



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ANÁLISIS Y MODELADO DE LA TEMPERATURA ATMOSFÉRICA SUPERFICIAL DE MARTE  
OBSERVADA DURANTE LOS EQUINOCCIOS UTILIZANDO EL MODELO DE CIRCULACIÓN  
GLOBAL DEL INSTITUTO TECNOLÓGICO DE MASSACHUSETTS.

T E S I S

QUE PARA OPTAR EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A

ING. JULIO CÉSAR GUARNEROS LÓPEZ

T U T O R:

DRA. BLANCA EMMA MENDOZA ORTEGA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CIUDAD DE MÉXICO, ABRIL 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*Sé impecable con tus palabras.*

*No tomes nada personalmente.*

*No hagas suposiciones.*

*Haz siempre tu máximo esfuerzo*

Los cuatro acuerdos toltecas de la sabiduría, Miguel Ruíz.

# AGRADECIMIENTOS

Durante la realización de este trabajo, han sido diversas las personas que me brindaron su apoyo, y que gracias a ellas he logrado culminarlo. Es por ello que me permito mencionar a cada una de ellas.

Al Instituto de Geofísica, por el espacio asignado para trabajar y por el apoyo brindado para la culminación del presente trabajo. Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por el apoyo asignado. Al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme estudiar la Maestría en Ciencias de la Tierra.

A la Dra. Blanca Mendoza, por su paciencia, tiempo, apoyo y comprensión. Por ser mi asesora de tesis por segunda ocasión. Por el ánimo y la confianza depositada en mi.

A mi jurado de examen de grado de maestría: Dr. Jorge Zavala Hidalgo, Dra. Guadalupe Cordero Tercero, Dr. Víctor Mendoza Castro y Dra. Antigona Segura Peralta. Por su apoyo y dedicación en la revisión de esta tesis.

A mis padres: Patricia y Jorge, y hermanos: Vianney y Alberto. Sin su ayuda y orientación jamás hubiera alcanzado mis metas. Porque a pesar de todo siempre han estado conmigo y se que eso nunca cambiará. Porque por ustedes soy lo que soy. Porque los amo y son lo mejor de mi vida.

A mi familia y amigos, por el apoyo y ayuda incondicional brindado, por creer en mi, por ser un ejemplo de lucha y dedicación constante.

Hoy veo la culminación de una meta importante en mi vida, y es de mi agrado expresar lo contento y agradecido que estoy con cada persona que menciono en el presente trabajo, todo se lo debo a ustedes. Gracias.



# ÍNDICE.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	IX
JUSTIFICACIÓN	IX
OBJETIVO	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XI
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 1. GENERALIDADES DE MARTE.	3
1.1. Parámetros generales.	3
1.2. Características físicas de Marte.	4
1.3. ¿Agua en Marte?	6
CAPÍTULO 2. ATMÓSFERA MARCIANA.	8
2.1. El sistema climático de Marte y su atmósfera.	10
2.1.1. Estructura actual de la atmósfera marciana.	11
2.1.2. Procesos de transporte de calor.	12
2.1.3. Condensación y sublimación de la atmósfera.	13
2.1.3.1. Ciclo del CO <sub>2</sub> .	14
2.1.3.2. Ciclo del H <sub>2</sub> O.	14
2.1.3.3. Ciclo del polvo y tormentas de arena.	15
2.1.4. Circulación atmosférica.	17
2.1.4.1. Gradientes de temperatura.	17
2.1.4.2. Rotación del planeta.	18
2.2. Pasado climático de Marte y la pérdida de su atmósfera.	19
2.3. Interacción de la atmósfera de Marte con el viento solar.	21
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA.	23
3.1. Introducción.	23
3.2. Características y Requerimientos.	24
3.3. Algoritmo.	25
3.3.1. Paso de Integración.	25

3.3.2. Dinámica del Modelo.	25
3.4. El Experimento Held-Suárez.	26
3.4.1. La Física del Experimento.	27
3.4.1.1. Forzamiento.	27
3.4.1.2. Descripción de la configuración.	28
3.4.2. El Modelo en Acción.	29
3.4.2.1. Archivo input/data.	30
3.4.2.2. Otros archivos.	32
3.5. Modelo Atmosférico de Marte (NASA).	32
3.6. Temperatura Potencial de la atmósfera marciana.	33
CAPÍTULO 4. RESULTADOS.	35
4.1. Comandos para correr el modelo.	35
4.2. Held-Suárez.	37
4.3. Parámetros Básicos Modificados.	39
4.5. Presión Atmosférica.	41
4.6. Temperatura Potencial.	43
CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	48
ANEXOS.	
REFERENCIAS.	

## ÍNDICE DE FIGURAS.

1.1	Mapa topográfico de Marte.	5
1.2	Perfil topográfico de Marte.	6
1.3	Conglomerado Marciano.	7
2.1	Estaciones climáticas de Marte.	9
2.2	Perfil de temperatura de la atmósfera marciana.	11
2.3	Variación de la presión superficial en los sitios de amartizaje de las misiones <i>Viking</i> .	14
2.4	Hielo CO <sub>2</sub> y H <sub>2</sub> O.	15
2.5	Tormenta de arena global marciana.	16
2.6	Circulación general de los vientos.	18
2.7	Vientos alisios y corriente de chorro generados en Marte.	19
2.8	Interacción de Marte con el viento solar.	22
3.1	Procesos multiescala.	24
3.2	Esquema de paso de integración.	26
4.1	Esfera-cubo Held-Suarez de la temperatura potencial.	37
4.2	Proyección mercator del campo de temperaturas del experimento Held-Suárez.	38
4.3	Anomalía de presión superficial del experimento Held-Suárez.	38
4.4	Temperatura potencial atmosférica de la primera corrida del caso marciano.	40
4.5	Anomalía de presión superficial de la primera corrida del caso marciano.	40
4.6	Temperatura potencial superficial de la segunda corrida del caso marciano.	42
4.7	Anomalía de presión superficial de la segunda corrida del caso marciano.	42
4.8	Temperatura potencial de la corrida final del caso marciano.	43
4.9	Anomalía de presión superficial de la corrida final del caso marciano.	43
4.10	Perfil vertical de Temperatura atmosférica.	45
4.11	Modelos de las Temperaturas atmosféricas de Marte.	45
4.12	Perfil vertical de la Temperatura marciana	47

## **PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.**

Desde el inicio de la era espacial, se han enviado varias misiones al llamado planeta rojo con el fin de comprender su dinámica atmosférica, por lo que se han desarrollado modelos numéricos para reproducir los climas observados en Marte. Cada modelo posee un grado de complejidad distinto provocando que los resultados y el tiempo de máquina varíen entre si, dependiendo de los parámetros físicos que consideraron.

## **JUSTIFICACIÓN.**

Se modelan los patrones de temperatura global de Marte durante los equinoccios planetarios pues el clima marciano es uniforme latitudinalmente durante esa temporada del año, para ello, se utiliza el modelo de circulación general del Instituto Tecnológico de Massachusetts (MITgcm por sus siglas en inglés) ya que es un software libre y ampliamente usado entre la comunidad científica. Su versatilidad permite reproducir un gran número de fenómenos climáticos, además ha sido utilizado para modelar atmósferas de diversos cuerpos celestes.

## **OBJETIVO.**

Reproducir y analizar los patrones de temperatura observados en Marte usando el ejemplo Held-Suárez del MITgcm utilizando sólo el código hidrodinámico del modelo (no se consideran forzantes externos). Comparar los resultados obtenidos con los resultados del modelo de circulación general de Marte ASHIMA/MIT, corroborar que los patrones de temperatura atmosférica obtenidos corresponden a los observados durante los equinoccios planetarios, y definir las regiones en las cuales el modelo acierta en representar lo observado.

## RESUMEN.

El estudio del planeta Marte se remonta desde tiempos antiguos, incluso antes de la invención del telescopio. En la atmósfera del planeta rojo tiene lugar un gran número de fenómenos meteorológicos, dominados principalmente por las estaciones climáticas del hemisferio sur (HS), pues el verano coincide con el perihelio del planeta, provocando temperaturas altas en una estación corta. Por otro lado, el invierno del HS coincide con el afelio planetario, generando una estación larga y fría.

Durante los inviernos y veranos de Marte, el clima es bastante extremo. En el verano del HS las temperaturas en todo el planeta oscilan entre 160-260 K, generando fenómenos climáticos como tormentas de arena, remolinos, aumento en la presión atmosférica y un transporte de gas atmosférico con dirección sur-norte. Durante el invierno del HS, las temperaturas en todo el planeta descienden drásticamente cerca de 140-230 K, provocando una época de calma atmosférica. Las temperaturas superficiales durante las estaciones de transición (otoño y primavera) son más homogéneas, siendo más altas cerca del ecuador (240 K) y disminuyendo conforme aumenta la latitud hasta los polos (160 K) [Liam, 2012].

El experimento Held-Suárez del modelo de circulación general del Instituto Tecnológico de Massachusetts (MITgcm por sus siglas en inglés) reproduce las temperaturas potenciales atmosféricas de una atmósfera planetaria seca, no considera la existencia de océanos ni de orografía, de manera que es posible adecuarla a la atmósfera de cualquier cuerpo celeste, razón por la cual se adaptó el experimento Held-Suárez al caso marciano.

Se compararon los resultados del modelo ejecutado en este trabajo con los obtenidos por el Modelo de Circulación General de Marte del Instituto Tecnológico de Massachusetts de la Investigación Ashima (Ashima/MIT Mars GCM por sus siglas en inglés), se demostró que el modelo reproduce las temperaturas atmosféricas superficiales observadas durante los otoños y primaveras de Marte (~230 K a ~240 K). Sin embargo, también se observa que el modelo tiende a fallar más allá de los 50° de latitud norte y sur, pues el gradiente de temperatura calculada no es lo suficientemente intenso, probablemente debido a que en el presente trabajo sólo se consideró el código hidrodinámico (movimientos atmosféricos de gran escala), descartando los esquemas de parametrización (forzante externo, perfil topográfico, radiación de onda corta, etc).

## **ABSTRACT.**

The study of the planet Mars goes back since ancient times, even before the invention of the telescope. In the atmosphere of the red planet a large number of meteorological phenomena take place, dominated mainly by the seasons of the southern hemisphere (SH). The SH summer coincides with the perihelion of the planet, causing high temperatures in a short season; on the other hand, the SH winter coincides with the planetary aphelion, generating a long cold season.

During the winters and summers of Mars, the climate is quite extreme. In the SH summer the temperatures across the planet range from 160-260 K [Lian, 2012], generating climatic phenomena such as sandstorms, swirls, increase in atmospheric pressure and a transport of atmospheric gas in the south-north direction. During the SH winter, the temperatures across the planet drop sharply around 140-230 K [Liam, 2012], causing a time of calm. Surface temperatures during the transitional seasons (fall and spring) are more homogeneous, being highest near the equator (240 K) and decreasing with increasing latitude to the poles (160 K) [Liam, 2012].

The Held-Suarez experiment of the Massachusetts Institute of Technology general circulation model (MITgcm) plays the potential atmospheric temperatures of a dry planetary atmosphere, does not consider the existence of oceans or terrain, so it is possible to bring it into line with the atmosphere of any celestial body, because of that we chose to use the Held-Suarez experiment in the marcian case.

We compared the results of the model implemented in this work with those obtained by the Ashima Research/Massachusetts Institute of Technology Mars General Circulation Model (Ashima/MIT Mars GCM) and it was demonstrated that the model reproduces the surface weather temperatures observed during autumns and springs of Mars (  $\sim 230\text{K}$  to  $\sim 240\text{K}$ ). However, it is also noted that the model tends to fail beyond the  $50^\circ$  latitude north and south, since the temperature gradient calculated is not intense enough, probably because in the present work we only considered the hydrodynamic code (large-scale atmospheric motions), discarding the parameterization schemes (measuring external, topographic profile, short-wave radiation, etc).

# INTRODUCCIÓN.

Marte y la Tierra presentan características similares: ambos poseen atmósferas en las cuales se observan fenómenos meteorológicos, existen cuatro estaciones bien definidas: primavera, verano, otoño e invierno; tienen regiones polares, existen fenómenos de erosión eólica; y hay presencia de H<sub>2</sub>O en estado gaseoso. Ambos presentan un efecto invernadero que ayuda a aumentar la temperatura de la superficie y sus periodos de rotación difieren tan sólo en algunos minutos. A pesar de dichas similitudes, también presentan diferencias bastante claras: la atmósfera de Marte es menos densa que la terrestre; las estaciones marcianas tienen mayor duración que las terrestres; los polos terrestres están compuesto de hielo de H<sub>2</sub>O, mientras que el principal componente de los casquetes polares marcianos es hielo de CO<sub>2</sub>; el efecto invernadero en la Tierra es mayor que en Marte y, lo más importante, en el planeta rojo no existe agua en estado líquido en la superficie que pueda formar cuerpos de agua como océanos, mares, lagos, etc.

El modelo de circulación general del Instituto Tecnológico de Massachusetts (MITgcm por sus siglas en inglés) es ampliamente usado entre la comunidad científica debido a su versatilidad y soporte técnico. Se encuentra en constante desarrollo. Tiene la ventaja de poder ser ejecutado en prácticamente cualquier computadora, claro está que el tiempo de máquina varía conforme a la capacidad de cada procesador. El proceso de compilación y ejecución del modelo es bastante sencillo y dura pocos minutos, siempre y cuando no se elija un paso de integración muy pequeño (<50 s).

El presente trabajo investiga la habilidad del modelo MITgcm para reproducir las temperaturas atmosféricas de Marte durante los equinoccios del planeta, usando una configuración simple considerando los siguientes parámetros: radio planetario, aceleración gravitacional, periodo de rotación, velocidad angular, densidad atmosférica, presión atmosférica y temperatura potencial.

En los primeros dos capítulos se explica los parámetros generales de Marte, las características atmosféricas del planeta y los fenómenos que ocurren en él. Se describen las ecuaciones usadas para calcular los parámetros de entrada del modelo. En el tercer capítulo se analiza la física y el funcionamiento del modelo MITgcm, haciendo énfasis en el experimento realizado por Held-Suárez (1994), el cual se adaptó a las condiciones marcianas. En los últimos dos capítulos se muestran y describen los resultados obtenidos, resaltando los logros y fallas que presenta el modelo al momento de reproducir las temperaturas marcianas. En los Anexos se incluyen: el archivo de entrada del modelo (anexo A); el código de Matlab usado para graficar los datos (anexo B); los resultados obtenidos por el

modelo (anexo C); y una breve descripción de las misiones que se mencionan en el trabajo (anexo D).

Es necesario decir que los procesos que tienen lugar en la atmósfera de Marte (y en la de cualquier cuerpo celeste) son complejos, por lo que reproducir las condiciones meteorológicas no es una tarea sencilla, hay que considerar diversos factores, en Marte los más importantes son los mecanismos de transporte de calor dominados por la estación del hemisferio sur y su composición atmosférica.

# **CAPÍTULO 1.**

## **GENERALIDADES DE MARTE.**

El planeta Marte es uno de nuestros vecinos celestes más cercanos, su órbita se encuentra aproximadamente a 0.5 Unidades Astronómicas (UA)  $\approx 75 \times 10^6$  km de distancia de la órbita de la Tierra [Cordero *et al.* 2013] y, sin duda, es objeto de gran interés debido a las similitudes que presenta con nuestro planeta. En este capítulo hablaremos de las características más importantes de Marte.

### **1.1. PARÁMETROS GENERALES.**

Marte ha sido objeto de estudio desde hace muchos años. Incluso antes del uso del telescopio, los astrónomos ya tenían el conocimiento de la trayectoria del planeta a través del cielo. Las observaciones del movimiento de Marte en la bóveda celeste permitieron a los astrónomos deducir el periodo sideral del planeta en 687 días Terrestres [Forget, 2008]. De todos los planetas del sistema solar, Marte es el que tiene un mayor parecido a la Tierra; presenta la ventaja de que los procesos erosivos que tienen lugar en él son más lentos y menos agresivos que los que se presentan en nuestro planeta. Por lo que gracias al estudio de nuestro vecino, es posible conocer no solo su historia, sino también algunos aspectos análogos al planeta en el que vivimos.

Marte tiene una de las órbitas planetarias más excéntricas del sistema solar (ver Tabla 1.1), lo que provoca una notable diferencia entre el afelio (punto más alejado al Sol) y el perihelio (punto más cercano al Sol) del planeta. Por lo anterior, la diferencia entre las estaciones marcianas de ambos hemisferios es mayor que en la Tierra; sin embargo, encontramos regiones polares congeladas y un ecuador cálido, de manera análoga a nuestro planeta. En la Tabla 1.1 se observan las características generales de Marte en comparación con las de la Tierra, de esta forma es más fácil notar las similitudes y diferencias entre ambos planetas.

La formación del llamado planeta rojo es un tema en el cual los científicos no se han puesto de acuerdo. En el estudio de la formación del sistema solar utiliza simulaciones numéricas para tratar de reproducir los primeros años de vida de nuestro vecindario espacial; sin embargo, existe un problema con Marte. Los planetas interiores se forman a partir de la acumulación de un disco de planetésimos rocosos y cuerpos protoplanetarios. Los modelos numéricos han reproducido satisfactoriamente las

masas y órbitas de Venus y de la Tierra; sin embargo, calculan un planeta de mayor tamaño para la órbita de Marte. Es probable que este problema se deba a un agotamiento de los sólidos en la región marciana al momento de su formación y a perturbaciones de los planetas gigantes [Izidoro *et al.* 2014].

**Tabla 1.1. Características generales de Marte en comparación con las de la Tierra.**

PARÁMETRO	TIERRA	MARTE
Presión atmosférica (Pa).	$10^5$ [Cordero <i>et al.</i> 2013]	700 [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Radio medio (km).	6 371 [Forget, 2008]	3 389.5 [Forget, 2008]
Periodo de rotación sideral (h).	23.934469 [Barlow, 2008]	24.622962 [Barlow,2008]
Periodo orbital sideral (años).	1.0000174 [Cordero <i>et al.</i> 2013]	1.8808476 [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Aceleración gravitacional ( $m/s^2$ ).	9.78 [Cordero <i>et al.</i> 2013]	3.71 [Barlow, 2008]
Distancia media al Sol (UA).	1 [Cordero <i>et al.</i> 2013]	1.5236 [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Excentricidad de la órbita.	0.0167 [Cordero <i>et al.</i> 2013]	0.0934 [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Composición de la atmósfera	N, O, Ar, Vapor agua [Forget, 2008]	CO <sub>2</sub> , N, Ar, O [Forget, 2008]
Velocidad Angular (ciclo/s)	$7.2722 \times 10^{-5}$	$7.0876 \times 10^{-5}$
Densidad atmosférica ( $kg/m^3$ )	$9.99 \times 10^2$ [Smith, 2008]	$2 \times 10^{-2} kg/m^3$ [Smith, 2008]
Inclinación eje de rotación (°)	23° 19' [Forget, 2008]	25° 19' [Forget, 2008]

## 1.2. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE MARTE.

Todos los cuerpos sólidos en el sistema solar son afectados por procesos geológicos, tales como: vulcanismo, tectonismo, craterismo de impacto, movimientos de masas y procesos eólicos, fluviales y glaciales, los cuales han estado presentes (algunos sólo temporalmente) en Marte, generando y modificando diversas estructuras a lo largo y ancho de su superficie, cuyos componentes principales son: Polvo, Óxido férrico, Piroxeno, Olivino y Minerales hidratados [Taylor, 2010].

El planeta rojo posee una larga y compleja historia de vulcanismo, es probable que comenzara durante la infancia del planeta, hace aproximadamente  $3.8 \times 10^9$  años y continuara a lo largo de toda la historia de Marte, generando algunos de los mayores volcanes del sistema solar (más de 10 km de altura) [Carr, 2006]. La mayoría de los volcanes en Marte nos recuerdan a los volcanes tipo escudo de la Tierra (como los volcanes de Hawaii), formados por erupciones de lava basáltica, con una inclinación de pendiente bastante baja ( $<10^\circ$ ) [Carr,2006]. Los volcanes en Marte aportaron una gran cantidad de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O y otros volátiles a la atmósfera, ayudando a mantener la presión atmosférica alta y un efecto invernadero efectivo (ver sección 2.3). Otro fenómeno geológico importante es el tectonismo; sin embargo, en Marte es un tema controversial, probablemente haya existido en la historia temprana del planeta. Marte carece de placas tectónicas y no hay indicios de que las haya tenido en los últimos  $4 \times 10^9$  años [Carr, 2008]. La Figura 1.1 es un mapa topográfico de Marte (zonas bajas en color

azul y zonas altas en color blanco) en el cual se indican las estructuras geológicas más representativas del planeta (cráteres, volcanes y valles).

Elevación en metros  
 Centro de Vuelos espaciales Goddard de la NASA **f**ico de Marte.

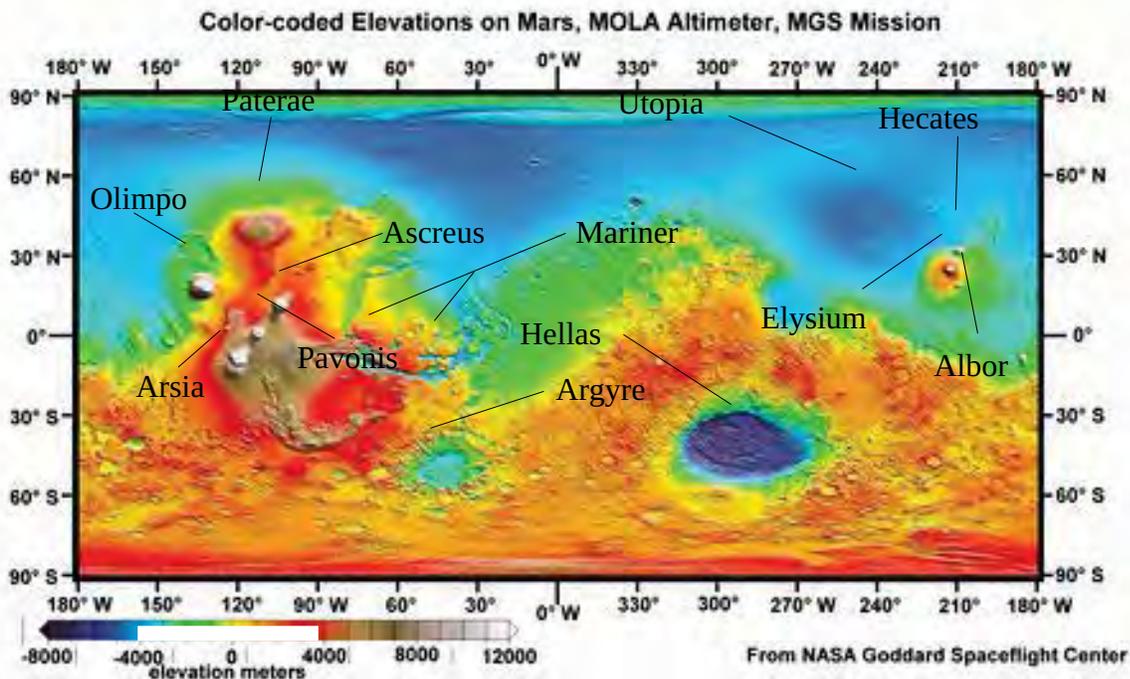


Figura 1.1. Mapa topográfico de Marte. Las regiones azules del mapa son las más profundas, mientras que las zonas blancas las más altas. Se indica la ubicación de las principales estructuras del planeta [Imagen tomada de [http://www.lpi.usra.edu/science/treiman/greatdesert/workshop/marsmaps1/marsmaps1\\_imgs/mola\\_color\\_8.jpg](http://www.lpi.usra.edu/science/treiman/greatdesert/workshop/marsmaps1/marsmaps1_imgs/mola_color_8.jpg)].

La característica geográfica más prominente de Marte es la asimetría entre el HN y el HS, pues existe una gran diferencia entre las distribuciones de formaciones geológicas de ambos hemisferios. Mientras el norte es joven y plano, el sur es abrupto, viejo y 5 km más alto que el HN (en promedio) [Forget, 2008]. Entre estas dos áreas existe una zona de transición bien definida, la causa de esta asimetría sigue siendo motivo de discusión. Una hipótesis, que trata de explicar la diferencia entre el sur y el norte, nos dice que se debe a una asimetría en los procesos de convección del manto [Forget, 2008]. Otra posible explicación es que los impactos de asteroides en el norte fueron más intensos que en el sur, y toda evidencia ha quedado sepultada bajo una capa de sedimentos; sin embargo, deja la duda del por qué los impactos más intensos tuvieron lugar en el HN [Forget, 2008]. Otra hipótesis nos dice que la dicotomía marciana es una de las estructuras más antiguas del planeta y que su origen se debe al impacto de Marte con un cuerpo del tamaño de Plutón, ocurrido durante los primeros  $5 \times 10^8$  años de vida del planeta rojo, generando un cráter que cubre el 40 % de la superficie marciana, convirtiéndolo en el impacto más grande hasta ahora conocido de todo el sistema solar [Andrews-

Hanna *et al.* 2008]. En la Figura 1.2 se observa un perfil topográfico del suelo marciano de la latitud 0°, la línea amarilla representa el ecuador, a la izquierda de ésta se encuentra el HN y a la derecha el HS.

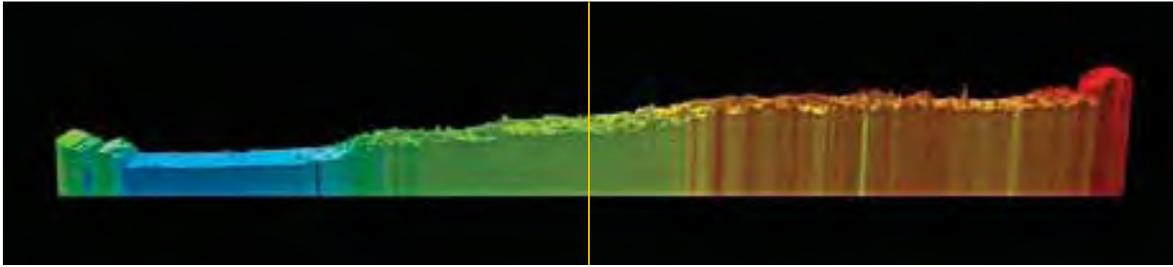


Figura 1.2. Perfil topográfico de Marte. El perfil se ubica en la longitud 0°E. Se aprecia claramente la diferencia en altitud entre el hemisferio norte (izquierda) y el hemisferio sur (derecha), la línea amarilla indica la posición del ecuador marciano [Imagen tomada de Forget, 2008].

### 1.3. ¿AGUA EN MARTE?

La existencia de agua en Marte ha sido debatida desde los inicios de su investigación. Antes de la era espacial y con base en observaciones telescópicas, se creía que Marte no sólo poseía una atmósfera densa, también era aceptado que existían seres inteligentes que habían construido los diversos valles y canales observados en el planeta rojo (los cuales se asemejan a los ríos en la Tierra), y los utilizaban para transportar el agua; sin embargo, con el paso de los años se demostró que todo lo anterior era completamente falso. En el año 2011, el *Curiosity* capturó una fotografía de lo que parece ser un conglomerado en el suelo marciano (Figura 1.3 a). Cabe mencionar que un conglomerado es una roca sedimentaria típica de ambientes fluviales. En la Figura 1.3 se compara dicha fotografía con la de un conglomerado terrestre (Figura 1.3 b).



Figura 1.3. Conglomerado marciano. Se observa lo que parece ser conglomerados marciano (a) y terrestre (b), se aprecia el parecido [Imagen tomada <http://www.nejasayoil.com/2012/10/conglomerados-fluviales-o-aluviales-en.html>].

Las misiones *Viking* y *Mariner* demostraron que los cráteres más antiguos del planeta están degradados en mayor medida que los jóvenes, posiblemente por la presencia de agua líquida en la historia temprana de Marte. También demostraron que actualmente el planeta es un lugar desértico sin agua líquida en su superficie y con una atmósfera muy tenue; sin embargo, dejaron el paradigma de un pasado climático cálido y húmedo, el cual se fue transformando hasta el paraje seco y frío que es actualmente. Los datos obtenidos por las diversas sondas enviadas a Marte, han revelado que el agua ha jugado un papel importante en los últimos tiempos (geológicamente hablando). Los principales reservorios de agua en Marte son la atmósfera y las capas polares, aunque es posible que en el interior del planeta exista agua [Forget, 2008].

Gracias a a las mediciones del *Mars Odyssey Gamma Ray Spectrometer* (GRS), fue posible determinar que la corteza superficial de Marte (primeros 10 cm) contienen entre 2 y 7 wt% de agua (wt % = porcentaje de peso) en la zona ecuatorial, y alrededor de 70 wt% en las regiones polares (algunas poseen hielo compuesto solamente de agua) [Taylor, 2012]. El agua reacciona con los minerales ígneos primarios para formar una variedad de minerales arcillosos que han sido identificados por los espectrómetros del *Mars Odyssey*, la mayoría de estos procesos ocurrieron durante los primeros millones de años de la historia del planeta. Se ha determinado que la concentración de agua en el manto marciano es similar a la que hay en el manto terrestre [Taylor, 2012].

Gracias a las imágenes del *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO) y a los datos del *Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars*, la NASA encontró la existencia de minerales hidratados (sulfatos, percloratos y cloratos de magnesio) en forma de manchas alargadas en los taludes de la superficie. El punto de congelación del agua puede descender a 80 K debido a la presencia de dichos minerales [Ojha, *et al.* 2015]. Lo anterior es una fuerte evidencia de la presencia de agua líquida en la superficie de Marte, al menos durante los meses más cálidos del año marciano, cuando la temperatura y la presión atmosférica superficial son lo suficientemente altas como para permitir la presencia de agua en estado líquido [Ojha *et al.* 2015].

## CAPÍTULO 2.

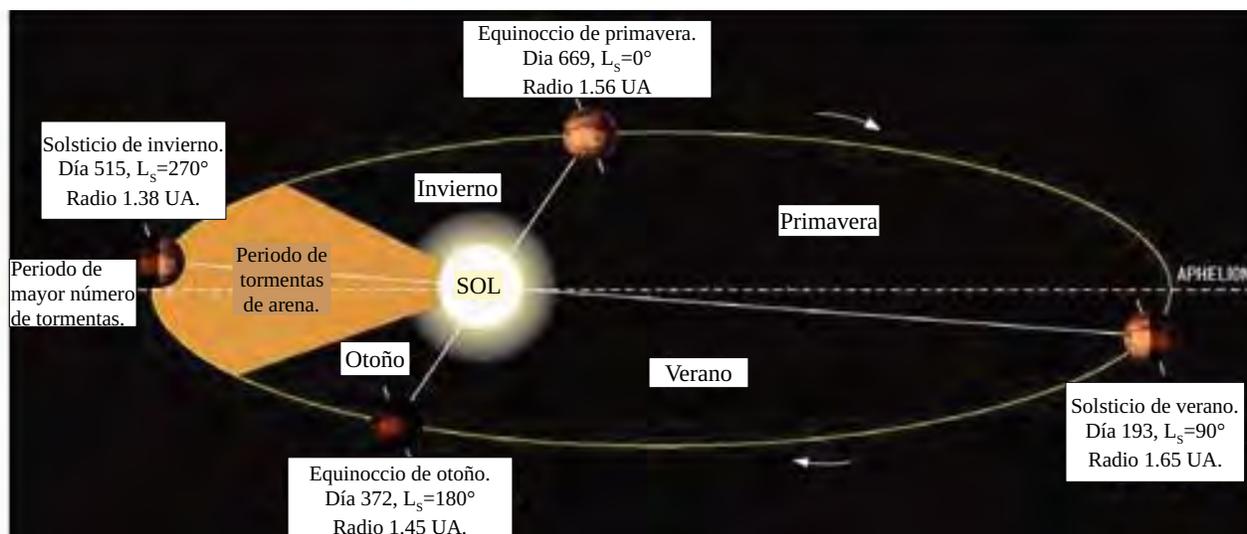
### ATMÓSFERA MARCIANA.

La atmósfera de un planeta es la envoltura gaseosa que le rodea. Entre las atmósferas de los diferentes planetas existe grandes diferencias tanto en la composición química como en la estructura física. Cuando se desea tener una comprensión completa de la atmósfera de un planeta, necesitamos conocer la evolución, la distribución de la densidad, los movimientos de masas de aire, así como los procesos que han determinado su masa y composición actual [Houghton, 1992].

Basados en observaciones, antes de la década de los 60's, los científicos creían que la atmósfera de Marte estaba compuesta por los mismos gases que se encuentran en la atmósfera de la Tierra, esto debido a que no tomaron en cuenta que las tormentas de polvo crean la ilusión óptica de ser una atmósfera densa. En 1965 esta teoría se vino abajo cuando el *Mariner 4* sobrevoló Marte y envió a la Tierra datos que revelaban que la atmósfera marciana es tenue y su presión media en la superficie es de 636 Pascales, esta misma presión se encuentra en la Tierra a una altura de 30 km [Forget, 2008].

Al igual que en la Tierra, las temperaturas de Marte dependen de la latitud y de la estación del año, pues en el planeta rojo también se observan cuatro estaciones climáticas bien definidas (ver Figura 2.1) pero con diferencias más notorias que las de la Tierra, debido a que su periodo de traslación es más largo y la excentricidad de su órbita es mayor (ver Tabla 1.1). La excentricidad del planeta provoca que en el HS las estaciones sean muy severas, con veranos cortos y calurosos (154 días marcianos) e inviernos largos y fríos (179 días marcianos), a diferencia del HN donde las estaciones son más moderadas: inviernos cortos y cálidos, y veranos largos y frescos. En las estaciones de transición: primavera (143 días marcianos) y otoño (193 días marcianos) del HS, las diferencias entre presión y temperatura de la atmósfera, son menos marcadas, y el clima del planeta en general es más estable [Forget, 2008]. Algunos científicos hablan de Marte como una segunda Siberia, pues durante en invierno cerca del ecuador, la temperatura llega a descender a 173 K, y durante el verano aumenta a poco más de 296 K, mientras que en Siberia, durante el invierno la temperatura alcanza los 203 K y en el verano llega a 303 K [Forget, 2008].

En la Figura 2.1 observamos la distancia de Marte al Sol (en UA) durante cada estación, el día marciano (soles) en que comienzan, y la longitud solar ( $L_s$ ), la cual describe la posición de Marte en su órbita alrededor del Sol: el equinoccio de primavera ( $L_s=0^\circ$ ), solsticio de verano ( $L_s=90^\circ$ ), equinoccio de otoño ( $L_s=180^\circ$ ) y solsticio de invierno ( $L_s=270^\circ$ ) del HN [Smith, 2008].



**Figura 2.1. Estaciones climáticas de Marte. Podemos notar cómo la excentricidad de la órbita del planeta influye de manera radical en la duración de las estaciones de Marte y en la distancia entre el Sol y el planeta rojo [Imagen tomada de Barlow, 2008].**

La atmósfera de Marte es de color rojo debido al color de las partículas de polvo y arena que se encuentran suspendidas en el aire; sin embargo, su concentración es variable a lo largo del año marciano. Al igual que en la Tierra, la mayor parte de la atmósfera de Marte se encuentra en los primeros kilómetros, cerca de la superficie. Está compuesta principalmente de dióxido de carbono (95%), por lo que sería tóxico para un humano estar sobre suelo marciano sin la protección de un traje espacial que además necesita compensar la falta de presión atmosférica [Barlow, 2008]. Los *Viking* realizaron mediciones *in situ* de la composición de la atmósfera del planeta rojo, lo que confirmó la presencia de nitrógeno y argón, así como algunas trazas de oxígeno. En la Tabla 2.1 se observa la composición porcentual por volumen de las atmósferas terrestres y marcianas, a modo de comparación.

**TABLA 2.1. Composición química de las atmósferas de Marte y de la Tierra por volumen.**

GAS	SÍMBOLO	MARTE	TIERRA
Dióxido de carbono.	CO <sub>2</sub>	95.32 % [Barlow,2008]	0.035 % [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Nitrógeno molecular.	N <sub>2</sub>	2.7 % [Barlow, 2008]	78.08 % [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Argón.	Ar	1.6 % [Barlow, 2008]	0.93 % [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Oxígeno molecular.	O <sub>2</sub>	0.13 % [Barlow, 2008]	20.94 % [Cordero <i>et al.</i> 2013]
Monóxido de carbono.	CO	0.08% [Barlow, 2008]	0.00002 % [Forget, 2008]
Vapor de agua.	H <sub>2</sub> O	~0.03 % [Forget, 2008]	~0.4 % [Forget, 2008]

## 2.1 ESTRUCTURA DE LA ATMÓSFERA Y EL SISTEMA CLIMÁTICO.

El sistema climático de Marte posee tres componentes principales: la atmósfera, reservorios de material que interaccionan con la atmósfera marciana actualmente y reservorios de material que en el pasado interaccionaron con la atmósfera del planeta. De los tres componentes, la atmósfera es la más fácil de estudiar y observar. Los posibles reservorios que intercambian material con la atmósfera actualmente, incluyen al CO<sub>2</sub> y al H<sub>2</sub>O de las capas polares y del regolito, así como las partículas de polvo de la superficie, los cuales parecen regular el sistema climático de todo el planeta. Por último, los reservorios que actualmente no intercambian material con la atmósfera son carbonatos, nitratos, depósitos salinos, antiguos depósitos eólicos y posiblemente acuosos, todos estos reservorios son los más difíciles de caracterizar; sin embargo, su abundancia y sus propiedades físicas y químicas los colocan como piezas clave para comprender el pasado climático del planeta rojo y su evolución [Forget, 2008].

Las misiones *Mariner* confirmaron que la atmósfera marciana esta compuesta principalmente por CO<sub>2</sub> (ver Tabla 2.1 ) pero con una presión atmosférica promedio de 636 Pa. A pesar de ello, la atmósfera es capaz de retener parte del calor que recibe de la radiación solar, lo que provoca un gradiente de temperatura muy elevado (~58 K) entre el lado día y lado noche del planeta [Barlow, 2008]. El equilibrio de la temperatura de Marte se debe al balance de la radiación que recibe del Sol y la que el planeta refleja, definido por la ecuación 2.1:

$$T_{eq} = \left[ \frac{(1 - A_b) L_{solar}}{16 \pi r^2 \epsilon \sigma} \right]^{(1/4)} = \left[ \frac{F_{solar} (1 - A_b)}{4 \epsilon \sigma r_{UA}^2} \right]^{(1/4)} \quad (2.1)$$

siendo  $F_{solar}$  la constante solar a la distancia de la órbita de la Tierra ( $1.36 \times 10^3 \text{ J/m}^2\text{s}$ );  $L_{solar}$  la luminosidad solar ( $3.9 \times 10^{26} \text{ W}$ );  $r_{UA}$  la distancia entre el planeta y el Sol en unidades astronómicas (1.52 UA);  $A_b$  es el albedo (0.25);  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzmann ( $5.6705 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ ). Asumiendo una emisividad  $\epsilon$  promedio de 1, tenemos que la temperatura promedio del planeta rojo es  $T_{eq} = 210 \text{ K}$ ; sin embargo, las observaciones muestran una temperatura promedio de ~240 K de manera que se observa un leve efecto invernadero provocado por la atmósfera rica en CO<sub>2</sub> [Barlow, 2008].

La baja presión superficial (636 Pa) y la baja temperatura del planeta nos indica que no puede haber agua líquida estable en el suelo marciano. Existen pocas regiones en donde la presión y la temperatura son lo suficientemente altas como para que exista agua líquida durante períodos de tiempo cortos (algunos días marcianos) [Barlow, 2008 y Ojha *et al.* 2015].

### 2.1.1. ESTRUCTURA ACTUAL DE LA ATMOSFERA MARCIANA.

En Marte, como en la Tierra, es posible diferenciar las capas de la atmósfera con base en la composición, temperatura y características físicas de los gases. Misiones como los *Viking* y el *Pathfinder*, realizaron mediciones de la temperatura atmosférica a lo largo de sus respectivos descensos, recolectando información detallada de la estructura de la atmósfera marciana (ver Figura 2.2). A partir de estos datos, podemos dividir la atmósfera marciana en tres capas: baja, media y alta.

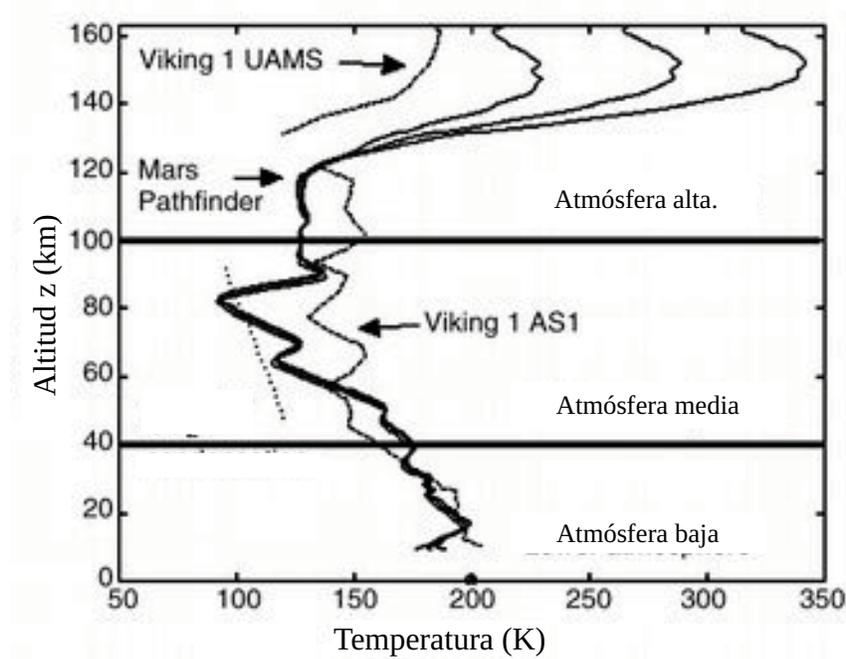


Figura 2.2. Perfil de temperatura de la atmósfera marciana. Se observan los perfiles de temperatura de los sitios de amortizaje de las misiones *Viking 1* y *Pathfinder*, medidos en su trayectoria a la superficie [Imagen tomada de Barlow, 2008].

#### **Atmósfera baja.**

Se extiende desde la superficie hasta los ~40 km, tanto la presión como la temperatura disminuyen con la altura. La convección es la forma de transporte de energía en los primeros 10 km, en la noche desaparece y ocurre una inversión en la temperatura superficial. La temperatura del terreno y la cantidad de polvo en la atmósfera influyen en las temperaturas de esta capa. Las presiones y temperaturas encontradas en la baja atmósfera marciana son similares a las encontradas en la estratosfera de la Tierra. La densidad atmosférica es controlada por los ciclos estacionales del  $\text{CO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  (ver sección 2.2.3) [Barlow, 2008].

### ***Atmósfera media.***

También llamada mesosfera se extiende entre los ~40 y ~100 km por encima de la superficie del planeta. La temperatura puede variar considerablemente con el tiempo como resultado de la absorción de la luz infrarroja del Sol, de la emisión de la radiación térmica por el CO<sub>2</sub> y del calor proveniente de las parcelas de la baja atmósfera [Barlow, 2008].

### ***Atmósfera alta.***

Es la capa más externa, se extiende más allá de los 110 km de altitud, es calentada por el calor de la radiación ultravioleta del Sol por lo que la actividad solar regula las temperaturas de esta capa y se le llamada termosfera en analogía con la llamada así en la Tierra [Barlow, 2008].

## **2.1.2. PROCESOS DE TRANSPORTE DE CALOR.**

La dinámica atmosférica de Marte está determinada por los mecanismos de transporte de calor que se dan en distintas regiones, lo que provoca una estructura de capas en la atmósfera, dichos mecanismos son:

### ***Conducción.***

Ocurre mediante colisiones directas entre átomos y moléculas. Este tipo de mecanismo de transporte es importante y dominante en la parte alta de las atmósferas planetarias aunque también se puede dar cerca de la superficie.

### ***Convección.***

Domina la parte baja de la atmósfera marciana. Está caracterizada por movimientos de material debido a gradientes de temperatura entre diferentes regiones. Ocurre cuando una parcela de aire en una atmósfera planetaria es ligeramente más caliente que sus alrededores. La parcela se expande disminuyendo su densidad con respecto a los alrededores, comienza a elevarse hasta una región con densidad equivalente, pero la presión y temperatura de los alrededores disminuyen con la altura, provocando que la parcela se expanda conforme se eleva transportando calor a la alta atmósfera. El aire frío y denso que rodea a la parcela de aire desciende, no hay intercambio de calor entre la parcela y los alrededores (proceso adiabático), de manera que podemos usar el gradiente vertical adiabático para describir la estructura de la temperatura de la atmósfera marciana utilizando la ecuación de equilibrio

hidrostático (2.2) debido a que la convección es el mecanismo de transporte de calor dominante [Barlow, 2008].

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \quad (2.2)$$

La ecuación 2.2, representa la relación entre el cambio de la presión (P) con la altura (z) y la densidad ( $\rho$ ) con la aceleración gravitacional del planeta (g). El gradiente de temperatura máximo de una atmósfera convectiva es llamado gradiente adiabático vertical seco, que en Marte es 4.5 K/km (cambio de la temperatura con la altura) [Barlow, 2008]. Cabe mencionar que el vapor de agua reduce el gradiente de temperatura generando un gradiente adiabático vertical húmedo.

### **Radiatividad.**

Es la absorción y reemisión de energía realizada por los átomos de las moléculas en la atmósfera. La intensidad de la radiación cambia conforme atraviesa la atmósfera y depende de la intensidad de la radiación inicial ( $I_v$ ), densidad ( $\rho$ ) y espesor ( $ds$ ) atmosférico así como de las propiedades de absorción ( $\alpha_v$ ) y emisión ( $j_v$ ) de la atmósfera:

$$dI_v = j_v \rho ds - I_v \alpha_v \rho ds \quad (2.3)$$

### **2.1.3. CONDENSACIÓN Y SUBLIMACIÓN DE LA ATMÓSFERA.**

La condensación y sublimación de los elementos que componen la atmósfera marciana, modifican la presión atmosférica del planeta. Ambos fenómenos son debidos a las variaciones de la temperatura generada por las estaciones de Marte. Los ciclos: hidrológico, del dióxido de carbono y del polvo juegan un papel importante en el clima del planeta rojo, pues alteran la circulación general de los vientos y pueden modificar zonalmente las temperaturas superficiales y atmosféricas.

La presión superficial nos da un indicador directo de la masa atmosférica. La misiones *Viking 1* y *2* han recolectado datos de las variaciones de la presión superficial en sus respectivos lugares de amartizaje. La Figura 2.3 muestra los promedios diarios de la presión superficial obtenidos por el *Viking 1* (azul) y el *Viking 2* (rojo), la diferencia entre ambas mediciones se debe a que el sitio de descenso del *Viking 1* es ~1.2 km más profundo que el lugar donde se encuentra el *Viking 2*. A lo largo del año marciano, la presión superficial varía cerca de 30 % debido a la condensación ( $L_s=160^\circ$ ) y sublimación ( $L_s=270^\circ$ ) del  $CO_2$  [Smith, 2008].

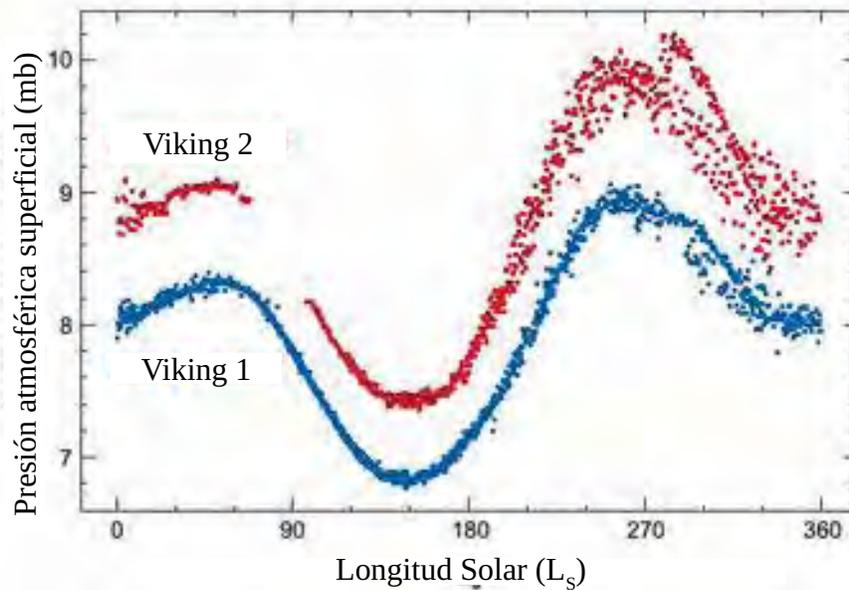


Figura 2.3. Variación de la presión superficial en los sitios de aterrizaje de las misiones *Viking*. Es una gráfica del cambio de presión superficial atmosférica, de 7 a 10 milibares, a lo largo de un año marciano  $L_s=0-360^\circ$  [Imagen tomada de Smith, 2008].

### 2.1.3.1. Ciclo del $CO_2$ .

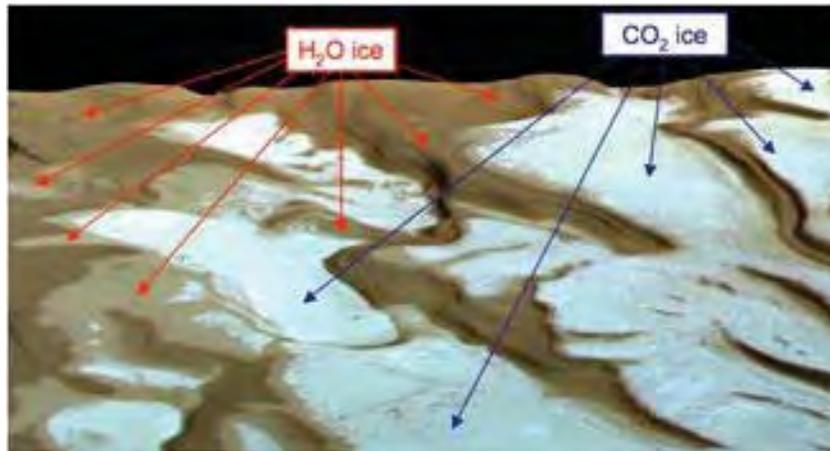
Las mediciones de presión superficial de las sondas *Viking* a lo largo de tres años marcianos, han sido de gran ayuda para entender el papel que juega el  $CO_2$  en el clima del planeta. Ahora sabemos que la presión atmosférica disminuye durante el invierno del HS, debido a la condensación de la capa temporal de  $CO_2$  en el casquete polar sur (ver Figura 2.3). Durante la primavera del sur, el  $CO_2$  se sublima aumentando la presión atmosférica, la cual está limitada a  $10^3$  Pascales en las zonas más profundas del planeta, topográficamente hablando [Leowy, 1991]. Durante el invierno del HS, la cantidad de masa atmosférica que se condensa es mayor que durante el invierno del HN. El casquete polar del norte es más pequeño que el del sur, incluso en la temporada de máxima extensión (invierno) probablemente debido a que, como veremos más adelante, las tormentas de arena liberan radiación infrarroja hacia el suelo (después de absorber radiación solar durante el día), calentándolo lo que aumenta la sublimación de la capa polar [Leowy, 1991]. Un fenómeno importante que está ligado a las estaciones del Marte son las nubes de  $CO_2$ , las cuales se forman cuando llega el invierno en altitudes muy altas (60-100 km sobre la superficie) [Smith, 2008].

### 2.1.3.2. Ciclo del $H_2O$ .

Aunque Marte no posee océanos, ríos ni lagos, si hay cierta cantidad de agua en el planeta que

genera un ciclo hidrológico estacional. Durante el verano del HN, se libera una cantidad considerable de vapor de agua del casquete polar norte (sublimación), una parte es transportada hacia el sur, mientras que el resto aumenta la concentración de agua en la atmósfera regulada por el CO<sub>2</sub> y el polvo debido a que éstos regulan la temperatura atmosférica y superficial. De manera que la presencia de grandes cantidades de vapor de agua en la atmósfera así como en estado líquido en la superficie no son posibles, a menos que haya una presión atmosférica lo suficientemente alta (10<sup>3</sup> Pa) lo cual pudo haber ocurrido en el pasado [Leovy, 1991].

Las nubes son una fuente importante de energía, pues absorben la radiación solar durante el día y la liberan hacia la superficie durante la noche, ayudando a disminuir el gradiente de temperatura que es de ~58 K, por lo que juegan un papel esencial en el equilibrio de la temperatura tanto en la Tierra como en Marte, con la diferencia de que en este último no son tan comunes. Al sublimarse el casquete polar norte, se suelen formar nubes de cristales finos de hielo de H<sub>2</sub>O, al final de la primavera y a lo largo del verano en el HN del planeta rojo [Barlow, 2008]. La Figura 2.4 es una ilustración de las capas polares de Marte realizada por la ESA, en la cual observamos el hielo de H<sub>2</sub>O (flechas rojas) y el hielo de CO<sub>2</sub> (flechas azules).



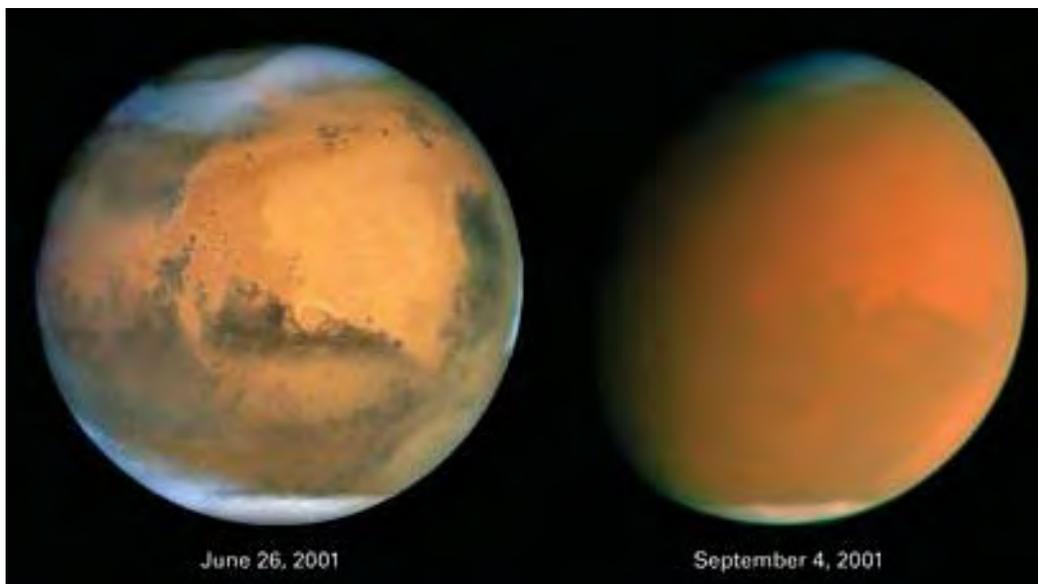
**Figura 2.4. Hielo de CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O.** La figura es una ilustración del hielo de H<sub>2</sub>O (flechas rojas) y hielo de CO<sub>2</sub> ,(flechas azules), realizada por la ESA [Imagen tomada de <http://danielmarin.naukas.com/2013/06/04/el-misterioso-marte-primitivo-la-clave-para-entender-el-origen-de-la-vida-en-la-tierra/>].

### 2.1.3.3. Ciclo del polvo y tormentas de arena.

La variación temporal y anual del polvo fue medido directamente por las misiones *Viking*. Durante el verano del HN, la opacidad de la atmósfera está en el mínimo, alcanzando su máximo cuando es invierno ( $L_S=270^\circ$ ). La distribución de la insolación, la excentricidad de la órbita de Marte, junto con el polvo presente en la atmósfera, tienen un gran efecto en la temperatura media de la

atmósfera del planeta, cuyo máximo se da durante el invierno del HN, no ocurre lo mismo con la temperatura superficial. Observaciones del polvo atmosférico nos muestran que la primavera del HN es una temporada limpia ( $L_s=30-60^\circ$ ) sin tormentas de arena y solo con pequeños vientos zonales este-oeste en altas latitudes [Sato *et al.* 2011]. Mientras que durante el verano ( $L_s=90-180^\circ$ ) del HN, las tormentas de arena son ocasionales [Leovy, 1991].

Las tormentas de arena que se originan en Marte tienden a ocurrir anualmente cuando el planeta se encuentra en el perihelio ( $L_s=270^\circ$ ), y se mueven con velocidades de 14-32 m/s, disipándose después de algunos días. Se originan por el gradiente de temperatura adyacente a la capa polar, y son tan fuertes que pueden afectar a todo el planeta, cubriéndolo de una capa polvosa, de esta manera interrumpen la circulación planetaria originada por los gradientes de presión N-S [Barlow, 2008]. En la Figura 2.5 se observan dos fotografías de Marte capturadas por el telescopio espacial Hubble, a la izquierda se aprecia la superficie del planeta sin ninguna tormenta de arena, a la derecha se observa el planeta rojo envuelto en una tormenta de arena global tan densa que no es posible ver su superficie.



**Figura 2.5. Tormenta de arena global marciana. A la izquierda se observa el planeta rojo en relativa calma y a la derecha se aprecia al mismo planeta pero envuelto por una tormenta de arena tan intensa que es de escala global [Imagen tomada de [http://legacy.spitzer.caltech.edu/espanol/edu/askkids/images/mars\\_duststorm.jpg](http://legacy.spitzer.caltech.edu/espanol/edu/askkids/images/mars_duststorm.jpg)].**

Las partículas que se encuentran en el suelo marciano tienen un amplio rango de tamaños, que van desde unos cuantos micrómetros de diámetro (polvo) hasta unos cientos de micrómetros (arena), las cuales son levantadas por el viento (30 m/s) generando tormentas de polvo que pueden tener un diámetro que van desde algunos cientos de metros, hasta llegar a tormentas de escala planetaria cubriendo superficies de más de  $10^5 \text{ km}^2$  [Leovy, 1991]. Las partículas más grandes son elevadas por

unos instantes hasta que colisionan con otros granos de polvo que se elevan del suelo para luego depositarse nuevamente. Las partículas de polvo pueden ser elevadas hasta los 60 km de altura, las partículas más finas pueden seguir suspendidas por períodos de semanas. En promedio, durante cada ciclo anual, las tormentas levantan y transportan  $10^{-2}$  kg/m<sup>2</sup> de polvo [Leovy, 1991]. El transporte de los granos de polvo y arena también originan erosión. Las imágenes de los *Viking* y de *Pathfinder* muestran clara evidencia de rocas erosionadas por el fenómeno de abrasión que, aunque no es muy intenso, el constante efecto del mismo al pasar de los años ha logrado dejar marcas notables tanto en el regolito como en las rocas del planeta rojo.

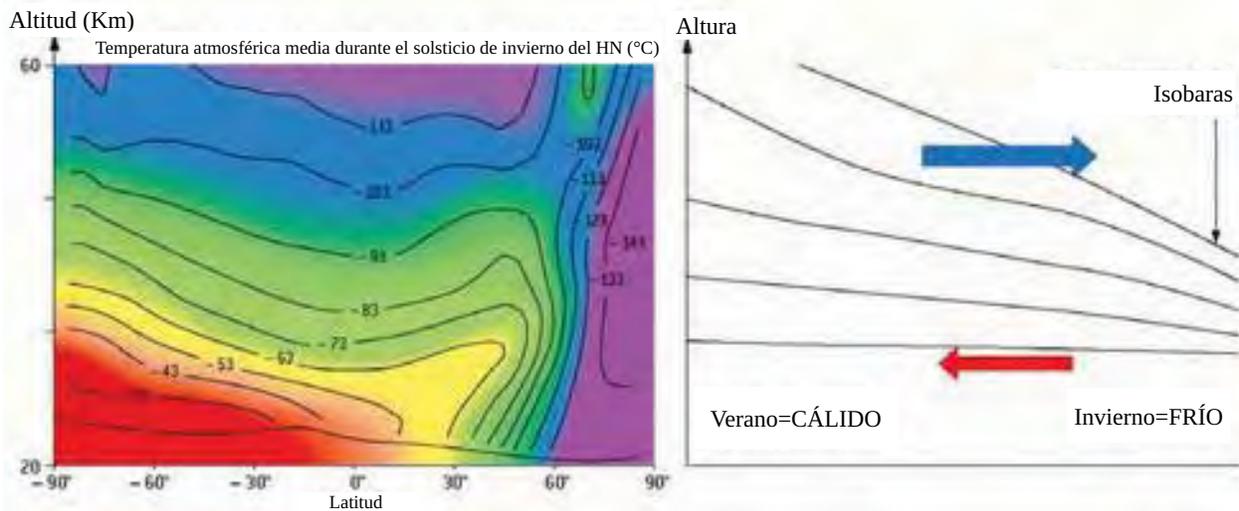
#### **2.1.4 CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA.**

En el planeta rojo tienen lugar diversos fenómenos meteorológicos, debidos principalmente a las diferencias estacionales, explicadas en secciones anteriores. La dinámica atmosférica que presenta el planeta es muy variada, en ella se presentan vientos que originan dunas de arena similares a las observadas en los desiertos de la Tierra, de igual manera se originan tormentas de arena de gran intensidad, un ciclo hidrológico importante, y una condensación y sublimación de la atmósfera, ya mencionada en las secciones anteriores. En Marte también es posible la generación de vientos cuyo origen se debe, principalmente, a dos procesos que se detallan a continuación:

##### **2.1.4.1. Gradientes de temperatura.**

En Marte, como en la Tierra, la circulación atmosférica planetaria se debe principalmente a que la radiación solar incidente sobre la superficie marciana genera contrastes de temperatura entre distintas latitudes, lo que provoca movimientos atmosféricos [Leovy, 1991]. Una masa de aire caliente se expande, eleva y aumenta su volumen, el contraste de temperatura generado con los alrededores, provoca una diferencia de presión, de modo que la masa de aire caliente (alta presión) es empujada hacia regiones de baja presión (aire frío), este movimiento es a lo que llamamos viento. En la Figura 2.6 se representa dicho movimiento mediante isobaras (regiones de presión constante). El aire caliente del hemisferio de verano es menos denso que el aire frío del hemisferio donde es invierno, lo que provoca que en altura, el aire cálido (flecha azul) sea empujado hacia el aire frío en donde baja su temperatura y desciende, mientras que en la superficie el aire frío es empujado hacia el aire cálido (flecha roja) generando una circulación de viento planetaria. Este proceso se conoce como circulación de Hadley, que en la Tierra son pares de celdas en la zona intertropical de ambos hemisferios

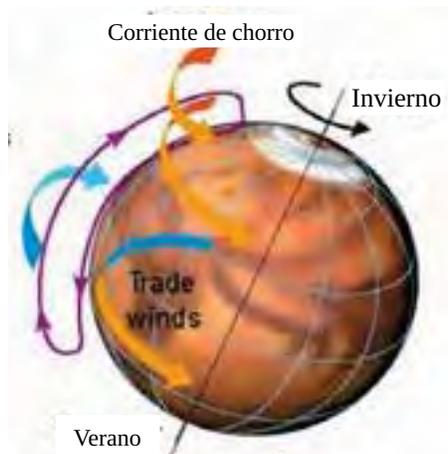
confinadas en la estratosfera, mientras que en Marte solo hay una celda general para todo el planeta. Podemos decir que la circulación general de los vientos es manejada por los gradientes de temperatura estacional y por el movimiento de la atmósfera [Forget, 2008].



**Figura 2.6. Circulación general de los vientos. Se observa la circulación general de los vientos debida al gradiente de temperatura generado entre ambos hemisferios por la diferencia de estaciones [Imagen tomada de Barlow, 2008].**

#### 2.1.4.2. Rotación del planeta.

Los movimientos de aire mencionados en la sección anterior son afectados por la rotación planetaria. Recordemos que Marte posee casi el mismo periodo de rotación que la Tierra, además las estaciones son similares a las de nuestro planeta, de manera que los elementos meteorológicos presentes en el planeta rojo son similares a los observados en la Tierra, con la diferencia de que en Marte la variación diurna y estacional de la temperatura dominan la circulación general, debido a que en el planeta no existen océanos. Marte tiene vientos del oeste cerca de los 50° de latitud, así como una corriente de chorro que circula de oeste a este en latitudes medias a gran altura, de igual manera, en el planeta rojo se originan los vientos alisios tropicales que circulan, desde los 30-35° de latitud hacia el ecuador y se mueven de altas presiones subtropicales, hacia las bajas presiones ecuatoriales. Con esto se genera una corriente debido a que cerca de la superficie, el aire rota junto con el planeta pero conforme éste asciende tiene un desfase con respecto al resto del planeta, generando la circulación oeste-este como se observa en la Figura 2.7. Cabe mencionar que lo anterior es deducido con base en observaciones y modelos computacionales generados con los datos disponibles [Forget, 2008].



**Figura 2.7. Vientos alisios y corriente de chorro generados en Marte. La figura nos muestra los vientos alisios (Trade winds), la celda de circulación general (flecha morada) y la corriente de chorro (flechas naranja superiores), durante el invierno del HN y verano del HS [Imagen tomada de Barlow, 2008].**

## **2.2. PASADO CLIMÁTICO DE MARTE Y LA PÉRDIDA DE SU ATMÓSFERA.**

El clima marciano ha cambiado a lo largo del tiempo, pasó de ser cálido y húmedo (hace  $3 \times 10^9$  años) a seco y árido (en el presente). Algunos modelos han tratado de reproducir la evolución de la atmósfera de Marte; sin embargo, no han sido capaces de hacerlo [Hu *et al.*, 2015]. Actualmente, la atmósfera de Marte tiene una densidad muy baja de  $\sim 0.020 \text{ kg/m}^3$ , (menor al 1% de la densidad de la atmósfera terrestre), lo que implica que ahí el agua líquida no puede existir por mucho tiempo [Smith, 2008]. Esto es un enigma para los científicos planetarios, ya que la superficie de Marte muestra un gran número de rastros de agua líquida: sistemas de valles secos, depósitos sedimentarios, y caóticas llanuras de drenaje; lo que indican que hace miles de millones de años fluyó agua marciana por la superficie (ver sección 1.3), y para ello la atmósfera debe haber sido sustancialmente más densa de lo que es ahora pero, ¿qué le ocurrió a todo ese aire marciano?.

Sabemos que un planeta se calienta debido a la radiación que recibe del Sol, y se enfría cuando emite radiación infrarroja al espacio. El efecto invernadero se logra cuando los gases dentro de la atmósfera permiten el paso de la radiación solar hacia la superficie e impiden que la radiación infrarroja emitida por esta última se pierda en el espacio, dichos gases son conocidos como gases de efecto invernadero. Es altamente probable que la atmósfera primitiva de Marte haya contenido  $\text{CO}_2$ , N, Ar y  $\text{H}_2\text{O}$  en cantidades suficientes para generar una presión atmosférica superficial de  $5 \times 10^4 \text{ Pa}$ ; sin embargo, la concentración de dichos gases en la atmósfera primitiva es desconocida; además, es necesario considerar que el Sol sólo poseía el 75% de su luminosidad actual [Mischna *et al.* 2012].

Como mencionamos en la sección 1.2, los primeros años de vida de Marte están caracterizados por una intensa actividad volcánica, que agregaba componentes a la atmósfera de Marte (amoníaco, metano y dióxido de azufre), lo que ayudó a producir un efecto invernadero intenso ( $>275$  K) [Barlow, 2008].

Los datos de misiones como *Viking* y *Pathfinder*, nos revelan evidencia de que el clima de Marte ha cambiado y los antiguos componentes de su atmósfera se han perdido. Uno de los principales objetivos de la *Mars Atmosphere and Volatile Evolution* (MAVEN), es entender y determinar los procesos de pérdida atmosférica de Marte, los cuales se pueden dividir en dos categorías: solares y planetarios. Dentro de los factores solares tenemos: la radiación ultravioleta extrema solar, la presión del viento solar, la intensidad y dirección del campo magnético interplanetario (CMI) y el flujo de partículas energéticas solares. Mientras los factores planetarios son: ubicación planetaria subsolar y el ciclo de polvo [Lillis *et al.* 2015]. En la Tabla 2.2 se describen los procesos de pérdida atmosférica.

**Tabla 2.2. Procesos de pérdida de la atmósfera de Marte [Lillis *et al.* 2015].**

<b>Factores Solares.</b>	<b>El escape de la atmósfera depende de:</b>
Radiación ultravioleta extrema solar.	Genera la ionización de los elementos neutros permite el escape de las partículas atmosféricas, por medio del viento solar.
Presión del viento solar.	Determina la localización de la frontera del plasma, exponiendo una fracción de la exosfera a la radiación solar.
Intensidad y dirección del CMI	Determina la geometría y topología del magnetismo marciano, para permitir la entrada de partículas energéticas que ionizan los elementos neutros.
Flujo de partículas energéticas solares.	Ioniza y calienta la atmósfera permitiendo un gran escape de elementos atmosféricos.
<b>Factores planetarios.</b>	<b>El escape de la atmósfera depende de:</b>
Distancia heliocéntrica y excentricidad.	La radiación ultravioleta extrema solar aumenta o disminuye inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre Marte y el Sol.
Ciclo del polvo.	Las tormentas de arena calientan la atmósfera ocasionando que se expanda, aumentando su altura y el escape de los iones atmosféricos.

Los científicos calculan que se ha perdido cerca del 95% de la atmósfera marciana, debido principalmente a la fotodisociación del CO. En este proceso, la energía incidente del fotón que no es utilizada en la disociación del enlace, se reparte entre los átomos de C y O como energía cinética. Lo anterior, conduce a la posibilidad de formar dos tipos de isótopos  $C^{12}$  y  $C^{13}$ . El  $C^{12}$  es susceptible a escapar hacia el espacio si la energía excedente es mayor a 2.6 eV. Por su parte, el  $C^{13}$  necesita de al menos 2.9 eV de energía excedente para escapar de la gravedad del planeta, por lo que este isótopo aumentó su concentración en la atmósfera marciana. El  $C^{13}$  forma carbonatos en presencia de agua

liquida (lagos, ríos, estanques) en la superficie del planeta rojo; que pueden quedar atrapados en los poros dentro de las rocas de la corteza superficial (lo que explicaría la alta concentración de  $C^{13}$  en el meteorito marciano ALH 84001) [Hu *et al.* 2015]. Cabe mencionar que la baja gravedad del planeta provoca que no pueda retener las partículas atmosféricas mas livianas (como el H). Por lo que la pérdida atmosférica de Marte ha sido provocada por un conjunto de procesos y no por uno sólo.

### **2.3. INTERACCIÓN DE LA ATMÓSFERA DE MARTE CON EL VIENTO SOLAR.**

La presencia o ausencia de un campo magnético planetario generado por un dínamo autosostenido, es un factor determinante de la interacción entre el viento solar y la parte superior de la atmósfera planetaria; y por lo tanto, de la magnitud de la tasa de pérdida de la atmósfera. Por ello, es importante conocer la historia del dínamo marciano, pues está ligada fuertemente con la pérdida de la atmósfera del planeta. Algunos modelos estiman que el dinamo de Marte inició hace  $\sim 3.8 \times 10^9$  y tuvo una duración de  $\sim 3 \times 10^8$  años [Lillis *et al.* 2015]. Para que un planeta terrestre (Mercurio, Venus, Tierra y Marte) pueda tener un dínamo, es necesario que posean un núcleo metálico rico en hierro, el cual debe ser al menos parcialmente líquido para producir un campo eléctrico variable en el tiempo que induzca el campo magnético [Barlow, 2008].

Cada cuerpo del sistema solar interacciona de forma diferente con el viento solar, dependiendo principalmente de la presencia de un campo magnético. La parte alta de la atmósfera marciana está a merced del viento solar, pues Marte carece de un campo magnético de escala global presente en planetas como la Tierra, Júpiter y Saturno. La ionosfera del lado día se expande y forma un obstáculo para el viento solar, disminuyendo su velocidad de supersónico a subsónico. Esta transición de velocidad del flujo produce un frente de choque y una magnetofunda, cuya forma y posición parecen ser independientes del ciclo solar; sin embargo, son muy variables y no suelen superar  $1 R_M$  (ver Tabla 1.1) desde la superficie [Lillis *et al.* 2015]. La interacción entre la atmósfera marciana y el viento solar es única. El CMI que se mueve con el viento solar, induce corrientes en lo alto de la ionosfera (Ley de Faraday), las cuales generan un campo magnético tangencial a la superficie con una configuración tipo “*piled-up and draped*”, lo que genera que el plasma se desvíe alrededor del planeta como se muestra en la Figura 2.8. Se forma una magnetocola inducida detrás del planeta que aproximadamente tiene una dirección hacia el Sol. Esta situación es similar a la que encontramos en Venus. En el HS (entre los 120

y 240° de longitud este) se encuentran regiones de la corteza con magnetismo remanente, que rotan junto con el planeta y modifican la interacción de la atmósfera marciana con el viento solar, alejándolo hasta una distancia de  $10^3$  km de la superficie de Marte [Lillis *et al.* 2015].

En la Figura 2.8 se observa que en el HS marciano se generan unas estructuras llamadas minimagnetosferas formadas por la magnetización remanente de la corteza (vestigios del antiguo dínamo marciano), y que protegen pequeñas zonas de la superficie del planeta rojo de partículas cargadas eléctricamente. El CMI puede conectarse con las regiones entre dos o más minimagnetosferas (conos) provocando auroras marcianas. La primera aurora marciana fue observada por la *Marss Express* de la ESA, aunque debido a la diferencia en componentes de las atmósferas de la Tierra y de Marte, las auroras marcianas son de luz ultravioleta y no verdes, rojas y azules como en nuestro planeta [Lilensten *et al.* 2015].

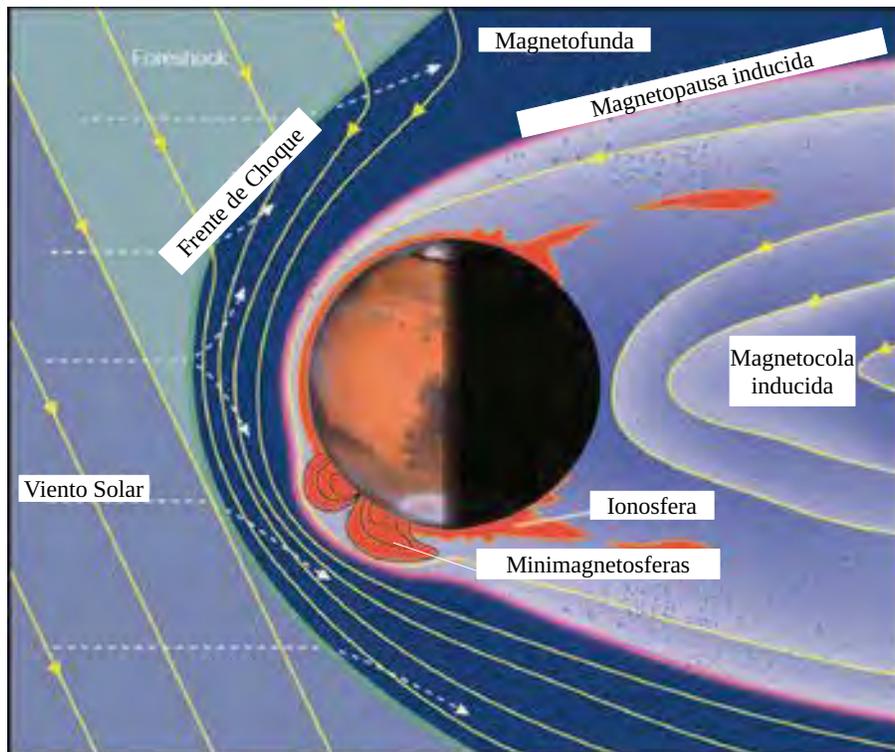


Figura 2.8. Interacción de Marte con el viento solar. Se observa la estructura del campo magnético de Marte y su interacción con el viento solar: el frente de choque, magnetofunda, magnetopausa, magnetocola, ionosfera y las minimagnetosferas [Imagen tomada de Lillis *et al.* 2015].

## **CAPÍTULO 3.**

### **METODOLOGÍA.**

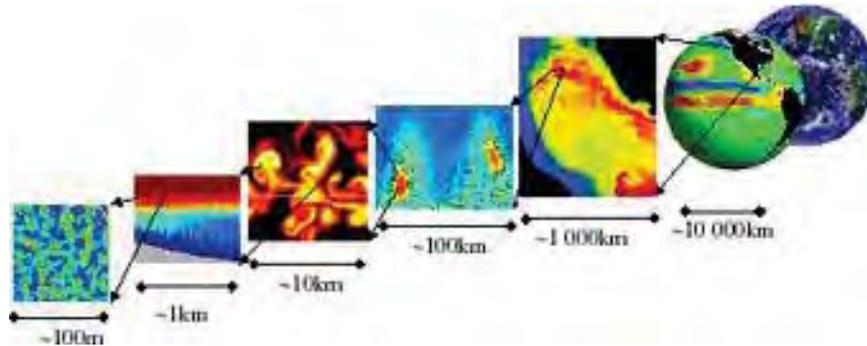
En el presente capítulo se describen las principales características del modelo de circulación general del Instituto Tecnológico de Massachusetts (MITgcm por sus siglas en inglés), así como los archivos y datos de entrada necesarios para tratar de representar las temperaturas atmosféricas de Marte.

#### **3.1. INTRODUCCIÓN.**

El MITgcm, es un modelo numérico diseñado para estudio de la atmósfera, océano y clima. Es un software libre y puede usarse para estudiar la circulación atmosférica, oceánica y la interacción entre ambas. Soporta un gran rango de parametrizaciones físicas y puede correr prácticamente en cualquier computadora. Posee un manual que se encuentra disponible en línea en formato html y PDF en el sitio <http://www.mitgcm.org/>, el cual contiene la información necesaria para descargar, instalar, compilar y correr el modelo, además está acompañado de algunos tutoriales que son de gran ayuda para comenzar a usar el MITgcm. Nos da una descripción clara de las ecuaciones básicas del modelo, de los algoritmos y la descripción del código que usa. Los ejemplos presentados abarcan tanto la circulación atmosférica como la oceánica. El manual es continuamente actualizado por sus creadores, con base en las modificaciones que ellos mismo realizan al software.

El núcleo del programa permite representar las condiciones atmosféricas y oceánicas. Su capacidad no hidrostática (resuelve la ecuación de movimiento vertical completa, lo que aumenta la cantidad de tiempo necesaria para ejecutar el modelo) hace que pueda ser usado para el estudio de procesos de diferente escala (ver Figura 3.1). Se utilizan técnicas de volumen finito para discretizar y manejar las irregularidades geométricas del terreno usando una malla ortogonal, curvilínea y suavizada, aunque también es capaz de utilizar un mallado común (latitud-longitud). Una de las características más importantes del modelo es que está diseñado para correr eficientemente en una gran variedad de plataformas computacionales: supercomputadores, conjunto de máquinas e incluso una computadora personal [Adcroft *et al.* 2015]. Cabe mencionar que el modelo se ha usado para reproducir las condiciones atmosféricas de otros cuerpos planetarios, tales como: Titán [Newman *et al.* 2011], Marte

[Liam *et al.* 2012], Plutón [Strobel *et al.* 1996] y de planetas extrasolares tipo Júpiter caliente [Fortney *et al.* 2010] y tipo Neptuno caliente [Lewis *et al.* 2010], demostrando ser bastante útil.



**Figura 3.1. Procesos Multiescala.** La imagen nos da un ejemplo de como MITgcm es capaz de correr modelos desde escala planetaria ( $\sim 1 \times 10^4$  km) hasta una escala local ( $\sim 100$  m) [Imagen tomada de Adcroft *et al.* 2015].

### 3.2. CARACTERÍSTICAS Y REQUERIMIENTOS.

Los requerimientos principales para usar el modelo es tener una PC cuyo sistema operativo sea Linux, un compilador FORTRAN 77 y un CVS (Sistema de Control de Versión) que permite mantener acceso a versiones anteriores de archivos, así como conservar un registro de los cambios realizados en los archivos y gestionar múltiples desarrolladores. Para descargar el programa, es necesario abrir la terminal y escribir los siguientes comandos:

```
% setenv CVSROOT :pserver:cvsanon@mitgcm.org:/u/gcmpack
% cvs login ( CVS password: cvsanon )
% cvs co -P MITgcm
```

El proceso no tarda más que algunos minutos, la descarga incluye los tutoriales mencionados anteriormente. El código y la documentación del modelo se encuentran bajo constante desarrollo y las características más importantes del software son:

1. Puede ser usado para estudiar la circulación atmosférica y oceánica.
2. Tiene una capacidad no hidrostática.
3. Soporta coordenadas curvilíneas ortogonales horizontales.
4. Soporta un gran número de parametrizaciones físicas.
5. Puede ser ejecutado en una computadora de escritorio común.

6. Proporciona las ecuaciones de conservación.
7. Usa coordenadas de presión en la atmósfera ( $r$ ) y coordenadas de profundidad en el océano ( $z$ ).

### 3.3. ALGORITMO.

En esta sección se habla del esquema matemático que se usa en el algoritmo del núcleo de MITgcm. El modelo está basado en un gran número de ecuaciones, por lo que sería muy confuso para el lector presentar el algoritmo tal como está escrito en el código, en lugar de eso, se describen las discretizaciones temporal y espacial que usa el modelo, así como las ecuaciones básicas que rigen la dinámica del software.

#### 3.3.1. PASO DE INTEGRACION.

Desde que se comenzó a desarrollar el modelo, se optó por utilizar el paso de integración Adams-Bashforth, pues aproxima las ecuaciones utilizando un polinomio dentro el intervalo  $t_n$  a  $t_{n+1}$ , lo que mejora la precisión del modelo; sin embargo, actualmente es posible usar otros esquemas de paso de integración. En la Figura 3.2 se observa el esquema del algoritmo Adams-Bashforth. Las variables están evaluadas en un nivel temporal  $n$  como función de estado (flecha punteada). La tendencia del nivel temporal anterior,  $n-1$ , es usada para extrapolar las tendencias a  $n+1/2$  (flecha de líneas rectas). Lo que permite a las variables ser integradas hacia adelante (de manera estable) para estimar el nivel temporal  $n + 1$  (flecha curvada). El operador  $L$  está formado por los términos temporales implícitos y se resuelve para reproducir las variables de estado en el nivel temporal  $n + 1$ .

La discretización espacial se obtiene utilizando el método de volumen finito. Esto equivale a un método de punto malla (método de diferencias centradas de segundo orden) en el interior del fluido. Esto permite intersectar las fronteras en una malla regular y así tener una representación precisa de su posición. El método de volumen finito intersecta las fronteras y realiza una interpolación no lineal utilizando la forma integral de las leyes de conservación. Las direcciones horizontal y vertical se tratan de manera diferente y por separado, debido la complejidad de las dinámicas atmosférica y oceánica.

#### 3.3.2. DINÁMICA DEL MODELO.

Las ecuaciones que describen la circulación atmosférica, utilizadas en cualquier modelo atmosférico, son las ecuaciones de conservación: momento (3.1), hidrostática (3.2), continuidad (3.3) y

energía termodinámica (3.4), que se describen a continuación:

$$\frac{D\mathbf{v}}{Dt} + f\hat{k} \times \mathbf{v} + \nabla_p \Phi = F_v \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = \frac{-1}{\rho} \quad (3.2)$$

$$\nabla_p \cdot \mathbf{v} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3.3)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = Q_\theta \quad (3.4)$$

En donde  $\mathbf{v}$  es el vector del viento horizontal, compuesto por el viento zonal y meridional;  $\omega$  es el viento vertical;  $\Phi$  el geopotencial (energía potencial gravitacional de una parcela de aire en virtud de su posición);  $\hat{k}$  es el vector unitario en la dirección vertical;  $\rho$  es la densidad  $\nabla_p$  el operador gradiente horizontal en un nivel de presión dado.

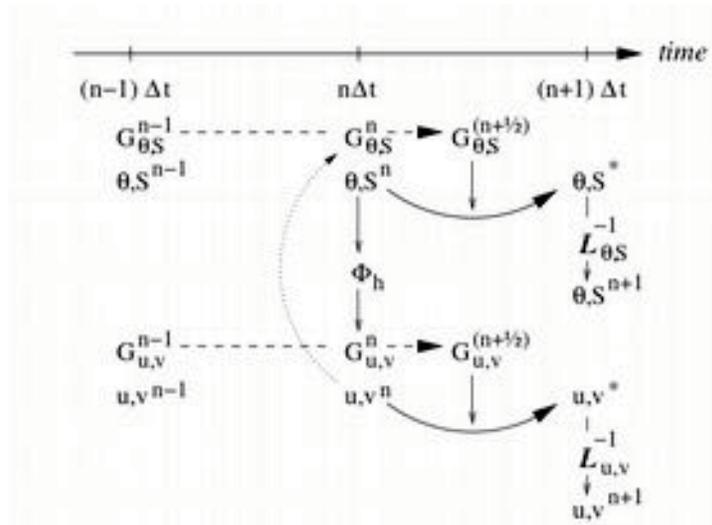


Figura 3.2. Esquema del paso de integración. El esquema nos muestra cómo es que el salto de tiempo se realiza. El vector  $G$  contiene todas las variables importantes.  $n$  es el nivel temporal actual,  $n+1$  es el salto de tiempo hacia delante y  $n-1$  es el salto de tiempo hacia atrás [Imagen tomada de Adcroft et al. 2015].

### 3.4. EL EXPERIMENTO HELD-SUÁREZ.

MITgcm se ha usado para modelar diversos fenómenos, desde la convección oceánica de algunos kilómetros hasta patrones atmosféricos de viento en escala global. El modelo cuenta con 12 tutoriales de diferentes experimentos, de los cuales sólo se describirá el experimento atmosférico de Held-Suárez para simular la dinámica atmosférica a escala global.

El experimento sigue la descripción de [Held-Suárez, 1994] el cual está diseñada para probar el

núcleo hidrodinámico atmosférico. Simula la circulación atmosférica planetaria usando el modelo con una orografía plana, no existen contrastes entre la tierra y el océano, pero se pueden poner en el algoritmo si así se desea. En particular, solo se consideran procesos de aire seco y los efectos de la radiación son representados por un enfriamiento newtoniano (tasa de pérdida de calor proporcional a la diferencia de temperatura del cuerpo con sus alrededores). Así este ejemplo no está enfocado a una atmósfera en particular.

El modelo MITgcm soporta cualquier malla curvilínea ortogonal siendo la esfera cúbica sólo un tipo de dichas mallas. Esta se obtiene de la proyección de una malla cúbica uniforme en una esfera. Cada una de las 6 caras tiene la misma resolución con  $32 \times 32$  puntos. La línea ecuatorial coincide con una línea de la malla y cruza justo en el medio de 4 de las 6 caras, dejando las otras dos para las regiones polares. Esta malla curvilínea requiere el uso de un intercambio de topología de segunda generación para conectar los bordes de las caras y de cada cuadro de la malla, sin alguna limitación en cuanto al número de procesadores se refiere [Adcroft *et al.* 2015].

Se utilizan coordenadas de presión ( $p^*$ ) con 20 niveles, para obtener una buena resolución de la atmósfera baja. Los niveles están igualmente espaciados  $\Delta p^* = 50 \times 10^2$  Pa, desde  $p^* = 10^5$  Pa en la superficie, hasta  $50 \times 10^2$  Pa cerca del tope de la atmósfera. No se consideran la viscosidad y la difusión. Se aplica un filtro Shapiro de orden 8 a las ecuaciones de momento y temperatura potencial para remover selectiva y eficientemente el ruido en la malla en pequeña escala sin afectar la estructura física del campo, se aplica al final del salto de tiempo [Adcroft *et al.* 2015]. En esta resolución, la configuración puede ser integrada hacia adelante para muchos años en un procesador simple de computadora de escritorio, sólo hay que tomar en cuenta que el tiempo de máquina dependerá de la capacidad de procesamiento de la misma.

### 3.4.1. LA FÍSICA DEL EXPERIMENTO.

#### 3.4.1.1. Forzamiento.

El modelo es forzado por relajación hacia un equilibrio radiativo de temperatura [Held-Suárez, 1994]. Se aplica un amortiguamiento tipo Rayleigh en la parte baja de la atmósfera que toma en cuenta la superficie de fricción y la disipación de momento en la capa límite. En conjunto esto produce los siguientes forzantes que se aplican al fluido:

$$\vec{F}_v = -k_v(p) \vec{v}_h \quad (3.5)$$

$$F_\theta = -k_\theta(\varphi, p) [\theta - \theta_{eq}(\varphi, p)] \quad (3.6)$$

donde  $F_v$ ,  $F_\theta$  son los términos forzantes en las ecuación de momento zonal y meridional y en la ecuación de temperatura potencial respectivamente. El término  $k_v$  en la ecuación 3.5 usa el amortiguamiento Rayleigh dentro de la capa límite planetaria. De manera que decae conforme la presión disminuye de acuerdo a

$$k_v = k_f \max[0, (p^*/P_s^0 - \sigma_b)/(1 - \sigma_b)] \quad \sigma_b = 0.7 \quad k_f = 1/86400 \text{ s}^{-1}$$

donde  $p^*$  es el nivel de presión de la celda centrada y  $P_s^0$  es la presión en la base de la columna atmosférica, la cual es constante y uniforme en ausencia de topografía, que en este ejemplo es  $10^5$  Pa.

La temperatura en equilibrio  $\theta_{eq}$  y la escala del tiempo de relajación  $k_\theta$  están definidas por las ecuaciones 3.7 y 3.8

$$\theta_{eq}(\varphi, p^*) = \max[200. K (P_s^0/p^*)^k, 315. K - \Delta T_y \sin^2(\varphi) - \Delta \theta_z \cos^2(\varphi) \log(p^*/P_s^0)] \quad (3.7)$$

$$k_\varphi(\varphi, p^*) = k_a + (k_s - k_a) \cos^4(\varphi) \max[0, (p^*/P_s^0 - \sigma_b)/(1 - \sigma_b)] \quad (3.8)$$

con:

$$\Delta T_y = 60. K \quad k_a = 1/(40.86400) \text{ s}^{-1} \quad \Delta \theta_z = 10. K \quad k_s = 1/(4.86400) \text{ s}^{-1}$$

La condiciones iniciales corresponden a un fluido uniforme y estaticado.

### 3.4.1.2. Descripción de la Configuración.

El modelo está configurado en forma no hidrostática, usando coordenadas  $p^*$  (presión). Se utiliza una malla tipo esfera-cubo  $32 \times 32$  que cubre toda la esfera con un espacio de malla relativamente uniforme. La resolución en el ecuador o a lo largo del meridiano de Greenwich es similar a la malla tradicional  $128 \times 64$  latitud-longitud, pero requiere 25% menos de puntos de malla. El espacio de la malla y la localización de los puntos en ella no son calculados por el modelo, son leídos de los archivos `grid_cs32.face00n.bin` (ver sección 3.4.2.2) [Adcroft et al. 2015].

Aplicando la discretización de vector invariante a las ecuaciones de conservación (3.1 a 3.4), y añadiendo el término forzante (3.5 y 3.6) en el lado derecho de la ecuación, nos lleva al conjunto de ecuaciones que son resueltas en el experimento descritas a continuación:

$$\frac{\partial \vec{v}_h}{\partial t} + (f + \zeta) \vec{k} \times \vec{v}_h + \nabla_p (KE) + \omega \frac{\partial \vec{v}_h}{\partial p} + \nabla_p \Phi' = -k_v \vec{v}_h \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} + \frac{\partial \Pi}{\partial p} \theta' = 0 \quad (3.10)$$

$$\nabla_p \cdot \vec{v}_h + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla_p \cdot (\theta \vec{v}_h) + \frac{\partial (\theta \omega)}{\partial p} = -k_\theta [\theta - \theta_{eq}] \quad (3.12)$$

donde  $\vec{v}_h$  y  $\omega = \nabla p / \nabla t$  son el vector horizontal de la velocidad y la velocidad vertical en coordenadas de presión respectivamente,  $\zeta$  es la vorticidad relativa y  $f$  el parámetro de Coriolis,  $k$  es el vector unitario vertical,  $KE$  es la energía cinética,  $\Phi$  es el geopotencial y  $\Pi$  la función Exner ( $\Pi = C_p (p/p_c)^k$  con  $p_c = 10^5$  Pa). Las variables marcadas con ' corresponden al medio perturbado [Adcroft et al. 2015].

La CFL (condición Courant–Friedrichs–Lewy) para una velocidad de flujo horizontal máxima de  $u = 90$  m/s, y con el menor salto espacial horizontal de malla posible ( $\Delta x = 1.1 \times 10^5$  m) está definida por la ecuación 3.13 y en el modelo está evaluado a 0.37, cerca del límite de estabilidad de 0.5.

$$CFL = \frac{u \Delta t}{\Delta x} < 0.5 \quad (3.13)$$

### 3.4.2. EL MODELO EN ACCIÓN.

Para poder correr el modelo, es necesario crear una herramienta usando la terminal y así poder compilar los archivos de entrada de MITgcm. Cada experimento del modelo debe contener al menos seis carpetas que se describen a continuación:

1. *Build*. En esta carpeta se crea la herramienta para compilar el modelo, así como el ejecutable.
2. *Code*. Alberga algunos archivos que se utilizan en la carpeta *Build* para poder correr el modelo, tales como los cambios en los parámetros físicos, el tamaño espacial y temporal, así como el salto de cada uno de ellos.
3. *Input*. Aquí se encuentran todos los datos y archivos de entrada.
4. *CVS*. Se encarga de unir el resto de las carpetas para que el experimento pueda correr.
5. *Run*. Una vez creado el ejecutable debe de agregarse a esta carpeta para poder correrlo.
6. *Results*. Aquí se genera el archivo de salida del modelo.

La configuración del modelo para este experimento reside bajo el directorio MITgcm/verification/tutorial\_held\_suarez\_cs dentro de la carpeta /MITgcm. Los archivos del experimento son:

- input/data
- input/data.pkg
- input/eedata

- input/data.shap
- code/packages.conf
- code/CPP\_OPTIONS.h
- code/SIZE.h
- code/DIAGNOSTICS\_SIZE.h
- code/apply\_forcing.F
- grid\_cs32.face001.bin
- grid\_cs32.face002.bin
- grid\_cs32.face003.bin
- grid\_cs32.face004.bin
- grid\_cs32.face005.bin
- grid\_cs32.face006.bin

Los archivos listados arriba, contienen las características y ajustes de los parámetros necesarios para este experimento, así como la malla. Abajo describimos el archivo input/data.

#### 3.4.2.1. Archivo *input/data*.

Este archivo está reproducido en el Anexo A, los parámetros principales para este experimento se describen a continuación:

- tRef=295.2, 295.5, 295.9, 296.3, 296.7, 297.1, 297.6, 298.1, 298.7, 299.3, ...

Establece los valores de referencia para la temperatura potencial (en Kelvin) en cada nivel del modelo. Las entradas están ordenadas conforme el nivel de presión: desde la superficie al tope.

- bouyancyRelation='ATMOSPHERIC'

Esta línea establece el tipo de fluido y de coordenada vertical que se usará, en este caso es aire con coordenadas de presión (p o p\*).

- eosType='IDEALG',

Selecciona la ecuación de estado de gas ideal.

- rotationPeriod=88650.,

Establece el periodo de rotación planetaria en segundos.

- Rhonil=0.02,

Establece la densidad del gas en la base de la atmósfera.

- `saltStepping=.FALSE.,`  
`momViscosity=.FALSE.,`  
No calcula el paso hacia delante de vapor de agua y no se calculan términos viscosos (condiciones de una atmósfera seca). Esto nos ahorra algo de tiempo de máquina.
- `staggerTimeStep=.TRUE.,`  
Selecciona que el paso de integración sea escalonado (sincrónico).
- `deltaT=150`  
Pone el salto de tiempo usado en el modelo a 150 s.
- `startTime=0.,`  
Establece el tiempo en segundos donde comienza el modelo. Un tiempo de inicio no-cero requiere leer el estado inicial de un archivo de recolección que por default, es llamado de acuerdo al número entero `nIter0=startTime/deltaT` que en este caso es 276480, dicho archivo se encuentra con el nombre `input/pickup.0000276480`. Sin embargo, para el experimento de la atmósfera marciana, el tiempo de inicio es `startTime=0`.
- `#nTimeSteps=69120.`  
Un entorno comentado para la longitud de simulación (en número del paso de tiempo) que corresponde a un año de simulación.
- `nTimeSteps=48`  
`monitorFreq=1`  
Establece la longitud de la simulación (en número de paso de tiempo) y la frecuencia (en segundos) para el monitor de salida respectivamente. Esta elección corresponde a una prueba de simulación corta.
- `#monitorFreq=43200.,`  
Una línea de salida comentada poniendo la frecuencia en segundos para el monitor de salida a 12 h. Esta frecuencia encaja mejor en una simulación de un año.
- `usingCurvilinearGrid=.TRUE.,`  
Establece el tipo de malla que se utilizará, curvilínea (esfera-cubo).
- `horizGridFile='grid_cs32',`  
Establece la raíz para el nombre del archivo de malla a "grid cs32". Los nombres del archivo de malla están derivados de la raíz, agregando un sufijo con la cara del número, por ejemplo (`grid_cs32.face001.bin`, `grid_cs32.face002.bin`, etc.).

- `radius_fromHorizGrid=3390.E3`,  
Establece la longitud del radio planetario en metros, desde la superficie.
- `delR=20*32`,  
`Ro_SeaLevel=64.E1`,  
La primera línea establece los incrementos en unidades de presión (Pa), a 20 niveles de igual espesor de 32 Pa cada uno. La segunda establece la referencia de presión a nivel del mar a 640 Pa. Esto define el origen (interface  $k = 1$ ) del eje vertical de presión, con una disminución de la presión conforme el índice del nivel aumenta.
- `#topoFile='topo.cs.bin'`  
Esta línea de salida comentada permite establecer el nombre del archivo de la orografía 2-D en metros, a 'topo.cs.bin'.

### 3.4.2.2. Otros Archivos.

Otros archivos relevantes para este experimento son

- `code/apply_forcing.F`
- `input/grid_cs32.face00[n].bin`, con  $n = 1, 2, 3, 4, 5, 6$

El archivo `code/apply_forcing.F` contiene 4 subrutinas que calculan los términos de forzamiento (Términos del lado derecho) en la ecuación de momento (3.1, *S/R EXTERNAL\_FORCING\_U* y *EXTERNAL\_FORCING\_V*) y en la ecuación de temperatura potencial (3.2, *S/R EXTERNAL\_FORCING\_T*). La subrutina forzante del vapor de agua (*S/R EXTERNAL\_FORCING\_S*) no se utiliza en este experimento.

Los archivos de malla `input/grid_cs32.face00[n].bin`, con  $n = 1, 2, 3, 4, 5, 6$ , son archivos binarios que contiene todas las longitudes, áreas y posiciones de cada punto de la malla de la esfera-cubo, con una fila por cara. Cada archivo contiene 18 arreglos 2-D (dimensiones 33×33).

## 3.5. MODELO ATMOSFÉRICO DE MARTE (NASA).

Como ya lo hemos dicho, la atmósfera de Marte tiene una densidad extremadamente baja, compuesta principalmente de CO<sub>2</sub>. La atmósfera es heterogénea y sus componentes físicos y químicos están cambiando constantemente en tiempo y espacio, lo que produce el clima en Marte.

El modelo atmosférico de Marte se desarrolló en la NASA tomando como base las mediciones de

la atmósfera marciana realizadas por el *Mars Global Surveyor* en abril de 1996, fecha en la cual el planeta rojo se encontraba en su perihelio. El modelo muestra que la temperatura disminuye linealmente con la altura, mientras que la presión lo hace exponencialmente. La ecuación 3.14 calcula la temperatura, mientras que la ecuación 3.15 permite calcular la presión atmosférica, tomando como base una presión superficial de 640 Pa. Con la ecuación 3.16 obtenemos la densidad de cada zona [IX].

$$T = 230 - (0.000998 \times h) \quad (3.14)$$

$$p = 0.640 \times e^{(-0.00009 \times h)} \quad (3.15)$$

$$r = p / [0.1921 \times (T + 273.1)] \quad (3.16)$$

donde  $T$  es la temperatura en K,  $p$  es la presión en kilo Pascales,  $h$  es la altitud en metros y  $r$  es la densidad. La ecuación 3.14 se deriva de la ecuación barotrópica (variación de la presión atmosférica con la altura). La ecuación 3.15 se obtiene mediante el gradiente adiabático seco (combinando la ecuación termodinámica, la ecuación de equilibrio hidrostático y la razón de los calores específicos). Por último, la ecuación 3.16 se deriva de la ecuación de estado.

Para obtener la temperatura de cada nivel de presión, necesitamos la altura en la cual se encuentra, para ello utilizamos la ecuación 3.15 de manera que:

$$h = \frac{\ln\left(\frac{p}{0.7}\right)}{-0.00009} \quad (3.17)$$

### 3.6. TEMPERATURA POTENCIAL DE LA ATMÓSFERA MARCIANA.

De manera general, la temperatura potencial definida con la letra griega  $\theta$ , es la temperatura que una parcela de aire seco con presión  $p$  y temperatura  $T$  tendría si se expandiera o comprimiera adiabáticamente (proceso reversible en el que la presión y el volumen son inversamente proporcionales, y no hay intercambio de calor con los alrededores) a una presión de valor estándar (640 Pa). De acuerdo a lo anterior, cada parcela de aire posee una temperatura potencial única. La ecuación 3.18 es la ecuación de la temperatura potencial [Houghton, 1977].

$$\theta = T \left( \frac{p_s}{p} \right)^k \quad (3.18)$$

donde  $\theta$  es la temperatura potencial,  $T$  la temperatura de la parcela de aire,  $p_s$  la presión estándar,  $p$  la presión de la parcela de aire,  $k$  la constante del aire seco, definida como:

$$k = \frac{C_p - C_v}{C_p} \quad C_p = \frac{9}{2}R = 37.41435 \quad C_v = \frac{7}{2}R = 29.10005 \quad (3.19)$$

siendo  $C_p$  la capacidad calorífica a presión constante,  $C_v$  la capacidad calorífica a volumen constante y  $R$  es la constante universal de los gases  $8.3143 \text{ J/K}\cdot\text{mol}$ . Recordemos que la atmósfera de Marte tiene muy poco vapor de  $\text{H}_2\text{O}$  y está compuesta principalmente por  $\text{CO}_2$ , es decir, un gas triatómico (ver tabla 2.1), de modo que  $C_p$  y  $C_v$  están definidas por la ecuación 3.19.

Para poder correr el modelo MITgcm fue necesario calcular la temperatura (ecuación 3.14), altura (ecuación 3.17) y temperatura potencial (ecuación 3.18) de cada uno de los 20 niveles de presión del experimento. Los resultados se encuentran en el Anexo C.

## **CAPÍTULO 4.**

### **RESULTADOS.**

Un modelo matemático de circulación general simula el sistema climático de un planeta, para ello resuelve las fórmulas dependientes del tiempo para predecir los cambios de variables como: humedad, dirección de los vientos, temperatura, etc., a lo largo del tiempo en cualquier parte de la atmósfera en tres dimensiones: latitud, longitud y altura/nivel de presión [Taylor, 2010]. Las ecuaciones matemáticas que rigen cualquier modelo de circulación general pueden ser separadas en dos partes principales:

- Código hidrodinámico. Calcula los movimientos atmosféricos de gran escala.
- Esquemas de parametrización. Incluye: calentamiento y enfriamiento radiativo por gases y polvo en la atmósfera, formación de nubes, topografía del suelo, etc.

En el presente trabajo sólo se consideró el código hidrodinámico pues, aunque agregar los esquemas de parametrización nos ayuda a obtener un resultado más apegado a la realidad, también implica realizar un experimento más complicado y requiere un mayor tiempo de desarrollo y ejecución. Por lo anterior, nuestro modelo presenta ciertas limitaciones espaciales y temporales que se discutirán en las siguientes secciones.

En este capítulo se darán a conocer los resultados obtenidos en el presente trabajo y del experimento [Held-Suárez, 1994], el cual se adaptó al caso marciano realizando algunas modificaciones a los parámetros principales: radio planetario, aceleración gravitacional, periodo de rotación planetaria, velocidad angular, presión atmosférica, densidad del gas en la base de la atmósfera y temperatura potencial.

#### **4.1. COMANDOS PARA CORRER EL MODELO.**

El proceso que se debe seguir para compilar y correr cada experimento en el modelo MITgcm es muy sencillo y el manual lo explica claramente. Para compilar cada experimento y crear el ejecutable, es necesario ubicarnos en el directorio `.../build/` (ver sección 3.4.2) y escribir los siguientes comandos:

- `% ../../tools/genmake2 -mods=../code/`
- `% make depend`
- `% make`

Los comandos anteriores se encargan de leer y compilar los archivos de entrada, además generan un archivo ejecutable (mitgcmuv) el cual debe ser llamado desde la terminal para que el modelo realice los cálculos correspondientes al ejemplo. Con los siguientes comandos moveremos el archivo ejecutable a la carpeta run, después nos posicionamos en la misma:

- `% mv mitgcmuv ../run/`
- `% cd ..`
- `% cd run`

Es necesario que el ejecutable y los archivos de entrada se encuentren en la misma carpeta, por lo que crearemos accesos directos de dichos archivos con el siguiente comando:

- `% ln -s ../input/* .`

Por último, con el siguiente comando ejecutamos el archivo mitgcmuv y guardamos los resultados en un archivo con extensión \*.txt, el cual es un reporte de la corrida del modelo.

- `% ./mitgcmuv > Held-Suarez.txt`

Cabe mencionar que en el directorio ../run/ se generan los archivos que contienen los resultados de la corrida, dichos archivos son los siguientes:

- U.0000nIter0. Componente zonal del campo de velocidad (m/s), si proviene del este es positiva.
- V.0000nIter0. Componente meridional de la velocidad (m/s), si proviene del norte es positiva.
- W.0000nIter0. Componente vertical de la velocidad (Pa/s), si proviene de arriba es positiva.
- T.0000nIter0. Temperatura potencial (K).
- S.0000nIter0. Concentración de vapor de agua (g/kg).
- Eta.0000nIter0. Anomalía de presión superficial (Pa).

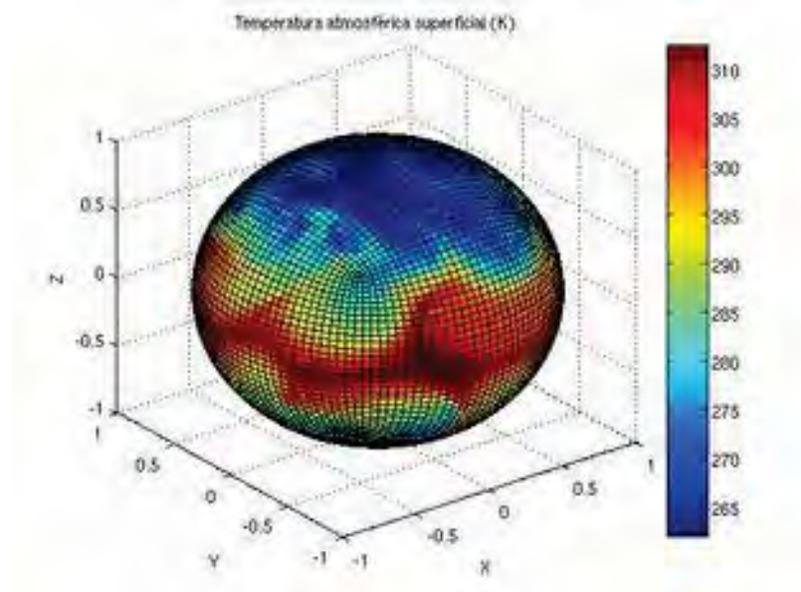
Recordemos que  $nIter0 = \text{starTime} / \text{deltaT}$ , y para el caso marciano es  $nIter0 = 0 / 150 = 0$  para la primera iteración. En las siguientes secciones se mostrarán los resultados obtenidos por el modelo en el nivel más superficial de la atmósfera.

## 4.2. HELD-SUÁREZ.

En esta corrida, el ejemplo Held-Suárez no fue modificado y se ejecutó para dos horas (valor por default), esto permitió corroborar el buen funcionamiento del modelo para el caso terrestre. Una vez obtenidos los resultados, se procedió a graficarlos utilizando un script de Matlab. Su código se

encuentra en los anexos B-1 (para graficar en forma de esfera cubo) y B-2 (para graficar en la proyección Mercator). En las Figuras 4.1 y 4.2, se observan gráficas de temperatura. La primera es una esfera-cubo y la segunda es la proyección mercator de la misma, mientras que la Figura 4.3 es una gráfica de las anomalías de presión superficial.

Las Figuras 4.1 y 4.2 son gráficas de la temperatura potencial del experimento Held-Suárez en el nivel más superficial de la atmósfera. Como era de esperarse, las zonas más cálidas (290-310 K) se concentran en las regiones tropicales y están representadas por los colores: rojo, naranja y amarillo. Mientras que en las zonas polares se presenta la menor temperatura (<275 K) indicada con las tonalidades del color azul. Por otro lado, en la Figura 4.3 se aprecia que las anomalías positivas de presión superficial se concentran en las regiones polares y en los límites con las zonas intertropicales (zonas rojas y naranjas), lo que impide la precipitación; en cambio, las anomalías negativas están presentes en la zona ecuatorial (color verde) y en latitudes medias (tonalidades de azul), lo que propicia el desarrollo de actividad convectiva, favoreciendo la precipitación en el planeta Tierra.



**4.1. Esfera-cubo Held-Suárez de la temperatura potencial.** Observamos una malla tipo esfera-cubo de la temperatura potencial del experimento Held-Suárez, las regiones azules son frías y las rojas son cálidas.

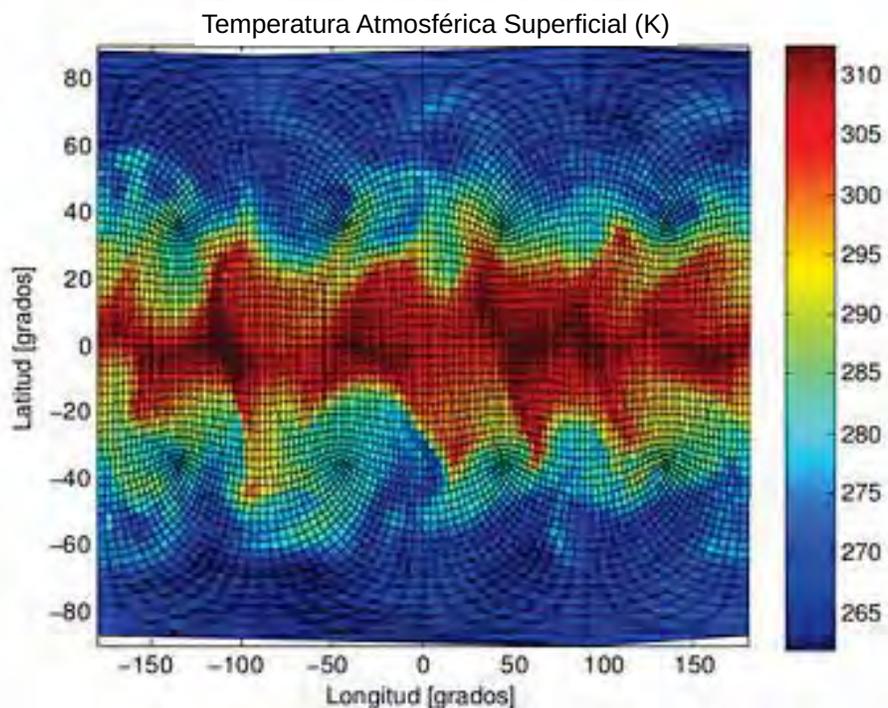


Figura 4.2. Proyección mercator del campo de temperaturas del experimento Held-Suárez. La figura simplemente, es una proyección mercator de la Figura 4.1. Las temperaturas están en Kelvin.

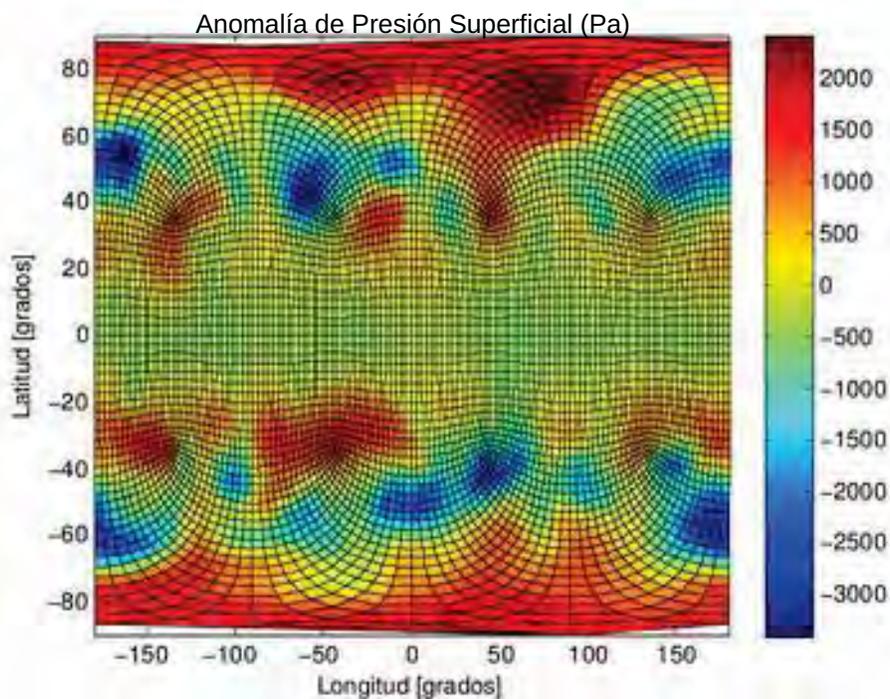


Figura 4.3. Anomalía de presión superficial del experimento Held-Suárez. La gráfica nos muestra la anomalía de presión superficial en Pascales, notamos que en las regiones polares dicha anomalía es positiva.

### 4.3. PARAMETROS BÁSICOS MODIFICADOS.

Después de correr el ejemplo Hel d-Suárez, se procedió a modificarlo para tratar de representar las condiciones climáticas de Marte. Primero fue necesario crear una nueva carpeta, la cual albergó todos los archivos de entrada del modelo. En dicha carpeta se crearon los directorios build, code, CVS, input, results y run, de los que se habló en la sección 3.4.2.1. Los primeros parámetros que se modificaron, fueron el radio planetario, la aceleración gravitacional, el periodo de rotación planetaria, la velocidad angular y la densidad atmosférica. El radio se cambió de  $6.37 \times 10^6$  m, a  $3.39 \times 10^6$  m, la aceleración gravitacional de  $9.81 \text{ m/s}^2$  a  $3.71 \text{ m/s}^2$ , el periodo de rotación de  $8.64 \times 10^4$  a  $8.86 \times 10^4$  segundos, la velocidad angular calculada de  $7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$  a  $7.08 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$ , mientras que la densidad atmosférica se modificó de  $9.99 \times 10^2 \text{ kg/m}^3$  a  $2 \times 10^{-2} \text{ kg/m}^3$  (ver Tabla 1.1).

Los resultados obtenidos se muestran en las Figuras 4.4 (Temperatura Potencial Superficial) y 4.5 (Anomalías de presión superficial). Podemos notar que no se obtuvo un cambio importante con respecto a las Figuras 4.2 y 4.3, debido a que el modelo parte de un archivo de entrada con los patrones de temperatura de la Tierras (las regiones cálidas se concentran cerca del Ecuador y conforme la latitud aumenta, la temperatura disminuye). De manera análoga, la gráfica de anomalía de presión de esta corrida (Figura 4.5), es prácticamente igual al del experimento anterior (Figura 4.3), donde las anomalías de presión superficial positivas se encuentran en las regiones polares, mientras que las anomalías negativas se observan en latitudes medias y cerca del Ecuador.

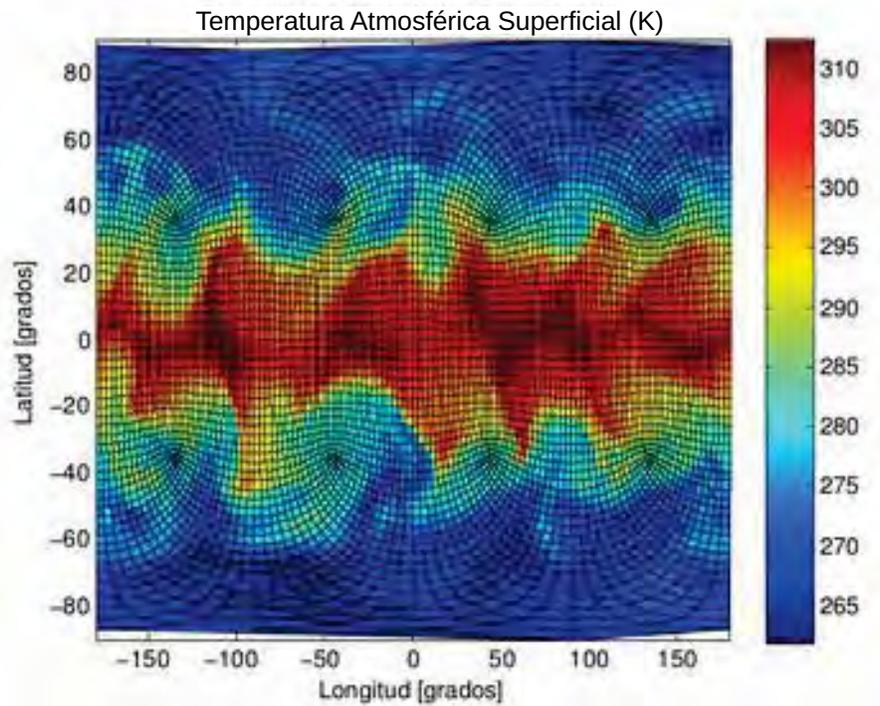


Figura 4.4. Temperatura potencial superficial de la primera corrida del caso marciano. En la gráfica se observa el campo de temperatura, no presenta diferencias notables con la Figura 4.2.

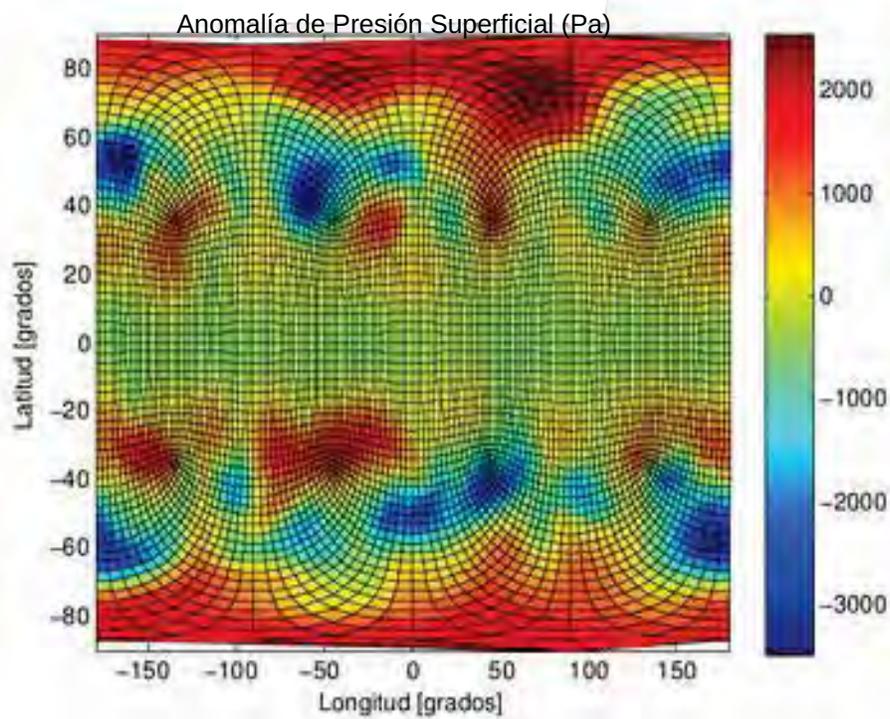


Figura 4.5. Anomalía de presión superficial de la primera corrida del caso marciano. Se aprecia que cerca del ecuador, la anomalía de presión es muy baja, mientras que en los polos se vuelve muy grande.

#### 4.4. PRESIÓN ATMOSFÉRICA.

Como se mencionó en el capítulo 2, la presión atmosférica en Marte es mucho menor que en la Tierra debido a su baja densidad, de manera que es necesario reducir la presión atmosférica superficial del modelo para ejemplificar las condiciones meteorológicas de Marte. En esta corrida se modificó la presión atmosférica de los 20 niveles, se consideró como presión atmosférica superficial 640 Pa, con un espesor de capa del  $R=32$  Pa. Al realizar lo anterior, el criterio de estabilidad Courant-Fredrichs-Lewy (CFL) es violado (ver la ecuación 3.13 de la sección 3.4.1.2), de manera que debemos disminuir  $\Delta t=450$  a  $\Delta t=150$  para no violar el criterio de estabilidad CFL, lo que nos lleva a correr el modelo con  $\text{starTime}=0$ , y así no se lee ningún archivo de inicio. A continuación se muestran las gráficas con los resultados obtenidos.

En la Figura 4.6 notamos que las regiones tropicales son las más cálidas, a diferencia de las zonas polares y latitudes altas; es decir, los patrones de temperaturas son bastante uniformes en latitud. Es importante notar que en esta corrida las temperaturas en todo el planeta sólo varían 1 K, además los patrones de temperatura obtenidos son bastante diferentes a lo observado en la Figura 4.4, probablemente se debe a que el modelo necesita de un mayor tiempo de ejecución para que se alcance un equilibrio en los patrones de temperatura, además no parte de un archivo con temperaturas previamente establecidas (a diferencia del experimento Held-Suárez). Con respecto a la Figura 4.7, observamos que las anomalías de presión son bastante bajas, del orden de  $10^{-5}$ . Las anomalías negativas se concentran cerca del Ecuador marciano y aumentan conforme la latitud lo hace. Lo anterior implica que en esta corrida las anomalías de presión superficial son inversamente proporcionales a las temperaturas superficiales. Esto es bastante lógico ya que al aumentar la temperatura, el gas se expande disminuyendo su densidad y por ende la presión atmosférica.

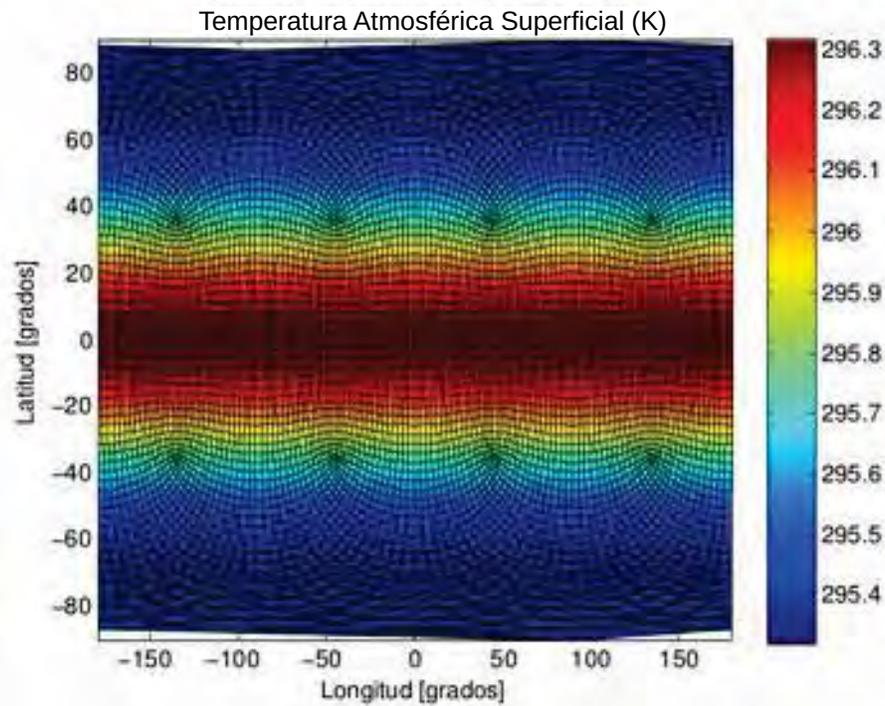


Figura 4.6. Temperatura potencial de la segunda corrida del caso marciano. En esta gráfica el cambio es claro, tanto en los patrones de temperatura como en el rango de las mismas, pues sólo varía 1 K.

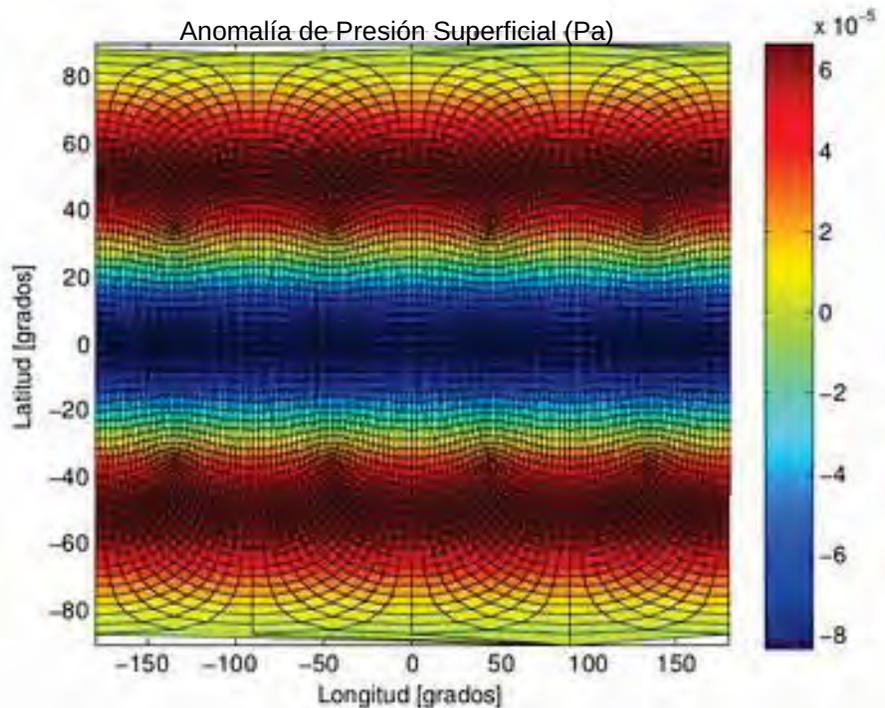


Figura 4.7. Anomalía de presión superficial de la segunda corrida del caso marciano. Ahora observamos que las anomalías de presión superficial son muy bajas, tanto las negativas como las positivas.

## 4.6. TEMPERATURA POTENCIAL.

Se procedió a cambiar la temperatura potencial del ejemplo Held-Suárez por la temperatura potencial de la atmósfera de Marte, las cuales se calcularon utilizando las ecuaciones 3.14 a la 3.19, cuyos resultados se encuentran en el Anexo C. A continuación se muestran las gráficas de los mismos.

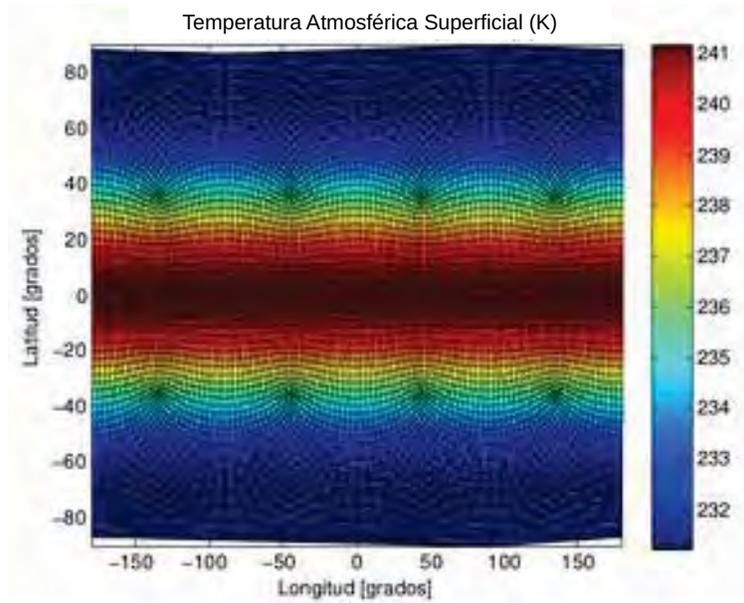


Figura 4.8. Temperatura potencial superficial de la corrida final del caso marciano. Aunque se observa un patrón similar al de la Figura 4.6, la temperatura obtenida tiene mayor similitud a la calculada por otros modelos (Figura 4.11).

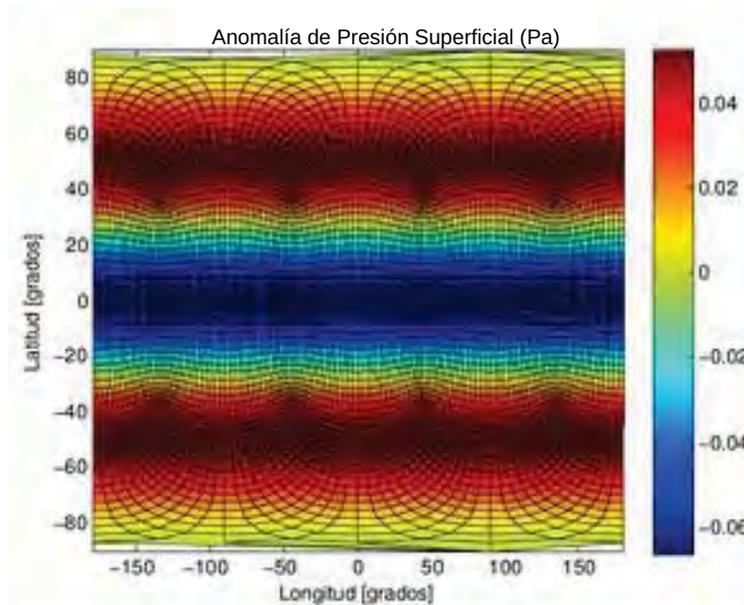


Figura 4.9. Anomalía de presión superficial de la corrida final del caso marciano. Se aprecia que las anomalías positivas de la presión se concentran en las regiones polares y altas latitudes, mientras que en las zonas tropicales las anomalías observadas son negativas.

La Figura 4.8 muestra la temperatura potencial superficial marciana, podemos observar que los patrones de temperatura se asemejan bastante a los observados en el planeta rojo cerca de los equinoccios planetarios (las altas temperaturas se concentran en la zona intertropical y disminuyen conforme aumenta la latitud), tal como se esperaba. Sin embargo, el gradiente de temperatura latitudinal es muy bajo. Por otro lado, en la Figura 4.9 las anomalías de presión superficial son mayores que las observadas en la Figura 4.7, aunque aún son muy bajas comparadas con las Figuras 4.3 y 4.5. Las anomalías negativas se concentran en latitudes bajas y aumentan con la latitud.

La Figura 4.10 es un perfil vertical de la temperatura atmosférica marciana, el código de Matlab usado se encuentra en el anexo B-3, el eje 'x' es la latitud (izquierda polo sur y derecha polo norte) y el eje 'y' es la presión atmosférica. Notamos que las altas temperaturas se concentran en la zona ecuatorial (-50° a 50°), así como en las capas más bajas de la atmósfera (por debajo de los 500 Pa de presión). Mientras que las bajas temperaturas las encontramos en lo alto de la atmósfera y en las zonas polares (extremos de la gráfica). En la Figura 4.11 se observan perfiles de temperatura atmosférica: las filas superiores son resultados del Ashima/MIT Mars GCM usando los esquemas de transferencia radiativa WBM (fila 1) y KDM (fila 2), la fila 3 es un modelo realizado con los datos obtenidos por el *Mars Climate Sounder* (MCS), mientras que la fila 4 es el modelo climático MarsWRF GCM. En la tabla 4.1 se presentan las principales características de cada modelo.

**Tabla 4.1. Principales características de los modelos marcianos de circulación atmosférica.**

<b>MODELO.</b>	<b>PARAMETROS FÍSICOS.</b>	<b>MALLA DEL MODELO.</b>
Ashima WBM	Transferencia radiativa, calor de superficie, mezcla vertical de la atmósfera, presencia de polvo y el ciclo del CO <sub>2</sub> . Considera la absorción y emisión de la radiación infrarroja realizada por el CO <sub>2</sub> .	Vertical: Coordenadas de presión y altura. Horizontal: Esfera-cubo, longitud-latitud.
Ashima KDM	Transferencia radiativa, calor de superficie, mezcla vertical de la atmósfera, presencia de polvo y el ciclo del CO <sub>2</sub> . Considera la absorción y emisión de la radiación solar e infrarroja realizada por los gases atmosféricos.	Vertical: Coordenadas de presión y altura. Horizontal: Esfera-cubo, longitud-latitud.
MCS	Datos de las observaciones de la sonda.	Vertical: Coordenadas de presión y altura. Horizontal: Esfera-cubo, longitud-latitud.
WRF	Transferencia radiativa, calor de superficie, mezcla vertical de la atmósfera, presencia de polvo y el ciclo del CO <sub>2</sub> .	Vertical: Coordenadas de presión y altura. Horizontal: longitud-latitud.

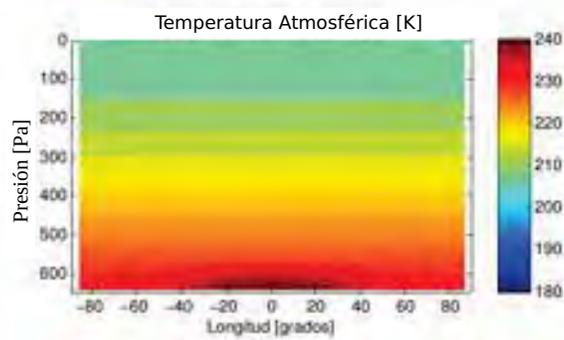


Figura 4.10. Perfil vertical de Temperatura Atmosférica. La gráfica es un perfil vertical de la temperatura atmosférica de Marte. Notamos que entre las latitudes -50 y 50 y por debajo de los 500 Pa de presión, se concentran las mayores temperaturas.

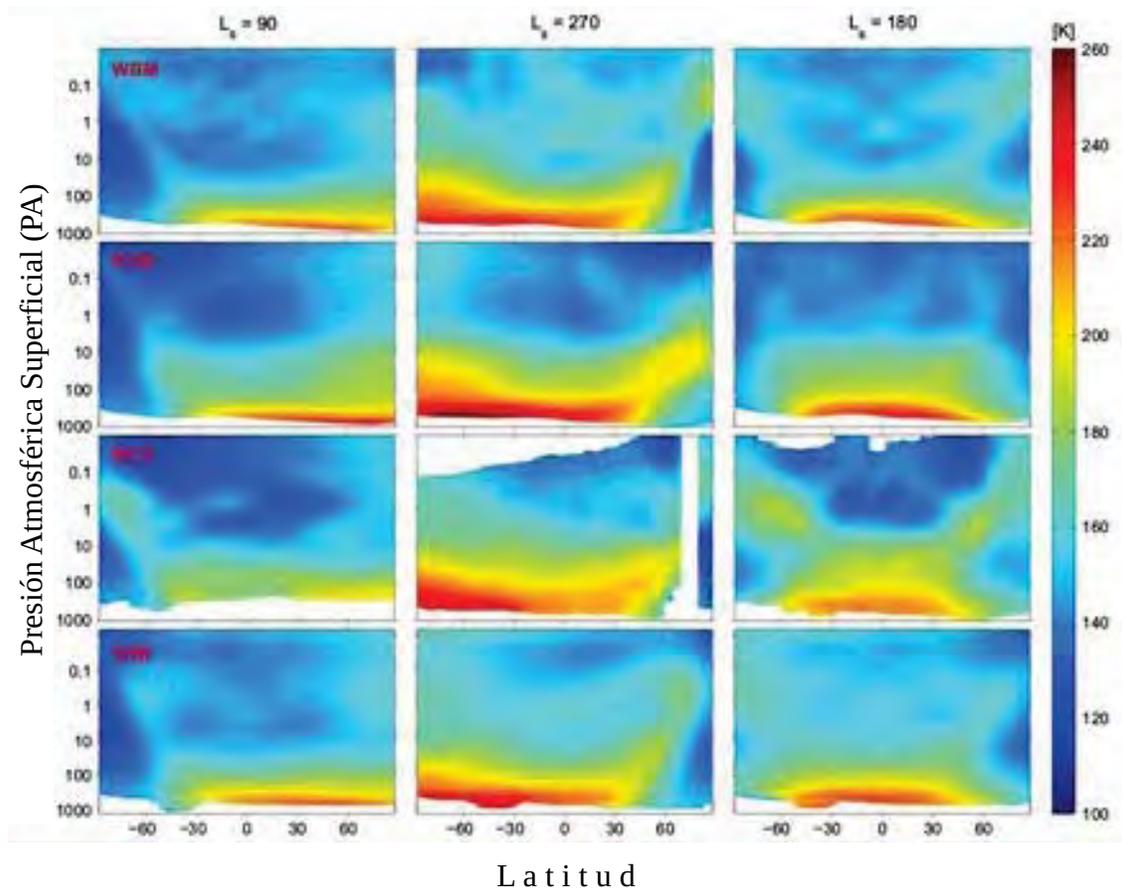


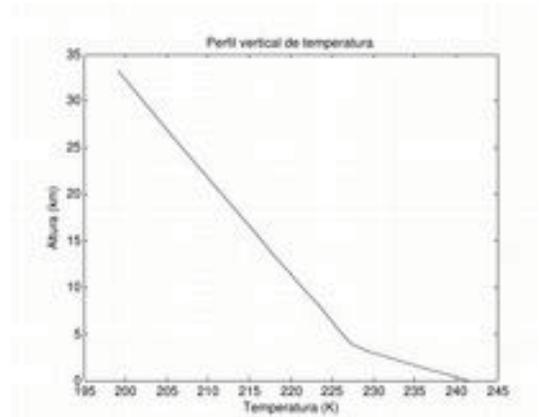
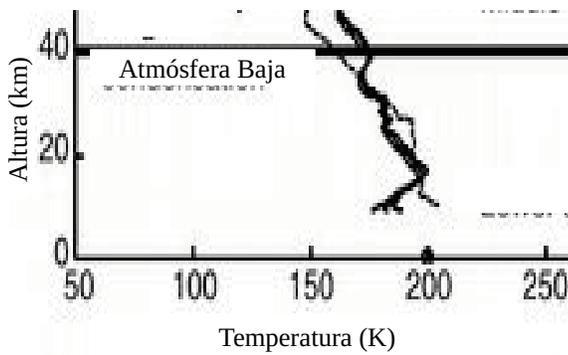
Figura 4.11. Modelo de las Temperaturas atmosféricas de Marte. Se observan las temperaturas de la atmósfera marciana en el solsticio de verano ( $L_s=90$ ), de invierno ( $L_s=270$ ), y equinoccio de otoño ( $L_s=180$ ) del HN [Imagen tomada de Lian *et al.* 2012].

La primera columna de la Figura 4.11 representa los patrones de temperaturas atmosféricas de Marte durante el verano del HN ( $L_s=90$ ), la segunda columna nos muestra las temperaturas durante el invierno del mismo hemisferio ( $L_s=270$ ), mientras que la tercera columna representa las temperaturas

durante el equinoccio de otoño del HN ( $L_S=180$ ). En la primera columna de la Figura 4.11 se observa que a pesar de ser verano en el HN, las temperaturas no son muy altas, a excepción de las zonas más profundas. La segunda columna de la Figura 4.11 nos muestra las temperaturas de Marte en el momento del perihelio planetario, notamos que las altas temperaturas del verano del HS abarcan gran parte del planeta, sobrepasan el Ecuador y llegan un poco más allá de la latitud  $30^\circ\text{N}$ , corroborando que el HS es el que regula el clima en Marte. La tercera columna de imágenes de la Figura 4.11 es la más importante, pues muestra la temperatura atmosférica media de Marte durante el equinoccio de otoño del HN, momento durante el cual, las condiciones atmosféricas son más uniformes.

Comparando las Figuras 4.10 y 4.11 corroboramos que el modelo ejecutado en el presente trabajo muestra patrones de temperatura similares a los obtenidos por otros modelos durante el equinoccio de otoño del HN; sin embargo, es fácil notar que los rangos de temperatura son diferentes en cada modelo. Entre los  $-50^\circ$  y los  $50^\circ$  de latitud de la Figura 4.10, se observa un rango de temperatura parecido al que obtuvo el Ashima/MIT Mars GCM en las mismas latitudes, utilizando el modelo de transferencia radiativa de distribución-K (KDM por sus siglas en inglés) en  $L_S=180$  de la Figura 4.11 (equinoccio de otoño HN). En la Figura 4.10 se observan temperaturas que van de los 233 K ( $\pm 45^\circ$ ) a 241 K (Ecuador), mientras que en la columna 3 de KDM de la Figura 4.13, las temperaturas oscilan entre  $\sim 230$  K ( $\pm 45^\circ$ ) y  $\sim 245$  K (Ecuador).

En la Figura 4.12 se observan dos perfiles de temperatura. En el primero se muestra la parte inferior de la Figura 2.2. El segundo corresponde al cambio de la temperatura con respecto a la altura y a la presión atmosférica respectivamente. Ambos se asemejan en su tendencia; sin embargo, el primero presenta un rango de temperaturas más frías que el segundo ( $\sim 20$  K), debido a que la sonda *Viking 1* descendió el 20 de Julio de 1976, cuando Marte se encontraba cerca del solsticio de verano del HN ( $L_S=96$ ) y nuestro modelo, representa las temperaturas de la atmósfera durante el equinoccio de otoño ( $L_S=180$ ). Lo anterior se esperaba debido a que durante los veranos del HN, las temperaturas no son muy altas ya que se encuentra en su punto más alejado al Sol.



**Figura 12. Perfil vertical de la temperatura marciana. El primer perfil muestra las mediciones del *Viking 1* al momento de su descenso, el segundo y tercer perfil se obtuvieron por los resultados del modelo.**

Aunque fue posible reproducir las temperaturas atmosféricas de Marte durante el equinoccio de otoño del HN utilizando sólo el código hidrodinámico del MITgcm, el modelo falla más allá de los 50° de latitud norte y sur, pues el gradiente de temperatura de las Figuras 4.8 y 4.10 no es lo suficientemente grande como el observado en la tercera columna de la Figura 4.11, es decir, nuestro modelo presenta una atmósfera más cálida. Cabe mencionar que el modelo se ejecutó por un periodo de 72 horas; sin embargo, los resultados obtenidos arrojaron temperaturas muy elevadas (cientos de K), por lo que dichos resultados no se muestran en el presente trabajo. Lo anterior demuestra que para tener un modelo más certero, es necesario considerar los esquemas de parametrizaciones tales como: intercambio de calor entre la superficie y la atmósfera, la presencia de polvo en la atmósfera, el cambio de la radiación de onda corta (solar) a lo largo del año marciano, el ciclo del CO<sub>2</sub> y la absorción y emisión de la radiación solar e infrarroja realizada por las partículas atmosféricas.

## CAPÍTULO 5.

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Sin lugar a dudas, Marte es un mundo insólito y fascinante; es uno de nuestros vecinos más cercanos y por ello objeto de gran interés. El estudio de Marte y los demás cuerpos celestes es una herramienta de gran ayuda para revelar algunos de los misterios que encierra nuestro propio planeta y el resto del universo.

La atmósfera de Marte está compuesta principalmente por  $\text{CO}_2$  y es tan delgada que la presión atmosférica superficial representa  $\sim 1\%$  de la registrada en la Tierra. A pesar de lo anterior, la atmósfera marciana muestra una gran dinámica, regulada principalmente por las estaciones climáticas del hemisferio sur (HS).

El modelo de circulación general del Instituto Tecnológico de Massachusetts (MITgcm por sus siglas en inglés) ha demostrado ser un software bastante confiable, es fácil de manejar y su uso está extendido en la comunidad científica. Los desarrolladores del modelo ofrecen asesorías a todo aquel que les envíe un correo, con el fin de despejar dudas y promover el uso del mismo. En el presente trabajo el modelo probó su eficacia y versatilidad.

Cada experimento del modelo arroja como resultado 6 parámetros importantes: componentes del campo de velocidad ( $U$ ,  $V$ ,  $W$ ), temperatura potencial ( $T$ ), vapor de agua ( $S$ ) y anomalía de presión superficial ( $\eta$ ); de igual manera, se genera un archivo \*.txt, el cual es un reporte de la corrida del modelo.

El experimento Held-Suárez es un ejemplo de la atmósfera de un planeta cualquiera, por default posee las características del planeta Tierra; sin embargo, es posible adaptarlo a cualquier atmósfera planetaria, razón por la cual se decidió tomarlo como base para tratar de representar las condiciones atmosféricas del planeta rojo. Para poder adaptar el experimento Held-Suárez al caso marciano, fue necesario cambiar 7 parámetros importantes: radio planetario, aceleración gravitacional, rotación planetaria, densidad atmosférica, velocidad angular, presión atmosférica y temperatura potencial. Los primeros cuatro parámetros se obtuvieron de libros, los últimos tres se calcularon. De acuerdo a la configuración del experimento, existen 20 niveles de presión atmosférica, tomando como base la presión superficial; en el caso marciano dicha presión es de 640 Pa, cada nivel tiene un espesor de 32 Pa. Esta configuración es de gran utilidad en las ciencias atmosféricas, pues el estudio de una atmósfera se basa en los niveles de presión ya que la altura de dichos niveles varía constantemente debido a la

expansión y compresión de las parcelas de aire. La temperatura potencial se calculó de manera convencional, usando como base las temperaturas obtenidas por el modelo atmosférico de Marte de la NASA.

En total se realizaron 3 corridas, sin incluir la del ejemplo Held-Suárez. Se observó que en la primera corrida del experimento no existe una diferencia apreciable en la temperatura potencial y en las anomalías de presión superficial, esto debido a que se ejecuta a partir del mismo archivo. Cabe mencionar que se optó por seguir el tiempo de ejecución establecido por el ejemplo Held-Suárez (2 horas) debido a que una corrida que abarque un año gasta un tiempo de máquina bastante grande, alrededor de 8 horas con el paso de tiempo de  $\Delta t=450s$ . Tomando en cuenta que para las últimas dos corridas (presión y temperatura)  $\Delta t=150s$ , el tiempo que le tomaría al programa realizar los cálculos del modelo sería muy grande.

Las últimas dos corridas: Presión y Temperatura, muestran un cambio considerable con respecto a los experimentos anteriores debido principalmente a que comienzan desde un tiempo cero, es decir, no toman valores de un archivo para comenzar a ejecutar el programa. Lo anterior provoca que las temperaturas sean más uniformes en todo el globo, siendo más cálidas cerca del Ecuador y disminuyendo conforme la latitud aumenta (Figuras 4.6 y 4.8). También se observa una anticorrelación entre la temperatura y las anomalías de presión (al menos cerca de la superficie), pues las anomalías negativas se concentran en las zonas con mayor temperatura (cerca del Ecuador); mientras que las regiones con anomalía positiva se concentran en latitudes medias y altas; lo cual es bastante obvio, debido a que las masas de aire con altas temperaturas se expanden, disminuyendo su densidad y por ende la presión atmosférica; caso contrario ocurre con las parcelas de aire frío, pues se comprimen aumentando la presión atmosférica. Cabe mencionar que en los casquetes polares dicha anticorrelación se pierde pues no se observa anomalía alguna (ni positiva ni negativa), quizá debido a que las temperaturas calculadas en los polos son demasiado altas.

Al comparar los resultados obtenidos con los resultados del Asima/MIT Mars GMC, se encontró que son similares a los de la corrida del esquema de parametrización de distribución-K (KDM) en  $L_s=180$  (fila 2, columna 3 de la Figura 4.11), es decir, durante el equinoccio de otoño del hemisferio norte (HN), cuando la formación de las tormentas de arena es muy rara. Los resultados de ambos experimentos son similares entre las latitudes  $-50^\circ$  y  $50^\circ$ . Las temperaturas de la Figura 4.11 oscilan entre  $\sim 230$  K y  $\sim 245$  K, mientras que las temperaturas de la Figura 4.10 tienen un rango de  $\sim 233$  K a  $\sim 241$  K. La diferencia entre ambos ejemplos es de unos cuantos grados, por lo que en el presente

trabajo se realizó una aproximación bastante buena y cercana a la realidad. Es importante decir que en las latitudes altas, el modelo se aleja de la realidad así como para presiones atmosféricas menores a 500 Pa, por lo que la predicción en esas regiones falla, pues sólo consideramos el código hidrodinámico, sin tomar en cuenta el esquema de parametrización, debido a la complejidad que eso conlleva.

Con base en lo mencionado anteriormente, es posible concluir que durante los equinoccios del planeta rojo, las temperaturas superficiales entre los 50° de latitud norte y sur, oscilan entre los 230 K y 245 K, es decir, durante la primavera y a comienzos del otoño del HN, las temperaturas más altas se concentran en el ecuador marciano, lo cual es muy diferente a lo observado durante el invierno y verano del HS. Como se mencionó en el Capítulo 2 y se observa en la segunda columna de la Figura 4.11, el verano del HS provoca que la temperatura se eleve a lo largo de casi todo el planeta, ocurriendo lo contrario durante el invierno del HS.

Cabe mencionar que el KDM considera la absorción de energía por parte de las moléculas atmosféricas y la convierte en movimiento traslacional, además considera un tratamiento de transferencia radiativa de los gases y aerosoles presentes en la atmósfera. Lo anterior, indica que con una configuración sencilla y utilizando únicamente el código hidrodinámico del MITgcm, es posible representar las temperaturas marcianas durante el equinoccio de otoño del HN (el equinoccio de verano presenta condiciones similares), al menos en la región más baja de la atmósfera (bajo los 500 Pa de presión) y en la zona tropical (-50° a 50° de latitud).

Es importante decir que las fallas del modelo se deben a que no se consideraron forzantes externos como la radiación solar, presencia de nubes, etc., mismos que se deben incluir al modelo en el archivo `fizhi_rayleigh.F`, el cual calcula el equilibrio radiativo de la atmósfera; sin embargo, no fue posible hacerlo debido a que dicho programa tiene anidados más archivos y programas dentro de los cuales se encuentran los forzantes externos y por cuestiones de tiempo no fue posible encontrar la raíz y modificar cada archivo. Por lo que es necesario seguir trabajando con el modelo para obtener mejores resultados e incluso ejecutarlo durante un año.

Por último, es necesario mencionar que el modelo desarrollado es una aplicación sencilla del experimento Held-Suárez, por lo que sirve como base para desarrollar un modelo más complejo de la atmósfera marciana. De igual manera, puede ser de gran ayuda para entender el funcionamiento y la versatilidad del MITgcm. Incluso podría ser usado como base para desarrollar modelos atmosféricos de otros planetas, modificando los mismos parámetros básicos que se cambiaron en el presente trabajo.

## ANEXO A.

### ARCHIVO DE ENTRADA DEL EXPERIMENTO *input/data*.

```
# =====
# | Model parameters |
# =====
# Continuous equation parameters
&PARM01
tRef=242.0, 244.2, 246.5, 249.0, 251.7, 254.6, 257.7, 261.1, 264.8, 268.9,
    271.3, 274.6, 278.4, 282.6, 287.5, 293.3, 300.4, 309.4, 322.0, 342.4,
sRef=20*0.0,
no_slip_sides=.FALSE.,
no_slip_bottom=.FALSE.,
buoyancyRelation='ATMOSPHERIC',
eosType='IDEALG',
rotationPeriod=88650.,
gravity=3.71,
omega=0.0000708763148,
implicitFreeSurface=.TRUE.,
exactConserv=.TRUE.,
nonlinFreeSurf=4,
select_rStar=2,
hFacInf=0.2,
hFacSup=2.0,
uniformLin_PhiSurf=.FALSE.,
#hFacMin=0.2,
saltStepping=.FALSE.,
momViscosity=.FALSE.,
vectorInvariantMomentum=.TRUE.,
staggerTimeStep=.TRUE.,
readBinaryPrec=64,
writeBinaryPrec=64,
# Elliptic solver parameters
&PARM02
cg2dMaxIters=200,
#cg2dTargetResidual=1.E-12,
cg2dTargetResWunit=1.E-17,
# Time stepping parameters
&PARM03
deltaT=150.,
#nIter0=829440,
startTime=0.,
#- run for 1 year (1773.iterations x 50.s = 1.day, 100*1773=177300):
#nTimeSteps=177300,
#forcing_In_AB=.FALSE.,
tracForcingOutAB=1,
```

---

```
abEps=0.1,  
pChkptFreq=31104000.,  
chkptFreq=2592000.,  
dumpFreq=2592000.,  
#monitorFreq=43200.,  
taveFreq=0.,  
#- to run a short test (2.h):  
nTimeSteps=128,  
monitorFreq=1.,  
# Gridding parameters  
&PARM04  
usingCurvilinearGrid=.TRUE.,  
horizGridFile='grid_cs32',  
radius_fromHorizGrid=3390.E3,  
delR=20*35,  
Ro_SeaLevel=7.E2,  
# Input datasets  
&PARM05  
#topoFile='topo.cs.bin',
```

---

## ANEXO B.

### CÓDIGO PARA GRAFICAR LOS RESULTADOS DEL MODELO.

#### B-1.

% Importante tener el archivos /MITgcm/utills/matlab/cs\_grid/tiles.m para correr plotcube. Las % siguientes líneas leen los archivos de las corridas del ejemplo. El programa debe estar en la % carpeta /run/, donde se encuentran los archivos.

```
clear all
xg=rdmds('XG');           % Coordenada 'X'.
yg=rdmds('YG');           % Coordenada 'Y'.
ps=rdmds('Eta.0000276496'); % Campo a graficar, en este caso temperatura.
```

% Los archivos generados por el programa tienen una dimensión de 192X32 sin embargo, para % realizar el mapa de temperatura, es necesario que las dimensiones sean 32X32X6, por lo que se % crean 3 matrices con dichas dimensiones rellenas de ceros.

```
XX=zeros(32,32,6);
YY=zeros(32,32,6);
C=zeros(32,32,6);
```

% En las siguientes líneas se sobrescriben las matrices creadas anteriormente, con los valores de % los dato leídos.

```
XX(1:32,1:32,1)=xg(1:32,1:32);
XX(1:32,1:32,2)=xg(33:64,1:32);
XX(1:32,1:32,3)=xg(65:96,1:32);
XX(1:32,1:32,4)=xg(97:128,1:32);
XX(1:32,1:32,5)=xg(129:160,1:32);
XX(1:32,1:32,6)=xg(161:192,1:32);
```

```
YY(1:32,1:32,1)=yg(1:32,1:32);
YY(1:32,1:32,2)=yg(33:64,1:32);
YY(1:32,1:32,3)=yg(65:96,1:32);
YY(1:32,1:32,4)=yg(97:128,1:32);
YY(1:32,1:32,5)=yg(129:160,1:32);
YY(1:32,1:32,6)=yg(161:192,1:32);
```

```
C(1:32,1:32,1)=ps(1:32,1:32,1);
C(1:32,1:32,2)=ps(33:64,1:32,1);
C(1:32,1:32,3)=ps(65:96,1:32,1);
C(1:32,1:32,4)=ps(97:128,1:32,1);
C(1:32,1:32,5)=ps(129:160,1:32,1);
C(1:32,1:32,6)=ps(161:192,1:32,1);
```

% El siguiente código se encuentra en el archivo /MITgcm/utills/matlab/cs\_grid/plotcube.m el cual % es una gráfica de la esfera-cubo en 3-D (X, Y) son las coordenadas y C es la escalar a graficar, la % cual está centrada. Las dimensiones deben ser N x N x 6 para los tres parámetros. El código fue % escrito por adcroft@mit.edu, 2001.

```
if max(max(max(YY))-min(min(min(YY))) < 3*pi
    X=tile(XX*180/pi,1:6);
    Y=tile(YY*180/pi,1:6);
else
    X=tile(XX,1:6);
    Y=tile(YY,1:6);
end
```

```

Q=tile(C,1:6);

% Se asume que las coordenadas de las esquinas de la malla del modelo, son proporcionadas.
if size(X,1)==size(Q,1)
X(end+1,:)=NaN;
X(:,end+1)=NaN;
X(end,:[1 3 5])=X(1,:[2 4 6]);
X(:,end,:[2 4 6])=X(:,1,:[3 5 1]);
X(:,end,:[1 3 5])=squeeze(X(1,end:-1:1,:[3 5 1]));
X(end,:[2 4 6])=squeeze(X(end:-1:1,1,:[4 6 2]));
X(1,end,:[1 3 5]) = X(1,1,1);
X(end,1,:[2 4 6]) = X(end,end,2);
Y(end+1,:)=NaN;
Y(:,end+1)=NaN;
Y(end,:[1 3 5])=Y(1,:[2 4 6]);
Y(:,end,:[2 4 6])=Y(:,1,:[3 5 1]);
Y(:,end,:[1 3 5])=squeeze(Y(1,end:-1:1,:[3 5 1]));
Y(end,:[2 4 6])=squeeze(Y(end:-1:1,1,:[4 6 2]));
Y(1,end,:[1 3 5]) = Y(end,end,1);
Y(end,1,:[2 4 6]) = Y(1,1,2);
end
[nx ny nt]=size(X);

z=sin(Y*pi/180);
x=cos(Y*pi/180).*cos(X*pi/180);
y=cos(Y*pi/180).*sin(X*pi/180);

surf(x(:,:,1),y(:,:,1),z(:,:,1),Q(:,:,1))
hold on
for j=2:6
surf(x(:,:,j),y(:,:,j),z(:,:,j),Q(:,:,j))
end
hold off
xlabel('X');
ylabel('Y');
zlabel('Z');
colorbar;
title('Anomalia de presion superficial (Pa)');

```

## B-2.

% Es importante que el programa /MITgcm/utills/matlab/longitude.m para correr merccube. Para  
% leer los datos, es necesario que el archivo /MITgcm/utills/matlab/rdmds.m se encuentre en la  
% carpeta /run. El siguiente código se encuentra en el archivo /MITgcm/utills/matlab/cs\_grid.m el  
% cual es la proyección mercator de la esfera-cubo, (x,y) son las coordenadas, c el la escalar  
% centrada a graficar. Todos los arreglos (x,y,c) deben tener las dimensiones NxNx6 o6NxN.  
% Escrito por adcroft@.mit.edu, 2004.

```

clear all
clc
XX=rdmds('XG');
YY=rdmds('YG');
T=rdmds('T.0000000048');
C=T(:,:,20);

if max(max(max(YY))-min(min(min(YY))) < 3*pi
X=XX*180/pi;

```

---

```

Y=YY*180/pi;
else
X=XX;
Y=YY;
end
Q=C;

if ndims(Q)==2 && size(Q,1)==6*size(Q,2)
[nx ny nt]=size(X);
X=permute( reshape(X,[nx/6 6 ny]),[1 3 2]);
Y=permute( reshape(Y,[nx/6 6 ny]),[1 3 2]);
Q=permute( reshape(Q,[nx/6 6 ny]),[1 3 2]);
elseif ndims(Q)==3 && size(Q,2)==6
X=permute( X,[1 3 2]);
Y=permute( Y,[1 3 2]);
Q=permute( Q,[1 3 2]);
elseif ndims(Q)==3 && size(Q,3)==6
[nx ny nt]=size(X);
else
size(XX)
size(YY)
size(C)
error('Dimensions should be 2 or 3 dimensions: NxNx6, 6NxN or Nx6xN');
end

if size(X,1)==size(Q,1)
X(end+1,:)=NaN;
X(:,end+1,:)=NaN;
X(end,:[1 3 5])=X(1,:[2 4 6]);
X(:,end,[2 4 6])=X(:,1,[3 5 1]);
X(:,end,[1 3 5])=squeeze(X(1,end:-1:1,[3 5 1]));
X(end,:[2 4 6])=squeeze(X(end:-1:1,1,[4 6 2]));
X(1,end,[1 3 5]) = X(1,1,1);
X(end,1,[2 4 6]) = X(end,end,2);
Y(end+1,:)=NaN;
Y(:,end+1,:)=NaN;
Y(end,:[1 3 5])=Y(1,:[2 4 6]);
Y(:,end,[2 4 6])=Y(:,1,[3 5 1]);
Y(:,end,[1 3 5])=squeeze(Y(1,end:-1:1,[3 5 1]));
Y(end,:[2 4 6])=squeeze(Y(end:-1:1,1,[4 6 2]));
Y(1,end,[1 3 5]) = Y(end,end,1);
Y(end,1,[2 4 6]) = Y(1,1,2);
end
[nx ny nt]=size(X);

Q(end+1,:)=NaN;
Q(:,end+1,:)=NaN;
Q(end,:[1 3 5])=Q(1,:[2 4 6]);
Q(:,end,[2 4 6])=Q(:,1,[3 5 1]);
Q(:,end,[1 3 5])=squeeze(Q(1,end:-1:1,[3 5 1]));
Q(end,:[2 4 6])=squeeze(Q(end:-1:1,1,[4 6 2]));

hnx=ceil(nx/2);
hny=ceil(ny/2);

```

---

```

for k=1:6;
i=1:hnx;
x=longitude(X(i,:),k);
pcolor(x,Y(i,:),k),Q(i,:),k)
axis([-180 180 -90 90])
hold on
if max(max(max(x)))>180
pcolor(x-360,Y(i,:),k),Q(i,:),k)
end
i=hnx:nx;
x=longitude(X(i,:),k);
pcolor(x,Y(i,:),k),Q(i,:),k)
if max(max(max(x)))>180
pcolor(x-360,Y(i,:),k),Q(i,:),k)
end
end
hold off
colorbar;
shading flat
title('Temperatura Atmosferica Superficial (K)');
xlabel({'Longitud [grados]'})
ylabel({'Latitud [grados]'})

```

### B-3

```

% Código que grafica el perfil vertical de temperatura que se compara con
% los realizados por Lian et al. 2012
clear all
clc
YY=rdmids('YG');           %Lee los datos de latitud
L1=YY(176,16:-1:1);       %Asigna los valores de latitud a la variable LAT
L2=YY(16,1:32);
L3=-YY(176,32:-1:17);
LAT(1:64)=[L1 L2 L3];
T=rdmids('T.0000000048'); %Lee los datos de temperatura
A=T(176,16:-1:1,:);       %Asigna los valores de latitud a la variable tetha
B=T(16,1:32,:);
C=T(176,32:-1:17,:);
theta(1:64,1:20)=[A B C];
%Declaración de constantes
P=[640:-32:32];
K=(37.3-29.7)/37.3;
Ps=640;
Temp=zeros(64,20);
%Calculo de las temperaturas atmosféricas
for jj=1:64
for kk=1:20
Temp(jj,kk)=theta(jj,kk)*(Ps/P(kk))^(K);
end
end
%Cambio de la presion de escala lineal a logarítmica.
d(:) = log10(P(:));
mn = min(d(:));
rng = max(d(:))-mn;
d(:) = 1+639*(d(:)-mn)/rng;
%Graficar resultados

```

---

```

pcolor(LAT,d,Temp')
axis([-90 90 0 650 0 1 200 250])
colorbar;
shading flat
title('Temperatura Atmosférica (K)');
xlabel({'Longitud [grados]'})
ylabel({'Presión [Pa]'})

```

## B-4

% Perfil de temperatura marciana. Se calculara usando las temperaturas potenciales.

```

clear all
clc
XX=rdmids('XG');
YY=rdmids('YG');
T=rdmids('T.0000000048');
C=T(16,1:32,:);
A=T(144,1:16,:);
B=T(176,1:16,:);
tetha(1:64,1:20)=[B(1,1:16,:) C(1,1:32,:) B(1,1:16,:)];
P=[640:-32:32];
K=(37.3-29.7)/37.3;
Ps=640;
Temp=zeros(64,20);
for jj=1:64
    for kk=1:20
        Temp(jj,kk)=tetha(jj,kk)*(Ps/P(kk))^(K);
    end
end
pt=Temp(32,:);
Alt=[0, 0.56, 1.17, 1.8, 2.47, 3.19, 3.96, 4.78, 5.67, 6.64, 7.7, 8.87, ...
    10.18, 11.66, 13.37, 15.4, 17.88, 21.07, 25.58, 33.28];
plot(pt, Alt)
title('Perfil vertical de temperatura')
xlabel({'Temperatura (K)'})
ylabel({'Altura (km)'})

```

## **ANEXO C.**

### **PARÁMETROS DE LA ATMÓSFERA MARCIANA.**

<b>Presión (Pa).</b>	<b>Altura (km).</b>	<b>Temperatura (K)</b>	<b>Temperatura Potencial (K)</b>	<b>Densidad (kg/m<sup>3</sup>)</b>
640	0	230	230	0.015843
608	0.569	229.43	231.84	0.015088
576	1.169	228.83	233.79	0.014331
544	1.803	228.19	235.88	0.013573
512	2.4176	227.52	238.10	0.012049
480	3.193	226.80	240.50	0.012049
448	3.959	226.04	243.08	0.011284
416	4.781	225.22	245.88	0.010516
384	5.670	224.33	248.94	0.009745
352	6.635	223.37	252.30	0.008972
320	7.693	222.31	256.03	0.008195
288	8.863	221.14	260.21	0.007414
256	10.170	219.83	264.96	0.006630
224	11.653	218.35	270.43	0.005840
192	13.364	216.64	276.88	0.005045
160	15.387	214.62	284.68	0.004244
128	17.864	212.15	294.48	0.003435
96	21.058	208.96	307.56	0.002615
64	25.558	204.46	326.87	0.001782
32	33.252	196.78	362.30	0.000925

## **ANEXO D. MISIONES A MARTE.**

### **CURIOSITY (NASA).**

Fue lanzado el 26 de Noviembre de 2011 y arribó al planeta rojo el 5 de Agosto de 2012. Tocó suelo marciano en el Cráter Gale con gran precisión. La misión estudió el ambiente y la geología del planeta y ha sido la nave de mayor masa que ha llegado a Marte. *Curiosity* taladró el suelo para obtener una muestra y analizarla, los resultados demostraron una fuerte evidencia de que en algún momento, Marte tuvo condiciones favorables para la vida, de igual manera, las evidencias geológicas y mineralógicas, dieron a conocer que el planeta llegó a tener agua en estado líquido sobre su superficie, dicha agua no era ni muy salada ni muy ácida. La misión contó con un gran número de instrumentos: de rayos X, brazos robóticos, espectrómetro de partículas alfa, cámara fotográfica, láser, detector de radiación, medición atmosférica y medición de albedo. En general, se demostró que es posible llevar a Marte misiones más grandes y pesadas de manera exitosa y se mejoró la habilidad para amartizar [Información tomada de [https://www.nasa.gov/mission\\_pages/msl/overview/index.html](https://www.nasa.gov/mission_pages/msl/overview/index.html)].

### **MARINER 4 (NASA).**

Fue la primera misión exitosa en sobrevolar Marte y transmitir imágenes cercanas del planeta. Fue lanzado el 28 de diciembre de 1964, y después de 7 meses y medio, llegó a las cercanías del planeta rojo el 14 de julio de 1965 a una distancia de  $9.9 \times 10^3$  km. La sonda tomó la primera imagen cercana de Marte, que consta de 200 pixeles, con una escala de pixe de 3 km/pixel. *Mariner 4* fotografió 22 imágenes de la superficie del planeta revelando una gran cantidad de cráteres. La nave fue diseñada con el objetivo de: realizar mediciones *in situ* del campo magnético marciano, viento solar, polvo y rayos cósmicos; tomar imágenes cercanas y detalladas de la superficie de Marte y adquirir experiencia respecto a las técnicas operativas y de ingeniería de la nave [Información tomada de <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/spacecraftDisplay.do?id=1964-077A>].

### **MARS ATMOSPHERE AND VOLATILE EVOLUTION (NASA).**

La misión *Mars Atmosphere and Volatile EvolucioN (MAVEN)* fue lanzada el 18 de noviembre de 2013, con el fin de explorar la parte alta de la atmósfera marciana, su ionosfera e interacción con el viento solar, y así determinar los mecanismos y la tasa de pérdidas atmosférica a lo largo del tiempo.

---

Posee instrumentos para medir las partículas atmosféricas, un sensor remoto y un espectrómetro de gas neutro y de masa de iones [Información tomada de <http://science.nasa.gov/missions/maven/>].

### **MARS EXPRESS (ESA).**

La *Mars Express* es la primera misión de la Agencia Espacial Europea (ESA por sus siglas en inglés) construida para explorar otro planeta. El orbitador sigue girando alrededor del planeta rojo después de una década en el espacio. Encontró la presencia de metano en la atmósfera y la ESA tiene planes para que realice más misiones por lo menos hasta el 2018 [Información tomada de <http://www.space.com/18206-mars-express.html>].

### **MARS GLOBAL SURVEYOR (NASA).**

La *Mars Global Surveyor (MGS)* fue enviada a Marte el 7 de noviembre de 1996. La misión orbita a Marte estudiando su superficie y atmósfera. Cada día toma imágenes del planeta lo que proporciona un registro constante y diario de las condiciones meteorológicas de Marte, como lo son las tormentas de arena. El magnetómetro del MGS demuestra que el planeta rojo no posee un campo magnético global pero ha localizado áreas con campo magnético local. Gracias a los datos obtenidos por la misión, ha sido posible crear perfiles verticales de temperatura y presión de la atmósfera, una visión 3-D de la superficie marciana y del proceso de erosión de los cráteres [Información tomada de <http://nasa.gov/programmissions/missions/past/globalsurveyor/>].

### **MARS RECONNAISSANCE ORBITER (NASA).**

La *Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)* se lanzó en 2005 para buscar evidencia de agua en la superficie marciana actualmente. Su objetivo es estudiar la historia acuática de Marte, para ello está equipada con: cámara con zoom para realizar un acercamiento extremo y tomar fotografías de la superficie marciana, un radar para determinar la estructura interna de las capas polares, un espectrómetro para realizar mapas de los componentes minerales de la superficie de Marte y el *Mars Climate Sounder (MCS)*, el cual está enfocado a observar la temperatura, humedad y contenido de polvo de la atmósfera marciana [Información tomada de <http://mars.nasa.gov/mro/mission/overview/>].

---

### **MARS ODYSSEY (NASA).**

Fue lanzado el 7 de abril de 2001 como parte del programa de exploración de Marte de la NASA. Es la primera nave en obtener la cantidad y distribución global de los elementos químicos y minerales de la superficie marciana. Por lo anterior, los científicos fueron capaces de descubrir grandes cantidades de hielo de H<sub>2</sub>O en las regiones polares del planeta rojo. Sus objetivos principales son: determinar la distribución de minerales, particularmente los que se forman en presencia de agua; determinar la presencia de 20 elementos químicos en la superficie de Marte como el H y estudiar el ambiente radiativo [Información tomada de <http://mars.jpl.nasa.gov/odyssey/mission/overview/>].

### **OPORTUNITY (NASA).**

*Opportunity* es un rover que arribo a Marte en enero de 2005 y aún sigue en operación después de 11 años; sin embargo, ha comenzado a presentar algunas fallas en su memoria. Posee una cámara panorámica y un espectrómetro de emisiones termales para buscar fuentes de calor. Tiene un robot gemelo llamado *Spirit*, ambos están equipados con un pequeño brazo con herramientas y una cámara para tomar imágenes microscópicas [Información tomada de <http://www.space.com/18289-opportunity-rover.html>].

### **PATHFINDER (NASA).**

*Mars Pathfinder* fue lanzada el 2 de Diciembre de 1996, llegando a la superficie de Marte, el 4 de Julio de 1997. Se diseño para demostrar la tecnología necesaria para generar un módulo de amarizaje autónomo, seguro y funcional. Además de lograr este objetivo, mando una gran cantidad de datos sin precedente y logró sobrevivir a su tiempo estimado de vida. Utilizó un método innovador para ingresar la atmósfera marciana, asistido por un paracaídas para ayudarlo a descender con menor velocidad, además de un enorme sistema de bolsas de aire para amortiguar el impacto sobre el suelo de Marte. El lugar de amarizaje fue el Valle Ares (zona oriental de los Valles Mariner) el cual, es una de las zonas más rocosas del planeta. Fue elegido por los científicos como lugar de descenso, debido a que creían que era una superficie relativamente segura y que contenía una gran variedad de rocas que pudieron haber sido depositadas durante una inundación. A lo largo de toda su vida, Pathfinder envió más de  $16.5 \times 10^3$  imágenes, así como los análisis de más de 15 experimentos químicos de las rocas y suelo del planeta, además de amplios datos de mediciones meteorológicas [Informacion tomada de [http://www.nasa.gov.mission\\_pages/mars-pathfinder/](http://www.nasa.gov.mission_pages/mars-pathfinder/)].

---

## VIKING 1 Y 2 (NASA).

La misión *Viking* estuvo compuesta por dos naves espaciales: *Viking 1*, lanzada el 20 de Agosto de 1975, y *Viking 2*, lanzada el 9 de Septiembre de 1976. Las naves fueron gemelas, construidas de igual manera y con los mismos instrumentos, tales como: instrumento biológico, espectrómetro de masa, espectrómetro de rayos X, instrumentos meteorológicos, cámara fotográfica, etc. El proyecto *Viking* fue la primera misión estadounidense en descender satisfactoriamente en la superficie marciana y enviar imágenes de la misma. Ambas naves tomaron más de 1400 imágenes antes de dejar de transmitir a la Tierra. Realizaron experimentos biológicos para buscar indicios de vida, revelando una actividad química en el suelo del planeta; sin embargo, no consiguieron una clara evidencia de la presencia de vida, al menos no en la parte más somera de la superficie de Marte. Los resultados de los experimentos realizados por los *Viking*, permitieron tener una mejor referencia para fechar las estructuras geológicas de Marte. En las imágenes que tomaron cuando estaban orbitando al planeta, se observan volcanes, llanuras de lava, cañones, áreas con cráteres, estructuras formadas por el viento y evidencia que sugiere la existencia (en algún momento de la vida de Marte) de agua superficial [Información tomada de <http://mars.nasa.gov/programmissions/missions/past/viking/>].

---

## REFERENCIAS.

### *LIBROS Y ARTÍCULOS.*

1. ADCROFT, A., Campin, J., Dutkiewicz, S., Evangelinos, C., Ferreira, D., Forget, G., Molod, A., (2015). ***“Massachusetts Institute of Technology General Circulation Model User Manual”***. Massachusetts Institute of Technology Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences.
  2. ANDREWS-HANNA, J. C., Zuber, M. T., Banerdt, B. (2008). ***“The Borealis basin and the origin of the martian crustal dichotomy”***. Nature, Vol. 453, 1212-1215.
  3. BARLOW, N. G. (2008). ***“Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere”***. Cambridge University Press.
  4. CARR, M. H. (2006) ***“The Surface of Mars”***. Cambridge University Press.
  5. CORDERO, G., Lara, A., Maravilla, D., Mendoza, B., Valdés, F., Velasco, V. (2013) ***“Introducción a la física espacial”***. Dirección General de Publicaciones y Fomento Editorial.
  6. FORGET, Francois. (2008) ***“Planet Mars Story of Another World”***. Praxis Publishing Ltd.
  7. FORTNEY, J., Shabram, M., Showman, A., Lian, Y. (2010) ***“Transmission Spectra of three-dimensional Hot Jupiter Model Atmospheres”***. The Astrophysical Journal, Vol. 709, 1396-1406.
  8. HELD, I., Suarez, M. (1994) ***“A Proposal for the Intercomparison of the Dynamical Cores of Atmospheric General Circulation Models”***. Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 75, No. 10, 1825-1830.
  9. HOLTON, James R. (2004) ***“An Introduction to Dynamic Meteorology”***. Elsevier Academic Press.
  10. HOUGHTON, John T. (1992) ***“Física de las Atmósferas Planetarias”***. Cambridge University Press.
  11. HU, Renyu, Kass, D., Ehlmann, B., Yung, Y. (2015) ***“Tracing the fate of carbon and the atmospheric evolution of Mars”***. Nature communications, doi: 10.1038/ncomms10003.
  12. IZIDORO, André, Haghhighipour, N., Winter, O., Tsuchida, M. (2014) ***“Terrestrial Planet Formation in a Protoplanetary Disk with a Local Mass Depletion: a Successful Scenario for the Formation of Mars”***. The Astrophysical Journal, 782:31.
  13. LEOVY, Conway B. (1991) ***“Exploration of the Atmosphere and Climate System of Mars”***. Cospar Colloquia Series, 2, 35-43.
-

14. LEWIS, N., Showman, A., Fortney, J., Marley, M. (2010) ***“Atmospheric Circulation of Eccentric Hot Neptune GJ436b”***. The Astrophysical Journal, Vol. 720, 344-356.
  15. LIAN, Yuan, Richardson, M. I. (2012) ***“The Ashima/MIT Mars GCM and argon in the martian atmosphere”***. Icarus, 218, 1043-1070.
  16. LILENSTEN, J., Bernard, D., Barthelemy, M., Gronoff, G., Wedlund, C., Opitz, A. (2015) ***“Prediction of blue, red and green aurorae at Mars”***. Planetary and Space Science, Vol 115, p. 48-56.
  17. LILLIS, R., Brain, D., Bougher, S., Leblan, F., Luchmann, J., Jakosky, B.,... Lin, R. (2015) ***“Characterizing Atmospheric Escape from Mars Today and Through Time, with MAVEN”***. Space Sci Rev 195:357-422, doi: 10.1007/s11214-015-0165-8.
  18. MISCHNA, M. A., Lee, C., Richardson, M. (2012) ***“Development of a fast, accurate radiative transfer model for the Martian atmosphere, past and present”***. Journal of Geophysical Research, 117, E10009, doi:10.1029/2012JE004110.
  19. NEWMAN, C., Liam, Y., Lee, C., Richardson, M. (2011) ***“Simulating Titan's Atmosphere Using the TitanWRF and Titan MITgcm General Circulation Models”***. American Geophysical Union, P32C-07.
  20. OJHA, L., Wilhelm, M., Murchie, S., McEwen, A., Wray, J., Hanley, J.,... Chojnacki, M. (2015) ***“Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars”***. Nature geoscience doi:10.1038/NNGEO2546.
  21. SATO, T. M., Fujiwara, H., Tkahashi, Y., Kasaba, Y., Formisano, V., Giuranna, M., Grassi, D. (2011) ***“Tidal variations in the Martian lower atmosphere inferred from Mars Express Planetary Fourier Spectrometer temperature data”***. Geophysical Research Letters, Vol. 38, L24205.
  22. SMITH, M. D. (2008) ***“Spacecraft Observations of the Martian Atmosphere”***. The annual Review of Earth and Planetary Sciences, doi:10.1146/annurev.earth.36.031207.124334.
  23. STROBEL, D., Zhu, X., Summers, M., Stevens, M., (1996) ***“On the Vertical Thermal Structure of Pluto's Atmosphere”***. Icarus, Vol. 120, 266-289.
  24. TAYLOR, F. W. (2010) ***“The Scientific Exploration of Mars”***. Cambridge University Press.
  25. TAYLOR, J. G. (2012) ***“How Much Water is Inside Mars?”***. Planetary Science Research Discoveries, Hawai'i Institute of Geophysics and Planetology.
-