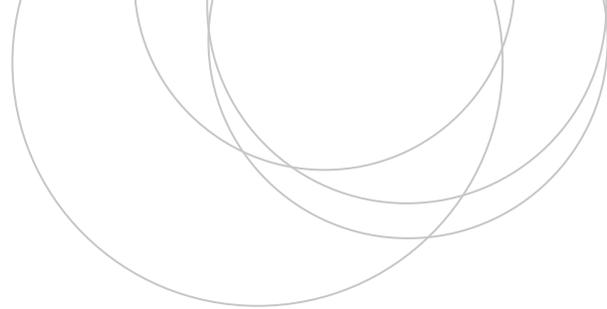




Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea

ZIENTZIA  
ETA TEKNOLOGIA  
FAKULTATEA  
FACULTAD  
DE CIENCIA  
Y TECNOLOGÍA



Gradu Amaierako Lana / Trabajo Fin de Grado  
Fisikako Gradua / Grado en Física

# Tormentas de polvo y convección seca en Marte

Egilea/Autor:  
Aitor Erkoreka Pérez

Zuzendariak/Directores:  
Agustín Sánchez Lavega  
Jon Sáenz Agirre

© 2021, Aitor Erkoreka

Leioa, 2021eko uztaila /Leioa, julio de 2021

# Índice general

<b>1</b>	<b>Introducción</b>	<b>1</b>
1.1	Ciencias planetarias . . . . .	1
1.2	Marte, el planeta rojo . . . . .	2
1.2.1	Características generales . . . . .	2
1.2.2	Atmósfera . . . . .	3
1.2.3	Tormentas de polvo . . . . .	4
1.3	Objetivos . . . . .	6
<b>2</b>	<b>Instrumentos y metodología</b>	<b>7</b>
2.1	Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) . . . . .	7
2.1.1	Mars Color Imager (MARCI) . . . . .	8
2.2	QGIS . . . . .	9
2.3	Métodos de medición . . . . .	10
2.4	Mars Climate Database (MCD) . . . . .	11
<b>3</b>	<b>Análisis de las imágenes</b>	<b>12</b>
3.1	Tormenta del 28 de mayo . . . . .	12
3.2	Tormenta del 29 de mayo . . . . .	18
3.3	Tormenta del 6 de junio . . . . .	22
3.4	Resumen y análisis ulterior . . . . .	26
<b>4</b>	<b>Convección en Marte</b>	<b>27</b>
4.1	Conceptos básicos . . . . .	27
4.2	Análisis preliminar . . . . .	28
4.3	Modelo unidimensional . . . . .	31
4.4	Simulaciones . . . . .	32
<b>5</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>36</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>37</b>

# Capítulo 1

## Introducción

### 1.1 Ciencias planetarias

Las ciencias planetarias son el conjunto de disciplinas dedicadas al estudio de los planetas, lunas y sistemas planetarios. A pesar de que su origen se remonte a las observaciones astronómicas de los antiguos griegos y, posteriormente, las de Galileo y sus sucesores, a día de hoy se trata de una rama extraordinariamente diversa e interdisciplinar. Naturalmente la astronomía es la ciencia central de esta rama, pero las ciencias atmosféricas o la geología planetaria son algunas de las subdisciplinas que convergen en su estudio.

Los planetas constituyen un campo de investigación fascinante y de tremenda riqueza. El avance tecnológico en el desarrollo de telescopios y misiones espaciales ha abierto un amplio abanico de posibilidades para la exploración científica. Es ahora cuando disponemos de los recursos suficientes para estudiar detalladamente las superficies y atmósferas de los planetas y lunas del sistema solar, así como su dinámica y su historia. Además, recientemente, el descubrimiento de exoplanetas (planetas que orbitan otras estrellas) ha ampliado sustancialmente este campo. A fecha de redacción de este trabajo, más de 4000 exoplanetas han sido catalogados<sup>1</sup>, y este número va en constante aumento. Estos avances han revelado la enorme variedad de planetas, en muchos casos muy diferentes a los de nuestro sistema solar, y es lo que constituye la “planetodiversidad” (Sánchez-Lavega, 2011). En este contexto, la Tierra no es más que un ejemplo particular de un auténtico zoo planetario.

Este trabajo se enmarca dentro de la astronomía planetaria del sistema solar y, en particular, dentro del campo de las atmósferas planetarias. La investigación en torno a las atmósferas planetarias es interesante desde varios puntos de vista. Por un lado, nos ayuda a avanzar en el conocimiento de la atmósfera de la Tierra, ya que los planetas constituyen auténticos laboratorios naturales donde estudiar nuestros modelos y teorías. Además, este conocimiento resulta cada vez más valioso, habida cuenta de que los efectos producidos por el cambio climático inducido por el ser humano son progresivamente más acusados. Por otro lado, entender las atmósferas de los planetas es también fundamental para desentrañar los misterios del pasado de nuestro sistema solar; es mucha la información que podemos extraer de su composición, estructura y evolución. Por último, es importante mencionar el campo emergente de la astrobiología. Saber si existe vida en otros mundos es posiblemente una de las preguntas más fundamentales del ser humano, y la ciencia está cada vez más cerca de dar una respuesta. Para ello, se han introducido

---

<sup>1</sup>The Extrasolar Planets Encyclopaedia. <http://exoplanet.eu>.

conceptos como la “zona de habitabilidad”, los cuales están íntimamente relacionados con la presencia o ausencia de una atmósfera y sus propiedades. Una de las grandes esperanzas para encontrar vida es Marte, planeta que estudiaremos en este trabajo.

## 1.2 Marte, el planeta rojo

Marte, el cuarto planeta en orden de distancia al Sol, es conocido desde la antigüedad y, a pesar de tener una larga historia de observaciones, constituye a día de hoy una de las prioridades de la investigación y exploración espacial. Este continuado interés en el planeta rojo, conocido así por su apariencia rojiza, posiblemente reside en la abundante evidencia en torno a la presencia de agua líquida superficial en un pasado remoto, lo cual quizá permitió la aparición de la vida. Esta curiosidad y fascinación por Marte también se ha visto reflejada en la literatura de ciencia ficción, y ha trascendido a la cultura popular. En este apartado se expone una descripción general del planeta y su atmósfera.

### 1.2.1 Características generales

Marte es un planeta telúrico<sup>2</sup> cuya orbita se encuentra entre la terrestre y la joviana. Su superficie está teñida de un característico color rojizo, fruto de la presencia de óxido de hierro, y tiene un gran número de cráteres de impacto que recuerdan a aquellos de la Luna. No obstante, Marte también posee extensos valles y desiertos similares a los de la Tierra, así como uno de los volcanes más grandes del sistema solar: el monte Olimpo (actualmente extinto). Destaca asimismo la tenue atmósfera marciana y la presencia de casquetes polares de CO<sub>2</sub> y, en menor medida, agua. Cuenta con dos lunas, Fobos y Deimos, de pequeño tamaño y forma irregular. En la Tabla 1.1 se puede ver un breve resumen de las características más reseñables de Marte.

	Marte	Tierra
Radio ecuatorial	3396 km	6378 km
Día solar	24.66 h	24.00 h
Año	687.00 días	365.25 días
Distancia media al Sol	227 936 637 km	149 597 891 km
Excentricidad orbital	0.0935	0.0167
Inclinación del eje de rotación	25.19°	23.44°
Gravedad	3.71 m/s <sup>2</sup>	9.80 m/s <sup>2</sup>

Tabla 1.1: Características generales de Marte en comparación con la Tierra. Fuente: adaptación de la Tabla 2.1 de Haberle et al. (2017) y Tabla 1.1 de Ordóñez-Etxeberria (2018).

Entre las citadas características, cabe destacar el menor tamaño en comparación con la Tierra, la similar duración del día (al día marciano se le llama *sol*), la similar inclinación del eje de rotación (aunque existe una mayor variabilidad en el caso de Marte), y su mayor excentricidad orbital.

También es importante mencionar la medida del tiempo en Marte. El sistema horario más utilizado es el Local True Solar Time (LTST o Lt), esto es, el tiempo solar verdadero.

<sup>2</sup>Planeta formado principalmente por silicatos y con una atmósfera secundaria.

Este sistema está relacionado con la posición del Sol en el cielo; el mediodía ocurre cuando el Sol se encuentra en su posición más alta. Por otro lado, la división del año marciano se realiza a partir de la longitud solar  $L_s$ , a saber, el ángulo que forma el planeta con el Sol desde un punto de origen situado en el equinoccio de primavera para el hemisferio norte ( $L_s = 0^\circ$ ). El inicio del resto de las estaciones en el hemisferio norte es  $L_s = 90^\circ$  para el verano,  $L_s = 180^\circ$  para el otoño y  $L_s = 270^\circ$  para el invierno. El afelio se da en  $L_s = 71^\circ$  y el perihelio en  $L_s = 251^\circ$ . Un esquema de esta división del año puede verse en la Figura 1.1. Por último, con el fin de comparar los años marcianos entre sí, se utiliza el sistema “Mars Year” (año marciano) y, por convenio, Mars Year 1 (MY 1) comenzó el 11 de abril de 1955, en  $L_s = 0^\circ$ .

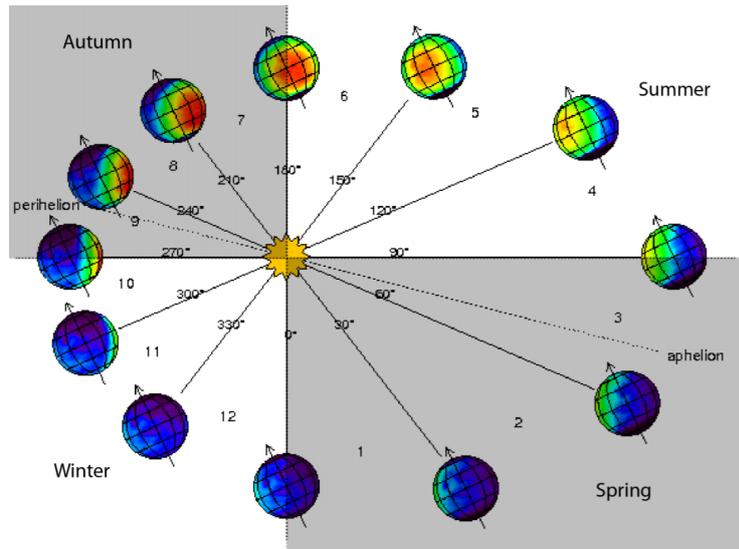


Figura 1.1: Esquema de la órbita de Marte en torno al Sol. Las estaciones se refieren al hemisferio norte. Fuente: Figura 1.3 de Ordóñez-Etxeberria (2018), adaptada de la versión original de Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), [http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars/time/solar\\_longitude.html](http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars/time/solar_longitude.html).

### 1.2.2 Atmósfera

En la Tabla 1.2 puede verse un breve resumen de algunas características de la atmósfera marciana. Una de las más importantes es la presión superficial media que, pese a ser muy variable en Marte, es 150 veces menor que en la Tierra. La atmósfera está principalmente compuesta por  $\text{CO}_2$ , aunque también posee trazas de otros gases.

La dinámica de la atmósfera de Marte está altamente condicionada por las diferencias de insolación entre distintas regiones del planeta; esto es debido a la inclinación de su eje de rotación mencionado anteriormente. Marte es un planeta rápidamente rotante y, al igual que en la Tierra, la fuerza de Coriolis y los gradientes de presión juegan un papel fundamental. No obstante, la ya mencionada baja presión atmosférica, unida a la también baja inercia térmica, hacen que la atmósfera esté fuertemente forzada por efectos radiativos. Estos efectos se agudizan con la presencia del polvo atmosférico, elemento ubicuo en Marte, que es capaz de modificar sustancialmente el comportamiento dinámico de la atmósfera. Así, si la Tierra es un planeta definido por su hidrometeorología (estrechamente ligada al agua), Marte está definido por su coniometeorología (estrechamente ligada al polvo), término derivado de *konios*, que significa *polvo* en griego

(Heavens et al., 2011). La distribución espacial del polvo es muy variable, y es producida por un ciclo regular anual y el desarrollo de tormentas de polvo. Las tormentas de polvo constituyen uno de los fenómenos meteorológicos más importantes de Marte y ocurren en distintas escalas, desde pequeñas tormentas locales hasta gigantescas tormentas globales que son capaces de cubrir todo el planeta y borrar todo detalle de su superficie. No obstante, en el siguiente apartado se dará una descripción más detallada de las tormentas de polvo, ya que son el principal objeto de estudio de este trabajo.

	Marte	Tierra
Composición (vol. %)		
CO <sub>2</sub>	0.960	0.00036
Ar	0.0193	0.00934
N <sub>2</sub>	0.0189	0.781
O <sub>2</sub>	0.00145	0.209
Peso molecular medio (g/mol)	43.6	29.0
Calor específico a 200 K (J/kg K)	735	1000
Presión en superficie (hPa)	6.3	1013
Temperatura de equilibrio (K)	210	256
Escala de alturas (atmósfera inferior) (km)	10.8	7.5

Tabla 1.2: Características generales de la atmósfera de Marte en comparación con la Tierra. Fuente: adaptación de la Tabla 2.2 y 2.3 de Haberle et al. (2017).

En Marte también se pueden observar nubes de agua y de CO<sub>2</sub>. Las nubes de agua se forman cerca del terreno en forma de niebla, principalmente sobre terrenos elevados, o de manera estacional a alturas entre 10 y 80 km (Sánchez-Lavega et al., 2018). Las nubes de CO<sub>2</sub>, mucho más escasas, se forman durante la noche polar y pueden alcanzar los 100 km de altura sobre la superficie, aunque también se pueden encontrar nubes tenues a latitudes más bajas si la altitud es lo suficientemente elevada como para que la baja temperatura permita la condensación del CO<sub>2</sub>.

### 1.2.3 Tormentas de polvo

Gierasch y Goody (1972) concluyeron por primera vez que el estado térmico de la atmósfera marciana es muy sensible a la cantidad y distribución del polvo en suspensión. Este polvo en suspensión absorbe y dispersa eficientemente la energía radiante en el visible, lo cual resulta en un calentamiento del mismo y de la atmósfera. En el infrarrojo, absorbe eficientemente en la banda de silicatos de 9  $\mu\text{m}$ , y localmente calienta o enfría la atmósfera en función de las condiciones ambientales. Estos efectos dan lugar a cambios en la distribución de masa, alterando los gradientes de presión y produciendo, así, vientos. Como consecuencia, la circulación atmosférica modificada afecta a la inyección de polvo adicional, así como su transporte y deposición.

Las partículas de polvo tienen un radio típico de  $\sim 1 - 2 \mu\text{m}$ , aunque también hay partículas de otros tamaños. Se han propuesto dos procesos principales mediante los cuales el polvo es levantado de la superficie marciana. El primero de ellos ocurre cuando el viento en superficie supera un valor umbral, levantando partículas de un tamaño superior a la media que recorren una corta distancia y, al caer nuevamente, impactan contra partículas menores y las inyectan a la atmósfera (véase la Figura 1.2); este proceso se conoce como saltación. La inyección directa de partículas de polvo también es posible

aunque menos probable, ya que se necesitan vientos mucho mayores. Para partículas de  $\sim 10 \mu\text{m} - 1 \text{ mm}$ , esta velocidad umbral es de  $\sim 2 - 5 \text{ m/s}$ , siendo mayor para partículas de menor tamaño (Sánchez-Lavega, 2011). En algunos artículos, este dato se da como “tensión del viento en superficie” (*surface wind stress* en inglés); una zona se considera activa en cuanto al levantamiento de polvo si esta tensión cortante es de  $\sim 0.01 - 0.06 \text{ Pa}$  (Ordóñez-Etxeberria et al., 2020). Otro proceso es el levantamiento por vórtices convectivos, el cual ocurre cuando los gradientes de presión en el vórtice, o la tensión del viento en superficie alrededor del vórtice, actúan para inyectar polvo a la atmósfera.

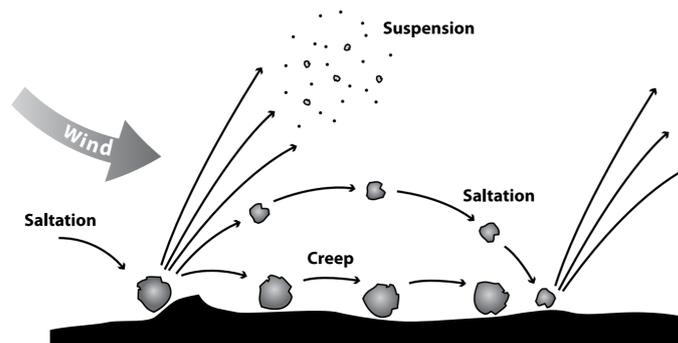


Figura 1.2: Esquema de algunos procesos de inyección de polvo en la atmósfera. Fuente: Presley y Tatarko (2019).

Tal y como se ha mencionado anteriormente, el polvo atmosférico está presente a lo largo de todo el año aunque con bastante variabilidad. La recurrencia general anual del polvo en función de la estación constituye el ciclo del polvo, el cual se caracteriza por niveles bajos durante la “estación no polvorienta” ( $L_s \sim 0 - 135^\circ$ ) y niveles más altos durante la “estación polvorienta” ( $L_s \sim 135 - 360^\circ$ ) (Haberle et al., 2017). Durante la estación no polvorienta (primavera y verano del hemisferio norte) la atmósfera presenta una baja opacidad a latitudes medias y bajas. Opacidades mayores pueden observarse a lo largo del borde del casquete estacional de  $\text{CO}_2$ , donde se observa un patrón recurrente de tormentas de polvo. Se piensa que los vientos producidos por grandes gradientes térmicos o por frentes que se mueven a lo largo del borde del casquete polar juegan un papel esencial en su desarrollo (James et al., 1999). Por otro lado, durante la estación polvorienta (otoño e invierno del hemisferio norte) se observa una mayor presencia de polvo en suspensión, así como tormentas de diverso tamaño. Es exclusivamente en esta época cuando se producen las tormentas de polvo globales, eventos dramáticos que cubren todo el planeta, generan opacidades altas en regiones extensas y aumentan significativamente la temperatura de la atmósfera media.

Las tormentas de polvo se han clasificado históricamente por tamaño como locales (eje largo  $< 2000 \text{ km}$ , área  $< 1.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ ), regionales (eje largo  $> 2000 \text{ km}$ , área  $> 1.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) y globales (Martin y Zurek, 1993). Las dos primeras son las más comunes, y algunas de ellas pueden llegar a observarse desde la Tierra con pequeños telescopios, como la que se muestra en la Figura 1.3. Tormentas de este tamaño son las que estudiaremos en el presente trabajo. Las tormentas presentan formas y patrones muy diversos, y sus morfologías nos proporcionan pistas acerca de los mecanismos físicos que las producen. Recientemente, la observación de unas tormentas de polvo particulares ha suscitado la curiosidad de la comunidad científica: las tormentas de polvo con textura. Estas tormentas presentan estructuras y patrones en su parte más alta, a diferencia de

otras en las que el polvo en suspensión se extiende de manera homogénea. De acuerdo con la clasificación de Kulowski et al. (2017), existen tres tipos de tormentas con textura (hemos optado por mantener sus nombres en inglés): *pebbled dust storms* (tormentas de polvo con guijarros), las cuales presentan una textura granular; *puffy dust storms* (tormentas de polvo infladas), en las cuales se observan estructuras infladas y algodonosas, similares a los cúmulos terrestres; y *plume-like dust storms* (tormentas de polvo con plumas), compuestas por varias plumas alargadas dispuestas paralelamente. A pesar de que se han propuesto diversas hipótesis en torno al origen de las texturas de estas curiosas tormentas, los procesos físicos que las producen siguen sin conocerse. En aquellas tormentas que presentan una textura granular, una posibilidad es que la convección juegue un papel en su desarrollo, idea que exploraremos en el presente trabajo.

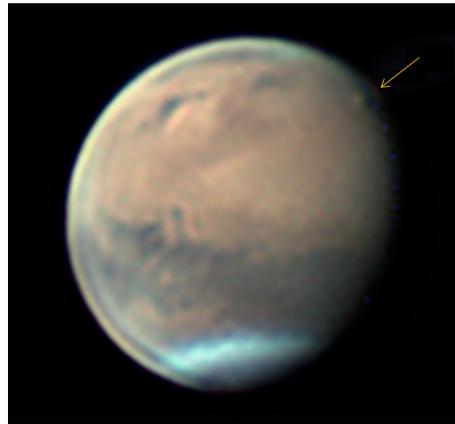


Figura 1.3: Imagen de Marte del astrónomo aficionado Clyde Foster en la que se puede apreciar una tormenta de polvo en la parte superior derecha. Esta tormenta se observó el 30 de abril de 2018. Fuente: <http://alpo-j.sakura.ne.jp/kk18/m180503z.htm>.

### 1.3 Objetivos

El objetivo fundamental de este trabajo es el estudio de fenómenos meteorológicos en la atmósfera de Marte. En particular, hemos analizado unas imágenes de tormentas de polvo con textura observadas cerca de la región polar norte durante la primavera de dicho hemisferio entre los meses de mayo y junio del 2019 (MY 35,  $L_s \sim 31 - 36^\circ$ ). Estas imágenes fueron adquiridas por el instrumento Mars Color Imager (MARCI) a bordo del orbitador Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). En el Capítulo 2 exponemos las características de estos instrumentos, así como la metodología empleada para analizar las imágenes. Después, en el Capítulo 3, presentamos algunos de los resultados de este análisis, centrándonos principalmente en la caracterización de la textura granular de las tormentas. Por otro lado, hemos realizado un análisis teórico para tratar de entender la física subyacente. En esta parte, correspondiente al Capítulo 4, investigamos si la convección juega algún papel en la formación de las estructuras observadas. Es importante recalcar que esta parte es de carácter completamente exploratorio. Finalmente, en el Capítulo 5 presentamos las conclusiones de esta investigación.

# Capítulo 2

## Instrumentos y metodología

### 2.1 Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)

MRO es una misión espacial de la NASA cuyo objetivo es estudiar la geología y el clima de Marte, así como proporcionar reconocimiento de futuros lugares de aterrizaje y transmitir información sobre las misiones en superficie. La nave espacial fue lanzada en agosto de 2005 y llegó a Marte en marzo de 2006. Ese mismo mes comenzó el proceso de aerofrenado<sup>1</sup> (véase la Figura 2.1), mediante el cual adquirió una órbita más circular y de periodo más corto. Tras finalizar las maniobras pertinentes y establecer su órbita definitiva, en noviembre de 2006 se dio comienzo a la “fase científica primaria”.



Figura 2.1: Representación artística de la maniobra de aerofrenado de MRO. Fuente: NASA/JPL/Corby Waste.

La sonda cuenta con varios instrumentos científicos. Entre ellos destacan la cámara HiRISE, capaz de obtener imágenes de la superficie de Marte con una precisión sin precedentes (hasta 0.3 m por píxel), y la cámara MARCI, de especial interés para este trabajo, ya que proporciona mapas meteorológicos globales útiles para trazar la variabilidad de los diversos fenómenos atmosféricos.

Los hitos científicos más relevantes de la misión incluyen el descubrimiento de hielo superficial en varios puntos de la geografía marciana, o la observación de *dust devils* (remolinos de polvo), cuya presencia en Marte se sospechaba desde la década de 1970.

---

<sup>1</sup>Técnica astronáutica que consiste en cambiar la órbita de una nave utilizando la atmósfera del planeta al que orbita.

La nave sigue operativa a día de hoy, habiendo sobrepasado holgadamente su tiempo de vida previsto inicialmente.

### 2.1.1 Mars Color Imager (MARCI)

MARCI (Figura 2.2) es una cámara gran angular ( $180^\circ$ ) de tipo CCD multiespectral a bordo de MRO diseñada para obtener imágenes de la superficie de Marte en siete bandas diferentes: cinco de ellas se encuentran dentro del rango de frecuencias comprendido entre el visible y el infrarrojo cercano (437, 546, 604, 653 y 718 nm), mientras que las otras dos pertenecen al rango ultravioleta (258 y 320 nm). El detector CCD es un Kodak KAI-1001 de  $1024 \times 1024$  píxeles que, pese a tener una sensibilidad relativamente baja comparado con otras opciones, puede ser usado eficazmente gracias a que la óptica de MARCI es lo suficientemente rápida.

El instrumento se caracteriza por su pequeño tamaño ( $9.2 \text{ cm} \times 7.2 \text{ cm} \times 14.0 \text{ cm}$ ), baja masa (481 g) y bajo consumo energético ( $< 5 \text{ W}$ ). La cámara fue fabricada y es operada por *Malin Space Science Systems (MSSS)*.

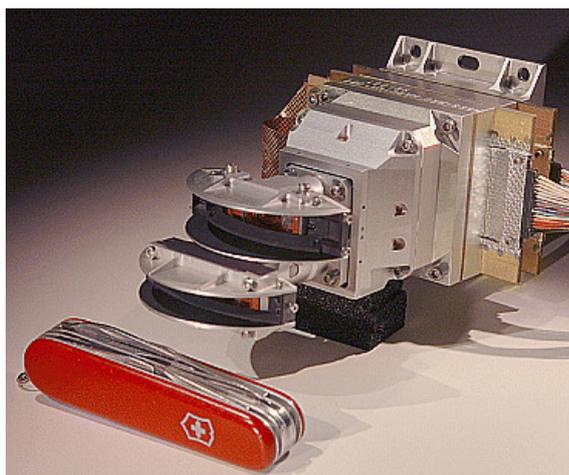


Figura 2.2: Ensamblaje de la cámara y la electrónica de MARCI. Navaja suiza para escala. Fuente: Bell III et al. (2009).

En cada órbita que MRO completa alrededor de Marte, MARCI obtiene 7 imágenes en las 7 diferentes longitudes de onda. Al cabo del día, MRO realiza en torno a 12 órbitas completas alrededor de Marte, lo cual proporciona un total de 84 imágenes diarias de eventos meteorológicos que hayan ocurrido en el planeta. MARCI usa las bandas visibles para observar fenómenos como tormentas de polvo o cambios en el casquete polar. Por otro lado, las observaciones en el ultravioleta sirven para detectar variaciones en el ozono, polvo o dióxido de carbono en la atmósfera.

El principal objetivo científico de la investigación de MARCI es extender las observaciones iniciadas por el instrumento Mars Orbiter Camera (MOC) a bordo de Mars Global Surveyor (MGS). Dichas observaciones incluyen fenómenos meteorológicos y climáticos, así como interacciones entre la superficie y la atmósfera a largo plazo.

## 2.2 QGIS

QGIS es un sistema de información geográfica de software libre y código abierto que permite analizar imágenes y realizar mediciones de manera sencilla. Una vez seleccionadas las imágenes de interés y tras haberlas procesado y proyectado usando el software ISIS de USGS<sup>2</sup>, se generan los archivos que posteriormente se abren con el programa QGIS para ser analizados. Cada imagen cuenta con los datos correspondientes a su captura (fecha de adquisición, longitud y latitud centrales, hora local, longitud solar, etc.), información imprescindible para caracterizar los eventos adecuadamente. La Figura 2.3 muestra una captura de pantalla del programa.

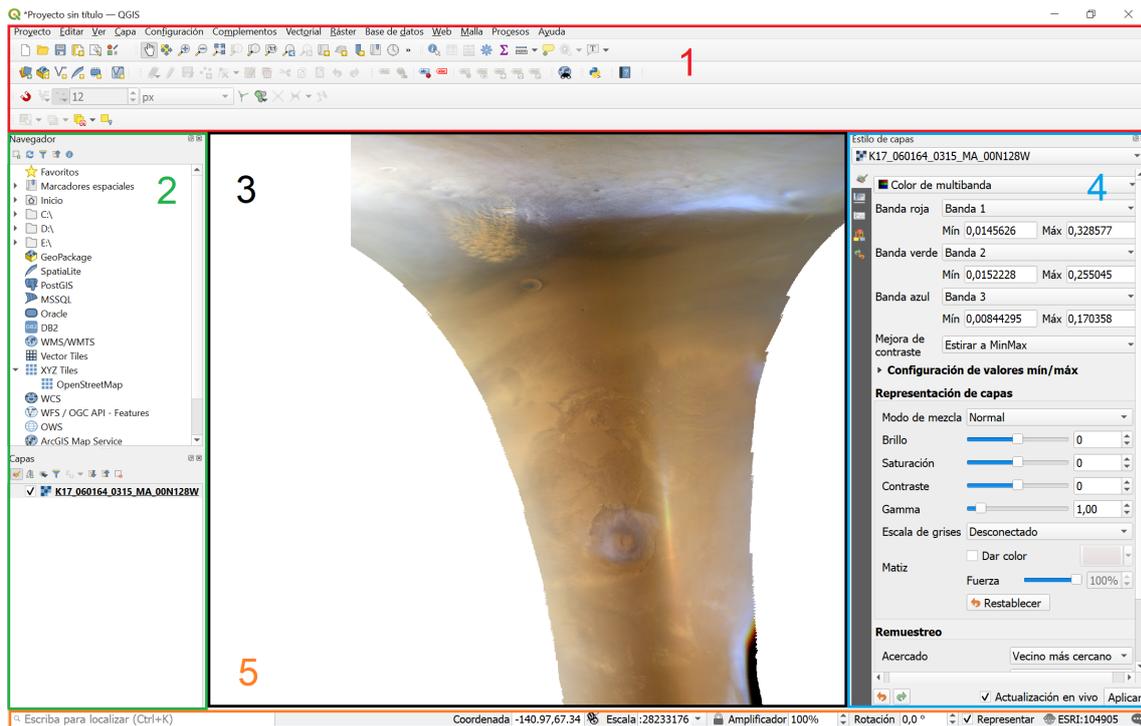


Figura 2.3: Captura de pantalla de QGIS en la que se muestra la interfaz gráfica de usuario. Esta ha sido dividida en rectángulos numerados para explicar sus funciones. Una imagen ha sido seleccionada como ejemplo.

En el rectángulo rojo marcado con el número 1 se encuentra la barra de herramientas. Es en esta parte donde podemos guardar el proyecto en el que estemos trabajando, examinar sus propiedades, exportarlo a diferentes formatos, así como añadir fuentes de datos o capas, editarlas, etc. Asimismo, habiendo seleccionado una capa determinada, podemos hacer zoom sobre ella, navegarla y hacer mediciones con la herramientas “Medir línea”, “Medir área”.

El rectángulo verde marcado con el número 2 muestra dos secciones. La parte superior es el “Navegador”, un árbol de recursos con el sistema de archivos local y otras fuentes de datos. La parte inferior muestra las capas abiertas en ese momento. En la figura solo se ve una capa (la imagen), pero se pueden añadir (y modificar) más en función de las necesidades del usuario. Por ejemplo, con el fin de resaltar algún rasgo o estructura observada en la imagen, se pueden añadir capas en las que dibujar puntos, líneas o polígonos, y asignarles nombres o números para identificarlos.

<sup>2</sup>ISIS. Integrated Software for Imagers and Spectrometers. <https://isis.astrogeology.usgs.gov/>.

El rectángulo negro marcado con el número 3 contiene la ventana de visualización. Esta ventana muestra las capas que han sido seleccionadas y permite navegarlas con facilidad.

El rectángulo azul marcado con el número 4 muestra las propiedades de la capa seleccionada. En este caso se trata de la propia imagen y, por lo tanto, podemos ver las bandas que contiene y ajustar algunos parámetros. Cada capa tiene sus propios parámetros ajustables.

Por último, el rectángulo naranja marcado con el número 5 contiene la barra de estado. Esta barra muestra información importante como las coordenadas geográficas: longitud y latitud respectivamente. Nótese que la longitud viene dada en °E (aunque lleva un signo menos en ese caso concreto). A su derecha se muestra la escala en la que se está visualizando la imagen. Finalmente, el código que aparece en el extremo derecho de la barra de estado (junto al bocadillo) representa el sistema de referencia de coordenadas seleccionado. El código que se muestra en pantalla corresponde al sistema GCS Mars 2000, el cual se ha empleado en todas las imágenes.

## 2.3 Métodos de medición

En este apartado se exponen los métodos de medición empleados para el análisis de las tormentas seleccionadas. En todas las tormentas se ha medido el área cubierta por la misma, y para ello se ha utilizado la herramienta “Medir área” mencionada en el apartado anterior. En aquellos casos en los que se han medido estructuras lineales de cualquier tipo, se ha utilizado la herramienta “Medir línea”. En algunos casos ha sido posible medir la velocidad de traslación de la tormenta. No obstante, como la evolución de una tormenta se observa en varias imágenes y estas no pueden superponerse para ser analizadas, no se puede usar la herramienta anterior para medir distancias y calcular velocidades. Para ello, hemos seguido otro procedimiento (Sánchez-Lavega et al., 2018). La separación angular entre dos puntos 1 y 2 en la superficie marciana viene dada por la siguiente expresión:

$$\sigma = \arccos(\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1)), \quad (2.1)$$

donde  $\varphi_1, \varphi_2$  son las latitudes y  $\lambda_1, \lambda_2$  las longitudes de los puntos 1 y 2 respectivamente. La distancia entre los puntos 1 y 2 es, por lo tanto

$$d = R_{Ma} \sigma, \quad (2.2)$$

donde  $R_{Ma} = 3389.5$  km es el radio medio de Marte. Si se seleccionan puntos característicos en cada imagen de una tormenta concreta, su velocidad puede ser determinada dividiendo la distancia entre el tiempo transcurrido entre las capturas. Además, la velocidad puede ser descompuesta en dos componentes:  $u$  (dirección oeste-este o zonal) y  $v$  (dirección sur-norte o meridional).

En apartados anteriores se ha comentado que algunas tormentas de polvo con textura presentan una textura granular, es decir, compuesta por granos o celdas (*cells* en inglés). Estas estructuras son de gran interés y su caracterización es de vital importancia para dilucidar los procesos físicos que las producen. En este trabajo se ha supuesto que cada celda tiene forma elipsoidal, y se ha medido su longitud ( $l$ ) y anchura ( $w$ , del inglés *width*); esto es, su eje mayor ( $2a$ ) y menor ( $2b$ ), respectivamente. Su área se puede expresar como

$$A = \pi ab = \frac{\pi l w}{4}. \quad (2.3)$$

Con la longitud y anchura de cada celda, se puede definir un número que denominaremos factor de anisotropía, o simplemente anisotropía, que expresa el ratio entre estas dos medidas, a saber,  $l/w$ . Esta es otra cantidad importante para la correcta y completa caracterización de las celdas.

## 2.4 Mars Climate Database (MCD)

MCD es una de las herramientas que se ha usado para realizar el análisis teórico de las tormentas de polvo. Se trata de una base de datos desarrollada por Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) que proporciona mapas y gráficos meteorológicos basados en simulaciones numéricas de modelos de circulación general de la atmósfera marciana, y validadas usando los datos observacionales disponibles. Las posibilidades en cuanto a la obtención de datos atmosféricos son enormes, ya que es posible restringir la región o el punto de estudio en función de las necesidades del usuario, y especificar la fecha (tanto terrestre como marciana) y las variables a mostrar por la aplicación.

El objetivo de usar MCD es establecer una comparación entre los fenómenos meteorológicos observados y las predicciones dadas por la propia aplicación, abriendo así la posibilidad de dilucidar los procesos físicos que intervienen en la atmósfera de Marte. Ejemplos de variables que se han obtenido en este trabajo son la temperatura, presión, velocidad del viento, etc.

# Capítulo 3

## Análisis de las imágenes

### 3.1 Tormenta del 28 de mayo

Esta primera tormenta fue capturada el 28 de mayo ( $L_s = 31.45^\circ$ ,  $L_t = 12.67$  h). Tal y como se observa en la Figura 3.1, esta se encuentra en el borde del casquete polar, estando el cráter Milankovic al sur como referencia. Además, más allá de la tormenta, podemos ver una zona de nubes opacas y brillantes en dirección este ( $\sim 240^\circ E$ ).

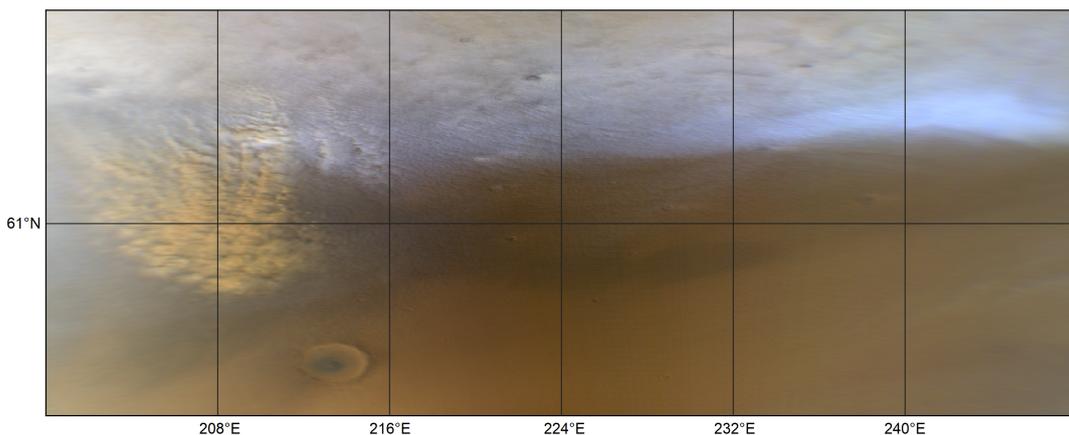


Figura 3.1: Vista general de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

De acuerdo con su área de  $1.6 \times 10^5$  km<sup>2</sup>, se trata de una tormenta local. Comparando esta imagen de la tormenta con la siguiente (capturada 1.87 h terrestres más tarde), hemos podido determinar su velocidad de traslación. La velocidad zonal ( $u$ ) se ha calculado a partir de la traslación del frente, y la velocidad meridional ( $v$ ) a partir de la traslación del centroide. Esto ha dado como resultado  $u = 10.6$  m/s y  $v = -8.8$  m/s; es decir, se mueve en dirección sureste. En cuanto a su textura, se puede ver a simple vista que la tormenta está compuesta por granos o celdas, de manera que es de tipo *pebbled*.

Antes de presentar las mediciones de las celdas, hemos identificado otro tipo de estructuras en la tormenta y su entorno. En la Figura 3.2 podemos ver que tiene 6 frentes bien definidos, de los cuales hemos medido sus respectivas longitudes, anchuras y distancias de separación. Asimismo, cerca de la tormenta se observan unas nubes ondulatorias entre las cuales hemos identificado 4 crestas. En este caso también hemos

medido las longitudes y distancias de separación, pero no las anchuras. Estas medidas pueden verse en las Tablas 3.1 y 3.2.

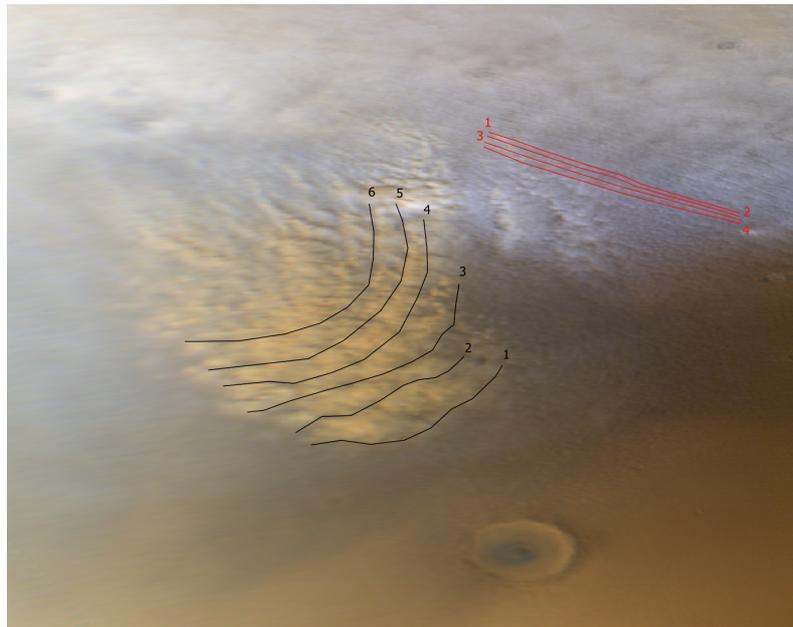


Figura 3.2: Frentes y nubes ondulatorias en la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Frente	Longitud (km)	Anchura (km)	Distancia al siguiente (km)
1	250.4	74.0	46.4
2	214.3	36.7	38.1
3	323.6	38.3	35.8
4	399.7	33.3	38.2
5	391.2	36.2	33.0
6	346.5	25.5	-

Tabla 3.1: Medidas de los frentes de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Cresta	Longitud (km)	Distancia al siguiente (km)
1	232.9	8.5
2	233.8	9.9
3	235.6	10.2
4	232.8	-

Tabla 3.2: Medidas de las nubes ondulatorias de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

En cuanto a la granulación de la tormenta, podemos ver tres zonas relativamente bien definidas (Figura 3.3). Por un lado, la parte inferior de la tormenta (zona de polvo) está compuesta por celdas de tamaños variados (algunas grandes y otras pequeñas) y, de acuerdo con su apariencia visual, contiene principalmente polvo. En la parte superior derecha (zona de nubes), por otro lado, también se observan celdas (aunque de menor tamaño), pero en este caso forman parte de las nubes. Esta es una característica muy

interesante, ya que sugiere que los mismos procesos físicos que forman las celdas de polvo actúan también sobre parcelas de aire que contienen hielo. Finalmente, observamos una zona de coexistencia (zona mixta) cuyas celdas presentan ambos elementos y tienen tamaños variados.

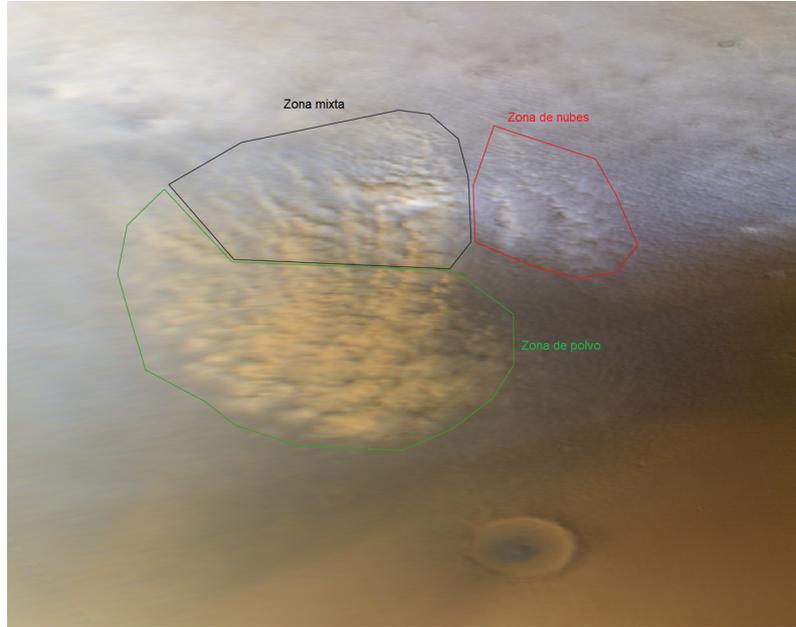


Figura 3.3: División por zonas de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

La Figura 3.4 muestra la identificación de las celdas (los colores representan la zona a la que pertenecen). En la Tabla 3.3 hemos recogido los resultados de las medidas, y su promedio puede verse en la Tabla 3.4.

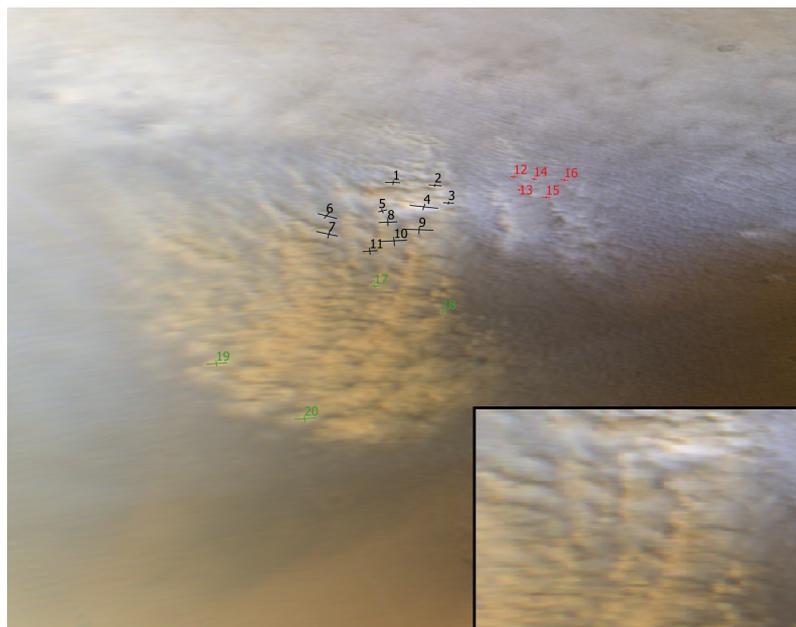


Figura 3.4: Celdas de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	10.6	7.0	58.3
2	9.0	4.1	29.0
3	7.9	3.7	23.0
4	21.6	10.2	173.0
5	7.1	6.0	33.5
6	16.7	9.6	125.9
7	17.8	14.8	206.9
8	14.0	12.3	135.2
9	22.3	13.0	227.7
10	20.4	15.1	241.9
11	11.3	10.6	94.1
12	4.5	2.7	9.5
13	3.6	3.1	8.8
14	4.2	4.0	13.2
15	5.6	3.0	13.2
16	5.9	3.8	17.6
17	6.9	5.4	29.3
18	5.7	5.0	22.4
19	17.7	9.0	125.1
20	19.5	10.2	156.2

Tabla 3.3: Medidas de tamaños de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	11.6	6.5
Anchura (km)	7.6	4.1
Área (km <sup>2</sup> )	87.2	80.2

Tabla 3.4: Promedio de tamaños de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Las celdas presentan una anisotropía promedio  $l/w \sim 1.5$ . Por otro lado, se puede ver claramente que las celdas presentan tamaños muy variados y, por ende, la dispersión en los resultados es muy grande. Sin embargo, la zona de nubes contiene celdas de un tamaño mucho más definido, lo cual se puede ver fácilmente si calculamos el promedio en esa zona (Tabla 3.5). Estas celdas son las más pequeñas de la tormenta, pero tienen la misma anisotropía.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	4.8	1.0
Anchura (km)	3.3	0.6
Área (km <sup>2</sup> )	12.5	3.5

Tabla 3.5: Promedio de tamaños de las celdas en la zona de nubes de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Finalmente, también hemos medido la distancia entre celdas, y hemos optado por hacerlo por zonas, cuyo promedio hemos recogido en la Tabla 3.6. Concretamente, hemos medido la distancia de cada celda individual a sus dos más próximas. La zona de

polvo ha sido excluida porque la muestra seleccionada es menor y los resultados no son significativos.

Zona	Distancia (km)	Desviación estándar (km)
Mixta	31.2	8.1
Nubes	23.6	6.3

Tabla 3.6: Promedio de distancias entre celdas de la primera imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Una vez analizada esta primera imagen de la tormenta, procedemos a presentar los resultados de la segunda imagen de la misma (Figura 3.5;  $L_s = 31.49^\circ$ ,  $L_t = 14.59$  h).

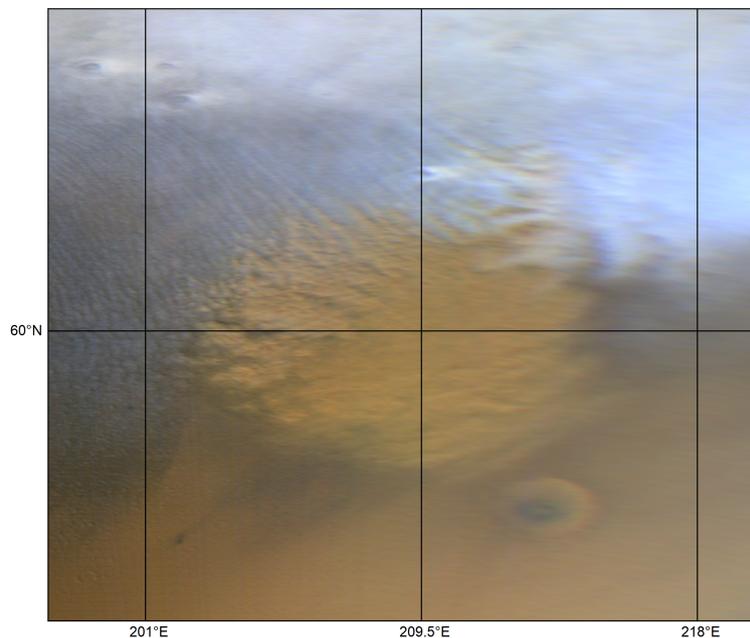


Figura 3.5: Vista general de la segunda imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Como se ha comentado anteriormente, la tormenta se ha desplazado en dirección sureste, acercándose visiblemente al cráter Milankovic. Su área ha aumentado ligeramente, llegando a  $1.7 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. Además, en la parte superior derecha se observan unas nubes brillantes; estas posiblemente sean las nubes observadas en la imagen anterior que se han desplazado rápidamente hasta el lugar de la tormenta.

En cuanto a la textura, podemos apreciar cambios significativos y dividir la tormenta en tres zonas diferentes a las anteriores (véase la Figura 3.6). En el lado izquierdo (zona de polvo con textura), por ejemplo, podemos ver una zona de polvo que ha mantenido la textura granular, aunque las celdas sean manifiestamente diferentes. No obstante, parte del polvo ha perdido su textura y se extiende de manera homogénea en el centro (zona de polvo sin textura). Por último, se sigue observando una zona mixta de polvo y nubes (zona mixta sin textura), pero en este caso también ha desaparecido la textura.

La Figura 3.7 muestra la identificación de las celdas, cuyo tamaño medio se ha reducido visiblemente.

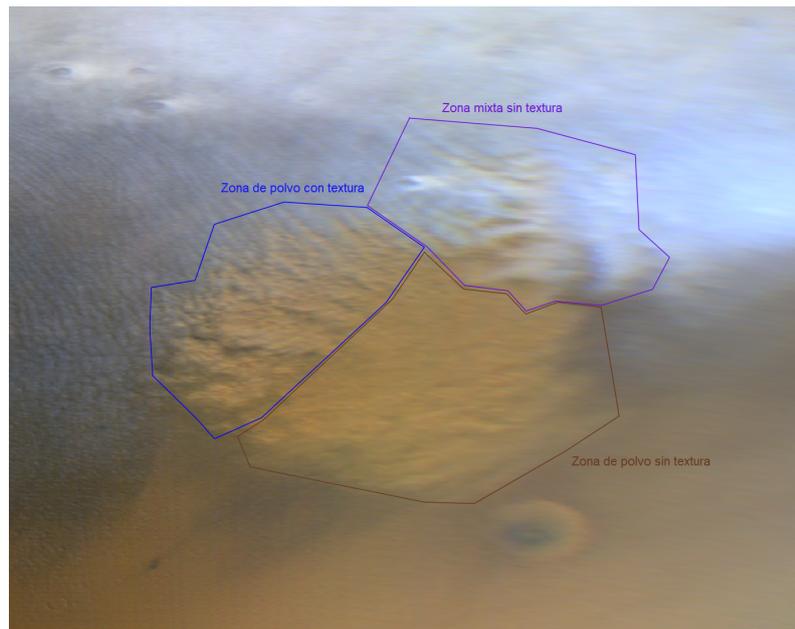


Figura 3.6: División por zonas de la segunda imagen de la tormenta del 28 de mayo.



Figura 3.7: Celdas de la segunda imagen de la tormenta del 28 de mayo.

La Tabla 3.7 recoge las medidas de estas celdas, y la Tabla 3.8 recoge el promedio de sus tamaños y distancias. Como se ha mencionado anteriormente, estos resultados muestran una disminución del tamaño de las celdas. Además, aunque haya cierta dispersión en los tamaños, estos están más definidos que los de la imagen anterior. Su anisotropía también se ha reducido ligeramente:  $l/w \sim 1.4$ . En cuanto a la distancia entre celdas, como en esta imagen solo se observa textura en una zona determinada, no hemos hecho una división por zonas como en la imagen anterior.

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	5.1	4.8	19.2
2	5.4	4.1	17.4
3	4.4	3.2	11.1
4	4.9	2.7	10.4
5	3.5	2.4	6.6
6	8.5	6.3	42.1
7	5.6	3.6	15.8
8	6.9	4.9	26.6

Tabla 3.7: Medidas de tamaños de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 28 de mayo.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	5.5	1.5
Anchura (km)	4.0	1.3
Área (km <sup>2</sup> )	18.6	11.3
Distancia (km)	17.4	4.2

Tabla 3.8: Promedio de tamaños y distancias de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 28 de mayo.

### 3.2 Tormenta del 29 de mayo

Esta tormenta fue capturada el 29 de mayo ( $L_s = 31.95^\circ$ ,  $L_t = 13.29$  h). En la Figura 3.8 podemos ver que tiene forma espiral y se extiende en un rango de latitudes considerable.

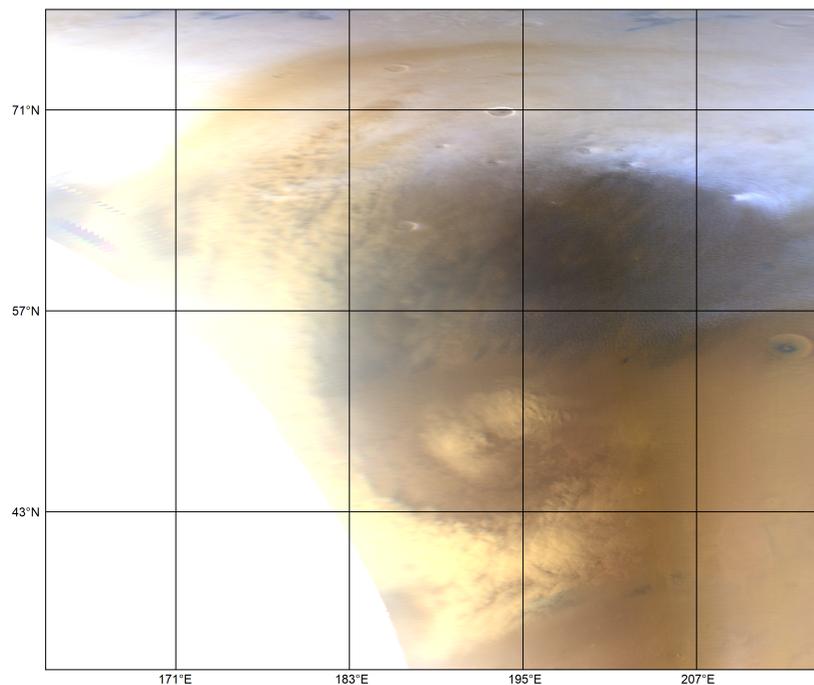


Figura 3.8: Vista general de la primera imagen de la tormenta del 29 de mayo.

El arco tiene un área de  $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$  y la porción separada (centrada en  $48.5^\circ\text{N}$   $193^\circ\text{E}$ )  $1.0 \times 10^5 \text{ km}^2$ , de manera que es una tormenta local. Al igual que en la tormenta anterior, hemos podido estimar su velocidad de traslación comparando esta imagen con la siguiente (capturada 1.87 h terrestres más tarde). En este caso, hemos tenido en cuenta la traslación de la porción separada, ya que es un rasgo distintivo fácilmente trazable. Esto ha dado como resultado  $u = 2.9 \text{ m/s}$  y  $v = -4.4 \text{ m/s}$ ; es decir, se mueve en dirección sureste. Esta tormenta también es de tipo *pebbled* debido a su textura granular.

La Figura 3.9 muestra la identificación de las celdas. Las celdas pertenecientes al arco se han marcado de negro, y las de la porción separada de rojo, por si hubiera diferencias morfológicas o de tamaño.

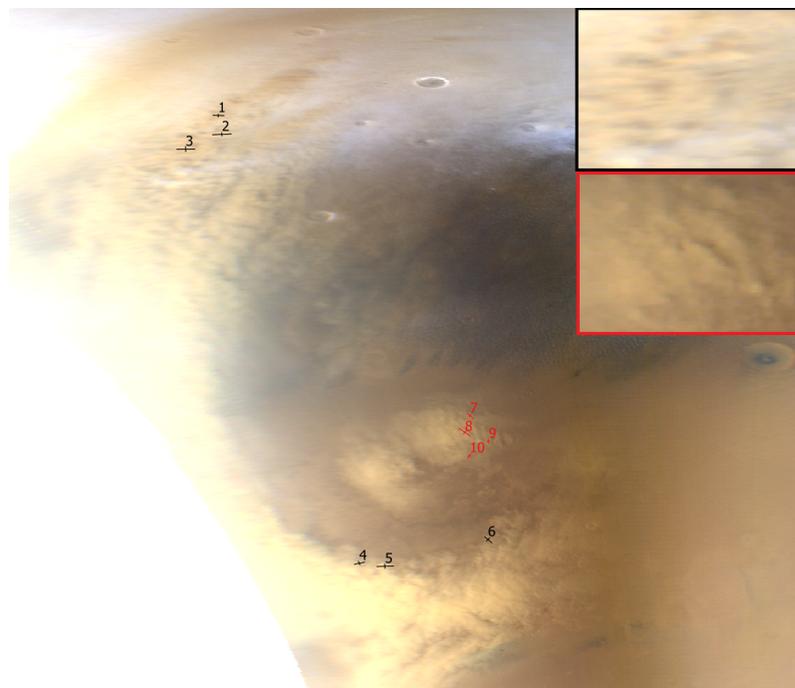


Figura 3.9: Celdas de la primera imagen de la tormenta del 29 de mayo.

La Tabla 3.9 recoge los resultados de las medidas de estas celdas, y la Tabla 3.10 muestra su promedio. En cuanto a la distancia de separación entre celdas, en este caso tampoco hemos hecho una división por zonas. Estas celdas tienen un tamaño y una distancia de separación mucho mayor que en la tormenta anterior; esto podría estar relacionado con el tamaño de la tormenta, también mucho mayor que la anterior. La anisotropía también es mayor en las celdas de esta tormenta:  $l/w \sim 2.7$ ; es decir, las celdas son más alargadas. No obstante, no se observan grandes diferencias entre las celdas pertenecientes al arco y las pertenecientes a la porción separada.

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	13.7	8.4	90.4
2	24.8	11.0	214.3
3	24.8	17.3	337.0
4	26.6	12.4	259.1
5	43.4	13.5	460.2
6	27.6	12.3	266.6
7	22.3	7.6	133.1
8	36.3	10.5	299.4
9	16.9	4.7	62.4
10	18.3	4.2	60.4

Tabla 3.9: Medidas de tamaños de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 29 de mayo.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	25.5	8.9
Anchura (km)	10.2	4.0
Área (km <sup>2</sup> )	218.3	131.7
Distancia (km)	121.7	94.5

Tabla 3.10: Promedio de tamaños y distancias de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 29 de mayo.

La segunda imagen de esta tormenta puede verse en la Figura 3.10 ( $L_s = 31.99^\circ$ ,  $L_t = 15.14$  h).

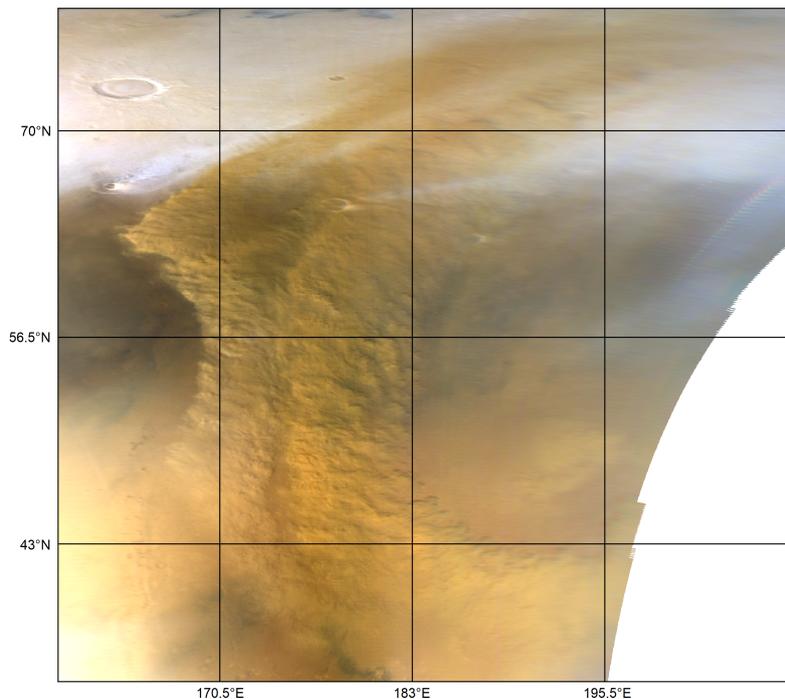


Figura 3.10: Vista general de la segunda imagen de la tormenta del 29 de mayo.

Tal y como se ha dicho con anterioridad, la tormenta se ha desplazado en dirección sureste. En esta imagen se puede apreciar la totalidad de la tormenta con dos arcos bien definidos, rasgo inapreciable en la anterior imagen. Esto provoca que su área sea de  $1.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ . El área de la porción separada (centrada en  $48^\circ\text{N } 193.5^\circ\text{E}$ ), en cambio, ha disminuido hasta  $7.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ . Además, el cráter Milankovic ya no se observa en esta imagen, a diferencia de la anterior.

La textura granular de la tormenta sigue estando presente y se observa de manera más clara en esta imagen. No obstante, el polvo de la porción separada se ha vuelto más difuso y no se ha podido identificar ninguna celda. La Figura 3.11 muestra la identificación de las celdas, y las Tablas 3.11 y 3.12 muestran los resultados de las medidas y su promedio.

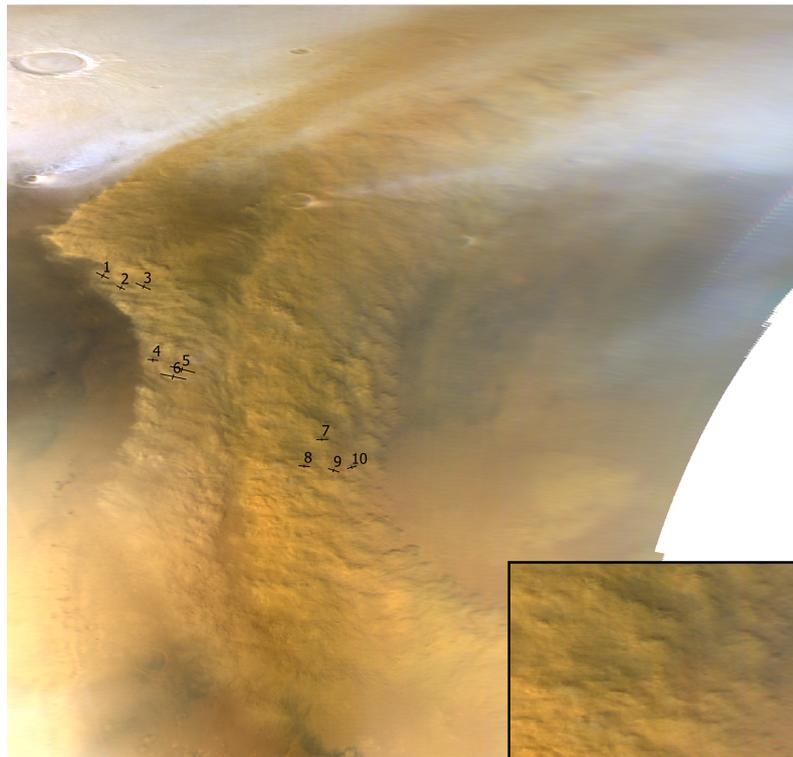


Figura 3.11: Celdas de la segunda imagen de la tormenta del 29 de mayo.

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	26.6	12.4	259.1
2	16.0	9.2	115.6
3	31.6	10.2	253.1
4	18.5	9.0	130.8
5	48.9	14.3	549.2
6	49.8	13.0	508.5
7	22.8	5.7	102.1
8	21.6	5.2	88.2
9	25.3	7.5	149.0
10	19.5	7.7	117.9

Tabla 3.11: Medidas de tamaños de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 29 de mayo.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	28.1	12.1
Anchura (km)	9.4	3.1
Área (km <sup>2</sup> )	227.3	169.7
Distancia (km)	61.0	24.2

Tabla 3.12: Promedio de tamaños y distancias de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 29 de mayo.

Estos resultados muestran que el tamaño de las celdas se ha mantenido más o menos constante en el desarrollo de la tormenta, aunque la distancia entre celdas ha disminuido considerablemente: se ha reducido casi a la mitad. La anisotropía de las celdas ha aumentado ligeramente:  $l/w \sim 3.0$ .

### 3.3 Tormenta del 6 de junio

Esta tormenta fue capturada el 6 de mayo ( $L_s = 35.67^\circ$ ,  $L_t = 13.38$  h). Tal y como se puede apreciar en la Figura 3.12, esta tormenta está situada en una región más meridional que las anteriores, aunque el cráter Milankovic sigue siendo visible en la parte superior de la imagen. Además, podemos observar claramente que esta tormenta tiene una región central con mucho levantamiento de polvo y, por otra parte, una zona de polvo más difuso.

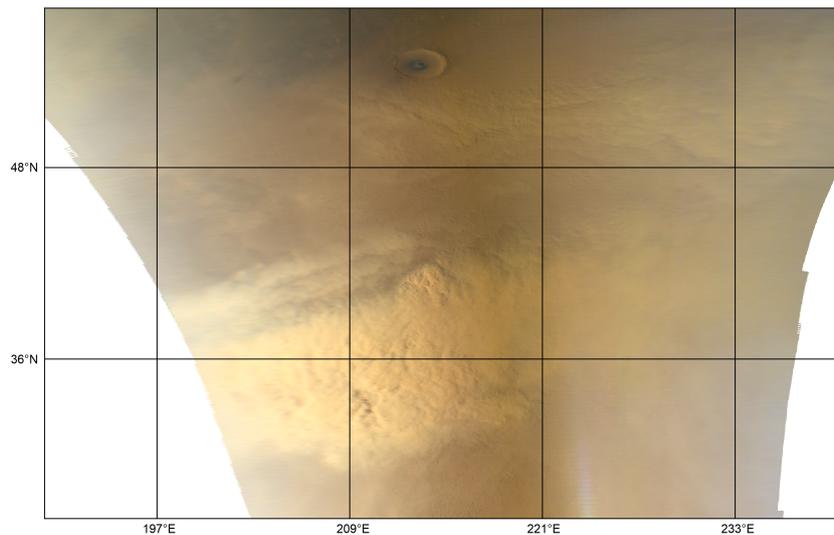


Figura 3.12: Vista general de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

El área de la porción central es de  $7.3 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. No obstante, el área total aproximada, incluyendo las zonas con polvo difuso, es de  $1.9 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, lo cual la convertiría en una tormenta regional. A partir de la traslación del centroide observada en la siguiente imagen, hemos podido estimar que la tormenta se mueve en dirección noreste:  $u = 4.9$  m/s y  $v = 0.7$  m/s. En cuanto a su textura, se clasifica como una tormenta de tipo *pebbled*, si bien es verdad que también se observan estructuras de apariencia algodonosa.

La Figura 3.13 muestra la identificación de las celdas. En este caso hemos optado por clasificarlas en dos tipos: “pequeñas” (rojas) y “grandes” (azules). Este criterio no está basado únicamente en su tamaño visual, sino también en su anisotropía aparente.

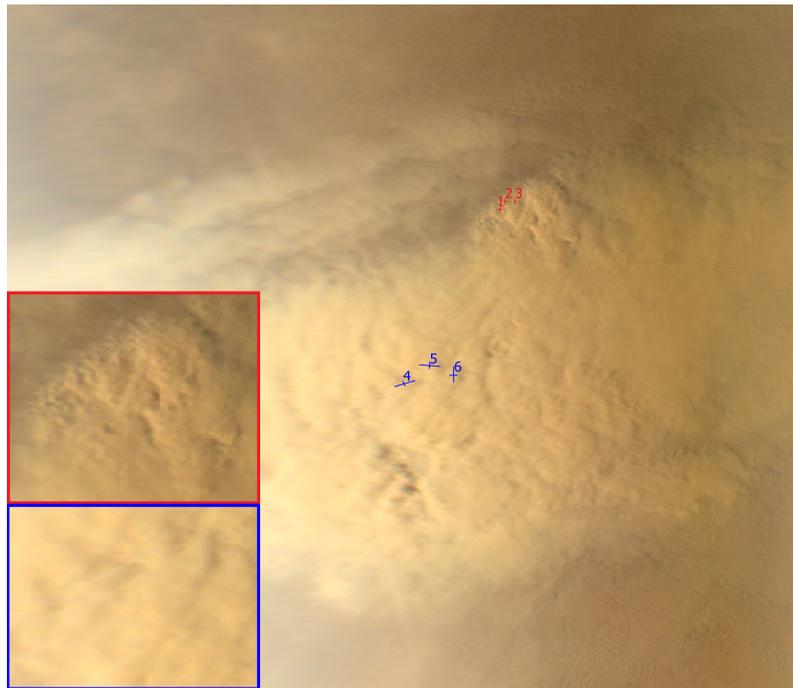


Figura 3.13: Celdas de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

Las Tablas 3.13 y 3.14 recogen las medidas de las celdas y su promedio. Estos resultados muestran un tamaño intermedio de las celdas en comparación con las dos tormentas anteriores. La anisotropía es  $l/w \sim 2.7$ . Sin embargo, la dispersión en los resultados es considerable porque tienen tamaños y anisotropías dispares, razón por la cual hemos hecho la anterior clasificación.

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	9.0	3.9	27.6
2	8.9	3.6	25.2
3	8.1	3.3	21.0
4	30.2	8.9	211.1
5	29.2	10.6	243.1
6	26.6	10.1	211.0

Tabla 3.13: Medidas de tamaños de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	18.7	11.0
Anchura (km)	6.7	3.5
Área (km <sup>2</sup> )	123.2	108.6

Tabla 3.14: Promedio de tamaños de las celdas de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

En la Tabla 3.15 hemos recogido el promedio de tamaños de las celdas pequeñas y en la Tabla 3.16 el de las grandes. Podemos ver ahora que las celdas de cada tipo

tienen un tamaño mucho más definido. Además, la anisotropía de las celdas pequeñas es  $l/w \sim 2.4$  y la de las grandes  $\sim 2.9$ .

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	8.7	0.5
Anchura (km)	3.6	0.3
Área (km <sup>2</sup> )	24.6	3.3

Tabla 3.15: Promedio de tamaños de las celdas pequeñas de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	28.7	1.9
Anchura (km)	9.9	0.9
Área (km <sup>2</sup> )	221.7	18.5

Tabla 3.16: Promedio de tamaños de las celdas grandes de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

Finalmente, la Tabla 3.17 muestra el promedio de las distancias entre celdas por tamaño. La distancia promedio entre las celdas pequeñas es comparativamente mucho menor que la de las celdas grandes.

Tamaño	Distancia (km)	Desviación estándar (km)
Pequeñas	17.3	5.2
Grandes	52.9	15.5

Tabla 3.17: Promedio de distancias entre celdas de la primera imagen de la tormenta del 6 de junio.

La Figura 3.14 muestra la segunda imagen de la tormenta del 6 de junio ( $L_s = 36.13^\circ$ ,  $L_t = 13.64$  h).

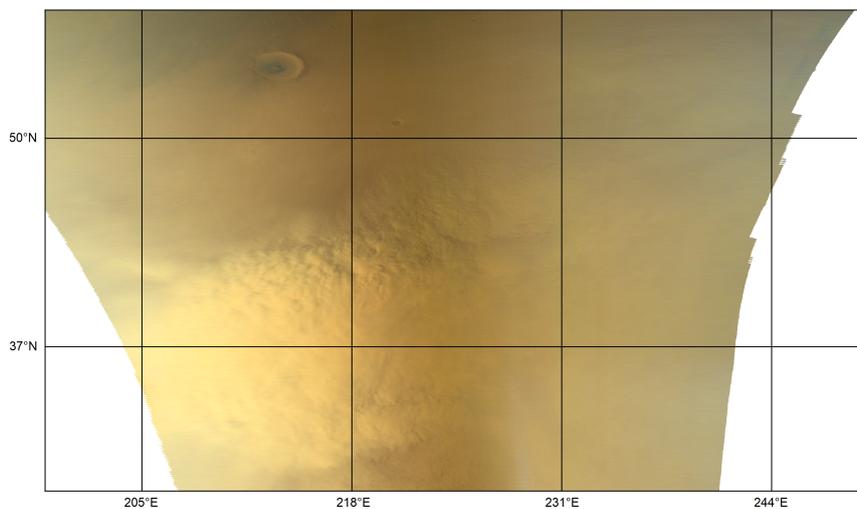


Figura 3.14: Vista general de la segunda imagen de la tormenta del 6 de junio.

Esta imagen, a diferencia de las anteriores, corresponde al sol siguiente, ya que fue capturada 1 día y 19 minutos terrestres más tarde (así que esta imagen es del 7 de junio, pero mantenemos el nombre del día en el que se observó por primera vez). Al igual que en la anterior imagen, es posible que la tormenta no se observe en su totalidad. No obstante, los rasgos visuales de la misma se han mantenido prácticamente iguales. El área de la porción central ha aumentado ligeramente hasta  $1.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ . El área total también ha aumentado:  $2.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ . No se aprecian cambios significativos en la textura, a excepción de que ya no se observan las celdas pequeñas descritas en la anterior imagen, de manera que en este caso no se ha adoptado esa clasificación.

La Figura 3.15 muestra la identificación de las celdas.

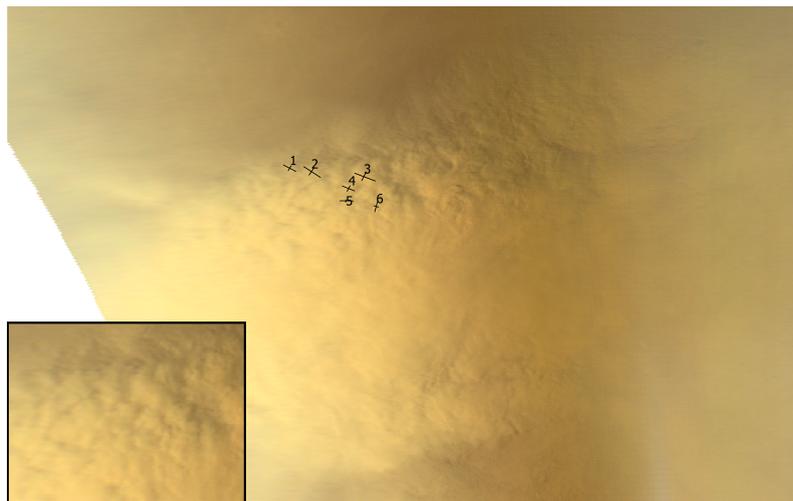


Figura 3.15: Celdas de la segunda imagen de la tormenta del 6 de junio.

Finalmente, las Tablas 3.18 y 3.19 muestran las medidas de las celdas y su promedio, respectivamente. Podemos ver que el tamaño medio de las celdas ha aumentado considerablemente, aunque la distancia promedio entre las mismas es muy similar al de las celdas grandes de la anterior imagen. A pesar de no haber hecho una clasificación de las celdas debido a la ausencia de diferencias morfológicas visuales, la dispersión en los resultados es bastante grande. Sin embargo, la anisotropía promedio tiene un valor muy similar:  $l/w \sim 2.6$ .

Celda	Longitud (km)	Anchura (km)	Área (km <sup>2</sup> )
1	29.4	13.4	309.4
2	42.0	21.7	715.8
3	44.3	25.2	876.8
4	26.5	14.6	303.9
5	25.9	5.7	115.9
6	30.0	9.0	212.1

Tabla 3.18: Medidas de tamaños de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 6 de junio.

Parámetro	Promedio	Desviación estándar
Longitud (km)	33.0	8.0
Anchura (km)	14.9	7.4
Área (km <sup>2</sup> )	422.3	302.5
Distancia (km)	59.4	26.5

Tabla 3.19: Promedio de tamaños y distancias de las celdas de la segunda imagen de la tormenta del 6 de junio.

### 3.4 Resumen y análisis ulterior

Las tormentas de polvo que hemos estudiado en los anteriores apartados han sido de carácter local, a excepción de la última que, teniendo en cuenta la totalidad de su área, podría clasificarse como regional. En cuanto a la textura, las tormentas más comunes han sido las de tipo *pebbled*, aunque no descartamos que algunas zonas de la última tormenta pudieran presentar estructuras algodonosas similares a las de tipo *puffy*. Los granos o celdas de estas tormentas, además, presentan unos valores de anisotropía entre 1.4 y 3.0. Esta información es relevante para investigar el origen de estas estructuras, ya que los mecanismos físicos que se propongan (y los modelos que los rijan) han de dar lugar a ese tipo de granulación.

Para complementar el análisis de las tormentas, en la Figura 3.16 hemos representado en un mapa la tensión del viento en superficie, obtenida de la base de datos MCD. Hemos elegido  $L_s = 32.0^\circ$  y una altura de 10 m, esto último debido a la resolución del modelo. Podemos observar claramente que los valores más altos de esta magnitud (que sobrepasan el valor umbral de 0.01 Pa) están localizados en un rango de longitudes comprendido entre  $180^\circ\text{E}$  y  $270^\circ\text{E}$ . Asimismo, el rango de latitudes también concuerda bastante bien con el correspondiente al de las tormentas analizadas. Esto indica que, tal y como es de esperar, la mayoría de las tormentas ocurren en aquellos lugares propicios al levantamiento de polvo.

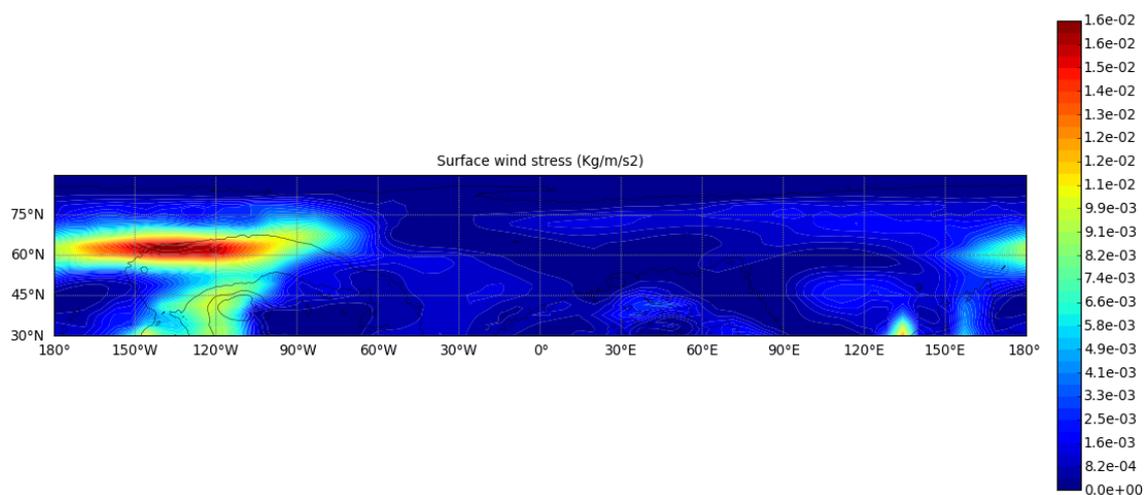


Figura 3.16: Tensión del viento en superficie en  $L_s = 32.0^\circ$  a  $z = 10$  m.

# Capítulo 4

## Convección en Marte

### 4.1 Conceptos básicos

La convección que da lugar a la fenomenología de la atmósfera marciana se denomina convección seca o térmica. Se trata de un mecanismo en el que la liberación de calor latente por la condensación de alguna sustancia (como el agua) no juega un papel importante. La convección en Marte es debida a que el polvo es radiativamente activo. Es decir, el polvo se calienta debido a la absorción de la radiación solar, aumentando su temperatura y disminuyendo la densidad de la parcela de aire en la que está contenido; esto hace que la parcela de aire se desplace verticalmente. Para que esta convección se desencadene, es necesario un calentamiento de la superficie y un viento superficial suficiente para levantar partículas de polvo. Estas partículas de polvo actúan absorbiendo radiación y proporcionando energía a la convección.

Una magnitud útil para caracterizar la estabilidad de la atmósfera frente a desplazamientos verticales es la estabilidad estática, definida así:

$$S = \Gamma_d - \Gamma = \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p}, \quad (4.1)$$

donde  $\Gamma = -dT/dz$  es el gradiente de temperatura atmosférica y  $\Gamma_d = g/c_p$  es el gradiente adiabático (siendo  $g$  la gravedad de Marte y  $c_p$  el calor específico). La atmósfera será estable frente a desplazamientos verticales si  $S > 0$ . Naturalmente, afirmar que una parcela de aire que se desplaza verticalmente sigue un proceso adiabático no es más que una aproximación, pero resulta útil en muchos casos.

Otra magnitud similar es la frecuencia de Brunt-Väisälä, definida así:

$$N_B = \sqrt{\frac{g}{T} S}. \quad (4.2)$$

Concretamente, esta frecuencia es aquella a la que una parcela desplazada verticalmente oscilará en un entorno estáticamente estable. Obsérvese que si  $S < 0$ ,  $N_B$  es imaginaria, lo cual provoca que el movimiento de la parcela no sea oscilatorio, sino exponencial; es decir, la atmósfera se vuelve inestable.

Por último, existe un número adimensional, conocido como número de Richardson, que proporciona una medida de la importancia relativa entre la estabilidad estática de la atmósfera y la cizalladura vertical del viento. En otras palabras, expresa la relación entre la fuerza de empuje (energía potencial disponible) y la fuerza inercial (energía cinética disponible) en el flujo atmosférico (Sánchez-Lavega, 2011). Se define así:

$$Ri = \frac{N_B^2}{(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2}, \quad (4.3)$$

donde  $\partial u/\partial z$  y  $\partial v/\partial z$  son los gradientes verticales de la velocidad zonal y meridional, respectivamente. El caso de interés para este trabajo es aquel en el que la convección se desencadena, y esto ocurre cuando  $Ri < 0$ . Si  $0 < Ri < 1$ , el flujo desarrolla un carácter turbulento. Valores mayores de  $Ri$  dan lugar a otro tipo de inestabilidades (Sánchez-Lavega, 2011).

## 4.2 Análisis preliminar

En este apartado exponemos los resultados que hemos obtenido del análisis de un punto de interés de una de las tormentas estudiadas. El punto seleccionado ha sido  $57^\circ\text{N } 195^\circ\text{E}$  de la tormenta del 29 de mayo, correspondiente al centro de la espiral. Para calcular las anteriores magnitudes hemos empleado la base de datos MCD, eligiendo  $L_s = 32.0^\circ$  y obteniendo datos para distintas horas locales. El intervalo de alturas que hemos considerado para representar los perfiles verticales ha sido  $z = 0 - 20$  km. No es necesario extraer datos a mayor altura, ya que la convección se da principalmente cerca de la superficie. La Figura 4.1 muestra un ejemplo de algunos de los datos obtenidos.

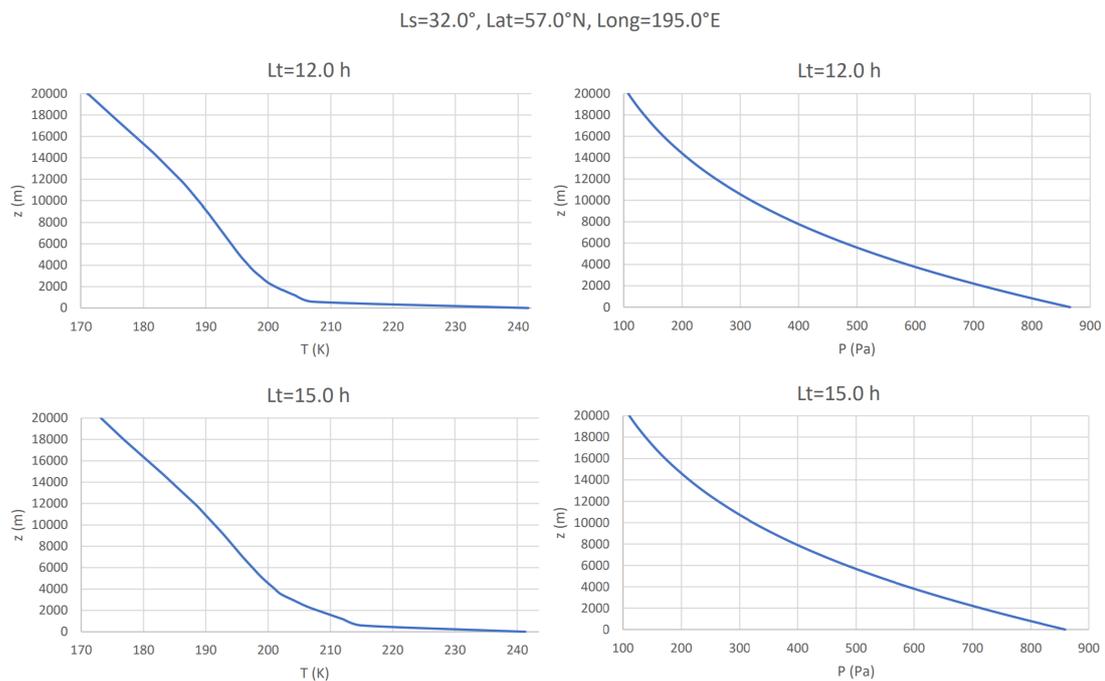


Figura 4.1: Perfiles de temperatura y presión para  $L_t = 12.0$  h y  $15.0$  h en un punto de interés.

En los casos en los que ha sido necesario calcular alguna derivada, esta se ha obtenido mediante el método de diferencias finitas con los datos de MCD. Por otro lado, el calor específico (suponiendo una atmósfera de  $\text{CO}_2$ ) se ha calculado para cada temperatura gracias a una aproximación polinómica de segundo orden dada en Epele et al. (2007).

En la Figura 4.2 hemos recogido los resultados de los perfiles de estabilidad estática y número de Richardson para dos horas locales.

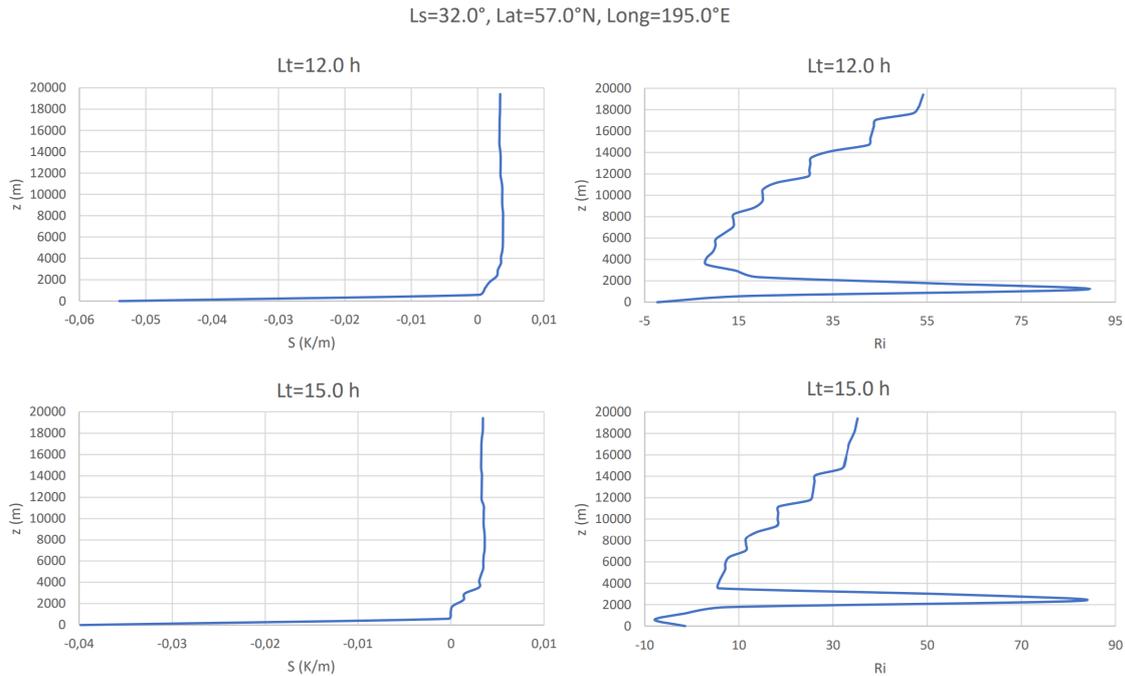


Figura 4.2: Perfiles de estabilidad estática y número de Richardson para  $Lt = 12.0$  h y  $15.0$  h en un punto de interés.

Este intervalo de horas locales corresponde a las horas centrales del sol y es cuando la convección se desarrolla, ya que la superficie y sus capas superiores se calientan considerablemente. Esto da como resultado inestabilidad ( $S < 0$ ), sobre todo cerca de la superficie, tal y como observamos en la Figura 4.2. A alturas mayores y horas locales posteriores, la atmósfera se vuelve más estáticamente estable ( $S > 0$ ). El número de Richardson también tiene valores bajos cerca de la superficie, aunque es más variable con la altura.

También resulta interesante ver la evolución de la estabilidad estática y el número de Richardson en función de la hora local para diferentes alturas. La Figura 4.3 muestra esto mismo para dos alturas diferentes en un sol completo. Estos gráficos muestran claramente el comportamiento que esperamos. Empezando desde  $Lt = 0.0$  h, la estabilidad estática decrece con el tiempo por el calentamiento del aire cerca de la superficie hasta llegar a un mínimo ( $Lt \sim 12.0$  h). Es importante mencionar que los gráficos para  $z = 0$  m muestran unos valores significativamente diferentes a los de la Figura 4.2 para las dos horas locales consideradas, pero esto es debido al intervalo de alturas empleado en los gráficos anteriores y a la precisión de los datos de MCD, ya que el gradiente de temperatura cerca de la superficie es muy grande (y, por ende, las magnitudes de interés varían mucho). A partir de  $Lt \sim 12.0$  h, el calentamiento de la atmósfera es cada vez menor y vuelve a ser estable con el tiempo. Nótese que el mínimo de los gráficos de la estabilidad estática difiere sustancialmente de una altura a otra. En cuanto al número de Richardson, este no tiene una evolución tan definida y fluctúa con el tiempo, pero sí se observan valores bajos en las horas centrales del sol, como es de esperar.

Finalmente, en la Figura 4.4 hemos representado también la evolución con la hora local de la altura de la capa límite convectiva (*convective planetary boundary layer height* o CPBLH en inglés). Esta altura proporciona una medida de la extensión de la zona baja de la atmósfera más afectada por el calentamiento solar, en la cual la convección

se desarrolla. Estos datos se han obtenido directamente de MCD. El comportamiento mostrado en el gráfico es bastante esperable, ya que la altura es muy alta en las horas centrales del sol (en este caso tiene un máximo en  $Lt \sim 15.0$  h) y más baja a las demás horas.

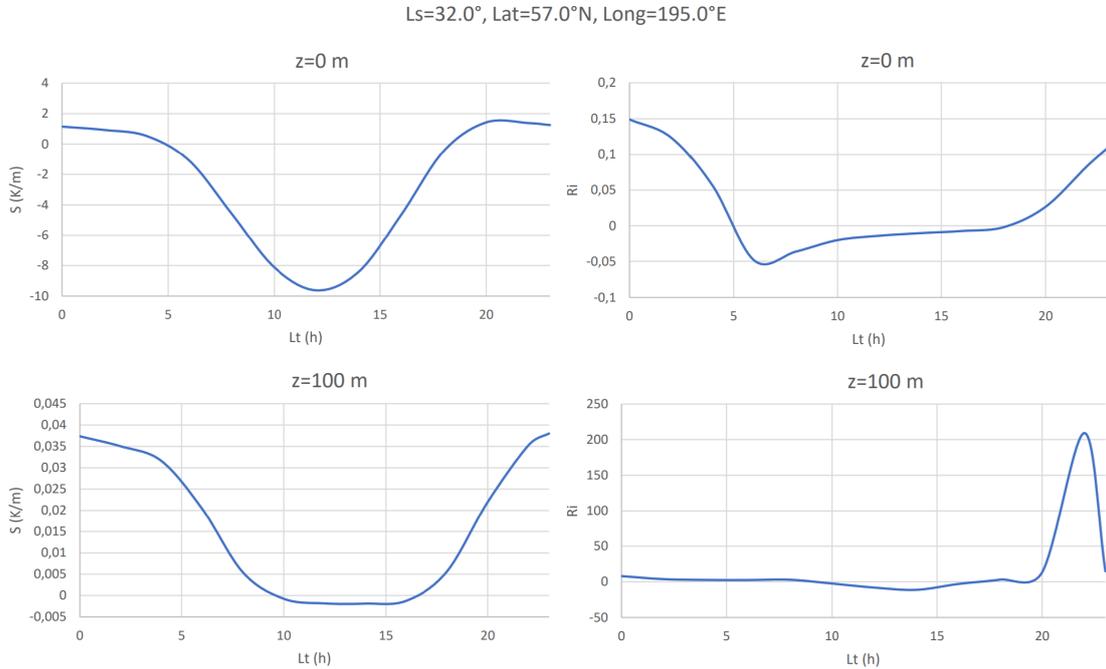


Figura 4.3: Evolución de la estabilidad estática y el número de Richardson en un sol completo para  $z = 0$  m y 100 m en un punto de interés.

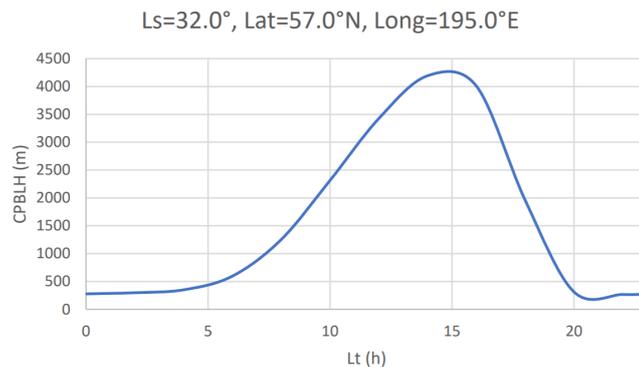


Figura 4.4: Evolución de la altura de la capa límite convectiva en un sol completo en un punto de interés.

Los resultados de este análisis nos han proporcionado una visión general del desencadenamiento de la convección en Marte. Con el fin de ahondar más allá en esta cuestión, en los siguientes apartados introduciremos un modelo sencillo de convección y realizaremos algunas simulaciones. De esta forma, veremos si podemos extraer alguna conclusión interesante sobre los fenómenos estudiados en este trabajo.

### 4.3 Modelo unidimensional

Consideremos una parcela de aire que es desplazada verticalmente de tal manera que se ajusta, mediante expansión o compresión, a la presión atmosférica del entorno. Además, supongamos que la parcela sigue un proceso adiabático. Si despreciamos los efectos de fricción y de Coriolis, la ecuación de movimiento de la parcela se escribe de la siguiente forma (Sánchez-Lavega, 2011):

$$\rho' \frac{d^2 z'}{dt^2} = -\rho' g - \frac{\partial P}{\partial z'}, \quad (4.4)$$

donde  $\rho'$  y  $z'$  son la densidad y posición de la parcela respectivamente, y  $P$  la presión atmosférica. Supongamos, además, que el entorno está en equilibrio hidrostático ( $\partial P / \partial z' = -\rho g$ ) y que el aire se comporta como un gas ideal:  $\rho = P / R_g^* T$ , con  $R_g^* = R_g / \langle \mu \rangle$ , donde  $R_g$  es la constante universal de los gases ideales y  $\langle \mu \rangle$  es el peso molecular medio. Definiendo la velocidad vertical de la parcela como  $w' = dz' / dt$ , es fácil ver que la ecuación anterior puede reescribirse así:

$$w' \frac{dw'}{dz'} = F_B = g \left( \frac{T' - T}{T} \right), \quad (4.5)$$

donde  $T'$  es la temperatura de la parcela ( $F_B$  es la fuerza de empuje específica sobre la parcela). Esta ecuación diferencial constituye el modelo más sencillo de convección.

Consideremos ahora los siguientes términos adicionales:

- **Rozamiento.** Este término se parametriza como  $-(C_D / r_0) w'^2$ , donde  $C_D$  es el coeficiente de arrastre y  $r_0$  el radio de la parcela.
- **Presión dinámica.** Este término tiende a acelerar la parcela ascendente y se escribe  $g(\partial \pi_D / \partial P)$ , donde  $\pi_D$  es la presión dinámica.
- **Mezcla con el entorno.** Este término está asociado a la mezcla del aire ambiental con la parcela ascendente, y se escribe  $-(1/m)(dm/dz') w'^2$ .  $(1/m)(dm/dz')$  se suele parametrizar como  $\alpha / r_0$ , donde  $\alpha$  se determina empíricamente y su valor es  $\sim 0.2$  para cúmulos terrestres.
- **Peso de los condensables.** Este término es  $-g \ell_C$ , donde  $\ell_C$  es el ratio de mezcla de los condensables (masa del compuesto condensado por unidad de masa de aire).

Teniendo en cuenta estos términos, la ecuación diferencial completa se escribe de la siguiente manera (Sánchez-Lavega, 2011):

$$w' \frac{dw'}{dz'} = g \left( \frac{T' - T}{T} \right) + g \frac{\partial \pi_D}{\partial P} - C_D \frac{w'^2}{r_0} - \frac{1}{m} \frac{dm}{dz'} w'^2 - g \ell_C. \quad (4.6)$$

Nótese que los últimos dos términos de esta ecuación corresponden en realidad a una convección húmeda. No obstante, no los excluirémos del modelo para ver su efecto en los resultados. Esta ecuación diferencial también constituye un modelo sencillo, pero nos resultará útil para explorar los posibles efectos de la convección sobre los fenómenos observados en la atmósfera marciana.

## 4.4 Simulaciones

A continuación presentamos la metodología que hemos empleado para realizar las simulaciones del modelo unidimensional de convección, así como los resultados de las mismas. Estos cálculos se han llevado a cabo, al igual que en el análisis preliminar, en el punto 57°N 195°E de la tormenta del 29 de mayo. Los datos necesarios para la resolución numérica de la ecuación diferencial (como los perfiles de presión y temperatura) también los hemos extraído de MCD, eligiendo el mismo valor de  $L_s$  y el mismo intervalo de alturas. La hora local considerada ha sido  $L_t = 12.0$  h.

En relación a los diferentes términos del modelo, tanto el término de la presión dinámica como el peso de los condensables se han tomado como constantes. Como primera aproximación, esta es una suposición razonable. No obstante, es crucial elegir correctamente los valores de los parámetros. Teniendo en cuenta que la velocidad del sonido en un gas ideal es  $c_s = \sqrt{\gamma P / \rho}$  ( $\gamma$  es el índice adiabático), la presión dinámica se puede expresar como:

$$\pi_D = \frac{1}{2} \rho w'^2 = \frac{1}{2} \gamma M^2 P, \quad (4.7)$$

donde  $M = w' / c_s$  es el número de Mach. Supongamos que  $\gamma$  y  $M$  son constantes. En Marte  $\gamma \approx 1.2$  y  $c_s \approx 219$  m/s (Haberle et al., 2017). Entonces, si cogemos un valor medio razonable para la velocidad de la parcela ( $w' \approx 10$  m/s),  $\partial \pi_D / \partial P \approx 10^{-3}$ . En cuanto al ratio de mezcla de los condensables, hemos supuesto que este se compone de polvo y hielo de agua. Hemos considerado un valor medio para estos datos y los hemos extraído de MCD:  $\ell_C \approx 10^{-5}$  (este valor ya nos está indicando que los condensables no van a jugar un papel importante). Los demás términos también tienen parámetros libres cuyos valores desconocemos. Por ejemplo, el coeficiente de arrastre ( $C_D$ ) es difícil de determinar, ya que depende del número de Reynolds y de la forma de la parcela. En este caso, hemos optado por probar diferentes valores entre 0.1 – 1.0. Por último, el radio de la parcela ( $r_0$ ) es aún más difícil de determinar, así que también hemos probado diferentes valores.

La condición inicial para la velocidad vertical de la parcela en superficie se ha obtenido de MCD:  $w_0 = 2.0 \times 10^{-4}$  m/s. Aun así, esta condición no va a tener una gran influencia en los resultados. La parcela, como se ha comentado anteriormente, se supone que sigue una adiabática, y se ha escogido un valor medio para su calor específico:  $c_p = 750$  J/kg K. Para su diferencia de temperatura inicial (en superficie) con respecto al ambiente ( $\Delta T_0 = T'_0 - T_0$ ), hemos empleado 0.5, 1.0 y 5.0 K. Haremos una pequeña justificación de estos valores más adelante.

La Figura 4.5 muestra unas simulaciones con los parámetros  $C_D = 0.1$  y  $r_0 = 100$  m para diferentes valores de  $\Delta T_0$ . En estos gráficos podemos ver que la parcela de aire alcanza una velocidad máxima de  $\sim 25$  m/s y una altura máxima de  $\sim 15$  km. Asimismo, observamos un incremento de velocidad muy rápido en los primeros metros. Esto es debido al gran gradiente térmico que existe entre la superficie y las capas atmosféricas inmediatamente superiores, característica que también hemos mencionado anteriormente. Finalmente, es interesante notar que el efecto de aumentar  $\Delta T_0$  es un ligero incremento de la velocidad y altura máxima que alcanza la parcela ascendente. Como este cambio no es muy grande, en los siguientes gráficos nos limitaremos a estudiar el caso  $\Delta T_0 = 0.5$  K.

En la Figura 4.6 hemos calculado los gráficos con  $C_D = 0.5$  para dos valores de  $r_0$ . El gráfico correspondiente a  $r_0 = 500$  m es prácticamente igual que el gráfico para

$\Delta T_0 = 0.5$  K de la Figura 4.5. Esto es porque el término de rozamiento es el mismo, ya que el ratio  $C_D/r_0$  se mantiene constante en estos dos casos. La única diferencia es el factor de mezcla con el entorno, el cual solo depende de  $r_0$ . No obstante, esta diferencia no se ve reflejada porque, como hemos anticipado anteriormente, este término no es relevante. Para  $r_0 = 1$  km, la velocidad vertical máxima es mayor ( $\sim 32$  m/s) debido a la menor contribución del rozamiento, aunque la altura máxima varía muy poco.

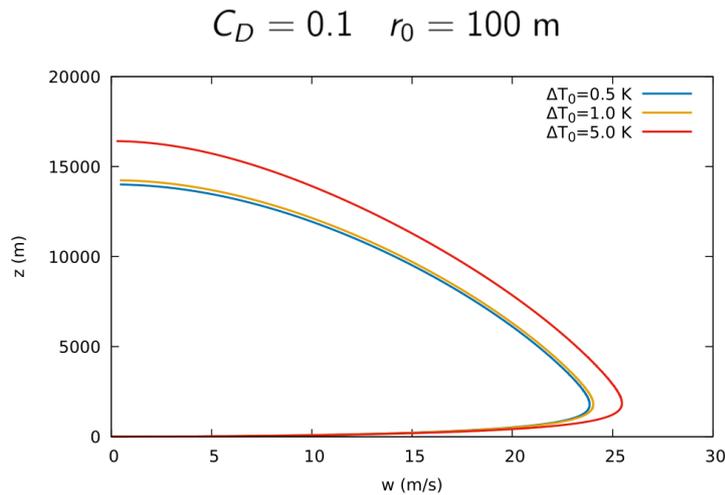


Figura 4.5: Perfiles de velocidad vertical con  $C_D = 0.1$  y  $r_0 = 100$  m para diferentes valores de  $\Delta T_0$ .

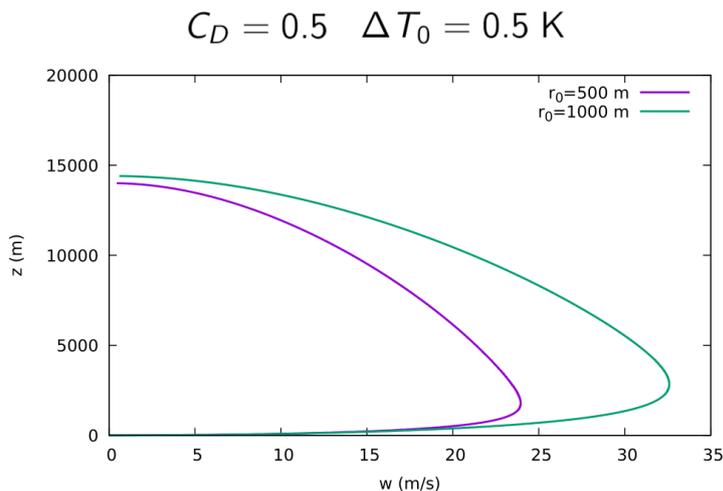


Figura 4.6: Perfiles de velocidad vertical con  $C_D = 0.5$  y  $\Delta T_0 = 0.5$  K para dos valores de  $r_0$ .

Para finalizar con las simulaciones, la Figura 4.7 muestra los resultados para el caso límite  $C_D = 1.0$ . Los resultados obtenidos son similares a los anteriores. Al igual que en el caso anterior, al aumentar  $r_0$  la velocidad y altura máxima también aumenta. En este caso, al haber elegido  $r_0 = 2.5$  km, esta velocidad máxima es  $\sim 35$  m/s. Es importante subrayar que, a pesar de haber obtenido unos gráficos razonables en este último caso, hemos tenido que elegir unos valores más grandes de  $r_0$  cuya plausibilidad no podemos comprobar. En cualquier caso, siempre resulta interesante estudiar los casos límite.

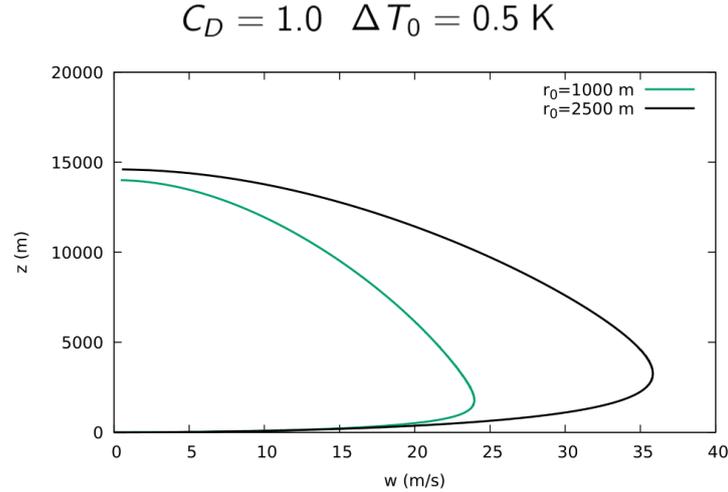


Figura 4.7: Perfiles de velocidad vertical con  $C_D = 1.0$  y  $\Delta T_0 = 0.5 \text{ K}$  para dos valores de  $r_0$ .

Los resultados de estas simulaciones nos ayudan a entender los efectos de los diferentes términos del modelo de convección que hemos empleado, y a explorar si las celdas de algunas tormentas de polvo con textura tienen un origen convectivo. En principio, las velocidades verticales obtenidas entran dentro de lo esperable. Si las comparamos con las calculadas por Heavens et al. (2011) con un modelo de convección “pseudohúmeda”, estas son muy parecidas. Asimismo, las alturas máximas entran dentro de lo esperable para estructuras de este tipo en la atmósfera de Marte (Ordóñez-Etxeberria, 2018). Estos resultados suponen un avance interesante, aunque evidentemente no son suficientes para confirmar que la convección es el agente fundamental. Para ello, sería necesario un modelo más complejo y observaciones adicionales.

Una de las cuestiones que ha quedado sin responder en cuanto a su justificación es la relacionada con los valores de  $\Delta T_0$ . Para ello, debemos calcular la tasa de calentamiento de una parcela de aire con polvo bajo las condiciones ambientales de Marte. Además, debemos comparar esta tasa con la de enfriamiento, de tal manera que la parcela pueda alcanzar esa temperatura. La tasa de calentamiento viene dada por  $dT/dt = Q/\rho c_p$  ( $Q$  es el calor transferido por unidad de tiempo y de volumen) y se puede aproximar como

$$\frac{dT}{dt} \simeq \frac{g}{c_p} (1 - \tilde{\omega}_0) F_{\odot} \frac{\tau_0}{P_0}, \quad (4.8)$$

donde  $\tilde{\omega}_0$  es el albedo de Bond,  $F_{\odot}$  el flujo solar en Marte,  $\tau_0$  el espesor óptico y  $P_0$  la presión en superficie (Sánchez-Lavega, 2011). El espesor óptico, por su parte, se puede expresar como  $\tau_0 = \pi a^2 N l$ , donde  $a$  es el radio de las partículas de polvo ( $\sigma = \pi a^2$  es la sección eficaz),  $N$  la densidad de partículas de polvo por unidad de volumen y  $l$  el tamaño (diámetro) de la parcela. Tal y como indicamos en la introducción, las partículas de polvo tienen un radio típico de  $\sim 1 \mu\text{m}$ , aunque también hay partículas de otros tamaños. La densidad de partículas puede ser estimada fácilmente sabiendo el ratio de mezcla del polvo dado por MCD ( $\approx 10^{-5}$ ). Suponiendo que las partículas de polvo son esféricas, que están compuestas por  $\text{SiO}_2$  ( $\rho_{\text{SiO}_2} \approx 2600 \text{ kg/m}^3$ ) y que  $\rho_{\text{aire}} \approx 0.02 \text{ kg/m}^3$ , entonces  $N \approx 1.84 \times 10^{-11} a^{-3}$ . Según MCD,  $P_0 = 865.5 \text{ Pa}$  y  $F_{\odot} = 294.2 \text{ W/m}^2$ . Para  $c_p$ , teniendo en cuenta la temperatura en superficie ( $T_0 = 242 \text{ K}$ ), hemos escogido un valor de  $785 \text{ J/kg K}$ . El diámetro de la parcela, por su lado,

es un parámetro libre que podemos ajustar. Escogiendo  $l = 2$  km y  $\tilde{\omega}_0 = 0.6$ , la tasa de calentamiento es  $dT/dt \approx 7.4 \times 10^{-5}$  K/s. En un intervalo de tiempo  $\Delta t = 2$  h, por ejemplo,  $\Delta T_0 \approx 0.5$  K. Sin embargo, debemos tener en cuenta que el tamaño de la parcela aumentará al ascender y enfriarse adiabáticamente, y que este tamaño debe ser consistente con aquellos valores empleados en las simulaciones. Además, tanto el albedo como el intervalo de tiempo en el que se calienta la parcela pueden no ser del todo acertados y dificultar su calentamiento. Una de las posibilidades es que, entre otras magnitudes, el ratio de mezcla de polvo proporcionado por MCD no sea del todo correcto, dando lugar a una concentración de polvo demasiado baja. Si suponemos un valor superior pero razonable de  $\ell_{\text{polvo}} \approx 10^{-4}$ , por ejemplo, incluso con diámetros de parcela bastante menores (500 – 1000 m), albedos ligeramente superiores ( $\tilde{\omega}_0 = 0.7$ ) y  $\Delta t = 1$  h, se puede alcanzar fácilmente  $\Delta T_0 \sim 0.5, 1$  K. Estos valores entran dentro de los empleados en las simulaciones.

En cuanto a la tasa de enfriamiento, si suponemos un enfriamiento newtoniano, esta se puede aproximar como  $dT/dt = -\Delta T_0/\tau_{\text{rad}}$ , donde

$$\tau_{\text{rad}} \simeq \frac{(P_0/g)c_p(T_0 + \Delta T_0)}{(F_{\odot}/4)(1 - \tilde{\omega}_0)} \quad (4.9)$$

es la constante de tiempo radiativa (Sánchez-Lavega, 2011). Teniendo en cuenta los datos anteriores, para  $\Delta T_0 = 0.5$  K y  $\tilde{\omega}_0 = 0.6$ ,  $\tau_{\text{rad}} \approx 1.5 \times 10^6$  s ( $\sim 17$  soles). Por consiguiente,  $|dT/dt| \approx 3.3 \times 10^{-7}$  K/s. Como la tasa de enfriamiento es mucho menor que la tasa de calentamiento, esto justifica nuestro procedimiento.

# Capítulo 5

## Conclusiones

The cosmos is all that is, or ever was, or ever will be.

---

Carl Sagan

En este trabajo hemos estudiado unos fenómenos meteorológicos presentes en la atmósfera de Marte conocidos como tormentas de polvo con textura. El primer capítulo ha servido como introducción al planeta y su atmósfera, poniendo especial énfasis en el principal objeto de estudio de este trabajo. En los siguientes capítulos hemos expuesto la metodología que hemos empleado para analizar las imágenes de las tormentas, así como sus resultados. Estas tormentas son principalmente de carácter local o regional, y presentan una textura granular en su parte más alta. Esto hace que se clasifiquen como *pebbled dust storms*. Los granos o celdas de los que están compuestos abarcan un amplio abanico de tamaños. Sin embargo, la anisotropía de estas celdas se encuentra en un intervalo mucho más definido: entre 1.4 y 3.0. Este dato será muy importante para estudios posteriores que traten de explicar su origen. Además, hemos observado que la mayoría de las tormentas ocurren en aquellos lugares más propicios al levantamiento de polvo, hecho esperable habida cuenta de los procesos de inyección de polvo en la atmósfera marciana.

Por otro lado, en el último capítulo hemos explorado la posible contribución de la convección a la granulación de las tormentas estudiadas. Para ello, hemos introducido la convección en Marte y hemos analizado la evolución de diferentes magnitudes de interés en función de la hora local y la altura. Esto nos ha proporcionado una visión general de este fenómeno. Finalmente, hemos presentado un modelo unidimensional de convección y hemos realizado algunas simulaciones. Los resultados obtenidos reproducen bastante bien los valores esperados, aunque están limitados por la sencillez del modelo. En un futuro, este estudio podría ampliarse mediante la implementación de algún modelo de convección más complejo. Por ejemplo, Covey y Schubert (1981) desarrollaron un modelo para explicar el fenómeno de las celdas convectivas en Venus. En su artículo, los autores supusieron que la difusividad térmica fuera anisótropa para explicar el aspecto de las celdas observadas. Una adaptación de este modelo a la atmósfera de Marte quizá podría arrojar algo de luz sobre esta cuestión.

# Bibliografía

- Bell III, J. F., Wolff, M. J., Malin, M. C., Calvin, W. M., Cantor, B. A., Caplinger, M. A., Clancy, R. T., Edgett, K. S., Edwards, L. J., Fahle, J., Ghaemi, F., Haberle, R. M., Hale, A., James, P. B., Lee, S. W., McConnochie, T., Noe Dobrea, E., Ravine, M. A., Schaeffer, D., Supulver, K. D. y Thomas, P. C. (2009) Mars Reconnaissance Orbiter Mars Color Imager (MARCI): Instrument description, calibration, and performance. *Journal of Geophysical Research: Planets* 114.
- Covey, C. y Schubert, G. (1981) Mesoscale convection in the clouds of Venus. *Nature* 290, 17-20.
- Epele, L. N., Fanchiotti, H., García Canal, C. A., Pacheco, A. F. y Sañudo, J. (2007) Venus Atmosphere Profile from a Maximum Entropy Principle. *Nonlinear Processes in Geophysics* 14, 641-647.
- Gierasch, P. J. y Goody, R. M. (1972) The effect of dust on the temperature of the Martian atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences* 29.
- Haberle, R. M., Clancy, R. T., Forget, F., Smith, M. D. y Zurek, R. W. (2017) *The Atmosphere and Climate of Mars*. Cambridge University Press.
- Heavens, N. G., Richardson, M. I., Kleinböhl, A., Kass, D. M., McCleese, D. J., Abdou, W., Benson, J. L., Schofield, J. T., Shirley, J. H. y Wolkenberg, P. M. (2011) Vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer: High-altitude tropical dust maximum at northern summer solstice. *Journal of Geophysical Research: Planets* 116.
- James, P. B., Hollingsworth, J. L., Wolff, M. J. y Lee, S. W. (1999) North polar dust storms in early spring on Mars. *Icarus* 138, 64-73.
- Kulowski, L., Wang, H. y Toigo, A. D. (2017) The seasonal and spatial distribution of textured dust storms observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. *Advances in Space Research* 59, 715-721.
- Martin, L. J. y Zurek, R. W. (1993) An analysis of the history of dust activity on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets* 98, 3221-3246.
- Ordóñez-Etxeberria, I. (2018) *Meteorología de la atmósfera de Marte durante la misión Mars Science Laboratory: Dust devils y tormentas de polvo* (Tesis doctoral). UPV/EHU.
- Ordóñez-Etxeberria, I., Hueso, R., Sánchez-Lavega, A. y Vicente-Retortillo, Á. (2020) Characterization of a local dust storm on Mars with REMS/MSL measurements and MARCI/MRO images. *Icarus* 338, 113521.
- Presley, D. y Tatarko, J. L. (2019) Principles of wind erosion and its control.
- Sánchez-Lavega, A. (2011) *An Introduction to Planetary Atmospheres*. CRC Press.
- Sánchez-Lavega, A., Chen-Chen, H., Ordóñez-Etxeberria, I., Hueso, R., del Río-Gaztelurrutia, T., Garro, A., Cardesín-Moinelo, A., Titov, D. y Wood, S. (2018) Limb clouds and dust on Mars from images obtained by the Visual Monitoring Camera (VMC) onboard Mars Express. *Icarus* 299, 194-205.