicos desde la Tierra, así como mediante los detectores de las naves Vikingo 1 y 2 y de las Mariner 6 y 7. Las temperaturas mínimas y máximas medidas por las naves Vikingo fueron, respectivamente, -85°C , inmediatamente después del amanecer, y -30°C alrededor de medio día (véase la figura 4.3-1).

Como ya se mencionó, la inclinación del plano ecuatorial de Marte respecto al plano de la órbita del mismo (25.2°) es muy similar a la de la Tierra (23.5°). Es por esto que se espera que las estaciones en ambos planetas sean similares. Sin embargo, la circulación global de la atmósfera de Marte es muy diferente a la de la Tierra. Esto se debe, principalmente, a la ausencia de océanos sobre la corteza de Marte. En consecuencia, la única manifestación aparente de las estaciones en Marte se reduce simplemente al aumento y disminución de los casquetes polares, que señala el invierno o el verano de los hemisferios, respectivamente.

La formación de nubes en la atmósfera marciana es muy escasa. Principalmente se forman en los alrededores de los volcanes altos, como se ha observado en el Monte Olimpo. Desde luego, esto sucede porque el aire sobre las laderas de los volcanes y las montañas altas se encuentra más frío, produciendo que el escaso vapor de agua en la atmósfera se condense y forme nubes. El proceso de condensación es muy similar al que da origen a las nubes en la Tierra.

El viento, generado por diferencias de temperatura y presión es mayor durante el cambio de estación, cuando llega a alcanzar velocidades hasta de 160 km/h cerca de la superficie.

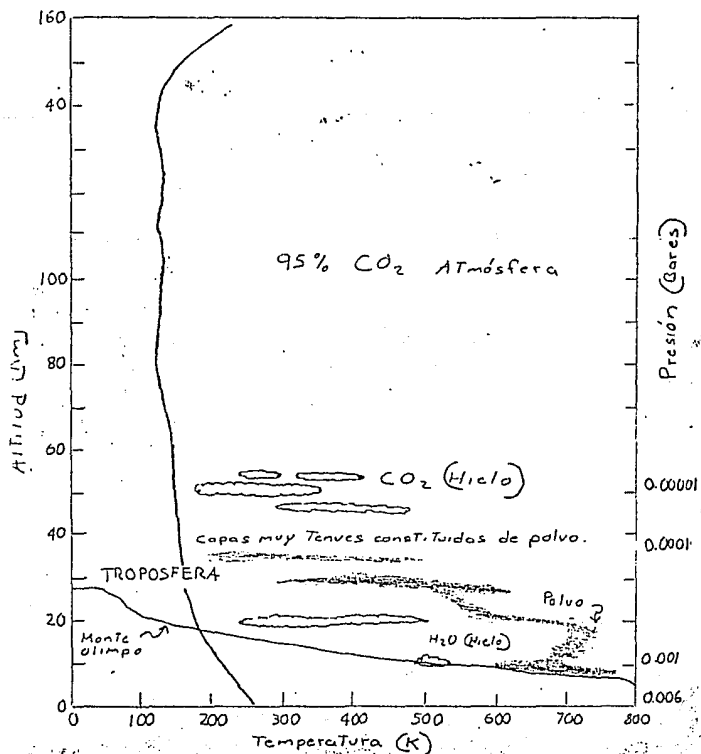


Figura 4.3-1 Perfil térmico y barométrico de la atmósfera de Marte.

El color rojizo característico de Marte, cuyo origen se debatió por décadas, se debe a que el material de la superficie del planeta está principalmente constituido por óxido de hierro pulverizado. Este material es levantado por los vientos, formándose tormentas de arena que pueden perdurar desde varios días hasta meses en la atmósfera de Marte. Se piensa que al año se generan alrededor de 100 tormentas de polvo; las más fuertes coinciden con el comienzo del invierno y del verano. Algunas tormentas de polvo son tan intensas que han cubierto a todo el planeta en tan solo 5 semanas, e inclusive se han registrado remolinos en regiones montañosas.

4.4 ESTRUCTURA INTERIOR.

Siendo relativamente baja la densidad media de Marte (poco menos de 4 g/cm^3), se cree que en su núcleo no abundan elementos pesados, como el hierro o el níquel, y que en su lugar existen elementos menos pesados. De los estudios del campo gravitacional del planeta, realizados con las naves Mariner y Vikingo, se desprende que el interior marciano está constituido por núcleo, manto y corteza, pero se ignora cuales son sus dimensiones. El núcleo se encuentra en estado sólido y se cree que puede estar constituido por sulfuro de hierro. Muy poco se sabe del manto y la corteza; se piensa que ambas capas pueden ser una sola. Las naves Vikingo, que se posaron en la superficie marciana, llevaban sismógrafos con el objeto de estudiar el interior del planeta, pero estos no funcionaron adecuadamente a causa de los vientos en el lugar.

El campo magnético de Marte es muy débil. Esto fue comprobado por la nave Mariner 4 y las Venera. La primera detectó un campo magnético inferior a 0.1% el de la Tierra. Esto quiere decir que el planeta no tiene una magnetosfera y, por lo tanto, el viento solar interactúa directamente con la atmósfera de Marte.

4.5 SUPERFICIE.

En la Tierra, las alturas de las formas de relieve se miden respecto al nivel del mar. En Marte se miden a partir del nivel en que la presión atmosférica es de 0.0061 bares, pues a esa presión a el agua coexiste en los estados sólido, líquido y gaseoso a temperatura de 0 °C.

La superficie de Marte está dominada por cráteres meteoríticos, volcánicos, planicies, cadenas montañosas y los casquetes polares.

Los principales rasgos de la superficie de Marte son sus extensas llanuras y sus volcanes. La mayoría de los volcanes se ubican en las regiones llamadas Tharsis y Elysium. Tharsis es una altiplanicie de 4000 metros de altitud. En esta región destacan 4 grandes volcanes: Arsia, Pavonis, Asceaesus y Olimpo; este último es el más grande del planeta.

Así como la Tierra tiene al monte Everest y Venus los montes Maxwell, Marte tiene la montaña más grande que se halla observado hasta el momento en nuestro sistema solar: el Monte Olimpo (véase figura 4.6-1) mide 27 km de alto a partir del nivel de la superficie que le rodea; posee una caldera con diámetro de 90 km, en la que se han observado 5 cráteres de al menos 3 km de

profundidad. Estos cráteres son testimonio de diferentes épocas de erupciones; la última de ellas ocurrió hace menos de 100 millones de años. La base del volcán presenta paredes de 6 km de alto, que forman una especie de aureola con apariencia de cordilleras y montañas. Se cree que gran parte de la aureola se encuentra sobre material reciente. Hasta el momento no hay explicación convincente a la formación de la aureola, aunque es posible que la haya originado el flujo de lava sobre glaciares, o mediante el prolongado desgaste producido por el descenso de cenizas volcánicas, o por el hundimiento de la planicie sobre la que se asienta el volcán (véase figura 4.6-2).

El origen del volcán Olimpo es muy similar al de las islas Hawai, que surgieron en zonas de gran acumulación de magma, también conocidas como "hot spots" (puntos calientes). La diferencia entre las islas Hawai y el monte Olimpo es que la formación de éste último ocurrió durante millones de años.

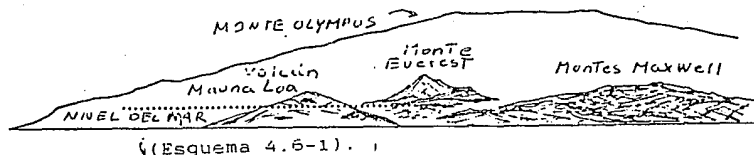


Figura 4.6-1 Perfiles esquemáticos de grandes montañas en la Tierra y en Venus, comparadas con las del Monte Olimpo en Marte.

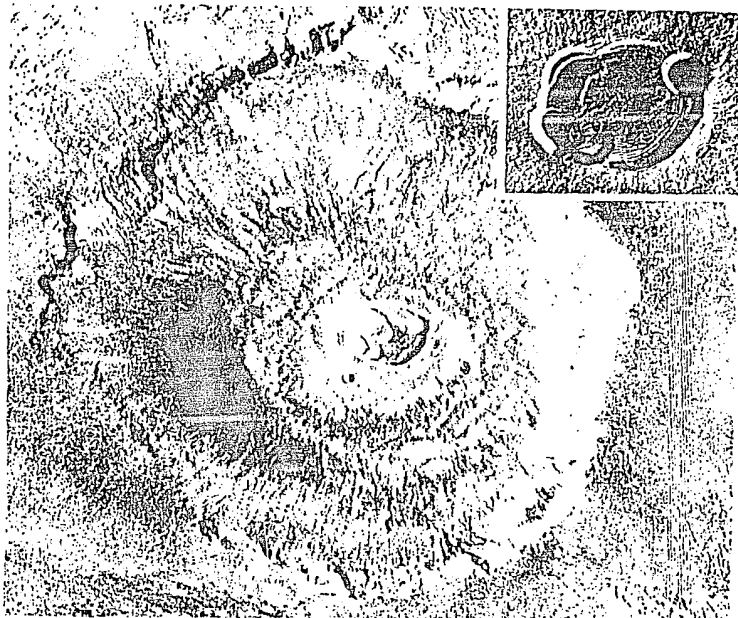


Figura 4.6-2 Imagen del monte Olimpo, obtenida por la nave Mariner 9. Se puede observar el edificio volcánico, con impactos meteoríticos, así como la base del volcán (aureola) y la gran caldera.

En la superficie de Marte destacan también los casquetes polares, que se extienden a partir de los 80° de latitud, tanto norte como sur. Están formados por hielo seco (CO_2 sólido) y, por

debajo de éste, hielo de agua. En el norte, la capa polar se encuentra sobre montañas con cráteres, y en el sur cubre planicies. Las ondulaciones y arremolinamiento que presenta la superficie nevada del planeta se deben a la presencia de valles en el relieve (véanse las figuras 4.6-3 y 4.6-4).

Se ha observado que el casquete polar norte está rodeado por dunas de arena que forman una especie de collar oscuro. En el polo sur estas dunas no se presentan. Por otra parte los depósitos polares son una mezcla de hielo y polvo. En el polo norte, durante los cambios de estación, se producen variaciones de temperatura que causan la sublimación del bióxido de carbono congelado, esto es, que se convierta directamente en gas, dejando una capa de hielo de agua al descubierto. Esto no ocurre en el polo sur porque la capa de bióxido de carbono nunca se discipa por completo, debido a su espesor.

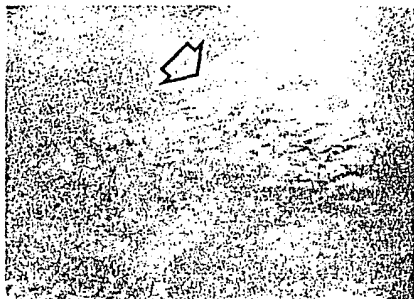


Figura 4.6-3 Imagen del polo norte de Marte.



Figura 4.6-4 Imagen del polo sur de Marte.

En 1977, las tormentas de polvo observadas por el Vikingo dieron lugar a la formación de depósitos de polvo de 0.4 mm de espesor en el polo norte (véase la figura 4.6-5). Si así fuera cada año, en 100 000 años se acumularía una capa de polvo de 30 m y en 6 a 10 millones de años se formaría una gruesa capa de 2 o 3 km de espesor. Sin embargo, los movimientos de precesión de la órbita de Marte y del eje de rotación del planeta causan que los depósitos ocurran de manera alternada en los polos norte y sur; esto sucede en ciclos de 51 000 años. También las variaciones en la excentricidad orbital alterarían la frecuencia e intensidad de las tormentas de polvo.



Fotografía 4.6-5 Imagen de una tormenta de arena en la superficie de Marte, tomada por la nave Vikingo 1

La superficie de los depósitos polares carece de cráteres de impacto, lo cual sugiere que aquella es de formación relativamente reciente. Sin embargo, los materiales que componen la parte superior de las capas podrían ser bastante viejos, aunque depositados ahí posteriormente.

Posiblemente gran parte del agua en Marte se encuentre sobre la superficie en forma de bloques de hielo en altas latitudes del hemisferio norte, y tal vez esté atrapada en los estratos inferiores de la superficie de Marte. Lo que sí es muy probable es que, en algunas regiones, el hielo haya causado el ablandamiento de la superficie, produciendo los extensos barrancos existentes en el relieve del planeta.

Se cree que buena parte de la erosión sufrida en la región de la planicie de "Chryse" fue causada por grandes corrientes de agua, que acarrearón 4 millones de km^3 de material de los cañones y regiones aledañas (véase figura 4.6-6). Para ello se requerirían 70 millones de km^3 de agua. Si la cantidad de agua estimada para la región de "Chryse" se encontrase uniformemente distribuida en el resto del subsuelo, en una capa que envolviera a todo el planeta, ésta sería de 500 m de profundidad. Dicha cantidad de agua no podría haber sido producida por la interacción química de los gases en la atmósfera de Marte. Por otra parte, las condiciones climatológicas de la atmósfera marciana permiten contener sólo cantidades minúsculas de agua. Sin embargo, algunos investigadores creen que Marte tuvo mares alguna vez.



Figura 4.6-6 Imagen de la planicie Chryse, tomada desde la superficie por la nave Vikingo 1.

4.7 SATELITES DE MARTE

Deimos y Fobos, los dos satélites de Marte, fueron descubiertos por Asph Hall en 1877. Ambos satélites orbitan rápidamente en el plano ecuatorial del planeta y a distancias medias de 23 460 y 9 380 km, respectivamente.

Deimos, el exterior, describe una órbita alrededor de Marte en 30.3 horas. En la bóveda celeste de Marte saldría por el Este y se ocultaría por el Oeste, como lo hace la Luna vista desde algún lugar de la Tierra, pero permanece sobre el horizonte marciano más de 60 horas, lapso en el cual completa dos revoluciones sinódicas; esto es, en ese tiempo presenta dos veces consecutivas todas sus fases.

Fobos completa una órbita en sólo 7.3 horas. Como consecuencia, sale por el Oeste y se oculta por el lado Este del horizonte de Marte.

Los dos satélites tienen la forma de un elipsoide con tres ejes. Los de Fobos tienen longitudes de 27, 21 y 19 km, aproximadamente. Los ejes del elipsoide de Deimos miden sólo 14, 12 y 11 km de largo. Las fotografías de sus superficies muestran cráteres meteoríticos semejantes a los de la Luna (véase la figura 4.7-1); el tamaño y número de los cráteres indican que las superficies de estos satélites tienen al menos 2 mil millones de años de antigüedad.

Las superficies de ambos satélites son muy oscuras. Los albedos de Deimos y Fobos son 0.0022 y 0.018, respectivamente; esto es, reflejan tan solo 2.2% y 1.8% de la luz que les llega (el albedo de la Luna es 0.087).

Su aspecto es semejante al de muchos asteroides y de hecho no parecen haber sido siempre satélites de Marte: bien pudieron haberse formado en el cinturón de asteroides, como los demás planetoides, y haber sido atrapados más tarde en el campo gravitacional de Marte.

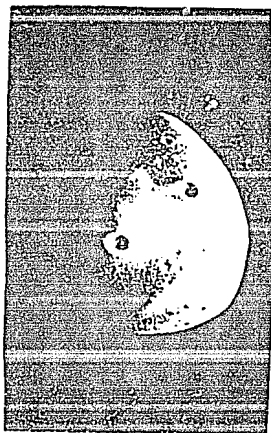
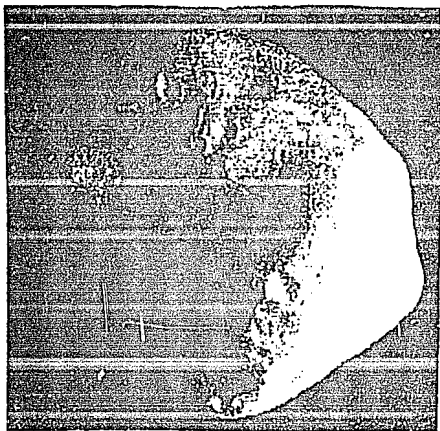


Figura 4.7-1 Imágenes captadas por la nave Vikingo 1 de Fobos (izquierda) y Deimos (derecha).

CAPITULO 5
JUPITER

CAPITULO 5

JUPITER

El conocimiento que se tiene de los planetas gaseosos se ha obtenido principalmente de las misiones Pionero (Pioneer) 10 y 11 (1972), y de las Viajero (Voyager) 1 y 2 (1977), así como de las y investigaciones con radiotelescopio desde la Tierra. Esto ha permitido tener un concepto muy amplio de estos planetas.

5.1 CARACTERES ORBITALES Y DE ROTACION.

La distancia media de Jupiter al Sol es de 5.28 Unidades Astronómicas. Su órbita se encuentra inclinada respecto a la eclíptica $1^{\circ}.3$ y tiene una excentricidad de 0.04. El periodosideral del planeta es de 11.86 años terrestres.

Se han establecido tres períodos de rotación en Júpiter. Los sistemas I y II se refieren a la rotación del planeta en la zona ecuatorial y en las regiones en altas latitudes respectivamente; el sistema III es la rotación que presenta la capa más inferior de la atmósfera. (véase tabla 5.3.1).

Tabla 5.3.1

PERIODOS DE ROTACION	
Limite inferior de la atmósfera. (Sistema III).	9h 55m 10s
Ecuatorial (Sistema I).	9h 55m 30s
Altas latitudes (Sistema II)	9h 55m 41s

La estructura gaseosa del planeta provoca que su rotación no sea igual en el ecuador y en los polos; el periodo de rotación sideral ecuatorial es de 9.92 horas. El ecuador del planeta se encuentra inclinado respecto a la órbita $3^{\circ}.08$. La aceleración de la gravedad superficial es de 22.88 m/s^2 ; es decir, poco más de dos veces la de la tierra .

5.2 CARACTERES FISICOS

El diámetro ecuatorial de Júpiter es de 142 984 km, o sea, 11 veces el diámetro terrestre. Su volumen es 1321.3 veces el de la Tierra, pero su masa es sólo 317.8 veces la terrestre. Su densidad media es 1.32 g/cm^3 , de donde se deduce que gran parte del planeta esta constituida por gases.

5.3 ATMOSFERA

El análisis espectroscópico de la atmósfera de Júpiter permite saber que la mayor parte esta constituida por hidrógeno y helio, así como por pequeñas cantidades de metano, amoniaco, etano, acetileno, propano, germanio y posiblemente nitrógeno y agua. En la Tabla 5.3.2 se puede apreciar la proporción de los elementos más importantes de la atmósfera de Jupiter.

Tabla 5.3.

GAS	FORMULA	%
Hidrógeno	H_2	86.1
Helio	He	13.8
Metano	CH_4	0.09
Amoniaco	NH_3	0.02
Vapor de agua	H_2O	0.008 (?)

En la parte más alta de su atmósfera de Júpiter se forman nubes del tipo cirros, constituidas de amoniaco, y a mayor profundidad encontramos nubes de amoniaco líquido combinado con otros compuestos, como por ejemplo agua y metano. Estas nubes forman patrones longitudinales, llamadas bandas ecuatoriales que abrasan todo el planeta (véase figura 5.3.1) y que son debidas a la circulación de los vientos con una estructura de cilindros que lo envuelven (véase figura 5.3.2). Estudios realizados por el viajero determinaron que dichos bandas han permanecido estables por décadas, pero la estructura de las nubes varía constantemente.

La temperatura atmosférica a 1 bar (la misma presión que tenemos a nivel del mar en la Tierra), es de $-98^{\circ}C$. La temperatura aumenta con la profundidad, así que en la capa visible más profunda de la atmósfera de Júpiter asciende a $250^{\circ}C$, donde la presión es de unas cuantas decenas de bares (véase figura 5.3.3).

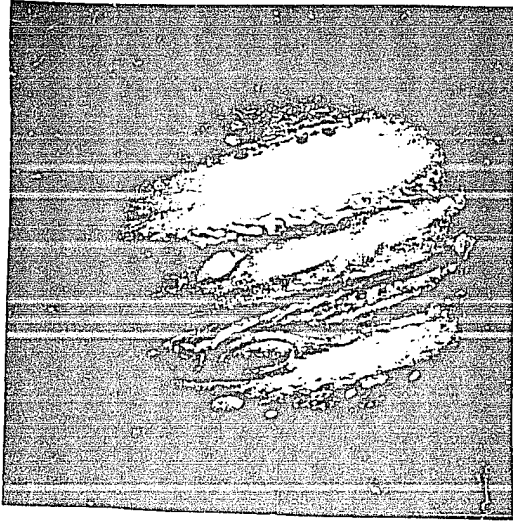


Figura 5.3-1 Imagen de Júpiter tomada por el Viajero I, en la que se observan las bandas de nubes en todo el planeta.

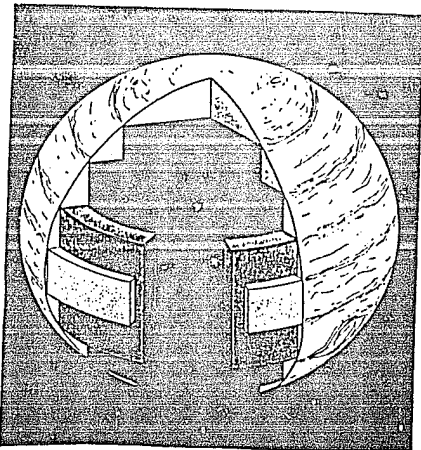


Figura 5.3-2 Modelo de la circulación atmosférica de Júpiter

ESTA TERCERA PARTE

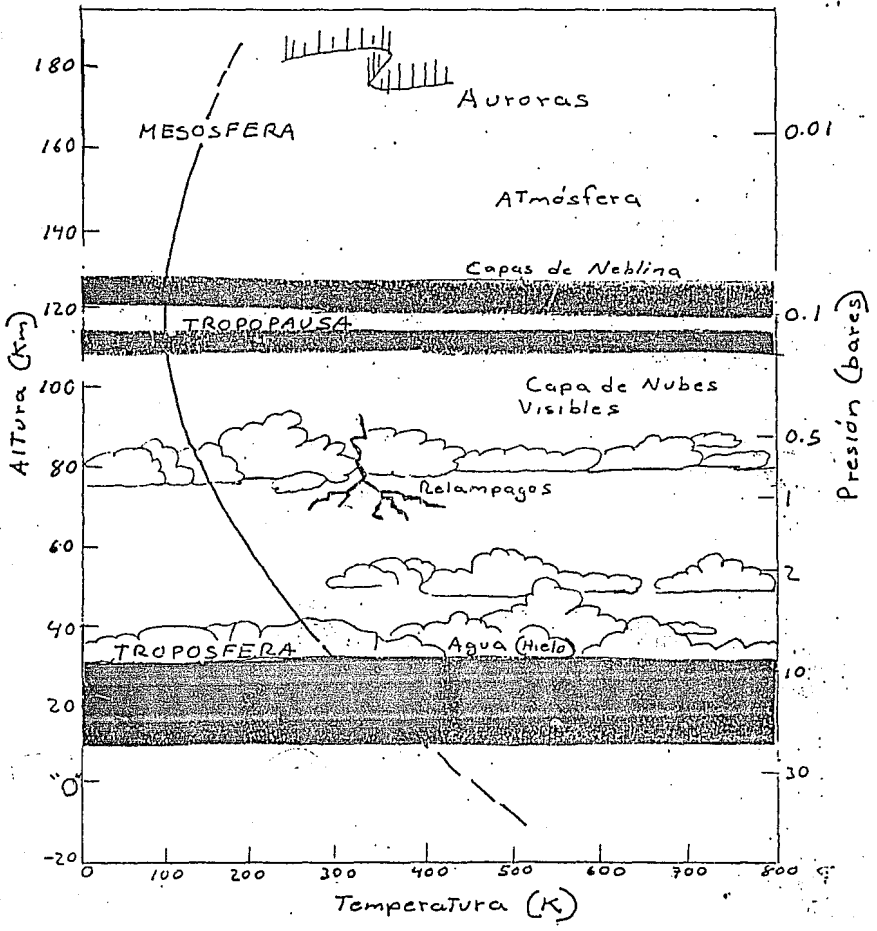


Figura 5.3-3 Perfil térmico, altimétrico y barométrico de la capa visible de la atmósfera de Júpiter.

El Viajero detectó emisiones de rayos infrarrojos en la atmósfera de Júpiter, calculándose que radía 1.7 veces más calor que el que recibe del Sol. La emisión de rayos infrarrojos no es uniforme en todas las latitudes del planeta. Esto indica una redistribución del calor, producida por la circulación de los vientos.

La velocidad del viento en el ecuador de Júpiter es de 1300 km/h, mientras que en latitudes mayores que los polos disminuye considerablemente es mínima (véase la figura 5.3.4).

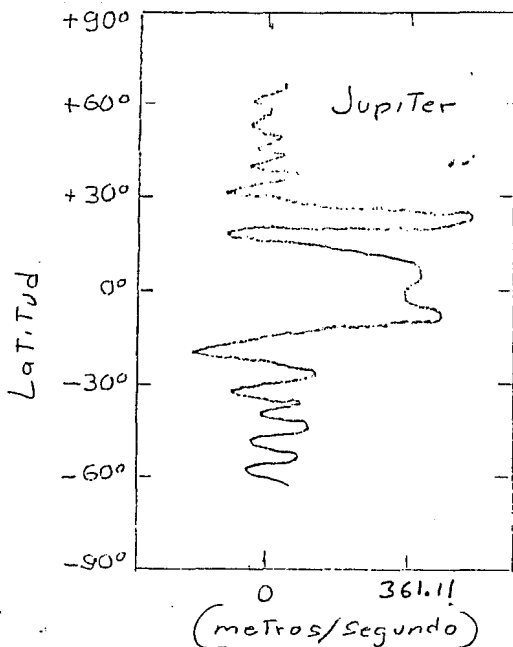


Figura 5.3-4 Perfil de la velocidad del viento en la atmósfera de Júpiter según la latitud.

La mayor parte de las tormentas que se observan en la atmósfera superior de Júpiter son consecuencias de la salida de energía del interior del planeta. La "gran mancha roja" de Júpiter situada en el hemisferio sur del planeta, es una especie de anticiclón que mide 14 000 km de Norte a Sur y alrededor de 26 000 km de Este a Oeste, casi dos veces el diámetro de la Tierra (véase figura 5.3-5). Esta constituida por un enorme sistema de nubes del tipo "cúmulo", producidas por la condensación de amoníaco. El tiempo que tardan las nubes en completar una vuelta dentro de la gran mancha roja es de casi 6 horas, y giran en sentido contrario a las manecillas del reloj.

El origen de la gran mancha roja es el ascenso de inmensas columnas de gas con movimiento circular, producidas por el calor interno del planeta. La formación de las tormentas de Júpiter son similares a los ciclones y anticiclones de la atmósfera de la Tierra. La velocidad de los vientos en las tormentas alcanza velocidades de 360 km/h. Se sabe que la energía de las tormentas se disipa lentamente hacia el espacio, por lo que se calcula que la gran mancha roja tiene poco más de 300 años en la atmósfera de Júpiter. Se han planteado teorías que establecen que la duración de esta tormenta de Júpiter se debe a la carencia de una superficie contra la que se disipe la energía del anticiclón.

Se han realizado observaciones periódicas que demuestran que la gran tormenta se desplaza 7° en longitud, movimientos que posiblemente estere relacionado con el de rotación del planeta.

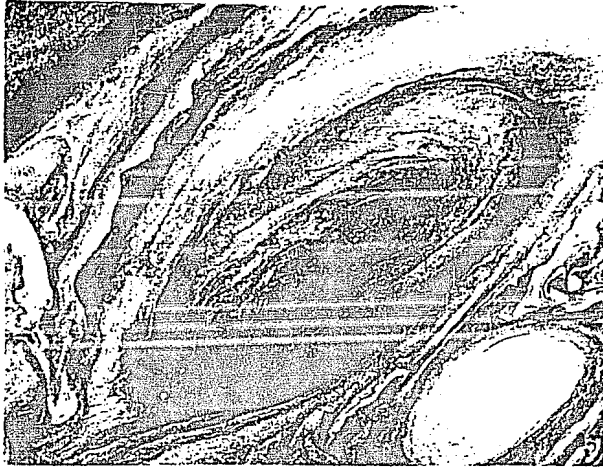


Figura 5.3-5 Imagen de la gran mancha roja de Júpiter, tomada por el Viajero 2. La mancha blanca es un ciclón.

5.4 FORMACIONES ANULARES DE JUPITER.

El sistema de anillos que presenta Júpiter fué descubierto por el Viajero I. Este sistema anular es el menos extenso de los planetas gaseosos, además de ser el más tenue, por lo que es muy difícil imposible observarlo desde la tierra (sólo ha sido registrado en el infrarojo).

El sistema anular de Júpiter está formado por tres estructuras llamadas Halo, Anillo Tenue y Anillo principal; está constituido de polvo (véase tabla 5.4.1). El material de los anillos se extiende hasta las nubes tope de la atmósfera planetaria. El Halo presenta una forma lenticular y el polvo que lo constituye se extiende hasta

10 000 km por arriba y debajo del plano ecuatorial. El anillo principal está entre los satélites Metis y Adrastea. (véase figura 5.4-1).

Se cree que el material que constituye a los anillos proviene de las erupciones volcánicas de Io y de las coaliciones entre las partículas volcánicas y meteoritos.

Tabla 5.4.1

ANILLOS DE JUPITER

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE JUPITER		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	PROFUNDIDAD OPTICA	ALBEDO
	(R _J)	(km)				
"HALO"	(1.14)-1.72	(100 000)-122 800	22 800	(20 000)	6 x 10 (6)	0.05
"PRINCIPAL"	1.72-1.81	122 800-129 200	6 400	<30	10 (6)	0.05
"GASA"	1.81-(?)	129 000-(214 200)	850 000	?	10 (7)	0.05

R_J: RADIOS DE JUPITER

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

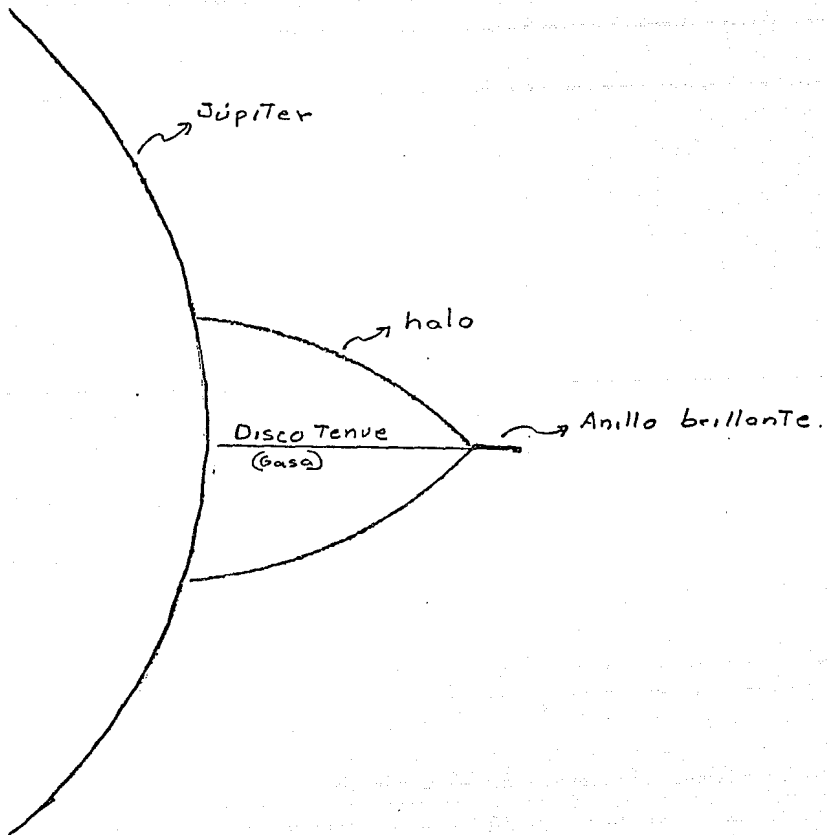


Figura 5.4-1 Distribución esquemática de los anillos de Júpiter.

5.5 SATELITES DE JUPITER.

Según Gerard P. Kuipper, los satélites de los planetas gaseosos se dividen por sus órbitas en dos grupos; satélites regulares e irregulares. Los primeros se caracterizan por tener órbitas de baja excentricidad, localizadas cerca del plano ecuatorial, y el segundo grupo tiene órbitas muy excéntricas o con inclinación notable con respecto al plano del ecuador del planeta.

Júpiter posee dieciseis satélites (véase la tabla 5.5.1); los cuatro mayores son los llamados "Galileanos": Calixto, Ganimedes, Europa e Io. El segundo de ellos tiene un diámetro mayor al de Mercurio. Calixto es tan grande como Mercurio.

Tabla 5.5.1

SATELITES DE JUPITER										
NOMBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A JUPITER (km)	PERIODO SIDERAL (DÍAS)	INCLINACION ORBITAL (GRADOS)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (g)	DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)	
							(201)	?	?	
METIS	S. SYMMOT	1979	127 960	0.275	(0)	0.00	12 x 8	?	?	
ADRASTEIA	D. LEWITT	1979	120 900	0.290	(0)	0.00	103 x 75	?	?	
AMALTEA	E. BARNARD	1892	181 300	0.490	0.4	0.00	(50)	?	?	
TEBE	S. SYMMOT	1979	221 900	0.675	(0.0)	0.01	1 815	8.94 x 10(25)	3.37	
IO	S. MARIUS, GALILEO	1610	471 400	1.769	0.04	0.00	1 269	4.84 x 10(25)	2.97	
EUROPA	S. MARIUS, GALILEO	1610	670 900	3.551	0.47	0.01	2 631	1.49 x 10(26)	1.94	
GANIMEDES	S. MARIUS, GALILEO	1610	1 070 000	7.153	0.19	0.00	2 480	1.08 x 10(26)	1.86	
CALIXTO	S. MARIUS, GALILEO	1610	1 081 000	16.669	0.28	0.01	0.15	(0)	?	
LEDA	C. KOHL	1874	11 074 000	250.32	27	0.15	(0)	?	?	
HIMALIA	C. FERRINE	1904	11 400 000	250.57	28	0.16	(201)	?	?	
LYSITEA	S. NICHOLSON	1908	11 720 000	250.22	29	0.11	(201)	?	?	
ELARA	C. FERRINE	1905	11 737 000	259.63	28	0.21	(40)	?	?	
ANANKÉ	S. NICHOLSON	1951	21 200 000	431	147	0.17	(15)	?	?	
CARME	S. NICHOLSON	1958	22 600 000	432	163	0.21	(22)	?	?	
PASIFAE	P. MELLOTTE	1909	23 500 000	725	147	0.53	(35)	?	?	
SINOPE	S. NICHOLSON	1914	23 700 000	758	153	0.29	(29)	?	?	

Los doce satélites restantes se clasifican en tres grupos de cuatro cada uno. El grupo más cercano al planeta está constituido por cuatro pequeños satélites, tres de los cuales fueron descubiertos por el Viajero I; estos se caracterizan por orbitar en el mismo sentido a los galileanos. Los dos grupos restantes son irregulares y se encuentran después de los galileanos; los del grupo más cercano al planeta orbitan en sentido directo y las más externos en sentido retrógrado. A continuación se da una descripción somera de los galileanos:

CALIXTO. Es el más exterior de los satélites Galileanos. A través de las imágenes captadas por el Viajero 1 se observó que parte de la superficie presenta cráteres de impacto; así mismo, se determinó que gran parte del satélite está constituida por hielo de agua.

Calixto tiene un diámetro de 4840 km, muy semejante al de Mercurio. Su densidad es 1.9 g/cm^3 , lo cual indica que las proporciones de hielo en su interior son similares.

La temperatura de la superficie de Calixto varía desde -123°C , en el hemisferio iluminado por el Sol, hasta -173°C en el hemisferio oscuro. La superficie de Calisto refleja 18% de la luz que le llega del Sol; esta baja reflectividad sugiere que el hielo que cubre la superficie no es puro, sino que está mezclado con polvo de la corteza.

GANIMEDES. Es el más grande de los satélites Galileanos. Su densidad es muy similar a la de Calixto, por lo que su interior está compuesto por gran parte de hielo de agua y roca. Su superficie también presenta cráteres de impacto, así como alliplanicies. Imágenes del Viajero I revelaron la presencia de superficie montañas

de gran altura y valles. Las montañas de Ganimedes se originaron a partir de fallas. La superficie de Ganimedes que tiene menos cráteres refleja alrededor 40% de la luz que le llega del Sol, en comparación con las zonas más afectadas por cráteres, que reflejan sólo el 25%. Esto se debe a que, en el primer caso, el hielo se encuentra mezclado con menos polvo, en comparación con las zonas con mayor número de cráteres

EUROPA. De los satélites Galileanos es el más enigmático. Tiene un diámetro muy similar al de la Luna, su densidad es 3.6 g/cm^3 , lo cual indica que su interior está constituido principalmente de roca y sólo 10% de hielo. Europa es el satélite Galileano que refleja mayor cantidad de luz (70%), debido a que la superficie está cubierta por hielo de agua sin trazas de polvo u otro material. Los científicos han sugerido que este satélite debe tener un mecanismo que le permite renovar constantemente el hielo de la superficie. Imágenes de gran resolución tomadas por el Viajero I mostraron que la superficie tiene muy pocos cráteres de impacto, siendo su densidad muy similar a la observada en los "mares" de la Luna.

La superficie helada de Europa presenta una gran cantidad de rayas oscuras que miden algunos cientos de kilómetros, algunas de ellas son dobles o múltiples, siendo común que entre dos rayas oscuras se encuentre una línea más clara. Estos relieves son cauces de ríos poco profundos, de aproximadamente 5 kilómetros de ancho por 5 kilómetros de alto. Su origen se debe al material viscoso que se encuentra entre las capas de hielo que al romperse permite la salida de este material, formando grandes cauces.

10. Es el satélite más interior de los Galileanos y el más espectacular por sus volcanes activos. La densidad de Io es 3.6

g/cm³, ligeramente más alta que la de Europa. Lo cual indica que la mayor parte está constituida de roca. Por su tamaño y densidad es probable que su estructura interior sea similar a la de la Luna.

Durante los vuelos de los Viajeros 1 y 2 se descubrió que era el único satélite del sistema planetario que presentaba actividad volcánica (véase la tabla 5.5-2). Se cree que esta actividad geológica de Io se debe a la deformación periódica que sufre por la atracción gravitacional de Júpiter, o sea, por fuerzas de marea que en su interior producen grandes tensiones que elevan enormemente la temperatura hasta fundir las rocas, rompiendo la corteza.

A través de estudios espectroscópicos se detectó que gran parte de la superficie está cubierta de bióxido de azufre, el cual es expulsado a través de las erupciones volcánicas.

La superficie de Io no tiene gran cantidad de cráteres de impacto debido a que la corteza es recubierta periódicamente por nuevo material provenientes de las erupciones.

Fué detectada una delgada atmósfera constituida principalmente de dióxido de azufre gaseoso (véase la figura 5.5-1).

Tabla 5.5-2

LOS VOLCANES DE IO

NOMBRE	LOCALIZACION		ALTURA (km)	DIAMETRO (km)	ACTIVIDAD VOLCANICA DETECTADA DURANTE LOS VUELOS DEL VIAJERO	
	LONGITUD (1)	LATITUD (2)			1	2
Pele	256.8	-19.4	305	1200	si	no
Loki W. (Oeste)	305.3	+19.4	225	400	si	si
Prometeo	183.0	-2.9	75	270	si	si
Voluno	177.0	+21.5	100	125	si	si
Amirani	116.7	+27.2	95	220	si	si
Mauli	124.4	+19.9	90	250	si	si
Marduk	209.7	-27.9	70	125	si	si
Mesubi	52.7	-45.2	60	125	si	si
Loki E. (Este)	300.6	+16.9	200 ?	400 ?	si	si
Surt	337.7	+45.2	300 ?	1200 ?	no	?
Aten	312	-48	300 ?	1200 ?	no	no

NOTAS:

1.- LA LONGITUD SE MIDE EN GRADOS AL OESTE DEL MERIDIANO CENTRAL DE IO.

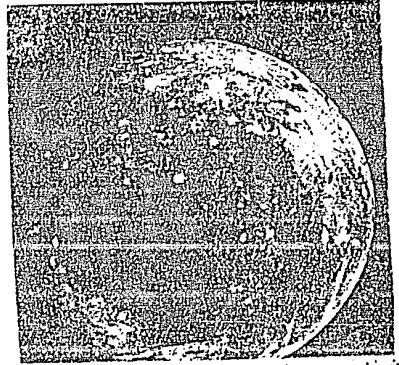
2.- EL SIGNO POSITIVO (+) EN LA LATITUD SIGNIFICA AL NORTE DEL ECUADOR Y EL NEGATIVO (-) AL SUR.

UN SIGNO DE INTERROGACION (?) SENALA A LOS DATOS NO CONFIRMADOS.

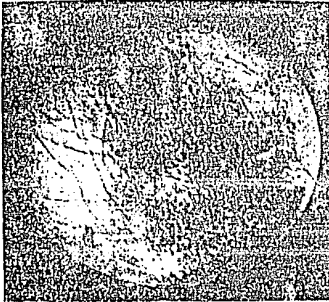
A)



B)



C)



D)

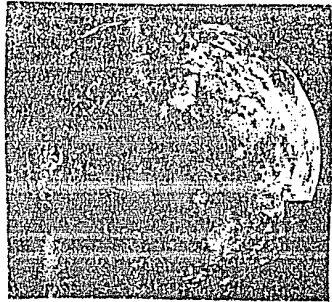


Figura 5.5-1 A) Calisto, B) Ganimedes, C) Europa, D) Io.

CAPITULO 6
SATURNO

CAPITULO 6

SATURNO

En 1610 Galileo fue el primero en observar Saturno a través de un telescopio. Sin embargo, no le fue posible descubrir sus formaciones anulares. En 1659, Huyghens, descubrió que Saturno posee un sistema anular confinado a su plano ecuatorial. Esta característica lo ha llevado a ser el planeta más espectacular de nuestro sistema planetario. Con la llegada de las naves Viajero 1 y 2 fue posible estudiar de manera muy detallada y precisa la constitución y dimensiones de los anillos.

6.1 CARACTERISTICAS ORBITALES Y DE ROTACION

Saturno se encuentra a 9.5 Unidades astronómicas del Sol; describe una órbita con excentricidad de 0.05, muy similar a la de Júpiter y Urano, que se encuentra inclinada respecto a la eclíptica $2^{\circ}.4$. Su período sideral de traslación es de 29.4 años. La duración del periodo de rotación sideral a diferentes latitudes se muestra puede ver en la Tabla 6.1.1. Su ecuador se encuentra inclinado respecto al plano de su órbita $26^{\circ}.73$.

TABLA 6.1.1

PERIODO DE ROTACION			
INTERIOR	10h	39m	24s
ECUATORIAL	10h	14m	
ALTAS LATITUDES	10h	10m	

6.2 CARACTERES FISICOS

EL diámetro ecuatorial de Saturno es de 120 536 km. Su masa es de 5.6×10^{29} g y su volumen es 765 veces el de la Tierra. Su densidad media es de 0.69 g/cm^3 ; esto es, Saturno flotaría en el Agua.

6.3 ATMOSFERA

El primer gas identificado en la atmósfera de Saturno fue el metano. Sin embargo, los más abundantes son, por mucho, el hidrógeno y el helio. A través de estudios espectrográficos más detallados se han determinado los principales gases en su atmósfera. En la Tabla 6.3.1 se listan éstos, así como sus proporciones.

TABLA 6.2.1

PRINCIPALES GASES DE LA ATMOSFERA DE SATURNO		
GAS	FORMULA	%
Hidrógeno	H_2	92.4
Helio	He	7.4
Metano	CH_4	0.2
Acetileno	C_2H_2	100 ppm
Etano	C_2H_6	8000 ppm
Monóxido de Carbono	CO	2 ppm
Germanio	GeH_4	0.4 ppm
Metil Acetileno	C_3H_4	vestigios
Propano	C_3H_8	vestigios

* ppm: partes por millón.

Algunos hidrocarburos que se mencionan en la tabla anterior se producen por la interacción de hidrógeno, metano y amoniaco con la luz ultravioleta del sol.

La velocidad de los vientos en el ecuador es cercana a los 500 m/s, mientras que a altas latitudes llega ha ser de menos 10 m/s (véase la figura 6.3-1).

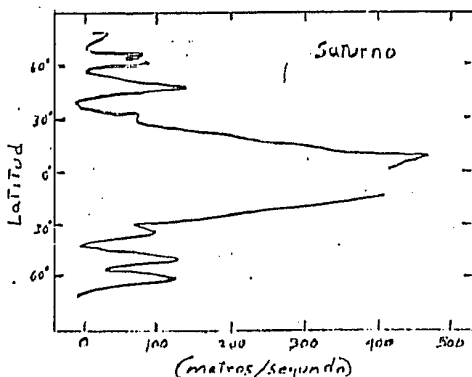


Figura 6.3-1. Gráfica de la velocidad del viento según la latitud en la atmósfera de Saturno

Debido a las altas presiones y temperaturas en la atmósfera de Saturno el amoniaco se condensa como el vapor de agua, formando nubes en la parte más baja de su atmósfera.

En la figura 6.3-2 se muestra un perfil de la atmósfera superior de Saturno y la variación de la temperatura y presión con la altitud. Cabe señalar que a una presión de 1 bar, la misma presión que hay a nivel del mar en la Tierra la temperatura en Saturno es de -133°C .

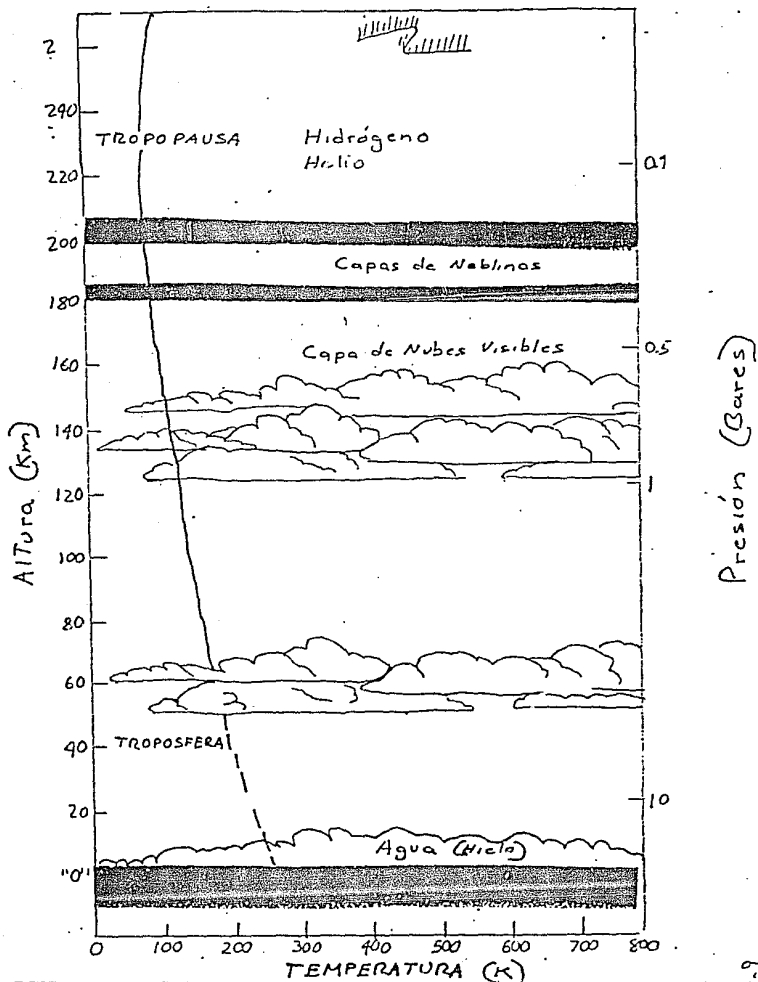


Figura 6.2-2 Perfil térmico, barométrico y altimétrico de la atmósfera de Saturno.

6.4 FORMACIONES ANULARES DE SATURNO

Los anillos de Saturno son el sistema más espectacular, extenso y masivo de los sistemas anulares que presentan los planetas gaseosos.

La estructura que guarda este sistema se debe principalmente a la interacción gravitacional y electromagnética del planeta y sus satélites, dando como resultado una maravillosa estructura de anillos (vease figura 6.4-1).

Este sistema anular está constituido por siete anillos clasificados en dos grupos; los anillos clásicos y los anillos etéreos (véase la Tabla 6.4.1). El grupo clásico posee la mayor parte de la masa total del sistema y está formado por los cuatro anillos más cercanos al planeta, que se han bautizado con las letras A, B, C, y D.

El anillo A, está formado principalmente de rocas que miden desde unos centímetros hasta algunos metros; en él se presentan este anillo se presentan bandas estrechas muy cercanas a su borde externo (división de Keelek y división de Encke) que contienen pequeñas cantidades de polvo muy fino.

El anillo B se diferencia del resto porque es el más brillante del sistema. Está constituido por rocas que miden desde centímetros hasta metros. La característica más importante de este anillo es que presenta estructuras radiales con forma acuñada sobre el anillo. Dichas estructuras miden de 2000 a 5000 km.

El anillo C está formado por rocas que miden varios metros. Presenta bandas regularmente espaciadas y de brillo uniforme, entre las que se identifican huecos que poseen un ancho radial de 50 a 350

km; algunos huecos presentan anillos muy finos. Dentro de esta estructura se encuentra la división de Maxwell.

Anillo D es el anillo más interno del sistema clásico. Su brillantez es 100 veces menor que la del anillo C y el material que lo conforma se extiende hasta la atmósfera planetaria.

División de Cassini. Por algún tiempo se pensó que esta zona estaba vacía, pero se descubrió que posee anillos muy delgados. El sistema etéreo está integrado por 3 anillos (E, F, y G), constituidos casi únicamente de polvo y reciben enormes fuerzas electromagnéticas.

El anillo E está formado por granos de polvo de 1.0 a 1.25 cm y su ancho varía alrededor del planeta.

El anillo F se encuentra confinado entre dos satélites; está formado por "cuerdas" torcidas y trenzadas que tienen un ancho de 20 a 30 km. Su característica estructura se debe a fuerzas de resonancia causadas por los satélites Pandora y Prometeo (satélites pastores).

El anillo G tiene un ancho radial de 2000 km. Está constituido por polvo muy fino.

Entre las teorías que han surgido para explicar el origen de los anillos de Saturno tenemos las siguientes:

1. Están formadas por materia sobrante que dió origen al Sistema Solar y que no llegó a ser parte de algún cuerpo celeste.
2. El material que forma los anillos es el sobrante de grandes satélites destruidos por el bombardeo de meteoritos.
3. Los materiales se formaron y destruyeron varias veces y quizás el que ya no se agregó a ningún satélite formó los anillos.

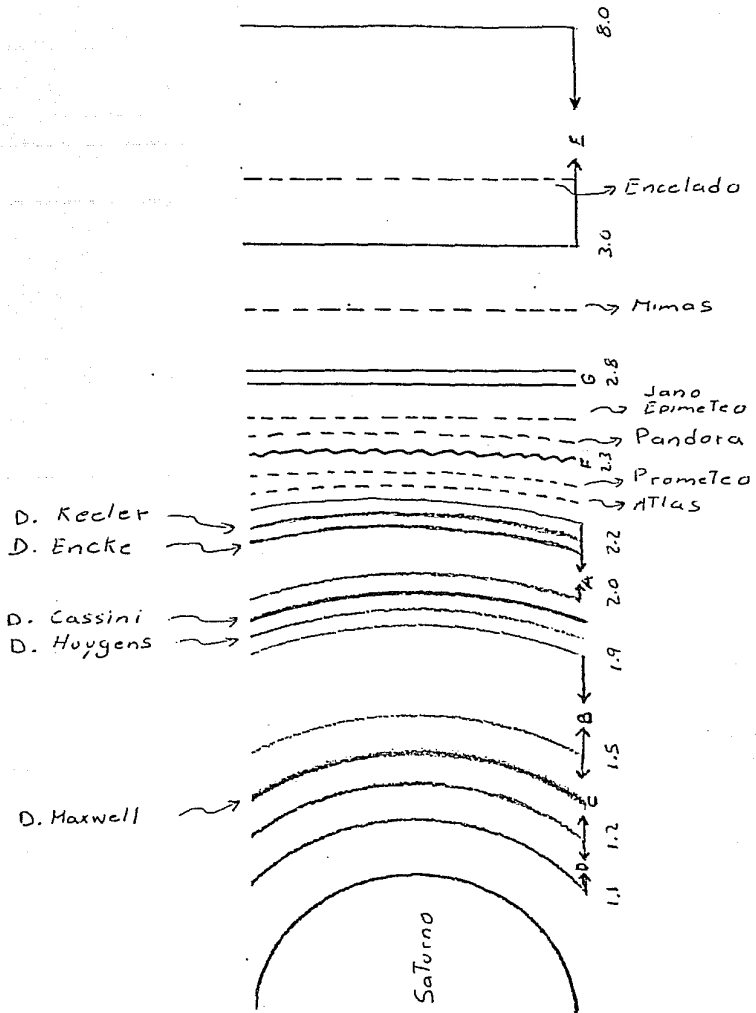


Figura 6.4-1 Representación esquemática del sistema anular de Saturno.

TAULA 6.3.1

ANILLOS DE SATURNO

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE SATURNO		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	MASA TOTAL (g)	ALBEDO
	(R _s)	(km)				
D	1.11-1.24	67 000-74 500	7 500	?	?	?
C	1.24-1.52	74 500-92 000	17 500	?	1.1 x 10(21)	0.25
DIVISION DE MAXWELL	1.45	87 500	270			
B	1.52-1.95	92 000-117 500	25 500	(0.1-1)	2.8 x 10(22)	0.65
DIVISION DE CASSINI	1.95-2.02	117 500-122 200	4 700	?	5.7 x 10(20)	0.30
A	2.02-2.27	122 200-136 000	14 600	(0.--1)	6.2 x 10(21)	0.60
DIVISION DE ENCKE	2.214	133 570	325			
DIVISION DE KEELER	2.263	136 530	35			
F	2.324	140 210	30-500	?	?	?
G	2.75-2.88	165 800-173 800	8 000	100-1 000	6-23 x 10(9)	?
E	(3-8)	(180 000 480 000)	(300 000)	(1 000)	?	?

(R_s): RADIOS DE SATURNO ECUATORIAL.

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

6.4 SATELITES DE SATURNO

Saturno posee 17 satélites (vease tabla 6.4.1); 16 son satélites regulares y el último Febe es irregular (véase la sección 5.5). Seis de estos satélites regulares son co-orbitales; esto es, 2 o más satélites ocupan casi la misma órbita.

Titán, el mayor de ellos, es el segundo Satélite más grande del sistema planetario, tiene un diámetro de 5 150 km, muy similar al planeta Mercurio, y se encuentra a una distancia media de Saturno de 1 221 850 km. Su periodo de revolución y de rotación es 15.95 días, lo cual indica que siempre presenta el mismo hemisferio hacia Saturno. Su masa es de 1.3×10^{20} kg y su densidad media de 1.9 g/cm^3 , un poco mayor a la de Júpiter, Urano y Neptuno, y muy parecida a la de Plutón.

A través de la nave Viajero 2 se pudo determinar que Titán posee una atmósfera compuesta principalmente de nitrógeno, metano y argón. Se cree que parte de la superficie de Titán está cubierta por océanos de etano, metano y nitrógeno en proporciones de 75%, 20% y 5%, respectivamente.

TABLA 5.4.1

SATELITES DE SATURNO									
NOBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A SATURNO (km)	PERIODO SIDERAL (días)	INCLINACION ORBITAL (grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (R)	DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)
PHOENIX	S. COLLINS	1980	139 250	0.613	(0)	0.00	70 x 40	?	?
PANDORA	S. COLLINS	1980	141 700	0.629	(0)	0.00	55 x 35	?	?
EPIMETEO	H. WALKER	1966	151 422	0.694	0.34	0.01	70 x 50	?	?
JANO	A. DOLLFUS	1966	151 472	0.695	0.14	0.01	110 x 80	?	?
MIRAS	H. HERSCHEL	1789	185 520	0.942	1.53	0.02	195	3.0 x 10(22)	1.17
ENCELADO	H. HERSCHEL	1789	238 020	1.370	0.02	0.00	250	8.4 x 10(22)	1.24
TETIS	G. CASSINI	1684	294 660	1.888	1.9	0.00	525	7.55 x 10(22)	1.26
TELESTO	B. SMITH	1980	294 660	1.888	(0)	(0)	(12)	?	?
CALIPSO	B. SMITH	1980	294 660	1.888	(0)	(0)	15 x 10	?	?
DIONE	G. CASSINI	1684	377 400	2.737	0.02	0.00	560	1.5 x 10(24)	1.44
HELENA	P. LAQUES	1980	377 400	2.737	0.2	0.01	18 x 15	?	?
REA	G. CASSINI	1672	527 040	4.518	0.35	0.00	765	2.49 x 10(24)	1.33
TITAN	C. HUYGENS	1655	1 221 850	15.945	0.33	0.03	2 575	1.35 x 10(26)	1.88
HIPERTON	H. BOND	1848	1 481 000	21.277	0.43	0.10	175 x 300	?	?
JAPETO	G. CASSINI	1671	3 561 300	79.331	14.72	0.03	720	1.88 x 10(24)	1.21
FEBE	H. PICKERING	1898	12 952 000	550.48	175.3	0.16	110	?	?

6.5 INTERIOR Y CAMPO MAGNETICO.

Se han propuesto varios modelos del interior de Saturno. En general se piensa que posee un núcleo rocoso, cubierto por una extensa capa de hidrógeno sólido y metálico envuelto en la gruesa capa de hidrógeno y helio que constituyen la pesada atmósfera del planeta.

El eje magnético de Saturno se encuentra casi alineado con el de rotación del planeta siendo su inclinación 1° . La magnetosfera de Saturno está mucho menos extendida que la de Júpiter. Las naves Viajero 1 y 2 detectaron que Saturno emite ondas de radio y otras radiaciones que provienen del interior; se ha calculado que esta energía es 2.2 veces mayor que la que recibe del Sol.

CAPITULO 7
URANO

CAPITULO 7

URANO

Urano fue descubierto por William Hersehel el 13 de Marzo de 1881, en un trabajo telescópico de rutina. Hersehel notó que en la constelación de Geminis había un cuerpo estelar que presentaba movimientos que le hicieron creer se trataba de un cometa. Después de algunas semanas de observación se determinó su órbita y se concluyó que era un nuevo planeta, Urano.

Antes del arribo de la nave Viajero 2 a Urano muy poco se sabía del planeta, incluso su diámetro era incierto. No fue sino hasta 1986 cuando, gracias a los estudios realizados por la nave, se despejaron muchas de las incognitas acerca de sus caracteres físicos, además de descubrirse nuevos satélites y formaciones anulares.

7.1 CARACTERES ORBITALES Y DE ROTACION

La distancia de Urano al sol es de 2 870 millones de km, aproximadamente (19.19 unidades Astronómicas). La excentricidad de su órbita es 0.04, muy similar a la de Júpiter. Su órbita se encuentra inclinada respecto a la eclíptica 0.7° , es decir, se encuentra casi en el mismo plano de la órbita terrestre. El período sideral es 84 años, aproximadamente. El ecuador del planeta se encuentra inclinado casi 98° respecto a la órbita de éste; es decir, rota acostado y en sentido retrógrado. A través de la nave Viajero 2 se estimó el período de rotación a diferentes latitudes:

PERIODOS DE ROTACION DE URANO		
30°	Latitud Sur	16.5 horas
40°	Latitud Sur	16 horas
70°	Latitud sur	14.25 horas
Límite inferior de la atmósfera		17.24 horas

7.2 CARACTERES FISICOS

Urano tiene un diámetro de 51118 km, pues mayor que el de Neptuno. Su masa es 8.68×10^{28} g y su densidad media es de 1.29 g/cm^3 similar al de Júpiter y Neptuno. Su volumen es 52 veces el de la Tierra.

7.3 ATMOSFERA

A través del telescopio, el tenue disco de Urano aparece de color verdoso, tal vez debido a la interacción de la luz solar con las nubes de metano que cubren la atmósfera superior del planeta. Los espectros obtenidos de la atmósfera de Urano son muy similares a los de Júpiter y Saturno; los principales elementos que la constituyen los podemos ver en la tabla 7.3.1

TABLA 7.3.1

COMPOSICION QUIMICA DE LA ATMOSFERA DE URANO		
PRINCIPALES ELEMENTOS	FORMULA	%
Hidrógeno	H ₂	84%
Helio	He	14%
Metano	CH ₄	2%
COMPUESTOS QUE SE ENCUENTRAN EN PEQUEÑAS CANTIDADES		
Acetileno	C ₂ H ₂	200 ppm
Etano	C ₂ H ₆	?

La proporción de metano en la atmósfera de Urano es muy alta en comparación con las concentraciones que se presentan en Júpiter y Saturno. Esto va de acuerdo con la cantidad de hielo que forma parte de la masa total del planeta. A la presión de 1 bar, la temperatura en Urano es de -200°C. Estudios realizados por el Viajero 2 demostraron que la temperatura se incrementa lentamente con la profundidad (véase figura 7.3-1).

Las estaciones en Urano duran 21 años y, debido a la gran inclinación del eje de rotación, las zonas ecuatoriales del planeta experimentan 2 veranos y 2 inviernos durante su período sideral.

En una serie de imágenes de la atmósfera de Urano, tomadas por el Viajero 2, captaron que las nubes presentan una alineación en bandas muy similares a las de Júpiter y Saturno. Se ha calculado que los vientos en la atmósfera superior llegan a ser de 375 km/h.

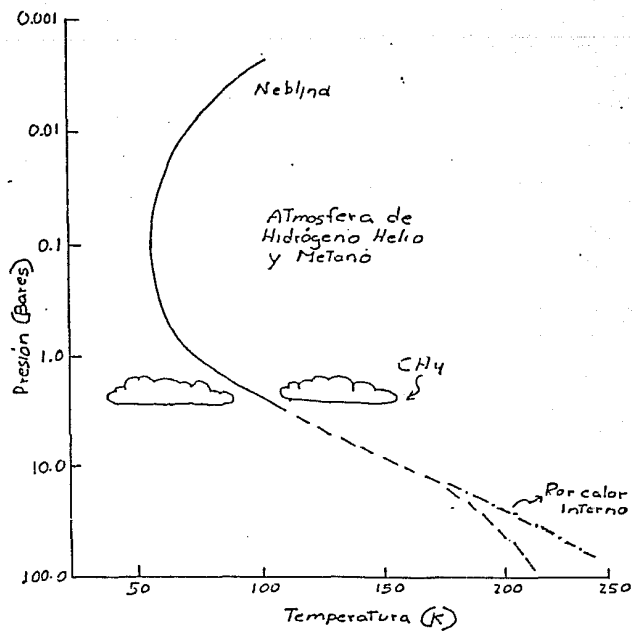


Figura 7.3-1 Perfil termicó y barométrico de la Atmósfera de Urano

Se han propuesto modelos del interior de Urano, y se cree que tiene un núcleo rocoso cubierto por un gran manto de agua líquida, metano y amoníaco, rodeado a su vez por una atmósfera de aproximadamente 8 500 km de espesor, constituida principalmente de hidrógeno y helio

El estudio más importante realizado por la nave Viajero 2 fue sobre la orientación del campo magnético de Urano. Se descubrió que éste se encuentra inclinado respecto al eje de rotación 60° y que es muy excéntrico respecto al planeta mismo (véase figura 7.3-2). Algunas teorías explican que posiblemente el impacto de un meteorito ocasionó el desplazamiento del eje magnético.

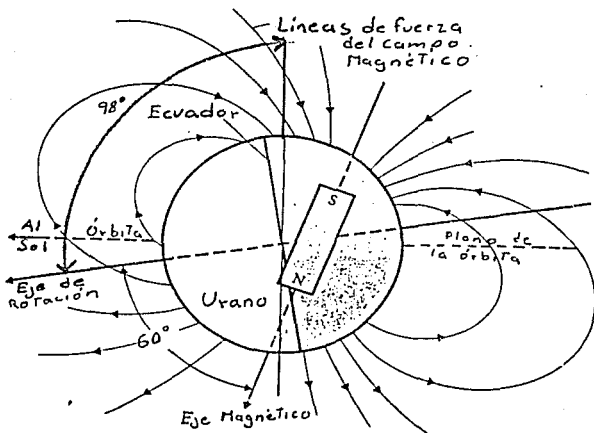


Figura 7.3-2 Ubicación y orientación del eje magnético respecto al de rotación de Urano.

7.5 SATELITES DE URANO

Los satélites de Urano son todos regulares ya que orbitan cerca del plano ecuatorial del planeta y en órbitas casi circulares. Hasta 1985 sólo se conocían 5 de sus satélites: Miranda, Ariel, Umbriel, Titania y Oberón; con el Viajero 2 se descubrieron 10 satélites más, cuyos diámetros son inferiores a 200 km (véase la tabla 7.5.1).

Miranda, Oberón, Umbriel y Ariel son los satélites mayores de Urano. Sus diámetros oscilan entre los 1 100 y 1 600 km, excepto Miranda con 485 km. Sus densidades medias, entre 1.3 y 1.6 g/cm³, sugieren una alta concentración de materiales ricos en silicatos y hielo.

A través del Viajero 2 y de estudios espectroscópicos se sabe que las superficies de estos satélites están cubiertas de hielo de agua y reflejan del 20 al 30% de la luz solar; esta baja reflectividad sugiere que el hielo que cubre las superficies contiene materiales de origen carbónico.

Mediante las imágenes de alta resolución de Titania y Oberón se descubrió que sus superficies presentan cráteres meteoríticos, valles y fallas, lo cual demuestra la existencia de una actividad geológica interna.

Umbriel, con un diámetro de 1 190 km, es el más opaco de los satélites de Urano. Las imágenes del Viajero 2 no mostraron la presencia de formas de relieve que indiquen actividad geológica interna.

Ariel tiene un diámetro de 1 160 km, muy semejante a Umbriel. Su superficie muestra interesantes formaciones geológicas que indican una actividad geológica interna. La superficie presenta grandes valles y zonas con fracturas y fallas.

Miranda fué el satélite que más sorprendió a los astrónomos. La nave Viajero 2 pasó a sólo 36 000 km del satélite y las imágenes por él captadas muestran formas de relieve indicativas de que alguna vez este satélite fue impactado por un gran meteorito, causando la disgregación de gran parte de su masa; posteriormente, por fuerza de gravedad mutua, los fragmentos se volvieron a unir, dando por resultado el relieve extraordinario que presenta Miranda (véase figura 7.5-1).

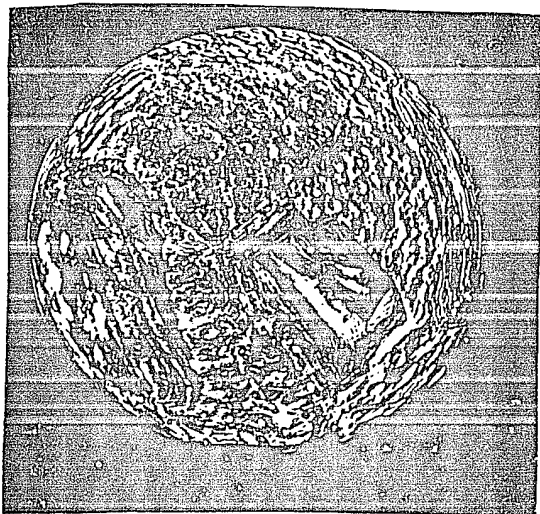


Figura 7.5-1 Imagen de Miranda tomada por el Viajero 2.

TABLA 7.5.1

SATELITES DE URANO										
NOMBRE		AÑO	DISTANCIA	PERIODO	INCLINACION					CONCENTRACION
GALILEO	DESCUBRIDOR	DESCUBRIMIENTO	MEDIA A URANO (km)	SINCRONAL (d.a.a)	ORBITAL (grados)	ESCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (t)		ALBURA (g/cm ³)
CORNELIA	VIAJERO 2	1986	49 750	0.305	(0.14)	(0)	(15)	?	?	?
OFELIA	VIAJERO 2	1986	53 760	0.376	(0.09)	(0.01)	(15)	?	?	?
DIANA	VIAJERO 2	1986	59 160	0.438	(0.16)	(0)	(20)	?	?	?
CRESIDA	VIAJERO 2	1986	61 770	0.464	(0.04)	(0)	(25)	?	?	?
DESDEMONA	VIAJERO 2	1986	62 660	0.474	(0.16)	(0)	(50)	?	?	?
JULIETA	VIAJERO 2	1986	64 260	0.495	(0.01)	(0)	(40)	?	?	?
PORTIA	VIAJERO 2	1986	66 100	0.510	(0.05)	(0)	(25)	?	?	?
ROSALINDA	VIAJERO 2	1986	69 920	0.558	(0.20)	(0)	(30)	?	?	?
DELFINA	VIAJERO 2	1986	75 260	0.624	(0.03)	(0)	(25)	?	?	?
HUCK	VIAJERO 2	1985	86 810	0.762	(0.31)	(0)	75	?	?	?
HIRANDA	W.KUIPERS	1949	129 760	1.414	5.40	0.00	205	6.09 x 10(22)	1.25	
ARIEL	W.LASSELL	1851	191 240	2.520	0.00	0.00	260	1.26 x 10(24)	1.66	
UMBRIEL	W.LASSELL	1851	265 970	4.144	0.00	0.00	365	1.35 x 10(24)	1.51	
TITANIA	W.HERSCHEL	1767	435 840	8.706	0.00	0.00	790	2.48 x 10(24)	1.68	
OVERON	W.HERSCHEL	1787	582 660	13.467	0.00	0.00	760	3.03 x 10(24)	1.53	

7.6 ANILLOS DE URANO

Los anillos de Urano constituyen un sistema sutil. El conjunto está formado por catorce anillos que difieren en estructura, brillantez y espesor (véase la tabla 7.6.1). Las partículas que lo forman abarcan diámetros comprendidos entre 3 cm y 1 m y están distribuidos de manera extremadamente difusa.

El anillo más interno se extiende hasta las nubes tope de la atmósfera de Urano. Se pensaba que probablemente existiera una nube de polvo centrada en el plano de los anillos y distribuidos hasta cientos de kilómetros por arriba y abajo de ella. Sin embargo, la nave Viajero 2 no detectó grandes concentraciones de polvo, por lo que ahora se considera que de existir tal mide debe ser muy tenue (véase la figura 7.6-1).

De este sistema de anillos el Delta muestra tres componentes. El anillo Alfa consta de dos componentes cogruesas y una delgada y muy brillante. El anillo Beta tiene sólo dos componentes. Los anillos 4, 5, 6 y Gama son muy delgados. A excepción del anillo Era, todos describen órbitas no circulares; el 5 y el Epsilon son los que tienen mayor excentricidad.

Los anillos Era, Gama y Epsilon se localizan en el plano ecuatorial del planeta, mientras que los demás están inclinados hasta 0.1° con respecto a este plano.

Se ha considerado que los anillos de este planeta son relativamente jóvenes debido a que carecen de polvo. Es posible que los anillos fuesen creados en una colisión entre un asteroide o cometa y un satélite, rompiéndose este último en muchos segmentos que a su vez se dividieron por choques entre sí. La carencia de polvo, de acuerdo con esta teoría, se debe a que los granos sufren un arrastre fuera su órbita causado por la atmósfera planetaria o por otras fuerzas, que gradualmente producirán la desaparición de los anillos de Urano.

TABLA 7.6.1

ANILLOS DE URANO						
NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE URANO (km)		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	MASA TOTAL (g)	ALMEDO
1986U2K	(1.49)	(38 000)	(2 500)	(0.1)	?	(0.3)
6	1.587	41 840	1-3	(0.1)	?	(0.3)
5	1.612	42 200	2-3	(0.1)	?	(0.3)
4	1.625	42 560	2-3	(0.1)	?	(0.3)
ALFA	1.707	44 720	7-12	(0.1)	?	(0.3)
BETA	1.743	45 670	7-12	(0.1)	?	(0.3)
ERA	1.801	47 190	0-2	(0.1)	?	(0.3)
GAMA	1.818	47 530	1-4	(0.1)	?	(0.3)
DELTA	1.843	48 290	3-9	(0.1)	?	(0.3)
1986U1R	1.909	50 020	1-2	(0.1)	?	(0.3)
EPSILON	1.952	51 140	20-100	<0.15	?	(0.3)

RU: RADIOS DE URANO ECUATORIAL.

() : LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCLINACION.

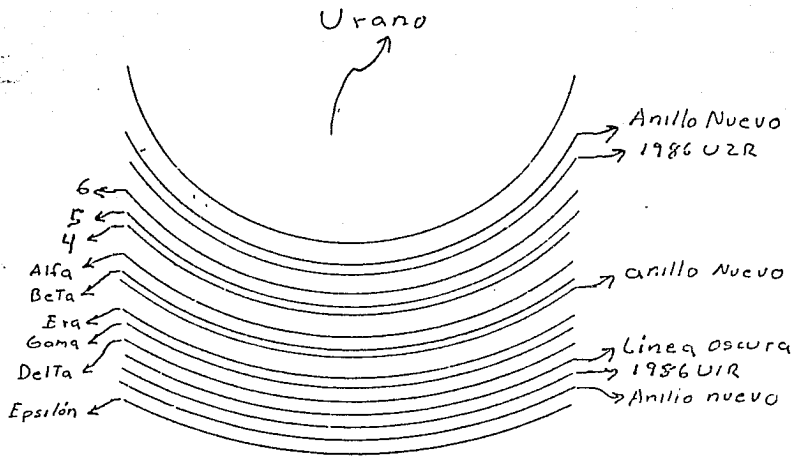


Figura 7.6-1 Sistema de anular de Urano.

CAPITULO 8
NEPTUNO

CAPITULO 8

NEPTUNO

En 1845 y 1848 John C. Adams y Urbain Le Verrier predijeron la existencia de Neptuno en base a las perturbaciones de la órbita de Urano. El 23 de septiembre de 1846, Johann G. de Galle y Louis d'Arrest apuntaron el telescopio del observatorio de Berlin a las coordenadas calculadas por Leverrier y descubrieron a Neptuno a sólo un grado de la posición predecida. Además de constituir un descubrimiento importante, esta azaña confirmó el enorme prestigio que la mecánica Newtoniana y el cálculo diferencial gozan hasta la fecha.

En 1989, el Viajero 2 llegó a las cercanías de Neptuno. A través de una serie de experimentos realizados por la nave, se logró conocer más de su atmósfera y satélites. La nave descubrió seis satélites más; antes de su arribo al planeta, sólo se conocían Tritón y Nereida. Uno de los resultados importantes y más sorprendentes fue una gran Tormenta en la atmósfera del planeta, muy similar a la de Júpiter.

8.1 CARACTERISTICAS ORBITALES Y DE ROTACION

Neptuno se encuentra a 30 Unidades Astronómicas del Sol, la excentricidad de su órbita es 0.009, muy parecida a la de Venus. Su órbita se encuentra inclinada respecto a la eclíptica 1.77° . El período sideral de Traslación es de 164.8 años.

La nave viajero determinó que el período de rotación de Neptuno a latitudes medias es de 16.1 horas.

8.2 CARACTERES FISICOS

Neptuno tiene un diámetro de 49 660 km muy semejante al de Urano; su masa corresponde a 1.02×10^{29} g y su volumen es 42 veces el de la Tierra. La densidad media del planeta es de 1.64 g/cm^3 .

8.3 ATMOSFERA

A través de un telescopio, el tenue disco de Neptuno aparece de color verde turquesa como resultado de la interacción de las nubes de metano con la luz solar. La composición química de la atmósfera es:

GAS	FORMULA	%
Hidrógeno	H ₂	84%
Helio	He	?
Metano	CH ₄	2.3%
Acetileno	C ₂ H ₂	PRESENTE
Etano	C ₂ H ₆	PRESENTE

A presión de 1 bar (presión a nivel del mar en la Tierra), la temperatura de la atmósfera en los polos de Neptuno es -213°C y en el ecuador es alrededor de -203°C . A estas temperaturas el hidrógeno se encuentra en estado líquido.

A través de las fotografías obtenidas por el Viajero 2, se descubrieron nubes de tipo cirros en la parte más alta de la atmósfera de Neptuno. Estas nubes proyectan una sombra sobre la capa de nubes más baja de la atmósfera, que se estima se encuentran de 50 a 70 km. más abajo. Así mismo, se determinó que la atmósfera es transparente a la luz visible entre los cirros y las nubes

inferiores de la atmósfera.

Neptuno presenta una especie de cinturones de nubes, desde el ecuador hasta los polos, muy similares las bandas ecuatoriales a los de Júpiter (véase la figura 8.3-1). Uno de estos cinturones localizado en el hemisferio sur, cerca del polo, es muy prominente.

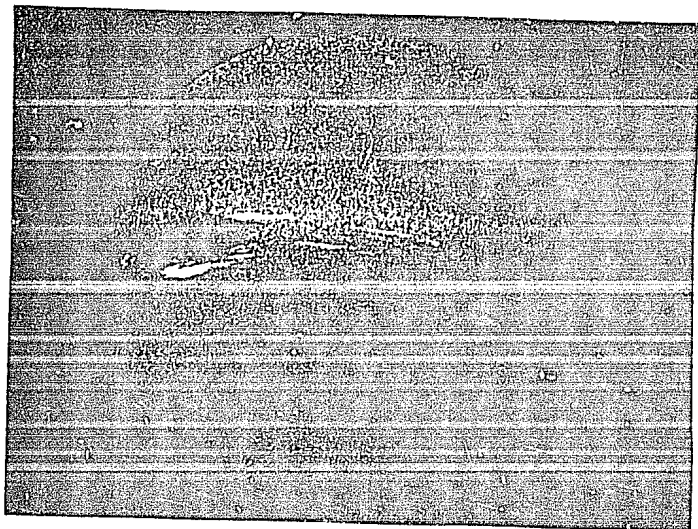


Figura 8.3-1 Imagen de Neptuno tomada por el Viajero 2.

La temperatura en la atmósfera de Neptuno es -213°C en el ecuador, y -203°C en los polos. La poca diferencia de temperatura entre el polo y el ecuador puede ser causado por la circulación de gases, de latitudes medias a altas latitudes.

Los vientos dominantes que soplan sobre la capa de nubes que forma la "superficie visible" de Neptuno son muy parecidas a los de Júpiter (más de 350 m/seg). El Viajero 2 detectó emisiones de radio, las cuales, varían en lapsos de 16 horas 3 minutos, esto constituye una prueba del tiempo de rotación de las capas internas de Neptuno que a su vez generan el campo magnético del planeta.

Una de las principales características de la atmósfera de Neptuno es la "Gran Mancha Oscura", muy similar a la que presenta Júpiter. Se localiza en el hemisferio sur a una latitud de 22° , la misma latitud a la que se encuentra la de Júpiter; su diámetro, por supuesto, es menor en comparación con el de la gran mancha roja. (véase la figura 8.3-2).

La mancha oscura de Neptuno, no es más que un gran anticiclón, es decir, una zona de alta presión. Los vientos circulan en el sentido de las manecillas del reloj.

La observación de esta tormenta fue difícil, porque se encuentran nubes de forma lenticular sobre ella, las cuales, no se mueven junto con el resto de la atmósfera.

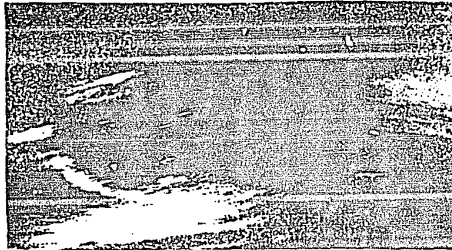


Figura 8.3-2 Imagen de la gran tormenta de Neptuno tomada por el Viajero 2

8.3 ANILLOS DE NEPTUNO

El sistema anular de anillos de Neptuno consta de cuatro anillos: dos delgados, 1989 N1R(N63) y 1989 N2R(N53), localizados a una distancia radial de 62 900 y 53 200 km, respectivamente; y dos anchos (1989 N3R(N42), situado a 41 900 km, y 1989 N4R, a 59 000 km). Además, hay una capa muy delgada de polvo que se extiende hasta la atmósfera superior del planeta (véase tabla 8.3.1).

De estos anillos, el N63 está formado por 3 arcos que permanecen, al igual que los anillos completos, en el plano ecuatorial del planeta (vease la figura 8.3-1).

Una de las teorías más aceptadas para explicar la existencia del sistema de anillos de Neptuno plantea que fueron creados recientemente por impactos meteoríticos sobre algunos de los satélites del planeta.

Tabla 8.3.1

 ANILLOS DE NEPTUNO

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE NEPTUNO		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	MASA TOTAL (g)	ALBEDO
	(Km)	(km)				
1989N3R	1.69	41 900	(15)	?	?	BAJO
1989N2R	2.15	53 200	(15)	?	?	BAJO
1989N4R	2.15-2.4	53 200-59 100	5 800	?	?	BAJO
1989N1R	2.53	62 930	< 50	?	?	BAJO

 RN: RADIOS DE NEPTUNO ECUATORIAL.

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

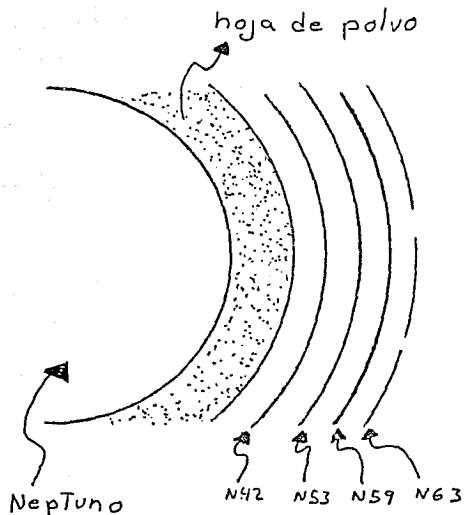


Figura 8.3-1 Distribución de los anillos de Neptuno.

8.4 SATELITES DE NEPTUNO.

Hasta 1989 se sabía que Neptuno tenía dos satélites, Tritón y Nereida pero se llegó a sospechar de la existencia de algunos más. Al arribar la nave Viajero 2 se descubrieron seis satélites más: Naiad, Talasa, Despina, Galatea y Larisa (véase la tabla 8.4.1). Estos satélites orbitan entre Neptuno y Nereida. Sus diámetros van desde los 50 km a los 185 km; sus masas y densidades aún no han sido estimadas.

Por su tamaño, Tritón y Nereida son los principales satélites de Neptuno. Tritón tiene un diámetro de 2 700 km, aproximadamente, poco más grande que el de Plutón; su densidad media es 2.07 g/cm^3 , muy similar a la de Fobos (satélite de Marte), Plutón y Caronte (satélite de Plutón). Posee una órbita muy excéntrica y se mueve en

sentido retrógrado. La superficie de Tritón está cubierta de hielo de metano y es posible que en su superficie existan océanos de hidrógeno líquido.

Nereida es el satélite más exterior de Neptuno. Tiene una órbita muy excéntrica (0.75). Su distancia media al planeta es de 5.5 millones de kilómetros y su diámetro es de 350 km, aproximadamente.

Tabla 8.4.1

SATÉLITES DE NEPTUNO									
NOMBRE DEL SATÉLITE	DESCUBRIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A NEPTUNO (km)	PERIODO SIDERAL (días)	INCLINACIÓN ORBITAL (grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (x)	DENSIDAD MEDIA (x/cm ³)
MAIAD *	VIAJERO 2	1989	48 000	0.296	(0)	(0)	(25)	?	?
HALACA *	VIAJERO 2	1989	50 000	0.312	(4.5)	(0)	(40)	?	?
TESPIJA *	VIAJERO 2	1989	52 500	0.323	(0)	(0)	(90)	?	?
GALATEA *	VIAJERO 2	1989	67 000	0.429	(0)	(0)	(75)	?	?
LARJESA *	VIAJERO 2	1989	73 600	0.554	(0)	(0)	(95)	?	?
PROTEUS *	VIAJERO 2	1989	117 600	1.121	(0)	(0)	(200)	?	?
TRITON	W. LASSSELL	1846	254 800	5 877	157	0.00	1 350	2.14 X 10 ²⁵	2.07
NEREIDA	W. KUIPER	1949	5 513 400	360 16	29	0.75	(170)	?	?

* NOMBRES ASIGNADOS POR LA UNION ASTRONÓMICA INTERNACIONAL.

CAPITULO 9
PLUTON Y CARONTE

CAPITULO 9

PLUTON Y CERONTE: EL PLANETA DOBLE

Los calculos de la órbita de Neptuno, que incluían las perturbaciones de los demás planetas, producían posiciones distintas a las observadas. Esto hizo sospechar que la causa de las discrepancias era la existencia de un noveno planeta, lo cual condujo al cálculo de la posición de éste y a su intensa búsqueda, durante años. Fue el grupo de astrónomos encabezado por Percival Lowell quien se dedicó a tan difícil empresa, hasta que en 1930 Clif Tombough descubrió Plutón (véase la figura 9.1).

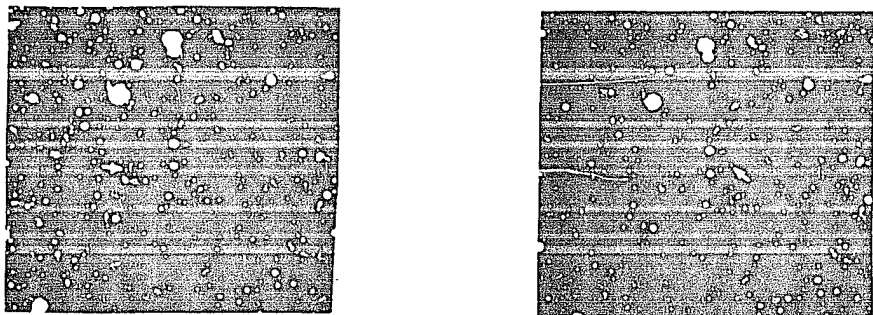


Figura 9.1 Imágenes en las que fue descubierto Plutón.

Plutón y su satélite Caronte pueden considerarse como un planeta doble por tener tamaños similares y estar muy próximos el uno del otro. Antes del descubrimiento de Caronte se creía que Plutón alguna vez había sido uno de los satélites de Neptuno y que, como consecuencia de intensas interacciones gravitacionales con algún otro cuerpo, había sido lanzado fuera de su órbita alrededor del planeta y puesto en su excéntrica órbita en torno del Sol. Sin embargo, con el descubrimiento de su "satélite", la explicación del origen de ambos es aún motivo de especulación.

9.1 CARACTERES ORBITALES DE TRASLACION

El período sideral de traslación de Plutón y Caronte alrededor del Sol es 248.54 años. Su distancia media al Sol es de 5.913×10^6 km. Este planeta posee la órbita más elíptica del Sistema Solar: su excentricidad es de 0.24, por lo que en perihelio llega a estar a 29.6 U.A. del Sol y en afelio a 49.3 UA. Como consecuencia, desde 1989 y hasta 1999, Plutón estará más cercana del Sol que Neptuno.

La órbita de Plutón está inclinada respecto a la eclíptica $17^{\circ}.2$, valor mucho mayor que cualquier otro planeta del Sistema Solar.

9.2 MOVIMIENTOS DEL SISTEMA PLUTON-CARONTE.

En 1978 James Christy, del Observatorio Naval de E.U., al examinar una imagen de alta resolución de Plutón, notó una protuberancia que revelaba la existencia de un "satélite", Caronte. Ahora se sabe que Caronte y Plutón orbitan alrededor del centro de masa definido por ellos, separados por 19 540 km.

Completan sus orbitas, que son circulares, en 6.38 días, presentandose siempre el mismo hemisferio el uno al otro, de la misma manera que la Luna presenta siempre la misma cara a la Tierra. Esto, como se sabe, es debido a la intensidad de las ruerzas mutuas de gravedad. Desde luego esto significa que los periodos de rotación sideral de Plutón y Caronte son iguales entre sí y, a su vez, iguales al de translación de ambos alrededor de su centro de masa (6.38 días).

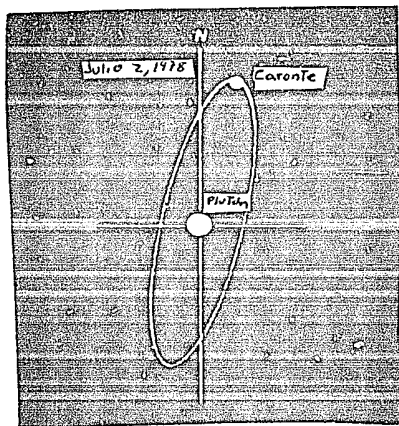


Figura 9.0-1 Órbita de Plutón y Caronte.

Cada 124 años, el plano de las órbitas del sistema Plutón-Caronte se ve de perfil desde la Tierra, lo cual permite observar eclipses mutuos cuando Caronte pasa delante de Plutón o detrás de éste (figura 9.2-3). En el primer caso se dice que Caronte está en tránsito frente a Plutón, y en el segundo que hay ocultación de Caronte. Es muy afortunado que el descubrimiento de Caronte sucediera sólo siete años antes de que estos eclipses empezaran a ocurrir en 1985, pues su observación ha permitido conocer con mucha mayor precisión las dimensiones de ambos cuerpos y tener una idea más detallada sobre las superficies de los hemisferios que se presentan el uno al otro. Estos eclipses dejarán de ser visibles en la Tierra en 1991.

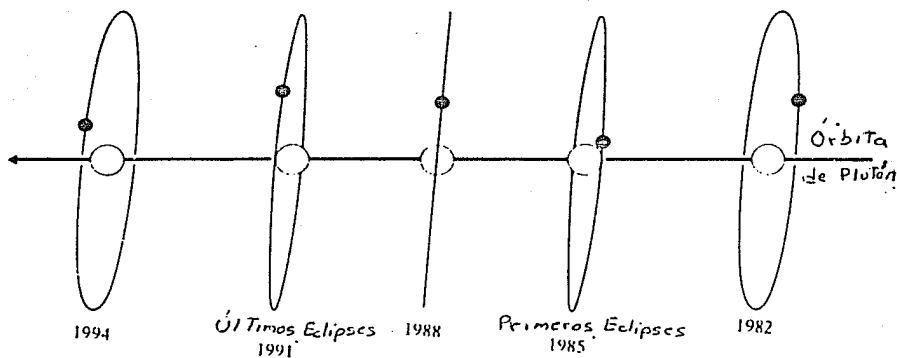


Figura 9.2-1 Eclipses entre Plutón y Caronte.

9.2 CARACTERES FISICOS.

El descubrimiento de Caronte permitió, entre otras cosas, saber con gran precisión la masa de Plutón, que es igual a 1.29×10^{25} g; es decir, 1/400 la de la Tierra, mucho más pequeña de lo que se había estimado previamente. Así mismo, los eclipses mutuos han facilitado la determinación del diámetro del planeta, que es de 2 300 km. tan solo 2/3 el de la Luna. De ambas cantidades (la masa y el diámetro de Plutón) se deduce que la densidad media del planeta es 2.03 g/cm^3 . Como se ve, la densidad de Plutón es mayor que la de los planetas terráqueos, menor que la de los gaseosos, y un poco mayor que la de gran parte de los satélites de éstos últimos. Es, sin embargo, muy parecida a las de Ganimedes y Calixto (de Júpiter), a la de Titán (de Saturno) y, sobre todo, a la de Tritón (de Neptuno).

El diámetro de Caronte también se conoce con cierta precisión gracias a sus ocultaciones. Mide 1 190 km, tan solo 20% mayor que el de Ceres, el más grande de los asteroides. La masa de Caronte se estima en 1.77×10^{24} g, de donde su densidad aproximada se calcula en 2.0 g/cm^3 , muy similar a la de Plutón mismo. Como se ve, el diámetro es poco mayor que la mitad del de Plutón y su estructura interna no debe ser muy diferente a la de éste, todo lo cual justifica considerarlo como la segunda componente de un planeta doble, en el que Plutón es la componente primaria.

9.3 SUPERFICIES DE PLUTÓN Y DE CARONTE.

Cinco años después del descubrimiento de Caronte, las observaciones espectroscópicas del sistema doble revelaron la presencia de metano sólido sobre la superficie de Plutón. El estado sólido del metano se explica por la bajísima temperatura a la que se encuentra de superficie del lejano planeta. Se calcula que esta temperatura y la de su "satélite" va desde los -226°C , cuando se encuentra más lejos del Sol (afelio), a los -213°C , en su punto más cercano al Sol (perihelio). En 1989, cuando los eclipses entre Plutón y Caronte eran centrales, se hizo un importante descubrimiento: la superficie del "satélite" contiene principalmente hielo de agua, no de metano.

Las superficies de Plutón y Caronte son brillantes. Reflejan entre el 35% y 50% de la luz que les llega del Sol. Este dato es importante para los astrónomos, ya que de él se desprende una interesante conclusión: En menos de un millón de años, la superficie de hielo de metano de Plutón debería volverse oscura y rojiza como consecuencia de las reacciones químicas causadas por la radiación ultravioleta del Sol; con seguridad ha pasado mucho más tiempo que éste desde que Plutón está sujeto a tal fenómeno químico. En consecuencia, para conservar reflectante la superficie del planeta, se requiere de uno o más mecanismos que renueven el hielo de metano. Algunos astrónomos proponen que las diferencias de temperatura en Plutón, entre el afelio y el perihelio, sean suficientemente grandes como para sublimar el hielo de metano al acercarse el planeta del Sol, en tanto que, al alejarse ésta y disminuir nuevamente su temperatura, se congele y precipite de nuevo el metano, recubriéndose así, cada 248 años, la superficie

de Plutón con hielo renovado. Si esto fuera correcto, se debería observar una tenue atmósfera alrededor de Plutón al estar éste cerca de su perihelio. En efecto, dicha atmósfera ha sido detectada.

9.4 ATMOSFERA DE PLUTÓN Y CARONTE

La afortunada coincidencia de que Plutón se encuentre actualmente cerca de su perihelio, ha permitido la observación de la ligera atmósfera que debería producirse a su derredor por la sublimación del metano desde la superficie del planeta. En efecto, los estudios espectroscópicos revelan que este frío planeta doble posee una tenue atmósfera. Lo sorprendente es que envuelve a ambos cuerpos: a Plutón y a Caronte. Está constituida principalmente de gas metano y pequeñas cantidades de Argón, Nitrógeno, Monóxido de Carbono y Oxígeno. La delgadísima atmósfera, es de suponerse, se deposita principalmente sobre Plutón, el más masivo del par, al alejarse del Sol y, consecuentemente, enfriarse.

*... Y, sin embargo, el Universo marcha
como debiera...*

APENDICE

 CARACTERES ORBITALES Y FISICOS DE LOS PLANETAS TERRAQUEOS.

	MERCURIO	VENUS	TIERRA	MARTE
DISTANCIA MEDIA AL SOL (MILLONES DE KILOMETROS)	57.91	108.20	149.60	227.94
INCLINACION DE LA OREITA RESPECTO A LA ECLIPTICA	7.00	3.39	0.00	1.05
EXCENTRICIDAD OREITAL	0.2056	0.0068	0.0167	0.0934
VELOCIDAD MEDIA ORBITAL (km/s)	47.89	35.03	29.79	24.13
PERIODO SIDERAL ORBITAL	87.969 DIAS	224.701 DIAS	1.0 ANOS	1.88 ANOS
MASA (k _e)	3.302x10 (23)	4.871x10 (24)	5.975x10 (24)	6.42x10 (23)
RADIO ECUATORIAL (TIERRA=1)	0.382	0.949	1.000	0.532
RADIO ECUATORIAL (km)	2439	6052	6378	3398
DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)	5.42	5.25	5.52	3.94
PERIODO DE ROTACION SIDERAL	58.65 DIAS	243.01 DIAS *	23.9345 HORAS	24.6229 HORAS
INCLINACION DEL ECUADOR RESPECTO A LA ORBITA (GRADOS)	0	2	23.44	23.98
ACELERACION DE GRAVEDAD ECUATORIAL (m/s ²)	2.78	8.60	9.78	1.72
VELOCIDAD DE ESCAPE ECUATORIAL (km/s)	4.3	10.4	11.2	5.0
SATELITES CONOCIDOS	0	0	1	2

 * RETROGRADO
 () EXPONENTE DE DIEZ

 CARACTERES ORBITALES Y FISICOS DE LOS PLANETAS GASEOSOS

	JUPITER	SATURNO	URANO	NEPTUNO
DISTANCIA MEDIA DEL SOL (UNIDADES ASTRONOMICAS)	5.2028	9.5388	19.1914	30.0611
PERIODO SIDERAL DE TRASLACION (ANOS)	11.8623	29.458	84.01	164.79
VELOCIDAD ORBITAL MEDIA (km/seg)	13.06	9.64	6.81	5.43
EXCENTRICIDAD ORBITAL	0.0485	0.0556	0.0472	0.0086
INCLINACION DE LA ORBITA RESPECTO A LA ECLIPTICA (GRADOS)	1.30	2.49	0.77	1.77
RADIO ECUATORIAL 1 bar (km)	71492	60268	25559	24764
RADIO POLAR 1 bar (km)	66854	54364	24973	24340
VOLUMEN DEL PLANETA (TIERRA=1)	1321.3	763.6	63.1	57.7
MASA DEL PLANETA (TIERRA=1)	317.892	95.184	14.536	17.148
DENSIDAD MEDIA (ρ /cm ³)	1.327	0.688	1.272	1.640
PERIODO DE ROTACION DE LA PARTE VISIBLE MAS PROFUNDA DE LA ATMOSFERA (HORAS)	9.9249	10.6562	17.24	16.11
INCLINACION DEL ECUADOR RESPECTO A LA ORBITA (GRADOS)	3.08	26.73	97.92	28.8
TEMPERATURA EFECTIVA A 1 BAR (GRADOS KELVIN)	124.4	95.0	59.1	59.3
NUMERO DE SATELITES CONOCIDOS	16	20	15	8
AGRUPACIONES ANULARES	1	7	10	4
CAMPO MAGNETICO PROMEDIO (GAUSS)	4.28	0.218	0.228	0.133
INCLINACION DEL DIPOLO MAGNETICO (GRADOS)	9.6	0.0	58.6	46.8
DISTANCIA DEL CENTRO DEL PLANETA AL EJE MAGNETICO (RADIOS)	--	0.04	0.3	0.55
ACELERACION DE LA GRAVEDAD SUPERFICIAL (ECUATORIAL) (m/s ²)	22.88	9.05	7.77	11.0
VELOCIDAD DE ESCAPE ECUATORIAL (km/s)	59.6	35.5	21.3	23.3

 CARACTERES DEL SISTEMA PLUTON-CARONTE

PROPIEDADES FISICAS

	PLUTON	CARONTE
RADIO	1150 km	600 km
DENSIDAD MEDIA	2.03	(2.0)
PERIODO DE ROTACION (DIAS TERRESTRES)	6.39	6.39
CONSTITUCION DEL HIELO DE LA SUPERFICIE	METANO (SIN AGUA)	AGUA (SIN METANO)
COMPOSICION ATMOSFERICA	METANO Y OTROS	NINGUNO
INCLINACION DEL ECUADOR RESPECTO A SU ORBITA DEL PLANETA (GRADOS)	122.5	122.5

133

ORBITA DE CARONTE ALREDEDOR DE PLUTON

DISTANCIA MEDIA (CASI CIRCULAR)	19500 km
INCLINACION RESPECTO AL ECUADOR DE PLUTON	0 GRADOS
PERIODO ORBITAL	6.39 DIAS

ORBITA DEL SISTEMA PLUTON-CARONTE ALREDEDOR AL SOL

DISTANCIA EN EL PERIHELIO (PUNTO MAS CERCANO AL SOL)	29.6 UNIDADES ASTRONOMICAS
FECHA DEL PERIHELIO	5 DE SEPTIEMBRE DE 1989
DISTANCIA EN EL AFELIO (PUNTO MAS LEJANO AL SOL)	49.3 UNIDADES ASTRONOMICAS
DISTANCIA MEDIA	39.5 UNIDADES ASTRONOMICAS
INCLINACION DE LA ORBITA RESPECTO AL PLANO DE LA ECLIPTICA	17.2 GRADOS

CARACTERISTICAS DE LOS SATELITES DEL SISTEMA PLANETARIO.

SATELITE DE LA TIERRA	LUNA
DISTANCIA MEDIA A LA TIERRA	384 400
PERIODO SIDERAL (DIAS)	27.322
INCLINACION ORBITAL (GRADOS)	18.3 - 28.6 (VARIABLE)
EXCENTRICIDAD ORBITAL	0.05
RADIO (km)	1 738
MASA (GRAMOS)	7.35×10^{25}
DENSIDAD MEDIA (ρ/cm^3)	3.34

SATELITES DE MARTE	FOBOS	DEIMOS
DESCUBRIDOR	A. HALL	A. HALL
DISTANCIA MEDIA A MARTE	9 380	23 460
PERIODO SIDERAL (DIAS)	0.319	1.26
INCLINACION ORBITAL (GRADOS)	1.0	0.9 - 2.7
EXCENTRICIDAD ORBITAL	0.01	0.00
RADIO (km)	14 x 10	8 x 6
MASA (GRAMOS)	1.08 x 10 (19)	1.8 X 10 (18)
DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)	2.0	1.7

SATELITES DE JUPITER

NOMBRE DEL SATELITE	DESCUERIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A JUPITER (km)	PERIODO SIDERAL (DIAS)	INCLINACION ORBITAL (GRADOS)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (g)	DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)
METIS	S. SYNNOT	1979	127 960	0.295	(0)	0.00	(20)	?	?
ADRASTEIA	D. LEWITT	1979	128 980	0.298	(0)	(0)	12 x 8	?	?
AMALTEA	E. BARNARD	1892	181 300	0.498	0.4	0.00	135 x 75	?	?
TEBE	S. SYNNOT	1979	221 900	0.675	(0.8)	0.01	(50)	?	?
IO	S. MARIUS. GALILEO	1610	421 600	1.769	0.04	0.00	1 815	8.94 x 10(25)	3.57
EUROPA	S. MARIUS. GALILEO	1610	670 930	3.551	0.47	0.01	1 569	4.84 x 10(25)	2.97
GANIMEDES	S. MARIUS. GALILEO	1610	1 070 000	7.155	0.19	0.00	2 631	1.48 x 10(26)	1.94
CALIXTO	S. MARIUS. GALILEO	1610	1 881 000	16.689	0.28	0.01	2 400	1.08 x 10(26)	1.85
LEDA	C. KOWAL	1874	11 094 000	238.72	27	0.15	(8)	?	?
HIMALIA	C. PERRINE	1904	11 480 000	250.57	28	0.16	(90)	?	?
LYSITEA	S. NICHOLSON	1938	11 720 000	259.22	29	0.11	(20)	?	?
ELARA	C. PERRINE	1905	11 737 000	259.65	28	0.21	(40)	?	?
ANANKE	S. NICHOLSON	1951	21 200 000	631	147	0.17	(15)	?	?
CARME	S. NICHOLSON	1938	22 600 000	692	163	0.21	(22)	?	?
PASIFAE	F. MELOTTE	1908	23 500 000	735	147	0.38	(35)	?	?
SINOPE	S. NICHOLSON	1914	23 700 000	758	153	0.28	(20)	?	?

SATELITES DE SATURNO

NOMBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A SATURNO (km)	PERIODO SIDERAL (días)	INCLINACION ORBITAL (grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (g)	DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)
ATLAS	R. TERRILE	1980	137 640	0.602	(0)	(0)	20 x 15	?	?
PROMETEO	S. COLLINS	1980	129 350	0.613	(0)	0.00	70 x 40	?	?
PANDORA	S. COLLINS	1980	141 700	0.629	(0)	0.00	55 x 35	?	?
EPIMETEO	R. WALKER	1966	151 422	0.694	0.34	0.01	70 x 50	?	?
JANO	A. DOLLFUS	1966	151 472	0.695	0.14	0.01	110 x 80	?	?
MIMAS	W. HERSHEL	1789	185 520	0.942	1.53	0.02	195	3.8 x 10(22)	1.17
ENCELADO	W. HERSHEL	1789	238 020	1.370	0.02	0.00	250	8.4 x 10(22)	1.24
TETIS	G. CASSINI	1684	294 660	1.888	1.9	0.00	525	7.55 x 10(22)	1.26
TELESTO	B. SMITH	1980	294 660	1.888	(0)	(0)	(12)	?	?
CALIPSO	B. SMITH	1980	294 660	1.888	(0)	(0)	15 x 10	?	?
DIONE	G. CASSINI	1684	377 400	2.737	0.02	0.00	560	1.5 x 10(24)	1.44
HELENA	P. LAQUES	1980	377 400	2.737	0.2	0.01	18 x 15	?	?
REA	G. CASSINI	1672	527 040	4.518	0.35	0.00	765	2.49 x 10(24)	1.33
TITAN	C. HUYGENS	1655	1 221 850	15.945	0.23	0.03	2 575	1.25 x 10(26)	1.88
HYFERION	W. BOND	1648	1 461 000	21.277	0.43	0.10	175 x 100	?	?
JAPETO	G. CASSINI	1671	3 561 300	79.331	14.72	0.03	720	1.88 x 10(24)	1.21
FEBE	W. PICKERING	1898	12 952 000	550.48	175.3	0.16	110	?	?

SATELITES DE URANO

NOMBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	ANO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A URANO (km)	PERIODO SIDERAL (días)	INCLINACION ORBITAL (Grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (g)	DENSIDAD MEDIA (g/cm3)
CORDELIA	VIAJERO 2	1986	49 750	0.385	(0.14)	(0)	(15)	?	?
OFELIA	VIAJERO 2	1986	53 760	0.376	(0.09)	(0.01)	(15)	?	?
BIANCA	VIAJERO 2	1986	59 160	0.435	(0.16)	(0)	(20)	?	?
CRESIDA	VIAJERO 2	1986	61 770	0.464	(0.04)	(0)	(35)	?	?
DESDEMONA	VIAJERO 2	1986	62 660	0.474	(0.16)	(0)	(30)	?	?
JULIETA	VIAJERO 2	1986	64 360	0.493	(0.06)	(0)	(40)	?	?
PORTIA	VIAJERO 2	1986	66 100	0.513	(0.09)	(0)	(55)	?	?
ROSALINDA	VIAJERO 2	1986	69 930	0.558	(0.28)	(0)	(30)	?	?
BELINDA	VIAJERO 2	1986	75 260	0.624	(0.03)	(0)	(35)	?	?
PUCK	VIAJERO 2	1985	86 010	0.762	(0.31)	(0)	75	?	?
MIRANDA	W.KUIPER	1948	129 780	1.414	3.40	0.00	235	6.89 x 10(22)	1.35
ARIEL	W.LASSELL	1851	191 240	2.520	0.00	0.00	580	1.26 x 10(24)	1.66
UMBRIEL	W.LASSELL	1851	265 970	4.144	0.00	0.00	585	1.33 x 10(24)	1.51
TITANIA	W.HERSCHEL	1787	435 840	8.706	0.00	0.00	790	3.48 x 10(24)	1.68
OSBERON	W.HERSCHEL	1787	582 600	13.463	0.00	0.00	760	3.03 x 10(24)	1.58

 SATELITES DE NEPTUNO

NOMBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	AÑO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A NEPTUNO (km)	PERIODO SIDERAL (días)	INCLINACION ORBITAL (grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (ϵ)	DENSIDAD MEDIA (ϵ/cm^2)
NÁIAD *	VIAJERO 2	1989	48 000	0.296	(0)	(0)	(25)	?	?
TALASA *	VIAJERO 2	1989	50 000	0.312	(4.5)	(0)	(40)	?	?
DESPINA *	VIAJERO 2	1989	52 500	0.333	(0)	(0)	(90)	?	?
GALATEA *	VIAJERO 2	1989	62 000	0.429	(0)	(0)	(75)	?	?
LARISSA *	VIAJERO 2	1989	73 600	0.554	(0)	(0)	(95)	?	?
PROTEUS *	VIAJERO 2	1989	117 600	1.121	(0)	(0)	(200)	?	?
TRITON	W.LASSELL	1846	354 800	5 877	157	0.00	1 350	2.14 X 10(25)	2.07
NEREIDA	W.KUIPER	1949	5 513 406	360 16	29	0.75	(170)	?	?

 * NOMBRES ASIGNADOS POR LA UNION ASTRONOMICA INTERNACIONAL.

 SATELITES DE PLUTON

NOMBRE DEL SATELITE	DESCUBRIDOR	ANO DESCUBIERTO	DISTANCIA MEDIA A PLUTON (km)	PERIODO SIDERAL (dias)	INCLINACION ORBITAL (grados)	EXCENTRICIDAD ORBITAL	RADIO (km)	MASA (g)	DENSIDAD MEDIA (g/cm ³)
CARONTE	J.CRISTY	1978	19 640	6.387	98.8	0.00	595	1.77 x 10(24)	(2.0)

 ANILLOS DE JUPITER

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE JUPITER		ANCHURA RADIAL	GROSOR	PROFUNDIDAD	ALBEDO
	(RJ)	(km)	(km)	(km)	OPTICA	
"HALO"	(1.14)-1.72	(100 000)-122 800	22 800	(20 000)	6 x 10(6)	0.05
"PRINCIPAL"	1.72-1.81	122 800-129 200	6 400	<30	10(6)	0.05
"GASA"	1.81-(3)	129 000-(214 200)	850 000	?	10(7)	0.05

141

RJ: RADIOS DE JUPITER
 (): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

ANILLOS DE SATURNO

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE SATURNO		ANCHURA	GROSOR	MASA TOTAL (g)	ALBEDO
	(Rs)	(km)	RADIAL (km)			
D	1.11-1.24	67 000-74 500	7 500	?	?	?
C	1.24-1.52	74 500-92 000	17 500	?	1.1 x 10(21)	0.25
DIVISION DE MAXWELL	1.45	87 500	270			
B	1.52-1.95	92 000-117 500	25 500	(0.1-1)	2.8 x 10(22)	0.65
DIVISION DE CASSINI	1.95-2.02	117 500-122 200	4 700	?	5.7 x 10(20)	0.30
A	2.02-2.27	122 200-136 000	14 600	(0.--1)	6.2 x 10(21)	0.60
DIVISION DE ENCKE	2.214	133 570	325			
DIVISION DE KEELER	2.263	136 530	35			
F	2.324	140 210	30-500	?	?	?
G	2.75-2.88	165 800-173 800	8 000	100-1 000	6-23 x 10(9)	?
E	(3-8)	(180 000 480 000)	(300 000)	(1 000)	?	?

(Rs):RADIOS DE SATURNO ECUATORIAL.

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

 ANILLOS DE URANO

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE URANO		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	MASA TOTAL (g)	ALBEDO
	(Ru)	(km)				
1986U2R	(1.49)	(28 000)	(2 500)	(0.1)	?	(0.3)
6	1.587	41 840	1-3	(0.1)	?	(0.3)
5	1.612	42 230	2-3	(0.1)	?	(0.3)
4	1.625	42 580	2-3	(0.1)	?	(0.3)
ALFA	1.707	44 720	7-12	(0.1)	?	(0.3)
BETA	1.743	45 670	7-12	(0.1)	?	(0.3)
ERA	1.801	47 190	0-2	(0.1)	?	(0.3)
GAMA	1.818	47 630	1-4	(0.1)	?	(0.3)
DELTA	1.843	48 290	3-9	(0.1)	?	(0.3)
1986U1R	1.909	50 020	1-2	(0.1)	?	(0.3)
EPSILON	1.952	51 140	20-100	(0.15)	?	(0.3)

RU: RADIOS DE URANO ECUATORIAL.

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

 ANILLOS DE NEPTUNO

NOMBRE	DISTANCIA DESDE EL CENTRO DE NEPTUNO		ANCHURA RADIAL (km)	GROSOR (km)	MASA TOTAL (g)	ALBEDO
	(Rn)	(km)				
1989N3R	1.69	41 900	(15)	?	?	BAJO
1989N2R	2.15	53 200	(15)	?	?	BAJO
1989N4R	2.15-2.4	53 200-59 100	5 800	?	?	BAJO
1989N1R	2.53	62 930	< 50	?	?	BAJO

 RN: RADIOS DE NEPTUNO ECUATORIAL.

(): LAS DISTANCIAS ENTRE PARENTESIS SON INCIERTAS.

LOS VOLCANES DE IO

NOMBRE	LOCALIZACION		ALTURA (km)	DIAMETRO (km)	ACTIVIDAD VOLCANICA DETECTADA DURANTE LOS VUELOS DEL VIAJERO	
	LONGITUD (1)	LATITUD (2)			1	y 2
Pele	256.8	-19.4	305	1200	si	no
Loki W. (Oeste)	305.3	+19.4	225	430	si	si
Prometeo	153.0	-2.9	75	270	si	si
Volund	177.0	+21.5	100	125	si	si
Amirani	118.7	+27.2	95	220	si	si
Maui	122.4	+18.9	90	230	si	si
Marduk	209.7	-27.9	70	125	si	si
Masubi	52.7	-45.2	60	125	si	si
Loki E. (Este)	300.6	+16.9	200 ?	400 ?	si	si
Surt	337.7	+45.2	300 ?	1200 ?	no	?
Aten	312	-48	300 ?	1200 ?	no	no

NOTAS:

- 1.- LA LONGITUD SE MIDE EN GRADOS AL OESTE DEL MERIDIANO CENTRAL DE IO.
- 2.- EL SIGNO POSITIVO (+) EN LA LATITUD SIGNIFICA AL NORTE DEL ECUADOR Y EL NEGATIVO (-) AL SUR.

UN SIGNO DE INTEROGACION (?) SENALA A LOS DATOS NO CONFIRMADOS.

IO.T2

COMPARACION DE DATOS DE IO Y LA LUNA

	Io	Luna

CARACTERISTICAS FISICAS		
RADIO (km)	1815	1738
146 MASA (kg)	8.9x10(22)	7.4x10(22)
DENSIDAD (g/cm3)	3.55	3.34
CARACTERES ORBITALES		
SEMIEJE MAYOR (km)	421 600	384 400
PERIODO (DIAS)	1.769	27.322
EXCENTRICIDAD	0.004	0.055
INCLINACION (GRADOS)	0.04	5.1

G L O S A R I O

GLUSARIO

Aberración de la Luz. Cambio aparente de posición de una estrella, debido a la combinación de velocidad de la Luz y de la Tierra en su órbita.

Aceleración. Rapidez de cambio de velocidad. Se mide en m/s^2 .

Aceleración de la gravedad de la superficie. Efecto de la atracción gravitatoria de la superficie de un astro.

Azimut. Angulo formado entre el plano vertical que pasa por un astro y el meridiano del lugar.

Aerolito. Meteorito que aun no toca la superficie.

Afelio. Punto de la órbita de un planeta o cometa, en el que se encuentra a su máxima distancia del Sol.

Albedo. Fracción de la Luz reflejada por una superficie con respecto a la cantidad que recibe.

Altitud. Altura de un objeto sobre el nivel del mar.

Altura. Angulo entre el horizonte y la visual de un astro.

Antimeridiano. Mitad inferior de un círculo meridiano que pasa por los polos de la Tierra y el nadir.

Año luz. Distancia recorrida por la luz en un año. Equivale a $1/3.258$ parsecs, a 9.46×10^{12} km, o bien a 6.324×10^4 unidades astronómicas.

Apogeo. Posición correspondiente a la máxima distancia del Sol a la Tierra.

Asteroide. Cada uno de los pequeños planetas cuyas órbitas se encuentran entre la de Marte y Jupiter.

Brillo. Luminosidad o intensidad de radiación de un astro.

Centí. Punto visible al observador en que la vertical de un lugar corta la esfera celeste.

Círculo horario. Círculo máximo que pasa por los polos.

Círculo máximo. En una esfera se llama círculo máximo aquel cuyo plano pasa por el centro de la esfera.

Conjunción. Posición de un planeta cuando se encuentra en la misma dirección del Sol.

Constante solar. Cantidad total de energía de radiación recibida en la Tierra perpendicularmente en 1 cm^2 y en 1 minuto. Su valor es $1.938 \text{ calorías/cm}^2$ cada minuto.

Cuadratura. Posición de un planeta cuando su elongación es de 90° .

Declinación. Distancia angular de una estrella al ecuador celeste.

Diámetro aparente. Angulo bajo el cual se ve un astro.

Distancia angular. Angulo que forman las visuales dirigidas a dos astros, observados desde la Tierra. También se le llama distancia aparente.

Ecuador. Plano perpendicular al eje de rotación de un astro.

Elipse. Lugar geométrico de los puntos cuya suma de distancias a dos puntos fijos es constante.

Especto. Imagen formada al dispersar un haz luminoso mediante un espectroscopio.

Excentricidad. Cociente que se obtiene al dividir la distancia del centro al foco de una elipse entre el semieje mayor.

Gravedad. Efecto del campo gravitatorio que se pone de manifiesto por la aceleración que produce en cuerpos que caen libremente.

Horizonte. Círculo máximo de la esfera celeste perpendicular a la vertical.

Inclinación. Angulo entre el plano de una órbita y algún plano fundamental por ejemplo el de la eclíptica.

Latitud. Distancia de un punto de la Tierra al ecuador.

Longitud. Angulo formado entre el meridiano de un lugar y el meridiano de Greenwich.

Magnitud. Se usa para comparar el flujo luminoso de los astros.

Masa. Cantidad de materia de un cuerpo. Medida de inercia de un cuerpo.

Máxima elongación. La máxima diferencia de longitud entre el Sol y un planeta interior.

Movimiento retrogrado. Movimiento aparente de un planeta hacia el oeste entre las estrellas, el movimiento real de las estrellas es directo o sea hacia el este.

Nadir. Uno de los puntos en que la vertical corta a la esfera celeste.

Nodo. Cada uno de los puntos en que el plano de la órbita de un astro corta a la eclíptica. En donde la cruza de Sur a Norte se llama nodo ascendente y en donde la cruza de Norte a Sur se llama nodo descendente.

Oposición. Posición de un planeta en longitud diametralmente opuesta al Sol con respecto a la de la Tierra.

Paralaje. Cambio de posición aparente de un objeto al verse desde dos puntos diferentes. Paralaje de un astro del sistema solar es el ángulo bajo el cual se ve desde el astro el radio de la Tierra.

Perigeo. Primera posición de la Luna en que se encuentra a su misma distancia de la Tierra. Segunda posición del Sol más cercana a la Tierra.

Perihelio. Punto de la órbita de un planeta o cometa en el que se encuentra a su misma distancia del Sol.

Plano de la Eclíptica Plano de la órbita terrestre.

Precesión de los equinoccios. Movimiento de los equinoccios en

sentido retrógrado que se efectúa en 25 800 años.

Punto vernal. Punto de la esfera celeste donde el Sol cruza el ecuador celeste al pasar del hemisferio sur al hemisferio norte.

Velocidad de escape. Velocidad que se requiere para escapar del campo de gravitación de un cuerpo.

Viento solar. Flujo de partículas arrojadas por el Sol al espacio.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Abell George, "Exploration of the Universe", 2a. Edición, Editorial Holt Rinehart and Ninston, E.U., 1969.
- Allen Christine, Miguel Angel Herrera, "El Universo sin Limites", De la Gran Explosión a los Quarks, Editorial Equipo Sirius, S.A., CONACYT, Impreso en España.
- Fierro Julieta, Miguel Angel Herrera, "La Familia del Sol", Colección la ciencia desde Mexico No. 62, 1a. Edición, Editorial CFE, SEP, CONACYT, Mexico D.F., 1988.
- Huang T, Huang Ph. D., "Petrología", 1a. Edición en Español, Editado por Unión Topografica, Editorial Hispano Americano, Mexico, 1968.
- Judson Leety, "Fundamentos de Geología Física", 6a. Reimpresión, Editorial Limusa, Mexico, 1982.
- Kelli Beatty J., and Andrew Chaikin, "The New Solar System", 3a. Edición, Editorial Cambridge University Press and Sky Publishing Corporation Cambridge Massachusetts, E.U. 1990.
- Kraus E. H., Hunt W. F. Ramsdell L. S., "Mineralogía", 5a. Edición Ediciones del Castillo, S.A., 1967.
- Maderey, Laura Elena, "Geografía de la Atmósfera", 1a. Edición Editorial UNAM, Mexico, 1982.
- Morrison David, Taber Owen, "The planetary system", 1a. Edición, Editorial Wesley Publishing Company, E.U., 1988.
- Mosqueira Salvador R., "Cosmografía y Astrofísica", 5a. Edición, Editorial Patria, Mexico, 1983.
- Protheroe W.M., Capriotti E.R., Newsom G. H., "Exploring the Universe", 2a. edición, Editorial Charles E. Merrill Publishing Company, E. U., 1981.

- Ringwood A. E., "Oxigin of the Earth and Moon", 1a. Edición, Editorial Springer-Verlag New York, Heidelberg-Berlin, E. U, 1979.
- Sagon Carl, "Cosmos", 2a. Reimpresión, Editorial Planeta Carl Sagon^o Productions Inc. 1980, México D.F., 1985.
- Saicedo Chavez Guillermo, "Elementos de Oceanografía", 6a. Edición, México D.F., 1983.
- "The Far Planets", (Voyage Through the Universe), Editorial By the Editors of time-life Books, E.U., 1990.
- "The Near Planets", (Voyage Thorough the Universe), Editorial By the Editors of time-life books, E. U., 1990.

REVISTAS

- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 19, No. 2, February, 1991, USA.
- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 19, No. 1 March 1991, USA.
- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 19, No. 3 March 1991, USA.
- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 18, No. 8, August, 1990, USA.
- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 18, No. 10, October 1990, USA.
- "Astronomy", Kalmahach Publishing Co., Vol. 18, No. 12, December 1990, USA.
- "DEEP Sky", Kalmbach Publishing Co. Vol. 9. No. 1, Verano 1990, USA.
- "Physics Today", American Institute de Physics, Vol. 43, No. 7, Julio, 1990.
- "Mercury", Astronomical Society of the pacifico, Vol. XIX, No. 3, May/June, 1990, USA.
- "Mercury", Astronomical Society of The pacifico, Vol. XIX, No. 4 Julio/Agosto, 1990, USA.
- "Mercury", Astronomical Society of the pacifico, Vol. XIX, No. 5, September/October, 1990, USA.

- "Mercury", Astronomical Society of the Pacifico, Vol. XVIII, No. 6, November/December, 1989, USA.
- "Planetary Report", The Planetary Society, Vol. V, No. 3, May/June, USA.
- "Science 86", American Association For the Advancement of science to bridge the distnace between science and citizen, Vol. 7, No. 4, Mayo 1986, USA.
- "Scientific American", Scientific American Inc., Vol. 253, No. 6, December 1990, USA.
- "Sky &Telescope", Sky Publishing Corp., Vol. 81, No. 3, March 1991, USA.
- "Sky &Telescope", Sky Publishing Corp., Vol. 18, No. 4, April 1991, USA.
- "Sky &Telescope", Sky Publishing Corporation, Vol. 80, No. 2, Agosto 1990, USA.
- "Sky &Telescope", Sky Publishing Corp. Vol. 80, No. 4, October 1990, USA.
- "Sky &Telescope", Sky publishing Corp., Vol. 80, No. 5, November, 1990, USA.
- "Sky &Telescope", Sky Publishing Corp., Vol. 80, No. 6, December, 1990, USA.
- "The Planetary Report", The planetary society, Vol. X, No. 2, Marzo/ Abril, 1990.
- "The Planetary Report", The planetary society, Vol. X, No. 4, Julio/ Agosto, 1990.

- "The Planetary Report", The planetary Society, Vol. X, No. 5, September/October, 1990, USA.
- "The Planetary Report", The planetary society, Vol. IX, No. 6, Novembre/December, 1990, USA.