

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN
Ciencia y Tecnología Espacial**

TRABAJO FIN DE MÁSTER

***ESTUDIO DEL INICIO DE LA TORMENTA
DE POLVO GLOBAL DE 2018 EN MARTE***

Estudiante	<i>Leyva, Fernández, Juan Manuel</i>
Director/Directora	<i>Sánchez-Lavega, Agustín</i>
Departamento	Física Aplicada
Curso académico	<i>2020/2021</i>

Bilbao, 10, septiembre, 2021

Abstract

Este proyecto está centrado en el estudio de las tormentas de polvo en la atmósfera del planeta Marte. Se ha escogido como caso de análisis el inicio de la Gran Tormenta de Polvo del año 2018 (GDS 2018) y de la tormenta precursora a este evento. Se ha llevado a cabo un estudio amplio en torno a la climatología de Marte y el desarrollo de tormentas de polvo en el planeta. Asimismo se ha realizado un análisis de la evolución temporal, las texturas y el papel de la convección seca como mecanismo de inyección de polvo en el onset de la tormenta de polvo global de 2018 y la tormenta precursora. Para conseguir esto, se han ejecutado simulaciones numéricas a partir del uso de bases de datos y se han navegado las imágenes tomadas por el instrumento MARCI durante el evento, obteniendo resultados que se han puesto en contexto gracias a la consulta de investigaciones en el campo.

Proiektu hau Marte planetaren atmosferako hauts ekaitzen ikerketan zentratuta dago. Azterketa-kasu gisa, 2018ko Polvoko Tormenta Handiaren (GDS 2018) eta ekitaldi horren aurreko ekaitzaren hasiera aukeratu da. Ikerketa zabala egin da Marteko klimatologiaren eta planetako hauts-ekaitzen garapenaren inguruan. Era berean, konbekzio lehorrak 2018ko hauts-ekaitz globalaren eta aurreko ekaitzaren onsetean hautsa injektatzeko mekanismo gisa duen zeregina, ehundurak eta denbora-bilakaera aztertu dira. Hori lortzeko, zenbakizko simulazioak egin dira datu-baseen erabileran oinarrituta, eta MARCI instrumentuak ekitaldian zehar hartutako irudiak nabigatu dira. Emaitza horiek testuinguruan jarri dira, eremuko ikerketen kontsultari esker.

Índice

1	Introducción y objetivos	1
1.1	Marte: características y fenomenología	1
1.1.1	Descripción general del planeta Marte	1
1.1.2	Características principales de la atmósfera marciana	3
1.1.3	Dinámica atmosférica y variabilidad estacional	4
1.1.4	El ciclo del polvo en Marte	6
1.1.5	Tormentas de polvo	9
1.2	La tormenta de polvo global de 2018	11
1.3	Objetivos del proyecto	13
2	Instrumentación y metodología	14
2.1	Mars Reconnaissance Orbiter	14
2.1.1	MARCI: descripción y funcionamiento	15
2.2	Metodología	16
2.2.1	Planetary Data System - NASA	16
2.2.2	Análisis de imágenes con QGIS	17
2.2.3	Mars Climate Database	18
2.2.4	Python: simulaciones	18
3	Análisis de imágenes de la tormenta global de 2018	19
3.1	Texturas: clasificación y presencia en la GDS2018	20
3.1.1	Ondas de Lee y ondas de gravedad	20
3.1.2	Texturas tipo “puffy”, “pebbled” y plumas	23
3.1.3	Textura granulada	27
3.2	Visión general de las texturas en la gran tormenta	29
4	Modelo de convección	33
4.1	Análisis de condiciones iniciales	33
4.1.1	Perfiles de temperatura y presión	34
4.1.2	Topografía, índice de polvo y PBL convectiva	35
4.1.3	Viento horizontal y estrés del viento	36
4.1.4	Estabilidad atmosférica	36
4.2	Modelo unidimensional de parcela seca ascendente	38
4.3	Resultados de las simulaciones: variación de parámetros	39
4.4	Elección y justificación de parámetros escogidos	43
4.5	Comparación de datos observacionales con las simulaciones	46
5	Conclusiones	47

1. Introducción y objetivos

La atmósfera marciana, pese a su naturaleza tenue y estéril, posee un dinamismo y fenomenología merecedores de amplio análisis. Esto se ha hecho patente a lo largo de años de observación y exploración espacial, amplios esfuerzos de la comunidad científica que han desvelado multitud de procesos naturales característicos del planeta rojo; circulación global, ciclos de agua, CO₂ y polvo en el planeta, fenómenos dinámicos como dust devils y tormentas de polvo y arena, entre otros.

Son estas últimas tormentas las protagonistas de este estudio. Más en concreto la tormenta de polvo de cobertura global que tuvo lugar en 2018. Las tormentas de polvo varían en escala, dinámica y evolución espacio-temporal, siendo los eventos que más impacto pueden tener en las pruebas científicas presentes en la superficie de Marte y en futuras actividades humanas de exploración. Es por esto que se ha optado por introducir al lector en la naturaleza de la atmósfera marciana y sus características más relevantes antes de explorar las tormentas estudiadas. Una vez dado este contexto, se presenta el caso concreto de análisis y los objetivos que pretende satisfacer este trabajo.

1.1. Marte: características y fenomenología

1.1.1. Descripción general del planeta Marte

Para comprender el funcionamiento de la atmósfera de Marte debemos introducir las características principales del planeta y sus condiciones al lector no familiarizado. Para ello, a continuación se presentan los aspectos más importantes del planeta y su atmósfera de acuerdo a lo recogido en “The Atmosphere and Climate of Mars” [1]. Esta obra proporciona una base sólida a toda esta sección y constituye una guía óptima para profundizar más en todos los aspectos de la atmósfera marciana.

Marte es un planeta de tipo rocoso que orbita al Sol a una distancia media de 1,53 UA, completando una órbita en 687 días terrestres y recibiendo una irradiancia media de aproximadamente 590 W/m² (i.e. la cantidad de energía solar recibida por unidad de tiempo y superficie en el planeta). Este último dato es relevante, ya que la energía solar y el calentamiento asociado son las fuentes principales de energía que disparan la dinámica atmosférica del planeta y la formación de tormentas de arena.

Las características orbitales de Marte son de especial interés para comprender el ciclo de polvo y la formación de tormentas en el planeta. Con una inclinación de 25,19° para su eje de rotación, Marte posee cambios estacionales que se manifiestan en su recorrido orbital. La excentricidad de su órbita es 5,6 veces mayor a la de la Tierra, lo cual amplía considerablemente los efectos estacionales y las diferencias entre la insolación recibida en estaciones análogas para los distintos hemisferios del planeta. Estos y otros datos, de especial interés en este estudio, se recogen en la tabla [1].

Parámetro	Marte	Tierra	Ratio
Radio ecuatorial (km)	3396	6378	0,53
Área (km ²)	144,8	510,1	0,28
Duración del solar (h)	24,66	24,00	1,027
Duración del año (soles/días)	668,60	365,25	-
Semieje mayor orbital (UA)	1,524	1,000	1,52
Excentricidad orbital	0,0935	0,0167	5,60
Perihelio (UA)	1,38	0,98	1,41
Afelio (UA)	1,67	1,02	1,64
Inclinación del eje (deg)	25,19	23,44	1,075
Gravedad (ms ⁻²)	3,71	9,80	0,38

Tabla 1: valores de los parámetros físicos de Marte y su órbita más relevantes para su conocimiento general y el análisis de fenómenos estacionales en el planeta. Datos seleccionados y extraídos de [1].

Como se ha expuesto hasta ahora, la localización de Marte en su órbita es de especial interés a la hora de analizar los efectos causantes de la formación de tormentas de polvo y su variabilidad. En ausencia de un calendario, el momento del año marciano en que nos encontramos se describe con el parámetro de la longitud solar L_s , siendo este el ángulo que recorre la línea imaginaria Sol-Marte desde la posición del equinoccio de primavera. A este valor nos referiremos durante el documento para contextualizar las condiciones de insolación que percibe el planeta en ese momento. Para terminar de situar el momento exacto al que nos referimos, en términos del tiempo en Marte, se hace uso de la convención de (Clancy et al. 2000) [2] para enumerar los años marcianos. Este sistema propone el comienzo del primer año marciano MY1 en el 11 de abril de 1955 ($L_s=0^\circ$).

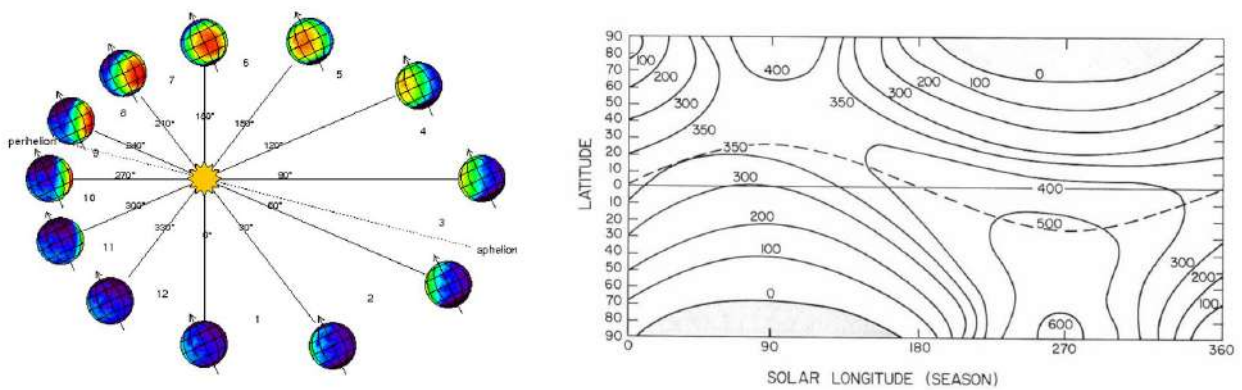


Figura 1: (izda) Esquema que representa los valores de longitud solar L_s a lo largo de un año marciano y la zona del planeta que recibe una mayor insolación. Imagen extraída del Mars Climate Database Project [3]. (dcha) Radiación solar incidente en la cima de la atmósfera de Marte [in cal cm⁻² sol⁻¹]. Mapa extraído de (Levine 1976) [4].

1.1.2. Características principales de la atmósfera marciana

Aún teniendo en cuenta la influencia esencial de las características del planeta Marte y sus parámetros orbitales, el papel protagonista en este estudio lo tiene su atmósfera. Marte posee una atmósfera muy poco densa ($0,02 \text{ kg m}^{-3}$ a nivel de superficie) compuesta principalmente de CO_2 . La presión atmosférica en la superficie ronda los 6,3 milibares, unas 155 veces menos que en el planeta Tierra. Con una presencia del 96 %, el dióxido de carbono tiene un papel crucial en el comportamiento de la atmósfera del planeta rojo. Una atmósfera prácticamente carente de vapor de agua (aunque con una presencia no despreciable de cristales de H_2O) que se postula como la candidata perfecta a modelos de dinámica atmosférica globales y en mesoscala basados en procesos secos. La composición química de la atmósfera marciana y otros parámetros de interés se reflejan en la tabla 2.

	Marte	Tierra	Ratio
<hr/>			
Composición (vol. %)			
Dióxido de carbono CO_2	0,960	0,00036	
Argón Ar	0,0196	0,00934	
Nitrógeno N_2	0,0189	0,781	
Oxígeno O_2	0,00145	0,209	
<hr/>			
Parámetros			
Peso molecular medio (g mol^{-1})	43,6	29,0	
Constante de los gases $R = R^*/m_w$ ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)	191	287	
Calor específico c_p (a 200K) ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)	735	1000	
Presión en la superficie (hPa)	6,3	1013	1,65 %
Temperatura de equilibrio T_e (K)	210	256	0,82
Constante de tiempo radiativo (días)	~ 2	≥ 20	~ 10 %

Tabla 2: valores para los parámetros físico-químicos de la atmósfera de Marte. Algunos de estos valores se usarán posteriormente en los modelos unidimensionales planteados en el trabajo. Datos seleccionados y extraídos de [1].

Aunque escapa de las intenciones de este estudio, el origen de la configuración actual de la atmósfera de Marte es un tema abierto muy interesante, a tener en cuenta para entender mejor los fenómenos que ocurren en la actualidad. Tan solo se mencionará la ausencia de campo magnético intrínseco en el planeta, lo cual está íntimamente relacionado con la incapacidad del mismo para mantener una atmósfera de mayor densidad a la actual. Si bien, la evidencia desvela un pasado donde abundaba el agua líquida y por ende existía una atmósfera mucho más densa, que en algún momento de la historia del planeta sufrió una gran pérdida o escape de masa atmosférica.

En este trabajo, tal y como se verá más adelante, se analiza la influencia de los procesos de convección en la formación y propagación de tormentas de polvo en Marte. El resultado de estos procesos dependerá en gran medida del perfil térmico y de estabilidad que presenten las distintas capas de la atmósfera del planeta. La composición de la atmósfera, así como su densidad y otras características comentadas previamente, determinan el perfil de temperaturas y de presión en altura para la atmósfera de un planeta. En la Fig. 2 podemos observar cómo Marte tiene un perfil de temperaturas decreciente en altura muy suave. La ausencia de gases que absorban determinados rangos de radiación como puede ser la capa de ozono en la Tierra, hace que Marte carezca de una estratosfera y que en su lugar presente una mesosfera muy extensa, que se extiende hasta los ~ 110 km de altitud [5].

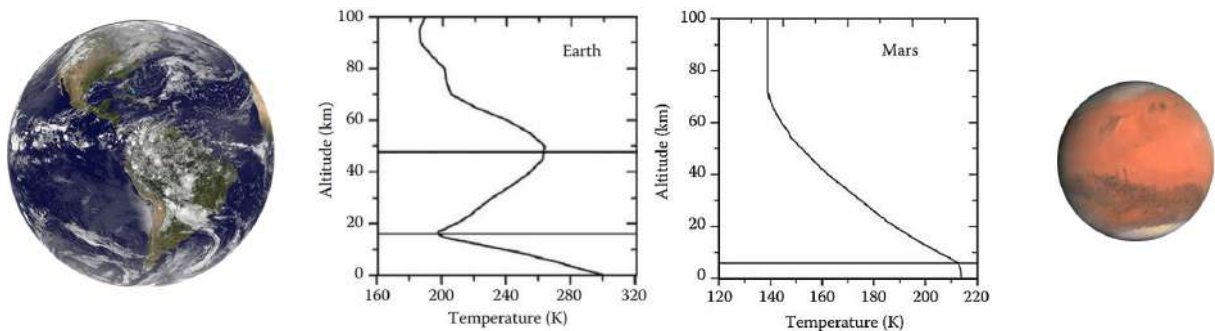


Figura 2: (izda) Estructura térmica vertical terrestre (valores medios), donde se aprecian las capas con perfiles térmicos diferenciados: troposfera, estratosfera, mesosfera y termosfera. [5]. (dcha) Estructura térmica vertical para Marte (valores medios), donde se ve una pendiente suave y siempre decreciente dada la composición y distribución química de la atmósfera [5]. Perfiles acompañados por imágenes de ambos planetas a escala.

Pese a la curva de descenso en temperaturas tan suave, la fecha y hora local, así como las condiciones de polvo en suspensión, pueden generar efectos nada despreciables en el perfil térmico de Marte. Por las diferencias en insolación o por los efectos radiativos del polvo, el perfil de temperatura y por ende la estabilidad atmosférica, así como los límites de la capa límite planetaria (PBL) pueden sufrir cambios considerables que generen o retroalimenten la dinámica de una atmósfera aparentemente tranquila.

1.1.3. Dinámica atmosférica y variabilidad estacional

Durante el desarrollo de este trabajo se ha hecho evidente mediante el estudio, modelado y consulta de bibliografía, que una buena descripción de la atmósfera marciana y sus repercusiones en forma de tormentas de polvo necesita contemplar distintas escalas y dimensiones en la atmósfera. Desde la microfísica que subyace en el carácter radiativo del polvo hasta la dinámica general atmosférica, pasando por efectos convectivos en la mesoscala, la mayoría de estudios intenta combinar la física que mejor describe cada rango para hallar la mejor descripción a estos fenómenos.

Marte es un planeta que, al igual que la Tierra, posee una rotación rápida. Esto hace que los modelos de circulación global sean semejantes para ambos planetas. Sin embargo, la presencia de océanos en la Tierra introduce límites notorios en los contrastes de temperatura superficial y añade los efectos del ciclo de condensación y sublimación del agua, características de las que Marte carece. Aún así, ambas atmósferas se rigen globalmente por la repartición diferencial del calor proporcionado por el Sol.

Es sabido que el calentamiento diferencial genera una circulación del aire global que, para planetas con una velocidad de rotación alta, suele dar lugar a la formación de células de Hadley. En el caso de Marte, dado su menor radio y la ausencia de océanos, la atmósfera parece obedecer la configuración de una sola célula de Hadley entre las latitudes medias de ambos hemisferios y dos células de circulación polares (al contrario que la Tierra, que cuenta con 3 células de circulación en cada hemisferio). Esta circulación global a su vez genera dos jets o corrientes de chorro que son muy dependientes de la estación dada la baja densidad de la atmósfera y la ausencia de océanos, que conlleva una baja inercia térmica atmosférica. En el solsticio de invierno del hemisferio norte, el jet del norte se centra en latitudes de 40-50° y llega a velocidades de $\sim 40 \text{ m s}^{-1}$ a alturas $z \sim 5 \text{ km}$, incrementando hasta los $\sim 110 \text{ m s}^{-1}$ a $z \sim 35 \text{ km}$. Siendo el jet del hemisferio sur más débil en la misma época [5].

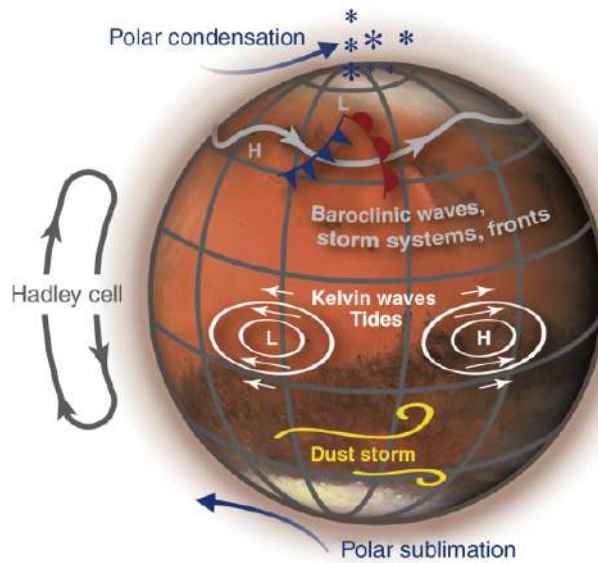


Figura 3: Esquema representativo de los principales actores en la circulación global y en los fenómenos atmosféricos más relevantes del planeta rojo. Imagen extraída de [6].

En la Fig. 4 se pueden observar los fenómenos que juegan un rol más importante en la circulación global de la atmósfera marciana. Aparte de los ya mencionados, destacan las inestabilidades baroclínicas, que surgen en latitudes medias a altas, cuando el viento geostrófico se hace demasiado inestable. Estas inestabilidades están asociadas a ondas baroclínicas que muestran variabilidad estacional en su patrón de números de onda. Las inestabilidades baroclínicas tienen un papel importante a la hora de detonar las tormentas locales y globales de polvo, ya que pueden aportar velocidades necesarias para levantar masas de polvo considerables [1].

A la vista salta que la atmósfera marciana es un sistema bastante dinámico y altamente dependiente de las estaciones del planeta. Otro fruto de esta variación estacional en las condiciones atmosféricas son los ciclos que caracterizan al planeta; el ciclo del CO₂, el ciclo del polvo y el ciclo del agua.

El agua, aunque presente en muy pequeñas cantidades, sigue un ciclo de congelación y sublimación en las capas polares del planeta. En épocas en las que el agua es arrastrada por los vientos más allá de las regiones polares, esta puede formar nieblas y nubes finas. De manera similar, el dióxido de carbono sigue ciclos de sublimación y congelación en los polos de Marte, pero su efecto en la atmósfera del planeta es mucho mayor dada su abundante presencia en la misma. La sublimación de los polos puede generar aumentos de presión considerables en el planeta y viceversa, entre otros efectos. El ciclo de CO₂ en el planeta está muy relacionado con el ciclo del polvo y sus efectos están ligados a sus interacciones mutuas.

1.1.4. El ciclo del polvo en Marte

El ciclo del polvo es el tercer gran proceso de alta dependencia estacional que experimenta el planeta Marte, y el protagonista de este trabajo. Tanto sus características cíclicas como la variabilidad interanual que presenta, son claves para entender la formación y evolución de las tormentas de polvo marcianas. Se debe hacer hincapié en la importancia del polvo en la dinámica y la fisicoquímica de la atmósfera de Marte, ya que la estructura térmica de la atmósfera marciana es muy sensible a la cantidad y distribución de polvo radiativamente activo en suspensión. El polvo marciano absorbe y dispersa de manera efectiva la luz del espectro visible y la radiación infrarroja en la banda de los 9 μm , lo cual genera calentamiento (o enfriamiento, según las condiciones) en una atmósfera que, como se ha visto, posee una densidad muy baja y por ende una constante de tiempo radiativo breve. Las observaciones muestran que la presencia de polvo en la atmósfera de Marte es constante durante todo el año marciano y su abundancia varía de acuerdo a las estaciones del planeta. Es relevante mencionar la conexión que tiene el ciclo del polvo con los ciclos de CO₂ y agua, ya sea por las propiedades térmicas del polvo o su aptitud como núcleo de condensación entre otros.

Existen dos mecanismos fundamentales que inyectan polvo en la atmósfera de Marte, la fuerza de arrastre del viento y la capacidad de levantamiento de los dust devils y otros fenómenos de carácter convectivo. El viento es la fuerza fundamental capaz de levantar el polvo de la superficie y detonar una reacción en cadena propiciada por la saltación, mecanismo mediante el cual las partículas de mayor tamaño caen de nuevo en un periodo breve, inyectando en el torrente a otras partículas de menor tamaño eyectadas en el impacto (Kok et al., 2012) [7]. Para conseguir esto, la fuerza del viento debe superar la barrera necesaria para levantar las partículas de polvo del suelo, tarea no tan fácil cuando la atmósfera es tan poco densa. Los dust devils son vórtices convectivos que se forman cuando el calentamiento de la superficie genera una pequeña zona de baja presión que crea una pluma de aire caliente con vorticidad asociada. Esta estructura evoluciona hasta convertirse en una zona local de baja presión y un vórtice en forma de columna capaz de levantar el polvo de la superficie.

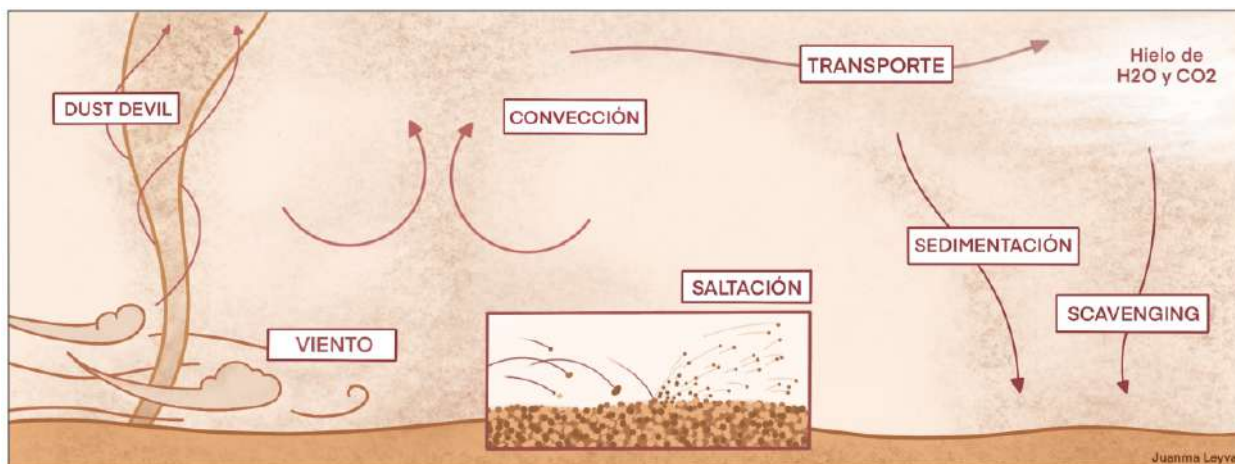
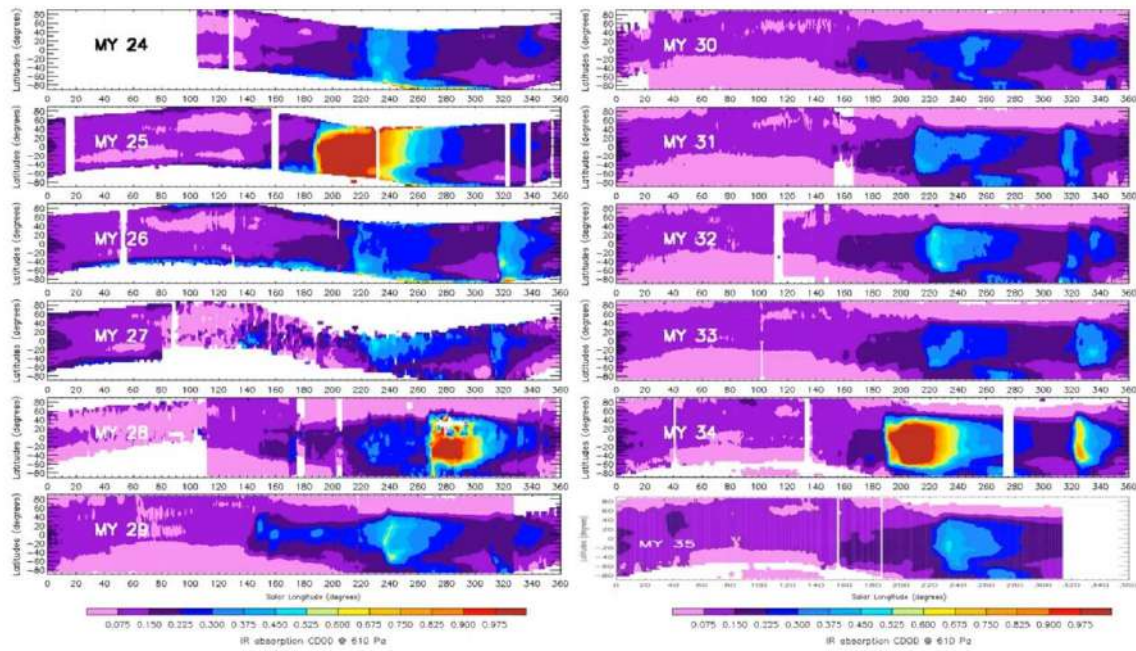


Figura 4: Esquema representativo de los principales mecanismos capaces de levantar polvo de la superficie de Marte, con indicaciones sobre su interacción y evolución. Imagen de autoría propia.

La presencia de polvo en la atmósfera de Marte ha demostrado seguir ciclos estacionales que nos permiten separar el año marciano en una estación polvorienta (“dusty season”) y una estación no polvorienta (“non-dusty season”). La primera comprende entre los $L_s \sim 0^\circ$ y $L_s \sim 135^\circ$ y la segunda entre $L_s \sim 135^\circ$ y $L_s \sim 360^\circ$ [1]. Es en esta segunda época donde suelen tener lugar las tormentas de arena en sus distintas escalas, desde las tormentas locales a las globales. Esta variabilidad viene impulsada por la diferencia de temperatura que Marte sufre en estaciones análogas para ambos hemisferios debido a su excentricidad orbital (ver subsección 1.1.1) y la subsecuente disparidad en los vientos generados en el planeta.

Como en otros procesos relacionados con la fenomenología del polvo en Marte, el levantamiento de partículas de polvo y los vientos que lo generan se retroalimentan. Esto ocurre debido a los cambios en la estructura térmica producidos por el polvo radiativo en suspensión, cambios capaces de intensificar los vientos y la inestabilidad, y por ende pueden generar más fenómenos que levanten el polvo. Las diferentes cargas de polvo presentes en la atmósfera para cada estación se aprecian de manera excelente en la Fig. 5. Estos datos de opacidad, obtenidos por el instrumento TES de la Mars Global Surveyor muestran como la estación polvorienta presenta varias oleadas de concentración de polvo. De hecho, Montabone et al. [8] llega a clasificar en 4 los eventos con periodicidad anual dentro de esta estación polvorienta; un pico en concentración de polvo temprano en $L_s \sim 180^\circ$, seguido por el pico principal en torno a $L_s \sim 240^\circ$, un pico austral y un pico tardío, en torno a $L_s \sim 320^\circ$ [8]. Estos patrones, aunque periódicos, presentan variaciones interanuales entre las que destacan las tormentas de polvo globales, objeto de este estudio.

a) Column Dust Optical Depth maps (from data in Montabone et al. 2015) from MY 24 to MY 35



b) Multi-annual zonal average of Column Dust Optical Depth maps (from data in Montabone et al. 2015) MY 24 through 31 (excluding periods of global dust events in MY25 and 28)

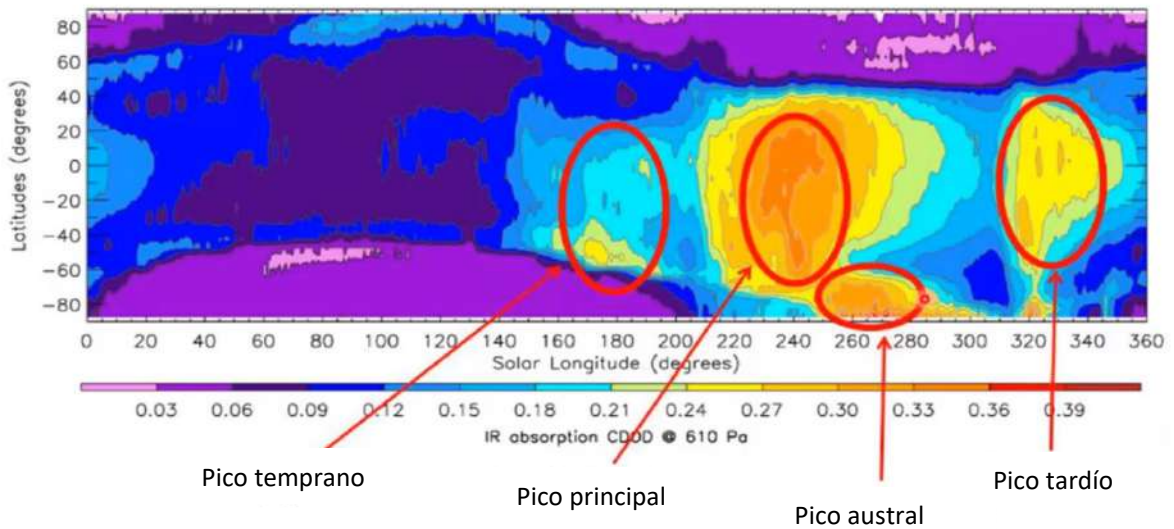


Figura 5: a) Composición de los mapas de opacidad óptica producida por el polvo en suspensión para las medias zonales a lo largo del año marciano desde el MY 24 al MY 35. b) Media de los valores de los mapas previos a excepción de los años anómalos que presentan una tormenta de polvo global, i.e. los años marcianos MY 25 y MY 28. Fuente: [8]

1.1.5. Tormentas de polvo

Las tormentas de polvo son, como se ha expuesto en esta sección, fruto de una serie de circunstancias interrelacionadas que consiguen liberar cantidades considerables de polvo a la atmósfera marciana. Este tipo de eventos es mucho más frecuente en la segunda etapa del ciclo del polvo marciano, durante la estación polvorienta o “dusty season”.

En la sección anterior se han expuesto los mecanismos principales que pueden dar lugar al levantamiento de polvo y que son capaces de hacer evolucionar estos fenómenos locales hacia eventos de mayor escala. Sin embargo, también es relevante conocer la localización geográfica preferente para la formación de tormentas de polvo. La superficie de Marte está cubierta en su inmensa mayoría de polvo, aunque no de forma homogénea. Gracias a las imágenes y a las mediciones de albedo e inercia térmica de la superficie, se han localizado regiones con una cobertura mayor de polvo que pueden ser entendidas como reservorios que alimenten las tormentas. Estas son las regiones de Tharsis, Arabia y Elysium [1], zonas con una cobertura de polvo relevante que sin embargo no son limitantes a la hora de localizar el origen geográfico de una tormenta.

Es frecuente que durante las tormentas de polvo globales se generen grandes masas de polvo en suspensión en el hemisferio norte, fruto de la formación de ondas baroclínicas y vientos ligados a estas. Estas tormentas se benefician de la geografía de Marte para crecer y desplazarse hacia el sur. Los corredores de polvo son regiones del planeta mayormente planas a través de los cuales los frentes de las tormentas generadas en el latitudes altas del hemisferio norte se desplazan y se extienden por el planeta. Existen tres corredores principales en Marte; el corredor de Acidalia/Chryse, el de Utopia y el de Arcadia (ver Fig. 7).

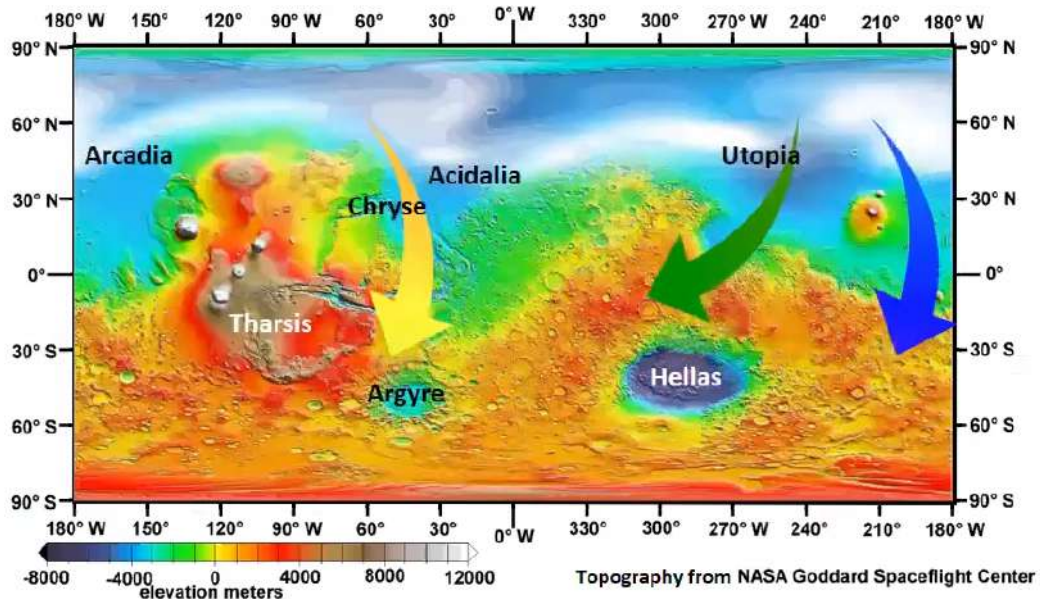


Figura 6: Mapa topográfico de la superficie de Marte donde se señalizan los tres corredores principales del planeta; Acidalia/Chryse, Utopia y Arcadia. Imagen de [8]

Las tormentas de polvo se manifiestan en un amplio espectro de tamaños, distribución y temporalidad. Para poder mejorar su estudio, estos fenómenos se clasifican en tres grupos generales; las tormentas locales, las tormentas regionales y las globales.

- **Tormentas locales:** las tormentas de polvo locales son las más frecuentes en el planeta. Se han observado en ambos hemisferios y en todas las estaciones, aunque se ha observado la existencia de un ciclo anual de tormentas locales. Al igual que los dust devils, tienen un importante papel a la hora de aportar polvo en suspensión a la atmósfera marciana. Es frecuente encontrar tormentas de polvo locales en las zonas cercanas a los polos y en latitudes medias, se desarrollan de forma rápida y suelen desvanecerse en cuestión de días o incluso horas. Se relaciona el inicio de estas tormentas con vientos producidos por grandes gradientes de temperatura horizontales (Cantor et al. 2010) [9], así como las inestabilidades baroclínicas y con la topografía del terreno.
- **Tormentas regionales:** mientras que las tormentas locales son más numerosas, las regionales aumentan la carga de polvo en suspensión que introducen en la atmósfera y duran más tiempo, produciendo efectos mayores en la estructura térmica de la atmósfera. Las tormentas regionales se han documentado en torno a 8-35 veces por año marciano [1] y suelen formarse por la evolución y/o combinación de tormentas locales.
- **Tormentas globales:** este tipo de eventos es capaz de envolver a todo el planeta con una concentración de polvo considerable en la atmósfera. Al contrario de lo que pueda parecer, las tormentas de polvo globales no se forman a partir de una única tormenta local en expansión, si no que crecen con la combinación de varios focos y la retroalimentación de diversos fenómenos atmosféricos y radiativos. Los posibles procesos de formación y evolución de este tipo de tormentas se contemplan con más profundidad en la sección 3 y 4.

Para estructurar la clasificación y darle una base cuantitativa de utilidad, podemos basarnos en la taxonomía establecida por (Montabone y Forget, 2018) [8]. Según esta clasificación:

- **Tormentas locales:** levantan polvo en un área menor a $1,6 \cdot 10^6$ km² durante 3 soles o menos. El polvo que levantan no viaja largas distancias y vuelve a sedimentar en la misma zona mayoritariamente.
- **Tormentas regionales:** eventos únicos que levantan polvo en un área mayor a $1,6 \cdot 10^6$ km² durante más de 3 soles (y normalmente menos a 20). El polvo levantado en una tormenta regional puede viajar largas distancias, incluso rodeando la banda latitudinal, y sedimentar en zonas lejanas a su origen.
- **Tormentas globales:** son la combinación de múltiples tormentas regionales posiblemente conectadas que levantan polvo durante decenas de soles. Grandes cantidades de polvo son inyectadas en la atmósfera cubriendo la mayor parte del planeta en todas las latitudes. El periodo de decaimiento de este tipo de eventos hacia un escenario de condiciones típicas puede durar más de 100 soles.

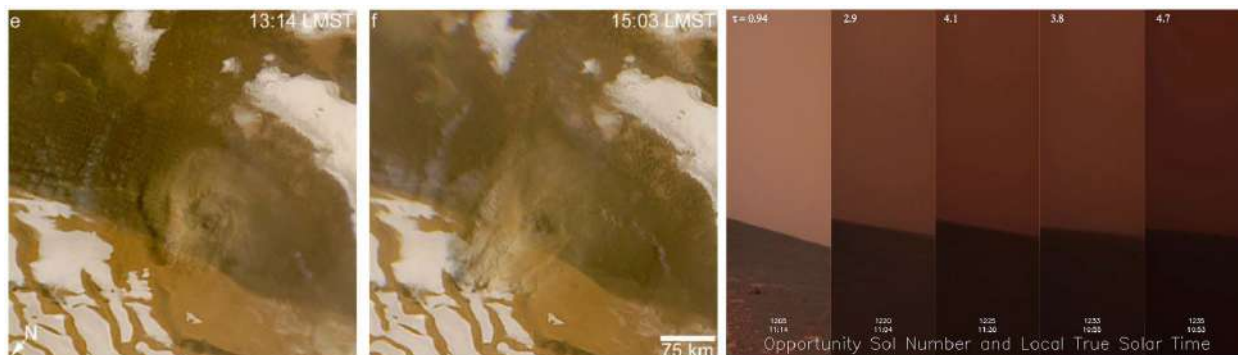


Figura 7: (izda) Imágenes de la evolución de una tormenta local polar capturada por MARCI el 2 de septiembre de 2008 [9]. (dcha) Imágenes tomadas desde la superficie por el rover Opportunity durante la tormenta global de 2007. La opacidad de la atmósfera llegó a bloquear el 99 % de la luz solar incidente sobre la superficie. Fuente: NASA/JPL-Caltech/Cornell.

La variabilidad temporal y espacial de las tormentas de polvo marcianas es objeto de estudio profundo, un campo que aún alberga muchas incógnitas y que requiere de observaciones de mayor cobertura y constancia en el tiempo de este tipo de eventos. En este trabajo no se profundiza en este aspecto de las tormentas, pero su entendimiento es una componente a tener en cuenta para comprender la formación y evolución de estos fenómenos. Otra característica de interés a la hora de analizar las tormentas de polvo es la presencia de texturas en los frentes de polvo, un aspecto muy ligado a los objetivos de este proyecto que se detalla en la sección 2.

1.2. La tormenta de polvo global de 2018

Teniendo presente todo el contexto proporcionado en los apartados anteriores se puede comprender de forma adecuada el fenómeno protagonista de este proyecto y los objetivos a cumplir en su estudio. En este trabajo se analizan ciertos aspectos del inicio de la tormenta global de polvo que tuvo lugar en 2018 y que cubrió Marte por completo, siendo la última tormenta de este tipo registrada hasta la fecha.

Esta tormenta de polvo global, GDS2018 por sus siglas en inglés, fue el primer caso confirmado de una tormenta de este tipo iniciada en el hemisferio norte del planeta. Precedida por una tormenta de carácter regional durante los últimos días de mayo (días 26-28 de este mes), la GDS2018 comenzó a ser observada en torno a $+31.7^{\circ} \pm 1.8^{\circ}$ N y $18^{\circ} \pm 5^{\circ}$ W, en Acidalia Planitia. Este núcleo inicial fue observado entre el 30 y 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_s=184.9^{\circ}$). Tras el crecimiento inicial, se pudo observar desde telescopios en la Tierra cómo la tormenta se expandió hacia el sur a través del corredor de Acidalia entre el 1 y el 8 de junio. Al mismo tiempo, la tormenta se expandió en ambas direcciones longitudinales. Para el 8 de junio la tormenta alcanzó la zona polar sur y unos días después la tormenta ya cubría de polvo la inmensa mayoría de la superficie de Marte [10]. Si bien los primeros resultados observacionales en ser analizados fueron los tomados desde Tierra, las misiones en órbita tomaron una gran cantidad de datos muy valiosos para su estudio.

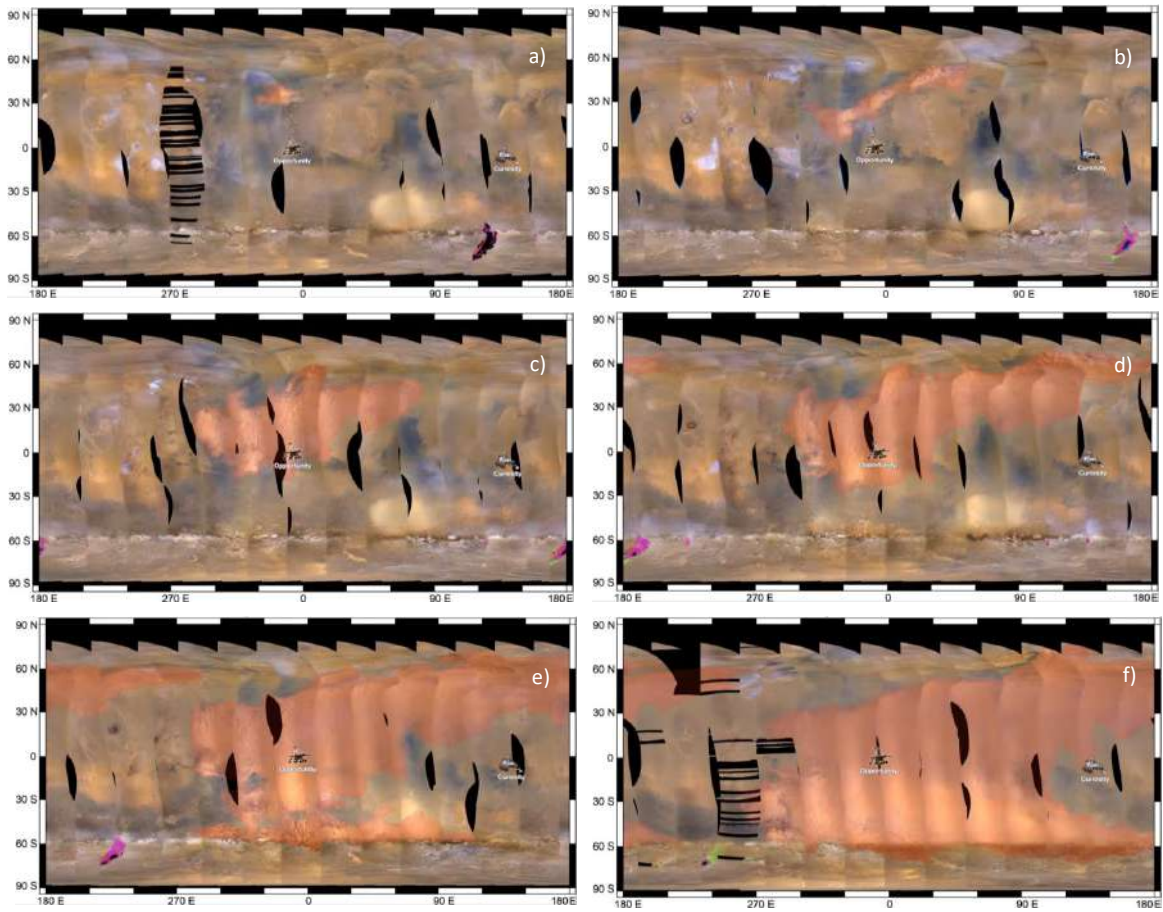


Figura 8: Composiciones de imágenes obtenidas por la cámara MARCI de la misión MRO para distintos días mostrando la evolución temporal y espacial de la gran tormenta de polvo de 2018 (resaltada en rojo). En fecha terrestre, las imágenes corresponden a los días a) 31 mayo b) 2 junio c) 4 junio d) 6 junio e) 8 junio f) 11 junio. Fuente: <https://youtu.be/bAwGf4YfyDQ>

La tormenta global de 2018 supuso un evento de gran interés, cuyo análisis prosigue a día de hoy mediante el uso de información recogida desde órbita. De hecho, algunos de los datos recogidos por las sondas que exploran Marte en los días de la tormenta aún no han sido del todo explotados, como es el caso del banco de imágenes proporcionado por el instrumento MARCI y sobre el cual se trabaja en este proyecto.

Como se ha expuesto en secciones anteriores, son múltiples los mecanismos físicos que pueden desatar una tormenta de polvo marciana. En el estudio de las tormentas conviven diferentes aproximaciones para intentar explicar su síntesis, evolución y morfología. De los distintos mecanismos que participan en la formación de una tormenta de polvo, y en concreto la GDS2018, este estudio centra su atención en los procesos convectivos. Para esto se analiza un modelo unidimensional simple que explora los efectos de la convección seca en el onset de la tormenta. Este modelo y otros estudios de la convección como detonante de tormentas de polvo se explora con mayor profundidad en la sección sección 4. El aspecto morfológico de la tormentas de polvo y la GDS2018 se investiga en la sección 3, un bloque muy relevante dentro de este trabajo dada la cantidad de imágenes de calidad proporcionada por MARCI durante el evento.

1.3. Objetivos del proyecto

Una vez expuestas las componentes generales del marco teórico de este trabajo y tras soslayar los propósitos del mismo en relación con la tormenta de polvo global de 2018, a continuación se presentan los objetivos de este proyecto, con la confianza de que el lector los comprenda mejor tras la información recogida en apartados anteriores. Podemos agrupar los objetivos en tres bloques principales, atendiendo a:

I. Descripciones generales y puesta en contexto de resultados:

- Comprender y exponer las características más importantes de Marte, su atmósfera y climatología. Entender la fenomenología causante de las tormentas de polvo y el papel de la convección en las mismas.
- Conocer la configuración general de la nave Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) y las características del instrumento MARCI. Plasmar las condiciones orbitales de la misión, su implicación en la toma de datos y el análisis de tormentas.

II. Navegación, medidas y análisis morfológico para la tormenta global de 2018:

- Aprender a analizar y navegar las imágenes procesadas por MARCI, realizar medidas y optimizar su visualización. Aplicar procesado de imágenes superficial para la mejor detección y caracterización de patrones en la tormenta de polvo global de 2018.
- Detectar, caracterizar y clasificar texturas y patrones encontrados en la fase inicial de la GDS2018 y la tormenta precursora. Comparar con familias de texturas propuestas en investigaciones recientes y profundizar en texturas de origen aparentemente convectivo.
- Medir los tamaños característicos de formaciones de interés en la GDS2018 así como las alturas alcanzadas por algunas estructuras ligadas al levantamiento de polvo.
- Ofrecer una descripción breve de la abundancia relativa, distribución y desarrollo de texturas durante el inicio de la tormenta global de 2018 y la tormenta precursora a esta usando las imágenes tomadas por MARCI.

III. Modelo 1D de convección seca y papel de la convección en la GDS2018

- Describir el modelo unidimensional considerado en el proyecto para la convección seca en Marte, realizar simulaciones con Python de la evolución de la velocidad vertical de burbujas convectivas a partir de datos obtenidos de la Mars Climate Database.
- Identificar y describir el papel de cada parámetro en el modelo de convección seca 1D y la repercusión de su variación en los resultados de la simulación. Determinar los rangos de valores que mejor encajan en la obtención de resultados coherentes con las investigaciones en el campo y que guarden relación con las medidas realizadas en las imágenes de MARCI para texturas de naturaleza convectiva.

2. Instrumentación y metodología

En este trabajo se ha hecho uso de las imágenes obtenidas por el instrumento MARCI, a bordo de la nave Mars Reconnaissance Orbiter. Las imágenes han sido analizadas con el software de QGIS y el modelo unidimensional estudiado se ha simulado con Python. En esta sección se presentan estos instrumentos y programas, así como su uso en el proyecto.

2.1. Mars Reconnaissance Orbiter

La Mars Reconnaissance Orbiter es una nave espacial con una gran diversidad de propósitos científicos en torno a Marte. La nave fue lanzada el 12 de agosto de 2005 y orbita Marte de manera operativa desde noviembre del 2006. La MRO, por sus siglas en inglés, ha superado con creces el tiempo de vida planificado para la misión, así como sus objetivos. Entre los propósitos de la misión se encontraban el mapeo en alta resolución de la superficie marciana, estudiar el clima del planeta, analizar su atmósfera y geología, buscar rastros de agua y servir de nexo para las comunicaciones con las naves y robots depositados en la superficie.

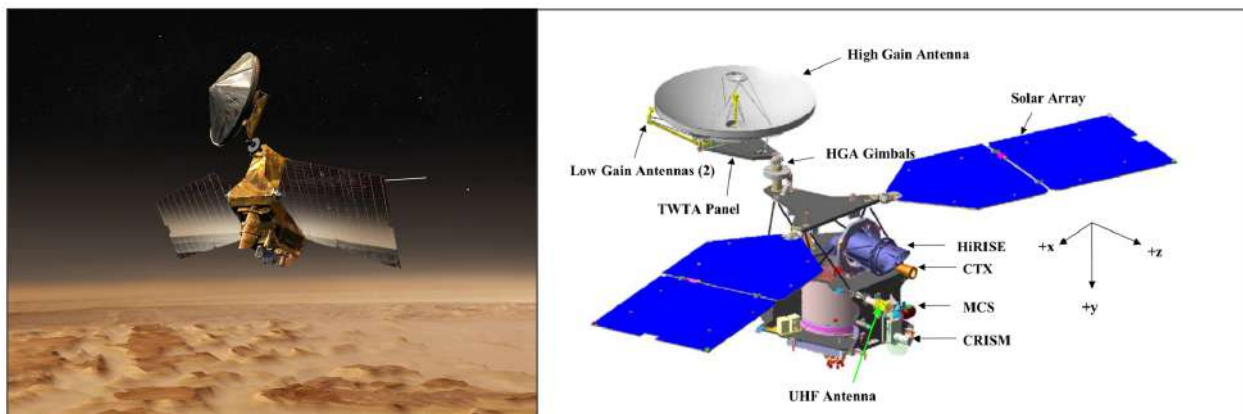


Figura 9: (izda) Representación artística de la MRO en órbita alrededor de Marte. (dcha) Esquema estructural de la MRO, mostrando los instrumentos principales y subsistemas: Fuente: [11]

La Mars Reconnaissance Orbiter lleva a bordo un total de seis instrumentos científicos (más los instrumentos de ingeniería y los pertenecientes a otros subsistemas). Los seis instrumentos científicos se conocen como: HiRISE (cámara de muy alta resolución), CTX (context camera), CRISM (espectrómetro), MCS (radiómetro), SHARAD (radar) y por último MARCI, instrumento del que se ha hecho uso en este proyecto. Se puede encontrar más información acerca de los instrumentos en [11] y en la página oficial de la misión (<https://mars.nasa.gov/mro/mission/instruments/>).

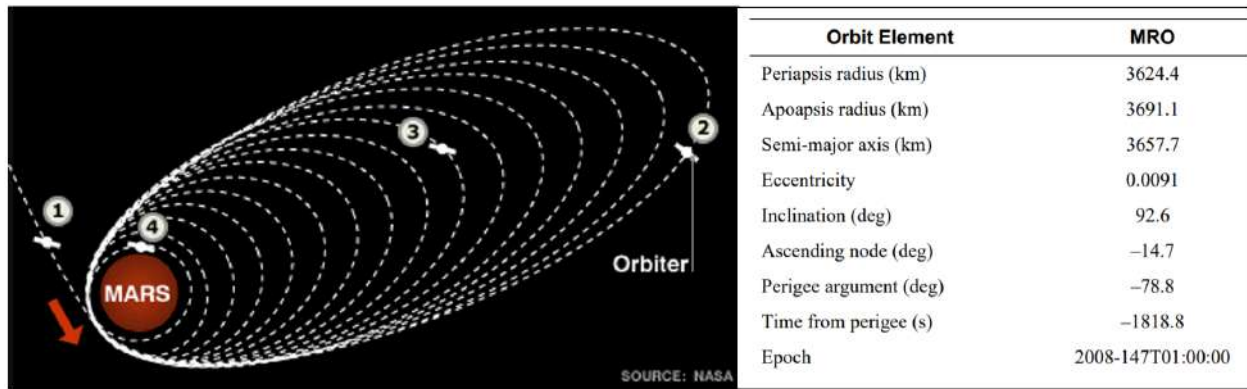


Figura 10: (izda) Representación del proceso de inserción orbital y aerofrenado operado por la MRO a su llegada al planeta Marte. (dcha) Tabla de parámetros orbitales de la MRO. Fuente: [11]

Es de vital importancia tener en cuenta la órbita de la MRO, ya que condiciona fuertemente las imágenes que se pueden obtener y los resultados asociados. En la Fig. 10 se recogen los parámetros orbitales principales de la nave. La Mars Reconnaissance Orbiter, al igual que la Mars Odyssey y la Mars Global Surveyor, posee una órbita sol-síncrona circular. Este tipo de órbita posee ventajas conocidas, sin embargo, también se presenta como un inconveniente para este tipo de estudios. Por tener esta órbita, la nave pasa siempre sobre una determinada zona a la misma hora local solar. Esto permite observar con las mismas condiciones de iluminación, lo cual favorece los mapeos, pero conlleva un gran problema a la hora de estudiar fenómenos que tienen lugar en escalas temporales pequeñas, pues ofrece una base de imágenes muy limitadas en el tiempo [12]. Este problema se ha hecho evidente en el análisis de las imágenes de la tormenta de polvo de 2018 y la tormenta precursora, ya que la ausencia de datos en más momentos aparte de la hora local solar correspondiente (en torno a las 10-12 h LTST) genera una pérdida de información muy valiosa.

Dado el gran interés de la comunidad científica en los fenómenos atmosféricos que ocurren en Marte y la subsecuente necesidad de observaciones con mayor rango en tiempo local, se han realizado distintos estudios y propuestas para solventar esta limitación en el futuro. Una de estas propuestas es la puesta en marcha de un sistema de satélites con órbitas geoestacionarias en Marte, que permitan la observación constante de la superficie del planeta en toda su extensión (MACAWS [8]). En este trabajo se tiene en cuenta el problema de la órbita sol-síncrona entre los factores limitantes del análisis de las tormentas de polvo.

2.1.1. MARCI: descripción y funcionamiento

El instrumento Mars Color Imager o MARCI es una cámara gran angular (180°) multi-espectral (ultravioleta, visible e infrarrojo cercano) de tipo CCD (Charge-Coupled Device). En concreto, las bandas del espectro en las que MARCI puede observar son siete: cinco de ellas en el rango visible - infrarrojo cercano (437, 546, 604, 653 y 718 nm), y dos en el rango ultravioleta (258 y 320 nm). El sensor CCD de la cámara es un Kodak KAI-1001 de transferencia interlínea de 1024x1024 píxeles.

MARCI está diseñada para tomar imágenes diarias de Marte a “baja resolución” (1 a 10 km) en comparación a HiRISE, con el objetivo de estudiar la evolución del tiempo y el clima en el planeta observando cambios visibles en su atmósfera. Los objetivos científicos principales de MARCI son: (1) observar procesos globales en la atmósfera de Marte de forma diaria; (2) estudiar la interacción entre la superficie y las capas bajas de la atmósfera en diversas escalas espacio-temporales; (3) observar características de la superficie indicadoras de la evolución climática en el planeta; (4) obtener una cobertura global a escalas de 1-10 km/píxel de forma repetida; (5) usar imagen multispectral para distinguir entre componentes de las nubes (agua, CO₂ y polvo); (6) observar y medir el ozono atmosférico [13].

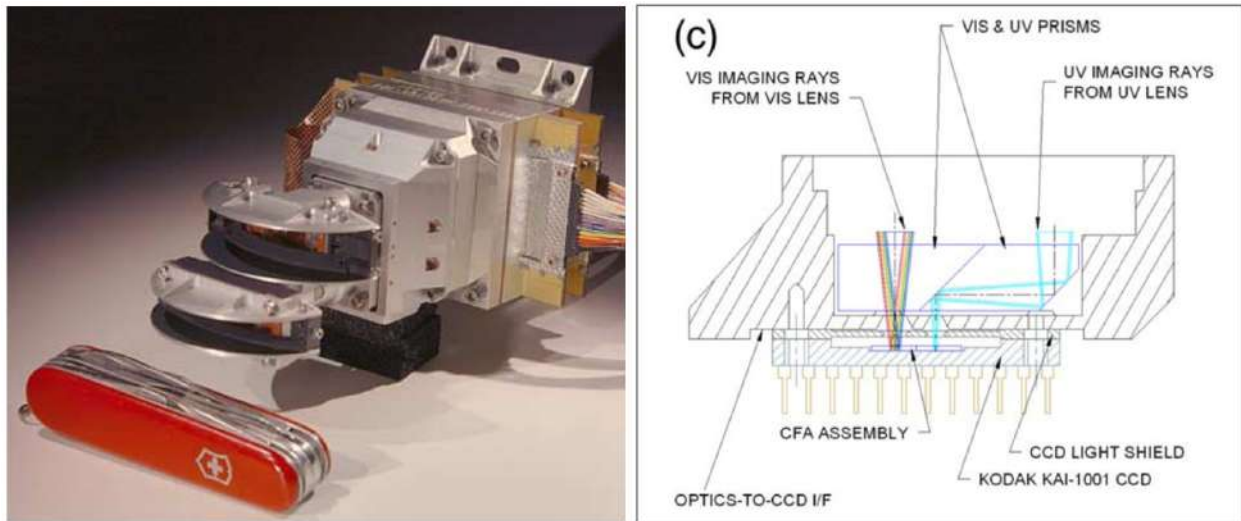


Figura 11: (izda) Imagen del instrumento MARCI junto con una navaja suiza para comparar la escala. (dcha) Esquema de las trayectorias ópticas de la luz captada en el rango visible y la captada en el rango ultravioleta.

Como se observa en la Fig. 11, el instrumento construido por Malin Space Science Systems (MSSS) posee un tamaño pequeño (9.2 cm x 7.2 cm x 14.0 cm) y una masa de 481 g. Esto, sumado a su bajo consumo energético (≤ 5 W), lo convierte en un instrumento muy bien optimizado para la misión. En cada órbita MARCI captura 7 imágenes globales en las 7 longitudes de onda en las que trabaja. De estas imágenes, este trabajo hace uso de las tomadas en el rango visible para el análisis de las tormentas de polvo.

2.2. Metodología

2.2.1. Planetary Data System - NASA

El Planetary Data System (PDS) es un archivo proporcionado por la NASA con datos digitales producidos por misiones planetarias de la agencia norteamericana, el archivo está administrado por investigadores de ciencias planetarias para asegurar su fiabilidad.

El archivo del Planetary Data System está organizado en 6 nodos o secciones dentro del campo de las ciencias planetarias (y dos subnodos). En el caso de MARCI, sus datos se colectan en el “Cartography and Imaging Science Node”. Sin embargo, no todo el historial de datos de MARCI es accesible a través de PDS, parte de estos archivos habían sido ofrecidos al público por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Por desgracia, los servidores de FTP (File Transfer Protocol) de la USGS dejaron de funcionar ante la decisión de no ofrecer el servicio por más tiempo. En ese aspecto, ha sido inestimable la ayuda del Dr. Iñaki Ordóñez-Etxeberria, que ha facilitado los archivos de imagen para el estudio de la tormenta de polvo de 2018 (previa selección). Link al PDS: <https://pds.nasa.gov/>.

2.2.2. Análisis de imágenes con QGIS

Las imágenes obtenidas por MARCI, obtenidas del Planetary Data System (PDS) han sido analizadas gracias al programa QGIS. Este es un sistema de información geográfica (SIG) de software libre y código abierto para todas las plataformas. Este sistema, ampliamente utilizado en estudios topográficos y de análisis terrestres, permite navegar y analizar imágenes tomadas por satélite. Link: <https://www.qgis.org/es/site/>.

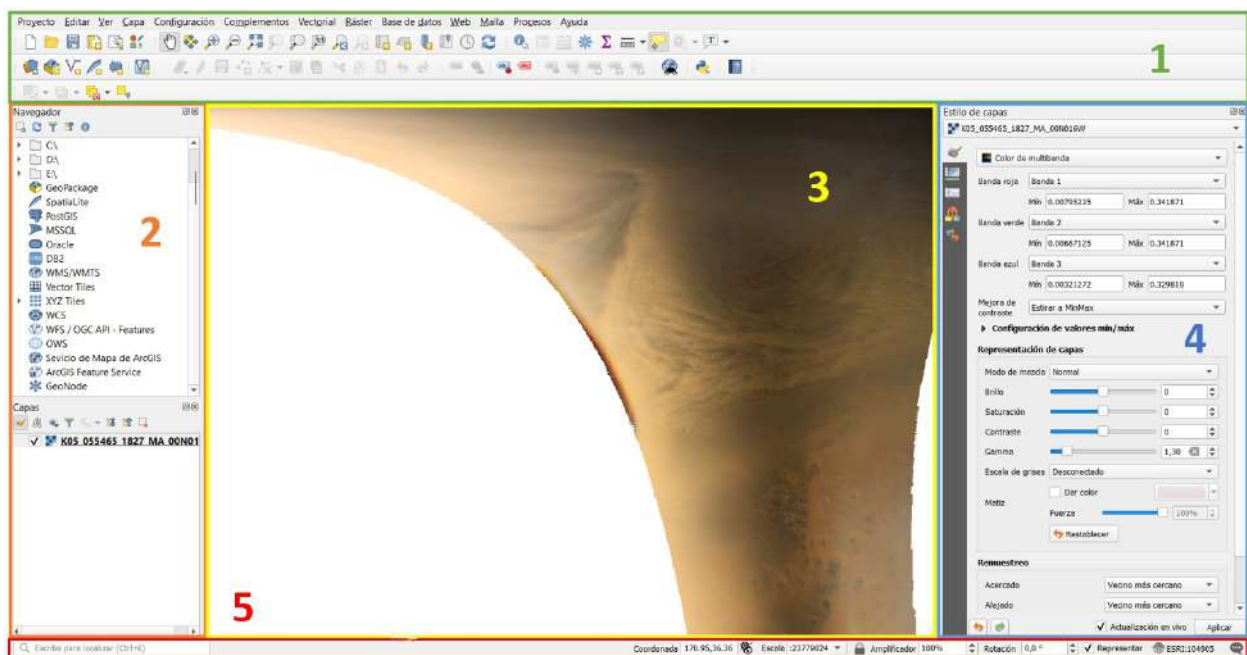


Figura 12: (1) Herramientas de QGIS; de entre la gran cantidad de recursos que ofrece, la más usada en este trabajo ha sido la herramienta de medición sobre el terreno. (2) Ventana de navegación y selección de archivos, desde la cual se importan las imágenes de MARCI en formato vrt. (3) Ventana de navegación de la imagen, desde la cual se puede desplazar y ampliar/reducir la misma. (4) Ventana de propiedades de la capa, la cual permite cambiar los canales de color, contraste, gamma, y otras propiedades de importancia para la correcta visualización de la imagen. (5) Barra de estado, para escoger sistema de coordenadas y visualizar las mismas a lo largo de la navegación.

El proceso seguido en este trabajo para el análisis de las imágenes de MARCI es el siguiente: (i) importar las imágenes y ordenarlas por fechas, recogiendo en una base de datos los datos orbitales y temporales de la toma de la imagen. (ii) Abrir el archivo con QGIS, modificando los parámetros de contraste, factor gamma y ganancia en los canales de color para optimizar la visualización. (iii) Navegar la imagen aplicando el sistema de coordenadas GCS Mars 2000, localizando las estructuras de interés y contextualizándolas con el resto de imágenes navegadas. (iv) Capturar y guardar las imágenes de las estructuras y medir las características de interés para el estudio, que se recogen en un Excel para su tratamiento.

2.2.3. Mars Climate Database

Para elaborar el código del programa que ejecutará las simulaciones del modelo aplicado es necesaria una serie de datos que recoja las condiciones de presión y temperatura de la atmósfera marciana. Para obtener estos perfiles se ha hecho uso de los recursos ofrecidos por “The Mars Climate Database Projects”. Esta base de datos ofrece un registro muy amplio de variables meteorológicas de la atmósfera de Marte para la localización y el momento del año seleccionados. Para generar los perfiles se hace uso del modelo LMD-GCM (“Global Climate Model” del “Laboratoire de Météorologie Dynamique”) [3]. En la Fig. 13 se muestran los perfiles obtenidos para distintas horas del día en las condiciones del origen de la GDS2018.

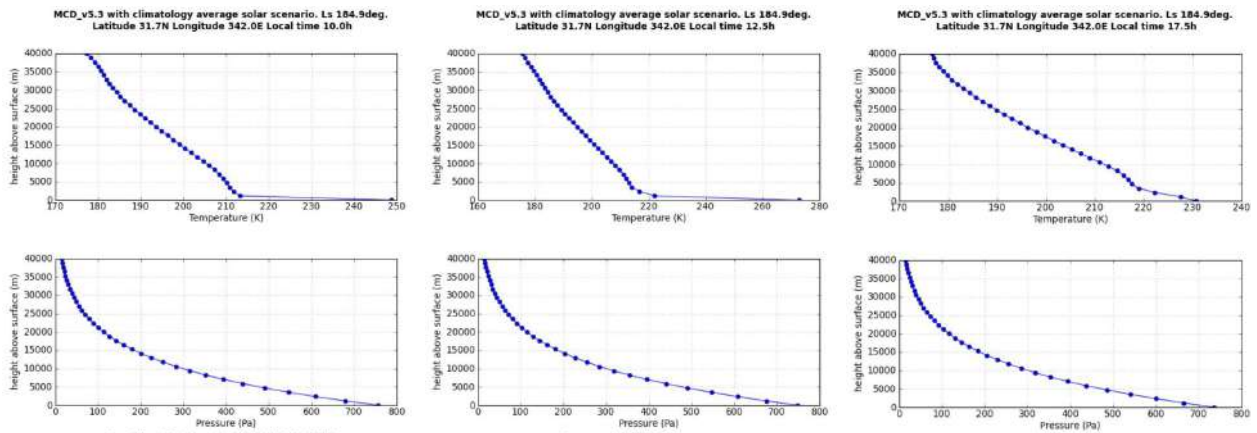


Figura 13: Perfiles de temperatura (arriba) y presión (abajo) para distintas horas del sol marciano para $L_s=184.9^\circ$ y 31.7° N 342° E. Perfiles a las 10h, 12.5h y 17.5h para condiciones atmosféricas normales, donde se aprecia la inercia térmica de la capa superficial (el MCD genera títulos y marcas pequeñas que no han podido ser redimensionadas por falta de tiempo).

2.2.4. Python: simulaciones

Como recoge la sec. 4, el modelo unidimensional aplicado para explicar la convección y su implicación en la tormenta de polvo requiere de una solución numérica. Para computar esta solución a través de un método recursivo se ha hecho uso de código Python, programado en el ambiente web de Jupyter Notebooks. Link: <https://jupyter.org/>.

3. Análisis de imágenes de la tormenta global de 2018

Teniendo en cuenta el interés de este trabajo por la influencia de los fenómenos convectivos, uno de los factores más interesantes a estudiar en la tormenta global de 2018 es la presencia de texturas en la masa de polvo en suspensión. Los rasgos morfológicos o texturas de esta índole son uno de los datos observacionales más interesantes a obtener a partir de imágenes en el espectro visible. Las texturas suelen estar asociadas a meteorología o a fenómenos que son indetectables sin la presencia de nubes o polvo en suspensión (y sin contar con instrumentos de medida in situ). Por tanto, su análisis proporciona valiosa información no solo sobre la distribución del polvo en la tormenta, sino también sobre los posibles fenómenos que generan y dirigen la misma.

En esta sección y en lo que sigue se hace hincapié en el origen de las imágenes analizadas en el trabajo, ya que la etapa estudiada presenta fenómenos pertenecientes a dos tormentas distinguibles de acuerdo a la sección 1.2. Para este trabajo se han obtenido imágenes de MARCI entre los días 23/05/2018 (MY34 $L_s=180.5^\circ$) y 01/06/2018 (MY34 $L_s=188^\circ$), esto quiere decir que una parte de las imágenes recogen observaciones de la tormenta precursora centrada en el día 27/05/2018 (MY34 $L_s=182.8^\circ$) y la otra presenta observaciones del inicio (“onset”) de la tormenta de polvo global el 30-31/05/2018 (MY34 $L_s=184.6^\circ$) (Ver Fig. 14).

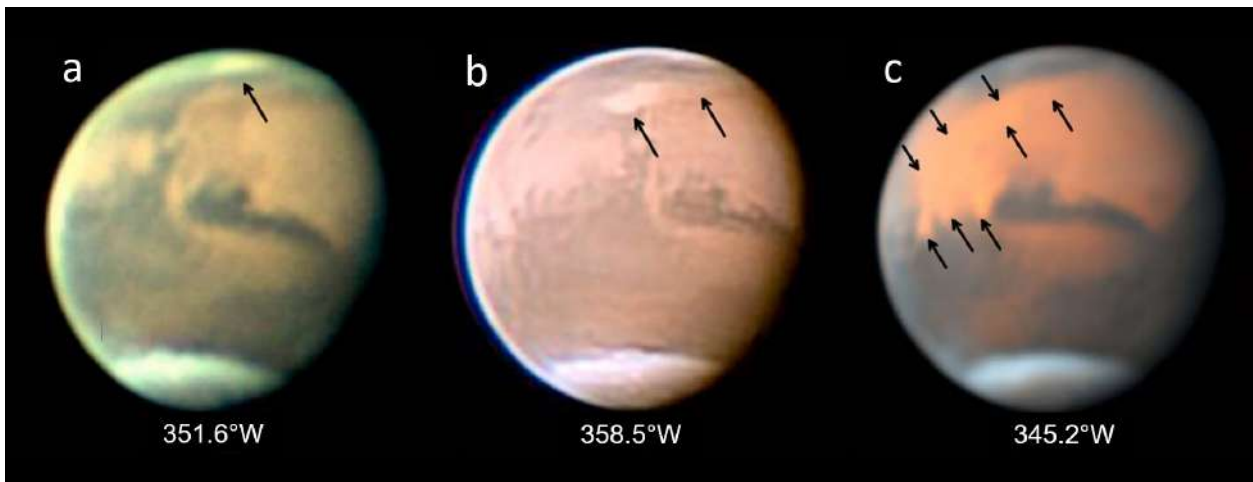


Figura 14: Imágenes de la tormenta precursora y el onset de la GDS2018 tomadas por telescopios desde Tierra. (a) Tormenta precursora centrada en 346.7°W y 56°N (27 May, 05:42 UT, G. Grassmann). (b) Onset de la tormenta global de 2018 centrada en $18^\circ\pm 5^\circ\text{W}$ y $31.7^\circ\pm 1.8^\circ\text{N}$ (31 May, 08:55 UT, J. Rueck). (c) Fase avanzada del onset de la GDS2018, imagen tomada el 05/06/2018, último día de los datos de MARCI analizados (5 June, 11:13.4 UT, D. Peach). Fuente: [10]

El análisis de las texturas llevado a cabo en el estudio se aplica a ambas tormentas, precursora y onset, marcando en cada caso explorado si pertenece a la primera o la segunda. Del subsecuente análisis se muestra que la mayoría de tipos de textura están presentes en ambas tormentas, aunque la muestra estudiada es demasiado pequeña para concluir que la presencia de texturas en tormentas regionales (precursora) y etapas iniciales de tormentas globales (onset) sean equivalentes.

3.1. Texturas: clasificación y presencia en la GDS2018

Son varios los estudios que han ofrecido una taxonomía para las texturas de polvo observadas en Marte, sin embargo, es un campo aún debatido y con límites borrosos en muchas ocasiones. Para examinar el caso de la tormenta global de polvo de 2018 se presentan los resultados de los artículos más notables acerca de texturas en tormentas de polvo de la mano de las imágenes de MARCI analizadas en este trabajo.

Uno de los estudios que sentó las bases de la clasificación de estructuras para nubes en Marte lo hizo Ralph Kahn en 1984 [14], usando datos de las sondas Mariner 9 y Viking. Esta clasificación es, en su mayor parte y tras observar las imágenes de la tormenta, aplicable a los fenómenos de levantamiento de polvo. En la Fig. 15 se hayan los criterios de clasificación establecidos en dicho trabajo, las categorías establecidas y su interpretación en el momento de publicación del mismo. En esta sección se muestran estructuras de este tipo y otras encontradas en las imágenes analizadas para el inicio de la GDS2018 y la tormenta precursora.

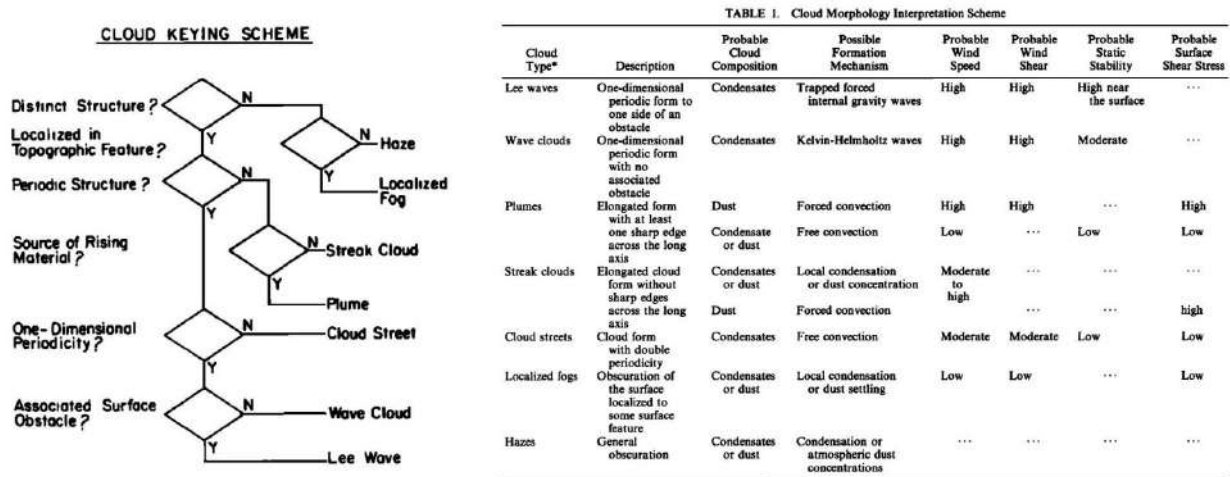


Figura 15: Clasificación de estructuras observadas por Kahn 1984, base para muchos otros estudios sobre texturas y fenómenos observados en los condensables y el polvo de Marte. Imagen: [14]

3.1.1. Ondas de Lee y ondas de gravedad

Uno de los fenómenos que más se repiten en las imágenes de MARCI analizadas son los patrones regulares generados por ondas de gravedad y ondas de Lee. Siendo estas últimas una versión de ondas de gravedad generadas por elementos topográficos como montañas o cráteres que fuerzan el desplazamiento del aire. Estas ondas están presentes en casi todas las imágenes de MARCI analizadas y son signo de vientos moderados o fuertes y una cizalla intensa. En la Fig. 16 se muestran dos ejemplos de ondas de Lee observadas en la tormenta global de polvo de 2018. Como estas, la mayor parte de ondas de Lee fácilmente apreciables en las imágenes de MARCI se encuentran en zonas de latitudes altas del hemisferio norte.

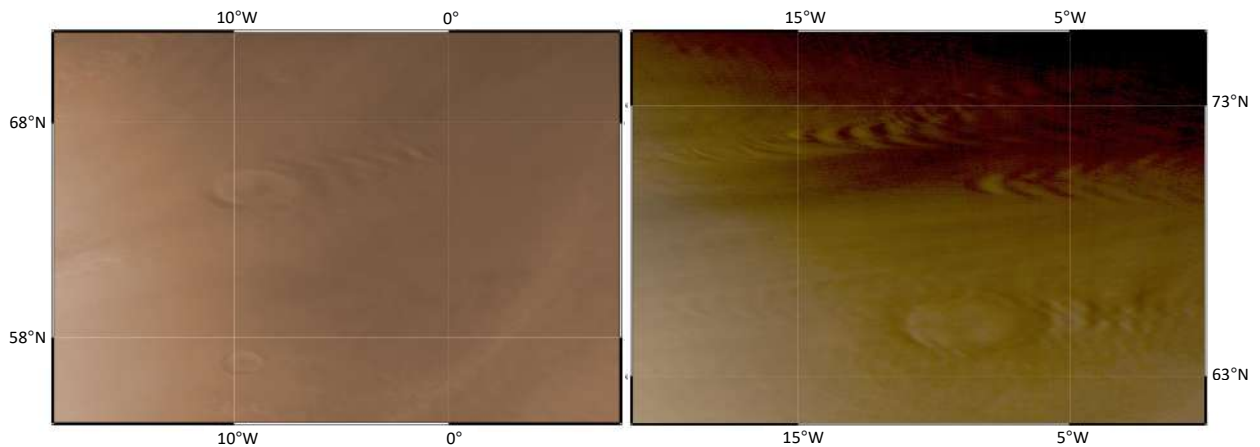


Figura 16: Ondas de Lee generadas por el Cráter Lomonosov (65N 9W) y otros, evidenciadas por el polvo en suspensión. (izda) Tormenta precursora, imagen del 26/05/2018 (MY34 $L_s=182.1^\circ$) y (dcha) Onset de la tormenta global, imagen del 04/06/2018 (MY34 $L_s=187.2^\circ$).

Las ondas de Lee y ondas de gravedad se repiten con frecuencia en la zona polar norte de Marte durante las fechas analizadas. Gracias a QGIS se han medido los patrones de algunas de estas. Para el caso de la Fig. 16 obtenemos una **longitud de onda media de 33.9 km** en las ondas generadas por el cráter Lomonosov durante la tormenta precursora. El mismo cráter durante el onset de la GDS2018 genera un patrón de **longitud de onda de 24.3 km**, y los cráteres vecinos generan **longitudes de onda de 26.6 km y 25.1 km**.

A lo largo del set de imágenes analizado se encuentran multitud de texturas con **estructuras filamentosas paralelas**. No es sencillo discernir el origen de estos patrones ya que están presentes en un contexto donde confluyen multitud de fenómenos diferentes. En cuanto a este tipo de formaciones, este trabajo señala a dos mecanismos principales para explicar su naturaleza. En primer lugar se hayan las ondas de gravedad y las **calles de nubes** (“street clouds”), patrones generados por el desplazamiento de una parcela de aire en una atmósfera con capas estables y estratificadas. En el caso de las calles de nubes, estas se diferencian de las ondas de gravedad por la doble periodicidad que se puede observar en los patrones que forman, similares a collares de perlas [14].

El segundo mecanismo por el que se pueden formar patrones ondulados o **“ruffled textures”** es la formación de rollos convectivos. En un artículo publicado en 2016, N.G.Heavens discute ampliamente la influencia de este fenómeno en la formación de patrones ondulados en tormentas de polvo regionales en Marte [15]. Heavens adjudica un papel relevante en la formación de estas texturas a la advección de aire frío. En la Fig. 17 se ve un claro ejemplo de este tipo de texturas dentro del frente de la tormenta precursora. Sin embargo, dada la complejidad del caso es muy difícil saber si estas ondas están originadas por ondas de gravedad, por fenómenos convectivos o una mezcla de ambos. Las longitudes de onda que se observan en estos patrones han sido medidas y se recogen en la tabla 3, concluyendo que su tamaño es casi un orden de magnitud menor que para el caso de las ondas de Lee analizadas en la Fig. 16, rondando el **intervalo de 5-15 km**. Estructuras tubulares semejantes se observan en la Fig. 28, en la cual también se han medido sus dimensiones.

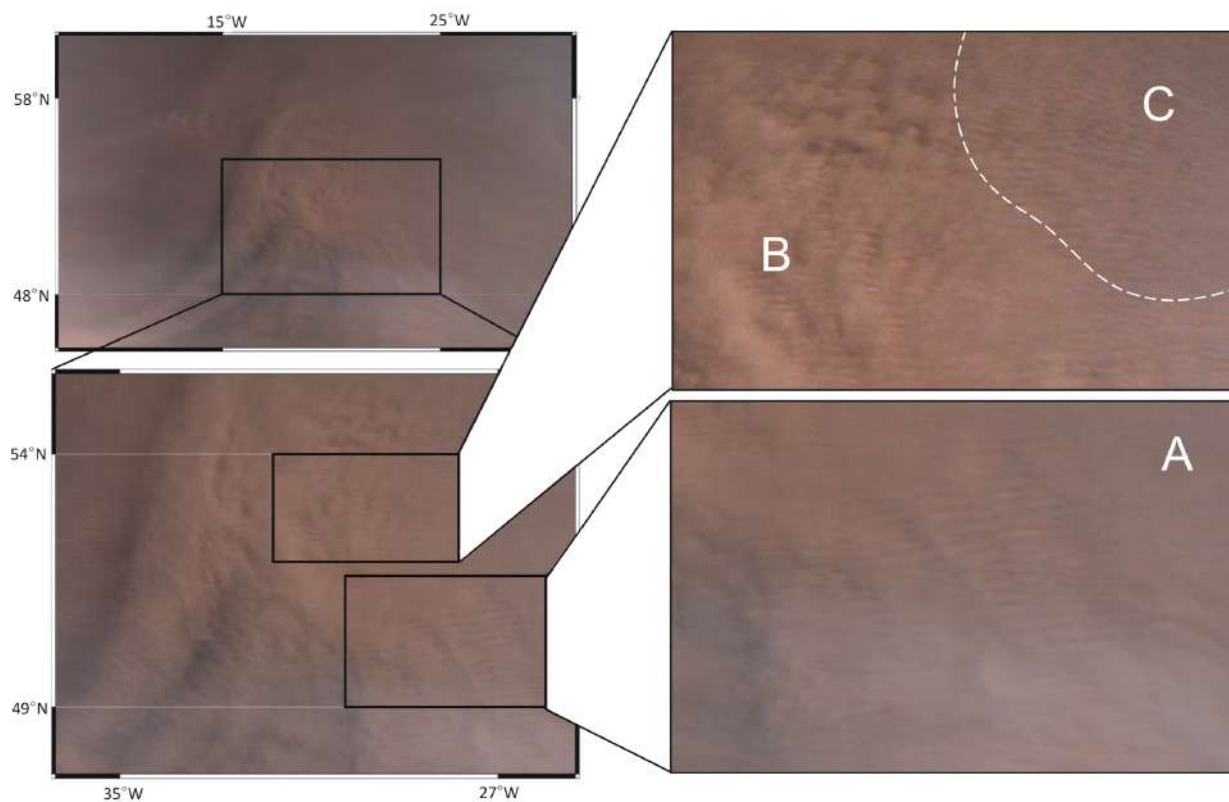


Figura 17: región de la tormenta de polvo precursora fotografiada el 25 de mayo de 2018 (MY34 $L_s=181.5^\circ$). En los close-ups se aprecian las texturas onduladas presentes en el frente de polvo, donde se indican tres áreas sobre las que es posible medir la longitud de onda de las estructuras.

Zona (Fig. 17)	Rama	Long. Onda (km)	Media (km)
A	A1	11,8	$9,9 \pm 1,2$
	A2	9,1	
	A3	9,8	
	A4	10,1	
	A5	8,9	
B	B1	6,6	$7,0 \pm 0,5$
	B2	7,1	
	B3	7,2	
	B4	6,5	
	B5	7,7	
C	C1	6	$6,1 \pm 0,2$
	C2	5,9	
	C3	6,4	
	C4	6,3	
	C5	5,9	

Tabla 3: Mediciones realizadas para las longitudes de onda de las texturas onduladas presentes en las ramificaciones de la Fig. 17 (zonas A, B y C respectivamente).

3.1.2. Texturas tipo “puffy”, “pebbled” y plumas

Es sabido que las tormentas de polvo en Marte presentan una granulación no vista en las tormentas de arena en la Tierra. Sin embargo, la clasificación de estas aglomeraciones de polvo en distintas estructuras es aún un campo joven en vías de formación. La clasificación de texturas puede ayudar a relevar fenómenos atmosféricos asociados, y en ese esfuerzo por realizar una taxonomía de texturas en las tormentas destaca el estudio realizado por Kulowski et al. 2016 [16]. En este artículo realizan una clasificación de las texturas encontradas en imágenes de tormentas de polvo regionales. Los tres tipos de textura que presentan son: “pebbled” *Dust Storms* (“Tipo empedradas”), “puffy” *Dust Storms* (“Tipo acolchadas”) y *Plume-like Dust Storms* (“Tipo plumas”). En la Fig.18 se muestra la clasificación realizada por estos investigadores. En este trabajo se ha intentado encontrar ejemplos de estas texturas dentro de la gran tormenta de 2018 a partir de las imágenes de MARCI.

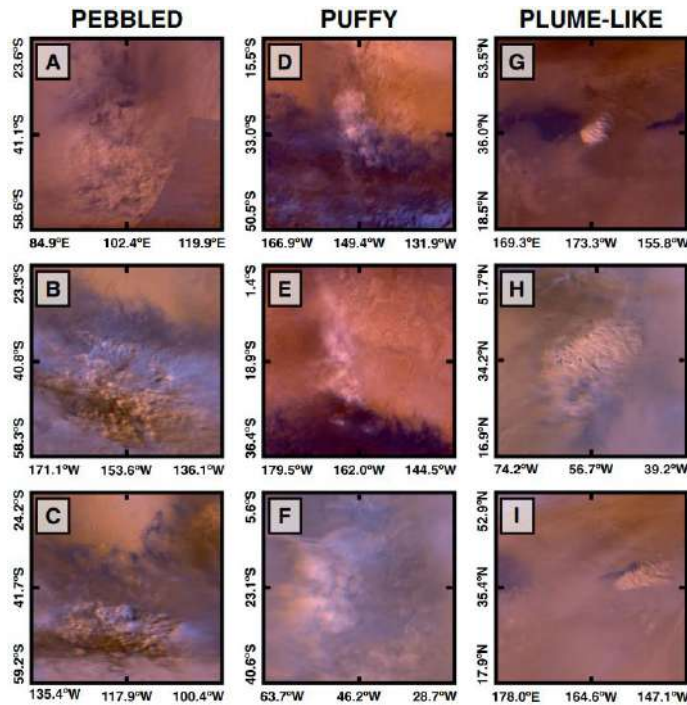


Figura 18: Ejemplos presentados por (Kulowski, 2016) para ilustrar la clasificación establecida por este equipo para las texturas de tormentas de polvo regionales en Marte. Imagen obtenida de [16].

En las imágenes de MARCI analizadas se observan texturas en su mayor parte mixtas. Es especialmente difícil encontrar texturas bien definidas en el frente mayor de la tormenta, mientras que a escalas menores y en regiones colindantes al frente se encuentran estructuras que se pueden clasificar con mayor facilidad. A la hora de aplicar la clasificación de Kulowski, es un reto discernir aquellas texturas que entran dentro del rango “puffy” de las que se catalogarían como “pebbled”. En ausencia de un análisis más profundo, las texturas de estos tipos en la tormenta predecesora y el onset de la GDS2018 han sido catalogadas como un grupo mixto “puffy” / “pebbled”. En la Fig.19 se presentan algunos ejemplos de este tipo de texturas presentes en la tormenta de polvo global de 2018.

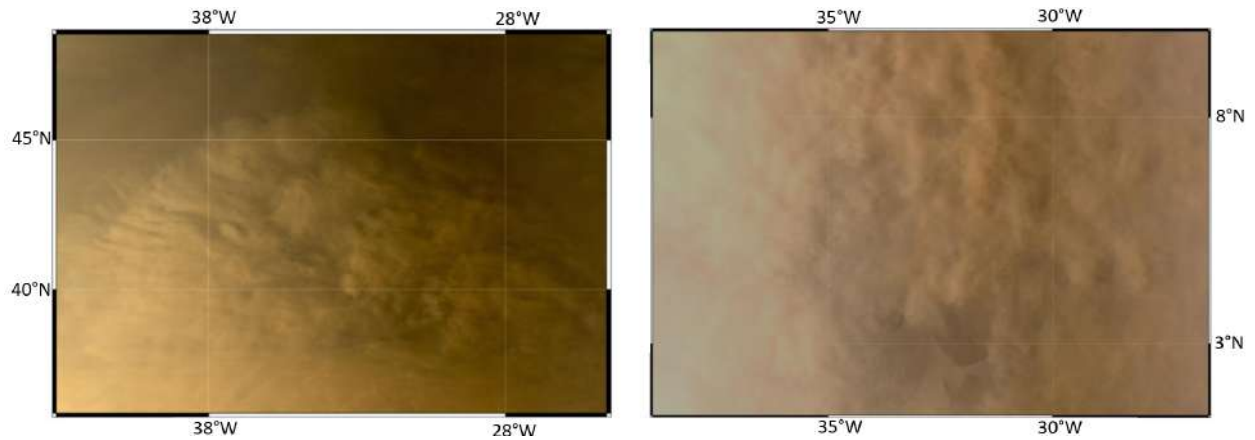


Figura 19: imágenes de zonas de la tormenta que exhiben texturas de tipo “puffy” y “pebbled” dentro de la gran tormenta de polvo de 2018. Imágenes tomadas el día 5 y 4 de junio de 2018 (izda y dcha respectivamente) sobre la zona cercana al corredor de Acidalia Planitia.

Los tamaños de los cúmulos de polvo medidos varían ampliamente, ya que determinar los límites de estos puede ser una tarea susceptible a la subjetividad de la persona que los analice, en este trabajo se aproximan los cúmulos a elipses para facilitar la medida de sus dimensiones. De acuerdo con la Fig. 20, los cúmulos discernibles dentro del frente de la tormenta precursora presentan una **anisotropía media** en torno al **1,88** (semieje mayor/semieje menor). La tendencia de los **cúmulos más anisótropos** de la muestra alcanza un valor del **3,06** en anisotropía, mientras que el mismo valor para los **cúmulos más isotropos** ronda el **0,73**. Pese a mostrar formas pseudo-elípticas mensurables, en etapas más tardías estas formaciones son difíciles determinar medir, ya que su forma se va perdiendo y difundiéndose en capas superiores con mayores vientos y arrastre.

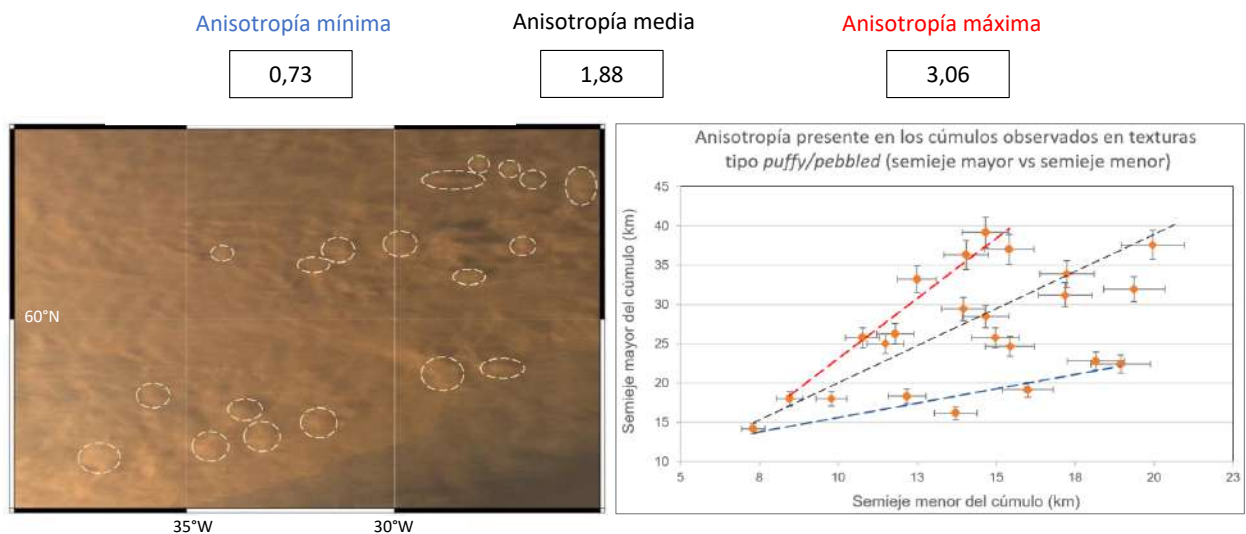


Figura 20: (izda) imagen tomada el 26 de mayo de 2018. En este frente de la tormenta precursora se observan distintos cúmulos medidos. (dcha) Gráfica del ratio entre los semiejes de algunos de los cúmulos observados en texturas “puffy”/“pebbled” (error aproximado al 5% de la medida).

Semieje mayor a ($\pm 1\text{km}$)	Semieje menor b ($\pm 1\text{km}$)	Anisotropía a/b	Área ($\pm 10\text{km}^2$)
16,2	13,7	1,2	697,0
22,4	18,9	1,2	1332,3
19,1	16,0	1,2	962,1
22,8	18,2	1,3	1301,6
18,3	12,2	1,5	700,1
24,7	15,4	1,6	1196,1
31,9	19,4	1,6	1941,8
25,8	15,0	1,7	1212,0
31,2	17,2	1,8	1683,8
18,0	9,8	1,8	553,5
37,5	20,0	1,9	2352,7
14,2	7,3	1,9	325,9
28,5	14,7	1,9	1311,3
33,9	17,2	2,0	1833,5
29,4	14,0	2,1	1290,2
18,0	8,5	2,1	478,0
25,0	11,5	2,2	901,3
26,3	11,8	2,2	973,9
25,8	10,8	2,4	872,0
37,0	15,4	2,4	1791,6
36,3	14,1	2,6	1601,9
33,2	12,5	2,7	1302,9
39,1	14,7	2,7	1803,6

Tabla 4: Medidas de ejes en cúmulos dentro de texturas “puffy”/“pebbled” (Fig. 20) aproximados a elipses. Las medidas pueden estar sujetas a errores mayores (límites difusos).

Aún siendo una muestra pequeña de medidas, la hipótesis que se propone en este trabajo tras las observaciones y el análisis hecho es que los cúmulos pertenecientes a estas texturas poseen un origen marcado por la convección y desarrollan su carácter anisótropo fruto del efecto de arrastre de los vientos intensos. En lo que respecta a las texturas de tipo pluma, su identificación ha resultado ser más sencilla e inequívoca para el caso del onset de la gran tormenta y la tormenta precursora. En distintas imágenes se observa, a escalas del orden de decenas de kilómetros, plumas que levantan el polvo desde la superficie y lo arrastran. A partir de las imágenes es imposible saber si bajo el frente principal de la tormenta se hayan más plumas de este tipo que retroalimenten la masa de polvo.

Durante la evolución de la tormenta de polvo precursora y la GDS2018, se hayan formaciones de este tipo en los márgenes de zonas más difusas, siempre en grupo. Es importante señalar la diferencia existente entre este tipo de formaciones y las texturas onduladas como ondas de gravedad o rollos convectivos. Es probable que en el estudio de (Kulowski, 2016) [16] se identifiquen texturas onduladas con la etiqueta de plumas, sin embargo, la alta resolución de las imágenes de MARCI permite ver que no se tratan de estructuras tan semejantes (ver Fig. 22). Esta crítica al análisis de Kulowski también la hace Heavens en [15].

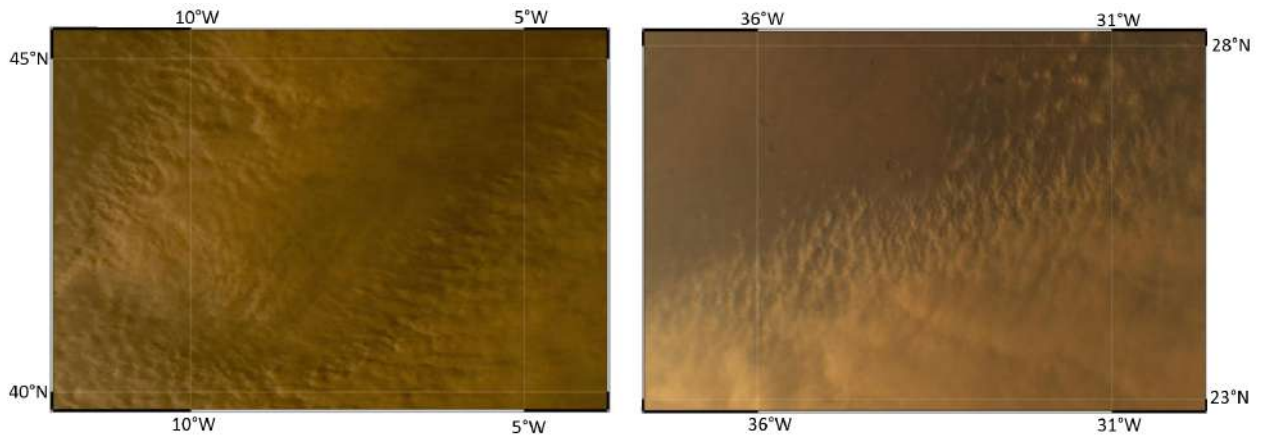


Figura 21: imágenes de zonas de la tormenta de polvo global de 2018 que muestran plumas, fenómenos que muestran cómo el polvo está siendo levantado de la superficie marciana. Imágenes tomadas el día 4 y 1 de junio de 2018 (MY34 $L_S=187.3^\circ$ y $L_S=185.6^\circ$)

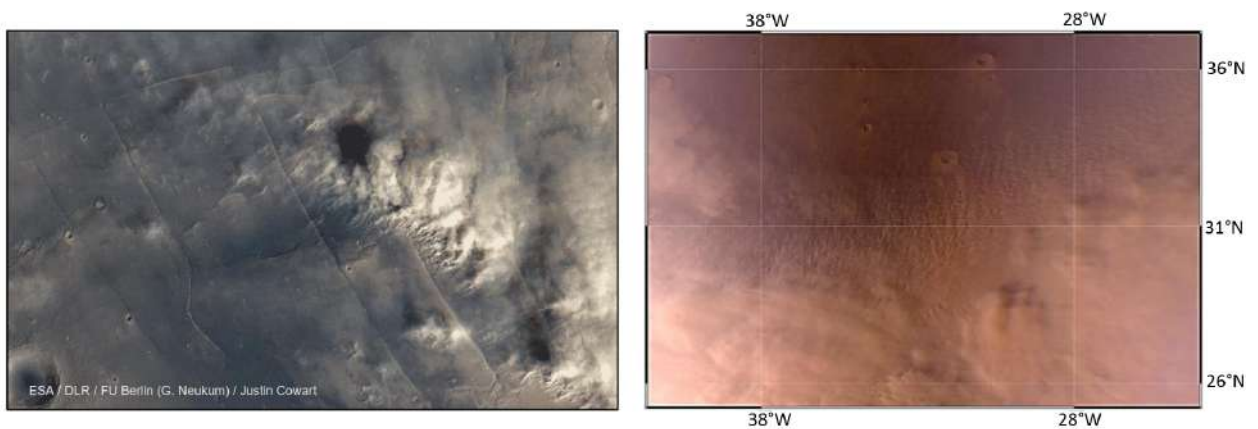


Figura 22: (izda) Imagen tomada por la cámara HRSC a bordo de la nave Mars Express el 17 de junio de 2011 (MY30 $L_S=312.6^\circ$) que muestra como se elevan los cúmulos de polvo a partir de las plumas levantadas por el viento (ver [gif original](#)). (dcha) Plumaz observadas en las imágenes de MARCI para el onset de la GDS2018 (04 de junio 2018 - MY34 $L_S=187.3^\circ$), evolucionando hacia columnas de polvo y cúmulos .

En su estudio sobre la distribución espacial y temporal de las tormentas de polvo con textura, el grupo de Kulowski realiza un análisis de la presencia de estas texturas en la tormenta de polvo global de 2001. Los investigadores encuentran que la tormenta comienza con la presencia combinada de texturas “pebbled”, “puffy” y de tipo pluma para ir evolucionando a una tormenta dominada por la presencia de plumas y estructuras que se pierden conforme el polvo cubre el planeta y avanza hacia la fase de decaimiento, donde tampoco se observan texturas. Aplicar este análisis a las imágenes de MARCI de la GDS2018 sería un ejercicio de gran interés. Sin embargo, para ello se requiere de una gran cantidad de imágenes a analizar (i.e. un proceso muy extenso que escapa al alcance de este trabajo).

3.1.3. Textura granulada

Este trabajo tuvo desde su inicio el objetivo de explorar la influencia de fenómenos convectivos en la mesoscala durante el onset de la tormenta global de 2018. Durante el desarrollo del mismo se ha hecho patente la complejidad del escenario requerido para la formación de este tipo de tormentas; un conjunto de circunstancias que reúnen fenómenos muy distintos en naturaleza física y en escala. Sin embargo, esto no desplaza la relevancia de la convección en la tormenta.

El grupo de Spiga en el LMD (París) publicó un trabajo [17] de especial interés acerca del papel de la convección en la formación de tormentas de polvo en Marte usando el Martian Mesoscale Model desarrollado por el Laboratorio de Meteorología Dinámica (LMD). Los resultados de este estudio se mencionan con mayor profundidad en la sección 4, para dar contexto a los resultados del presente trabajo. Heavens y sus colegas también han dedicado amplios esfuerzos a entender el papel de la convección en estos eventos, como muestra el estudio [18] sobre la convección en la GDS2018.

Cuando se trata con texturas de una tormenta de polvo observadas por satélite, no siempre es fácil identificar células convectivas o cúmulos generados por la convección profunda, ya que múltiples fenómenos de viento, cizalla, vorticidad y convección dan forma a los patrones observados. Aún así, y teniendo como base las observaciones por satélite realizadas en la Tierra, se pueden identificar la característica forma de los cúmulos en las imágenes de MARCI. En un inicio, los cúmulos considerados en este trabajo serían los grandes volúmenes presentes en las texturas de tipo “puffy” / “pebbled”. Sin embargo, tras examinar en detalle las imágenes y ampliando hasta el límite de su resolución, se han observado patrones de granulación en algunas zonas conforme la tormenta evoluciona. Se ha decidido dar especial atención a estos patrones, no encontrados en la bibliografía y de especial interés para la sección 4. En las Figs. 23, 24 y 25 se muestra esta textura granulada y los gránulos o burbujas que la conforman. Al ser una característica pequeña y tenue, se han procesado las imágenes con un filtro paso-alta y un realce de contraste, revelando los perfiles circulares de los cúmulos.

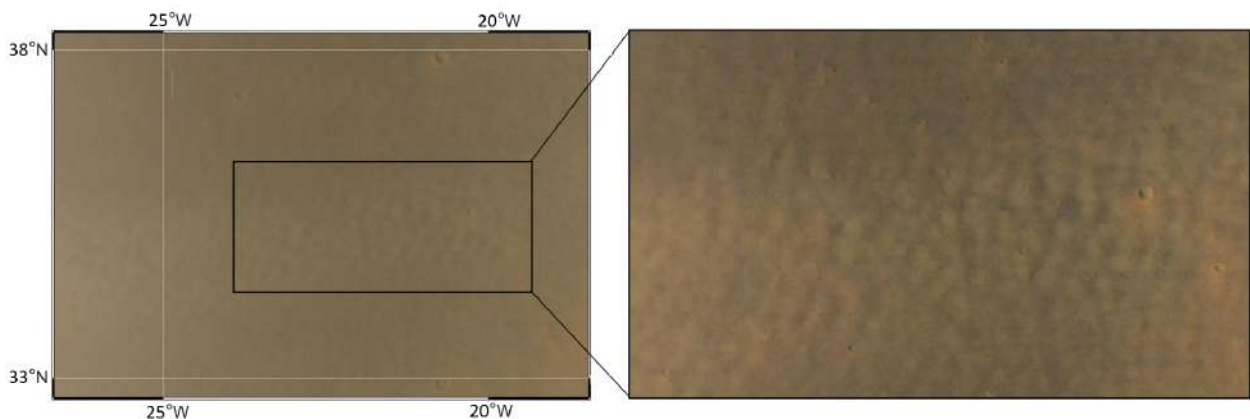


Figura 23: (izda) Imagen de MARCI tomada el 1 de junio de 2018 (MY34 $L_S=185.6^\circ$). (dcha) zona ampliada y procesada donde se aprecia la textura granulada y los cúmulos que la conforman.

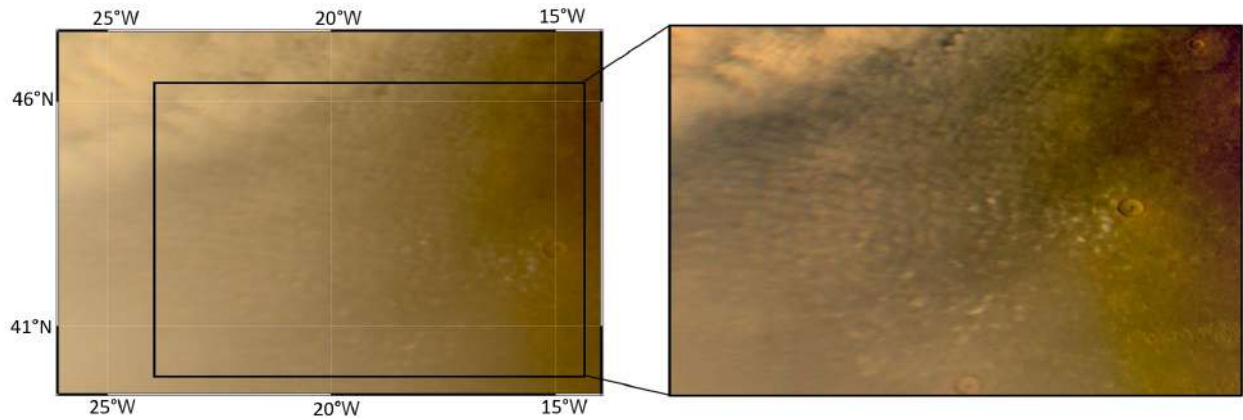


Figura 24: (izda) Imagen de MARCI tomada el 24 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=181^\circ$). (dcha) zona ampliada y procesada donde se aprecia la textura granulada y los cúmulos que la conforman.

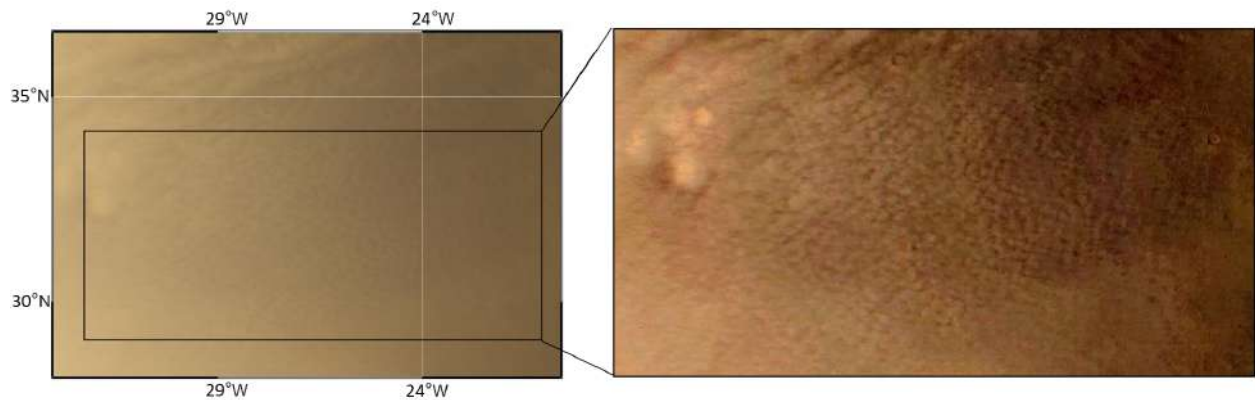


Figura 25: (izda) Imagen de MARCI tomada el 27 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=182.7^\circ$). (dcha) zona ampliada y procesada donde se aprecia la textura granulada y los cúmulos que la conforman.

Aún siendo la Fig. 23 la más representativa de esta textura por la escala a la que se observa el patrón, todas las imágenes en las que se observa este fenómeno muestran el mismo conjunto de cúmulos cuasi-circulares con una gran homogeneidad en sus tamaños y su repartición. Esta textura se encuentra presente en las zonas colindantes al frente principal de la tormenta donde aún no ha llegado la carga de polvo que se desplaza en capas superiores. Estos patrones podrían entrar dentro de las categorías de textura tipo “*puffy*”/ “*pebbled*”, pero su regularidad y su tamaño podrían indicar que se trata de otro tipo de textura o un estadio previo o intermedio de las ya mencionadas. Es por esto que en este estudio se cataloga este tipo de estructura como **textura granulada**.

La estructura que posee esta textura, formada por los pequeños cúmulos o células ya mencionados puede resultar familiar. La posibilidad que se contempla en este trabajo es que sea un patrón de naturaleza similar al generado por la convección de Rayleigh-Benard. Se opta así por interpretar estos cúmulos como células o burbujas convectivas que consiguen levantar el polvo de la superficie y aportar a la tormenta. Las mediciones realizadas muestran que **las células poseen un diámetro similar entre ellas, en torno a los 10 km, con un margen de unos ± 3 km** (ver Fig. 26).

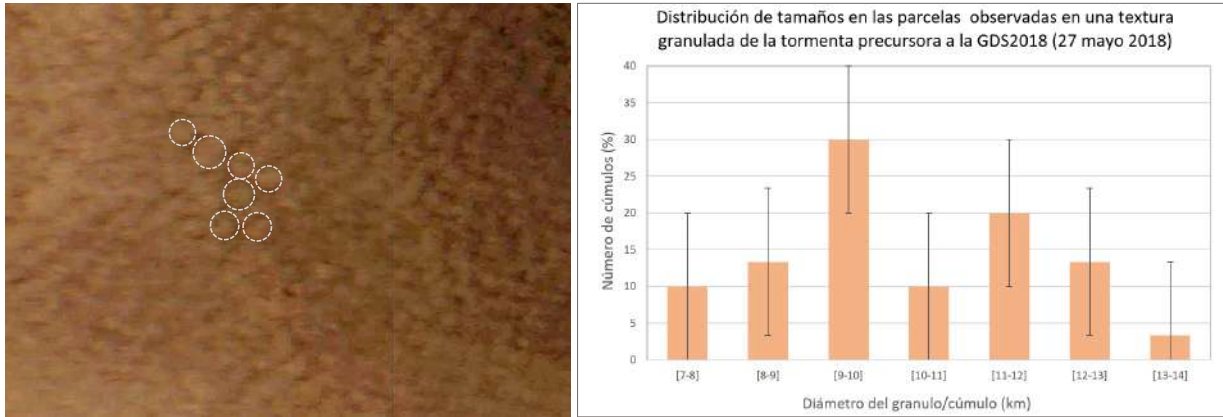


Figura 26: (izda) Imagen ampliada de la textura granulada presentada en la Fig. 25 con algunas burbujas señaladas en círculos. (dcha) Medidas de diámetro para las células observadas en una muestra de unas 40 células.

La **media de diámetros** para las burbujas de esta muestra es de **10,2 km** con una desviación estándar de 1,6 km. Los errores son grandes dada la resolución de las imágenes (500m/pixel) en comparación al tamaño característico de las estructuras medidas.

Ante la presencia de este tipo de textura a lo largo de las imágenes analizadas, se plantea la hipótesis de que en determinadas regiones se genere un patrón de convección que de lugar a la granulación observada. Fruto de la energía solar absorbida por la atmósfera se generan corrientes verticales que, en presencia de viento en la superficie, son capaces de levantar el polvo en células convectivas formando un patrón de convección en ese área. Estos cúmulos de polvo interactuarían con el resto de fenómenos que contribuyen a la formación de la tormenta de polvo y la textura evolucionaría hacia un frente más espeso y homogéneo conforme el polvo es arrastrado. Sería posible que esta textura granulada fuera una fase anterior a las texturas de tipo “pebbled”/“puffy” de mayor escala o que se trate de una transición entre una textura de tipo “pebbled” de pequeña escala y los cúmulos de texturas “puffy” mayores. En la sección 4 se explora la relación que pueden tener estas células con el modelo unidimensional sencillo utilizado para explorar los efectos de la convección seca en masas de aire de este tipo.

3.2. Visión general de las texturas en la gran tormenta

Como se ha visto a lo largo de esta sección, la naturaleza del onset y la evolución de las tormentas globales de polvo en Marte descansa sobre un conjunto de fenómenos que interaccionan entre sí y cuyas consecuencias están interconectadas. Es un escenario que aún no entendemos bien y que precisa de una mejor cobertura experimental para completar este rompecabezas. Las texturas que muestran las tormentas de polvo han demostrado ser una pieza útil a la hora de entender los factores más importantes en la formación de estas tormentas y este trabajo ha puesto énfasis sobre la estructura granulada que otros estudios en este campo no contemplan con tanto detalle.

Las texturas se presentan además como otra dimensión en la que describir la evolución de la tormenta, más allá de su extensión por la geografía marciana a lo largo de los días. La presencia de algunas texturas puede indicar la presencia de ciertos fenómenos físicos como vientos intensos en las zonas de plumas o convección en zonas con patrones granulados. Sin embargo y por lo general, en las imágenes analizadas las texturas se mezclan (ver Fig. 27) y van confluyendo hacia un frente de polvo difuso que asciende y se extiende por el planeta. Por otro lado, es interesante mencionar las tormentas secundarias que se observan en las imágenes a lo largo de la evolución de la GDS2018, ya que al fin y al cabo este evento global no es sino la confluencia de distintas tormentas regionales. Son de especial interés las tormentas de polvo que se desarrollan en el polo sur al mismo tiempo que avanza el frente de la tormenta principal, cuya contribución es fundamental para conseguir el efecto de cobertura global. Estas tormentas secundarias se muestran en la Fig. ??.

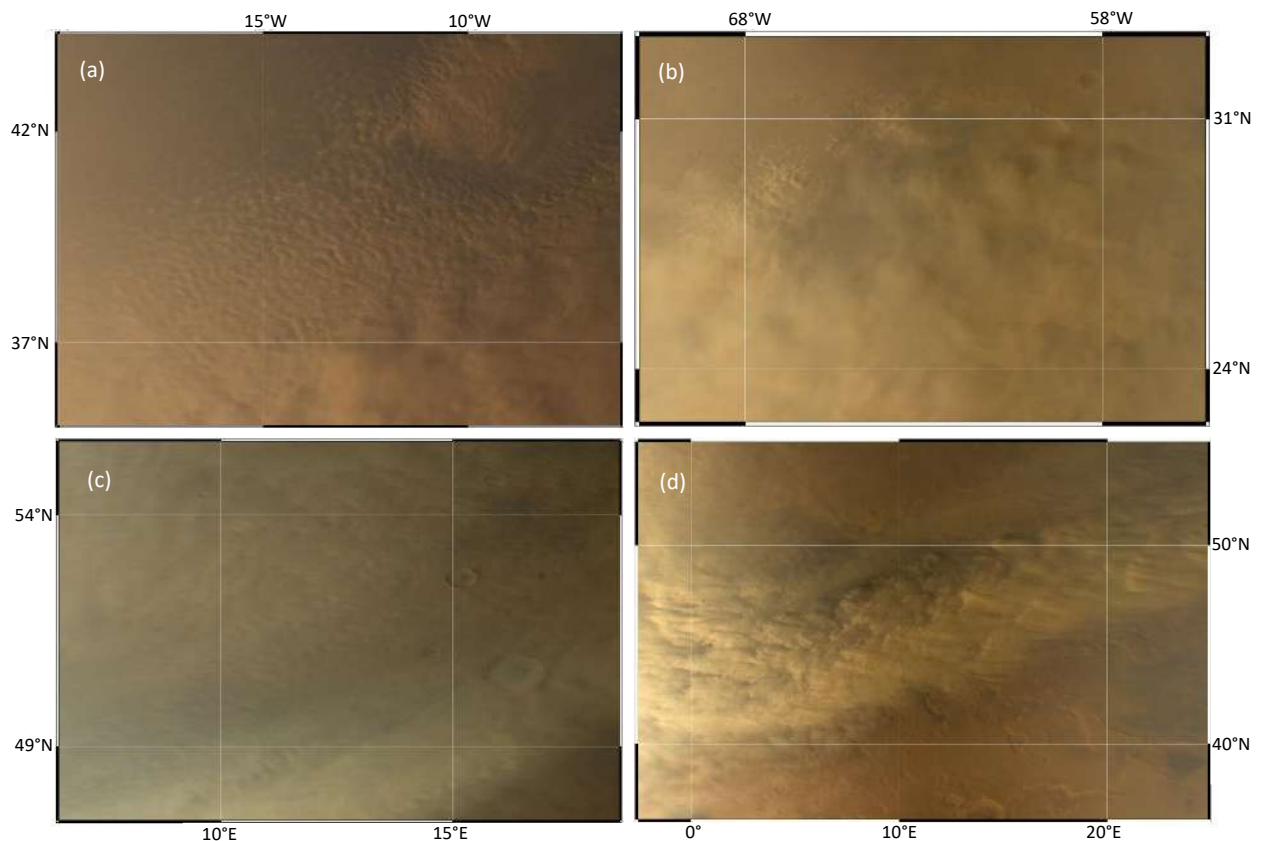


Figura 27: (a) Imagen tomada por MARCI el día 4 de junio de 2018. Se observan plumas en la zona superior derecha y una textura granulada en la zona media que evoluciona hacia cúmulos de polvo más elevados y difusos en la zona inferior. (b) Frente fotografiado por MARCI el 27 de mayo de 2018. Se aprecian brazos de polvo muy extensos que presentan estructuras paralelas (texturas onduladas) a lo largo de los mismos. (c) Imagen tomada por MARCI el 25 de mayo de 2018, en esta imagen se observa una mezcla de texturas onduladas con algunos cúmulos y la presencia de ondas de Lee. (d) Imagen capturada el día 24 de mayo de 2018. En esta imagen se aprecian plumas mucho más robustas que se desarrollan hacia una textura tipo “pebbled” y con la presencia de ondulaciones.

Entre estas capturas en las que se observan una mezcla dinámica de texturas destaca la Fig. 28, una toma que muestra gran parte de la tormenta precursora al onset de la GDS2018 el día 27 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=182.7^\circ$). En esta imagen se observa un frente plagado de **estructuras en racimo** que se asemejan a plumas de gran tamaño. Estas ramificaciones o plumas presentan, a su vez, un patrón de filamentos paralelos que pueden clasificarse como una textura ondulada. La interpretación que desde este trabajo se propone es que las grandes plumas se generan por las ráfagas intensas de viento o “gusts” y que su textura ondulada se debe a ondas de gravedad generadas por la topografía o la estratificación atmosférica. En la tabla 5 se muestran algunas medidas exploratorias realizadas sobre estas estructuras. Las ramificaciones observadas parecen tener longitudes de cientos de kilómetros mientras que las longitudes de onda de su interior rondan la decena de kilómetros.

Ramificación/Pluma	Long. Ramificación ($\pm 10\text{km}$)	Long. Onda ($\pm 1\text{km}$)
a	104	10,5
b	145	9,8
c	280	15,7
d	160	9,6
e	178	12
f	250	12,1
g	310	18,7

Tabla 5: Medidas de longitud y long. de onda sobre las ramificaciones presentes en la Fig. 28. Los errores presentes en las mediciones pueden ser mayores debido a la interpretación personal de los límites de las estructuras.

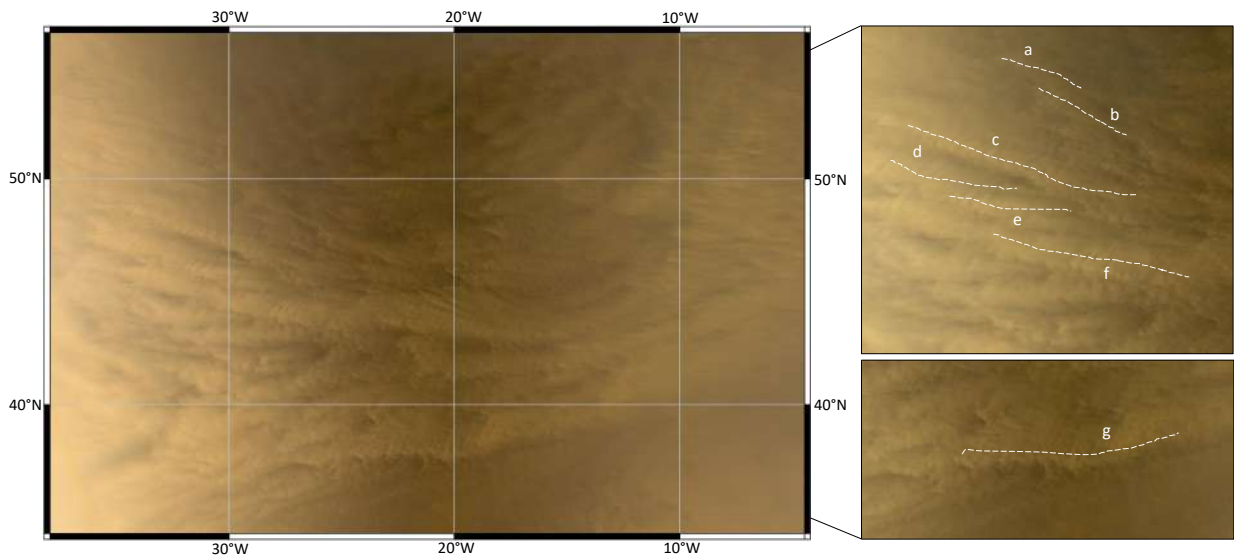


Figura 28: Imágenes de las tormentas regionales desarrolladas en el polo sur de Marte conforme la tormenta global crecía y el frente principal se extendía por el corredor de Acidalia. En estas imágenes se aprecian muy bien las plumas y los cúmulos de polvo que se levantan.

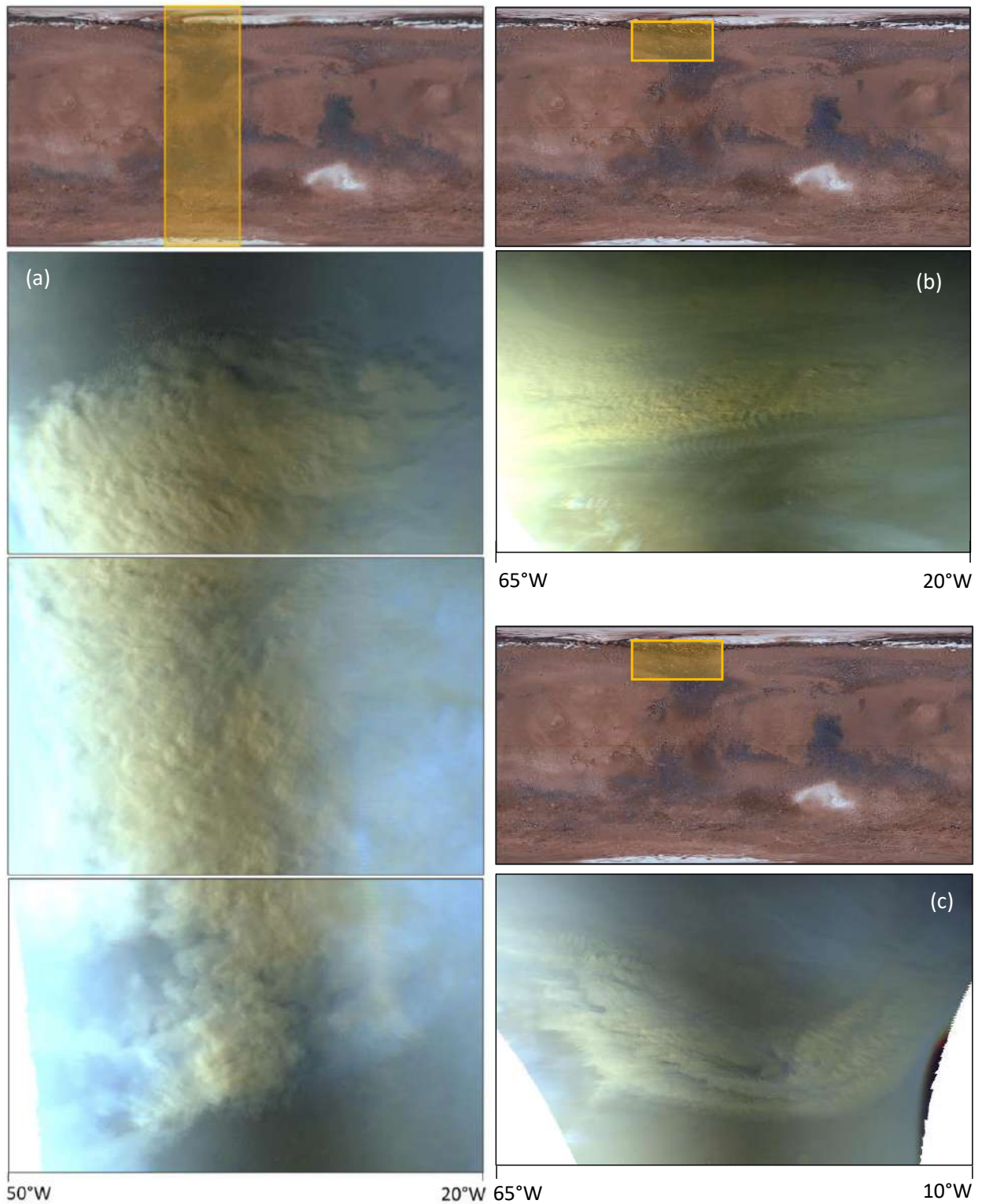


Figura 29: Imágenes de la tormenta precursora (dcha) y el inicio de la GDS2018 tomadas con MARCI, donde se observa la mezcla de texturas y las estructuras a gran escala. (a) Frente del inicio de la GDS2018 el día 03/06/2018 (MY34 $L_S=186.7^\circ$). (b) Inicio del frente de la tormenta precursora el 23/05/2018 (MY34 $L_S=180.4^\circ$). (c) frente completo de la tormenta precursora el 24/06/2018 (MY34 $L_S=181^\circ$).

4. Modelo de convección

En una tormenta de polvo de la naturaleza de la GDS2018 son muchos los factores que intervienen, pero la presencia de movimientos verticales intensos en la atmósfera es una condición esencial. El ascenso del polvo en tormentas regionales en Marte suele limitarse a unas pocas escalas de altura (una escala de altura en Marte corresponde a unos $H \sim 10$ km), sin embargo, las tormentas de polvo globales han mostrado desplazar polvo de forma significativa a altitudes mayores a 60 km según Shirley et al. (2020) [19]. En el caso de la tormenta de polvo global de 2018, Heavens et al. (2019) [18] indica que las nubes generadas por convección y que transportaban polvo alcanzaron altitudes de 70-90 km.

Existen varias propuestas que tratan dar explicación al porqué una tormenta de polvo marciana puede desarrollarse hasta convertirse en un evento de cobertura global. Shirley et al. (2020) [19] pone énfasis en la intensificación de la célula de Hadley para explicar este detonante, un efecto alimentado por mecanismos aún por entender como podría ser un acoplamiento spin-órbita que resulte en una insolación mayor. Por otro lado, diferentes autores dan relevancia a los fenómenos convectivos en la mesoscala capaces de generar movimientos ascendentes significativos. En este campo destaca el análisis de (Spiga et al., 2013) [?] sobre los fenómenos intensos de convección o “*rocket storms*” y el transporte de polvo radiativamente activo [17]. Este trabajo, así como otros estudios en las líneas de Heavens, Spiga o Rafkins señalan el papel contribuidor de los fenómenos en mesoscala para la formación de tormentas de polvo globales en Marte. Es por eso que el presente trabajo se centra en estos eventos y en el papel de la convección en el origen de los mismos.

Dejando a un lado los modelos de circulación general y, siendo los últimos modelos de mesoscala (tales como el Martian Mesoscale Model del LMD) demasiado complejos para los objetivos de este proyecto, se opta por trabajar con un modelo exploratorio unidimensional de convección seca para obtener simulaciones orientativas.

4.1. Análisis de condiciones iniciales

Con el objetivo de justificar el uso de este modelo exploratorio de convección y conocer las condiciones de contorno a las que se somete, es oportuno estudiar las condiciones estándares de la zona en la que surgió la tormenta de arena global. Para hacer esto se hará uso del “Mars Climate Database” (subsec. 2.2.3), que proporcionará los datos de las variables de interés en condiciones normales para ese momento del año. Para estudiar si las condiciones son propicias para dar lugar a fenómenos convectivos se hará uso de los datos de los perfiles de presión y temperatura. A partir de estos podemos obtener información acerca de la estabilidad atmosférica y la probabilidad de movimientos verticales. Asimismo, se consultan otros datos como la altura de la capa límite convectiva planetaria (“convective PBL”) y las condiciones de viento en la atmósfera (este último dato será necesario como condición inicial en el modelo aplicado).

4.1.1. Perfiles de temperatura y presión

En primer lugar se han obtenido los perfiles de temperatura y presión atmosférica para la región de interés (“Region of Interest” o ROI). Para ofrecer una visión más amplia se ha generado un perfil de mapas que se muestra en la Fig. 30, aunque para la aplicación del modelo se han obtenido datos de perfiles para puntos singulares. En la Fig. 30 se ha escogido la región inicial del onset de la GDS2018: 15-45 °N y 30°W-10°E (ver Fig. 8a) para la fecha del 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=184.9^\circ$) a las 12h hora local solar.

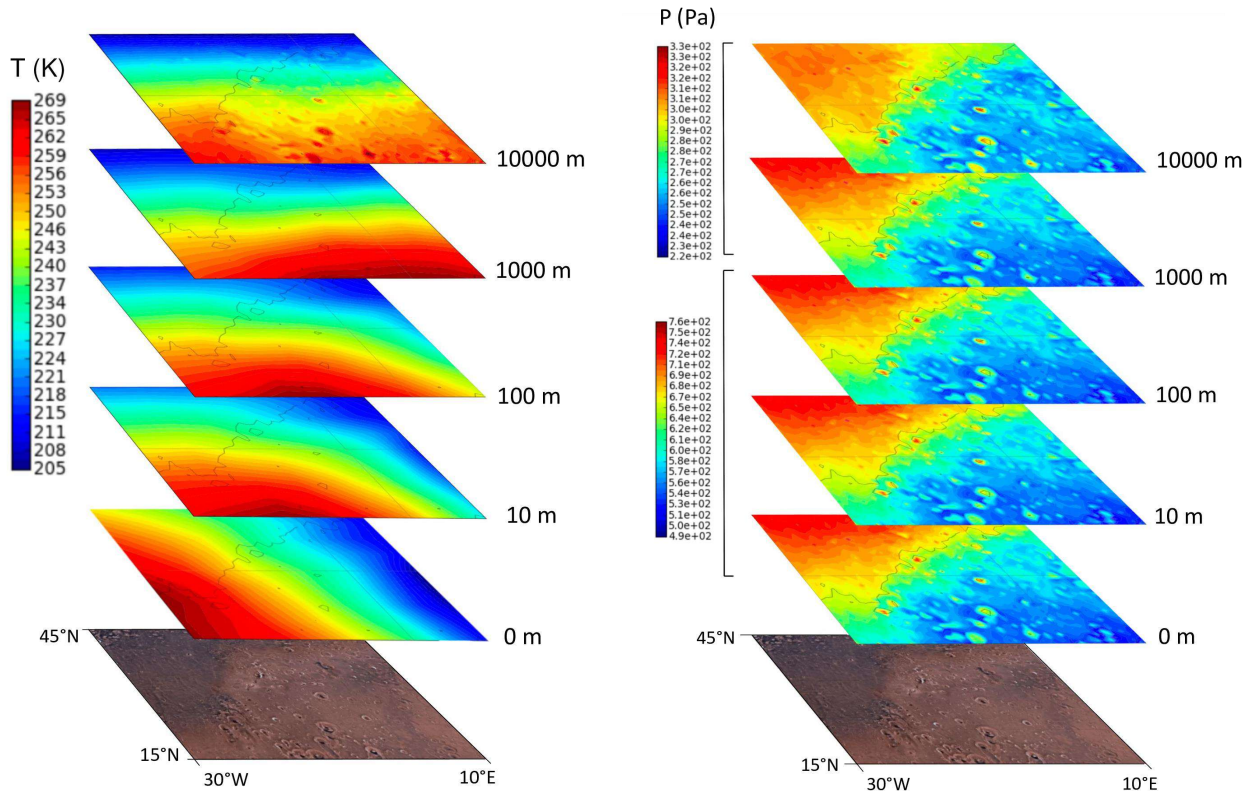


Figura 30: Perfiles de mapas de temperatura y presión para la región de interés 15-45 °N y 30°W-10°E para el 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=184.9^\circ$) a las 12h hora local solar.

Lejos de ser usados para ejecutar las simulaciones, los perfiles regionales de la Fig. 30 sirven para tener una visión más amplia acerca de la distribución de propiedades térmicas y de presión tanto en altura como en latitud y longitud. Los perfiles de temperatura presentan un gradiente intenso, propiedad que favorece la formación de vientos. Asimismo se ve como este gradiente vira en altura, condición que puede generar diferencias en las direcciones de movimiento del aire con la altura. Esto estaría en consonancia con las observaciones de MARCI para las tormentas analizadas y con otras observaciones de tormentas de polvo marcianas, en las que se ve cómo el polvo se desplaza en distintas direcciones en función de la altura a la que se encuentra (ver gif de la Fig. 22). En lo que respecta al perfil de presión, se aprecia un gradiente originado por la topografía de la región, siendo la zona noroeste más baja que la sureste (ver Fig. 31). En el caso de la presión la dirección de este gradiente se mantiene en altura con un descenso esperable de la presión con la altura.

4.1.2. Topografía, índice de polvo y PBL convectiva

Otros factores a analizar en la región donde se originó el onset de la GDS2018 es su topografía y la cantidad de polvo presente en la zona. Para obtener estos datos se ha hecho uso del soporte “NASA Trek” (*enlace* a la plataforma). En la Fig. 31 se presentan los datos para la altitud de la superficie, la carga de polvo en la misma y la altura de la capa límite convectiva planetaria. Los datos de altitud se derivan de una combinación de datos del altímetro laser MOLA (a bordo de la Mars Global Surveyor) y la cámara HRSC (a bordo de la Mars Express). Los datos de presencia de polvo en la superficie se derivan a partir de las observaciones del instrumento TES (a bordo de la Mars Global Surveyor) y se basan en un índice de cobertura de polvo o “TES dust cover index”.

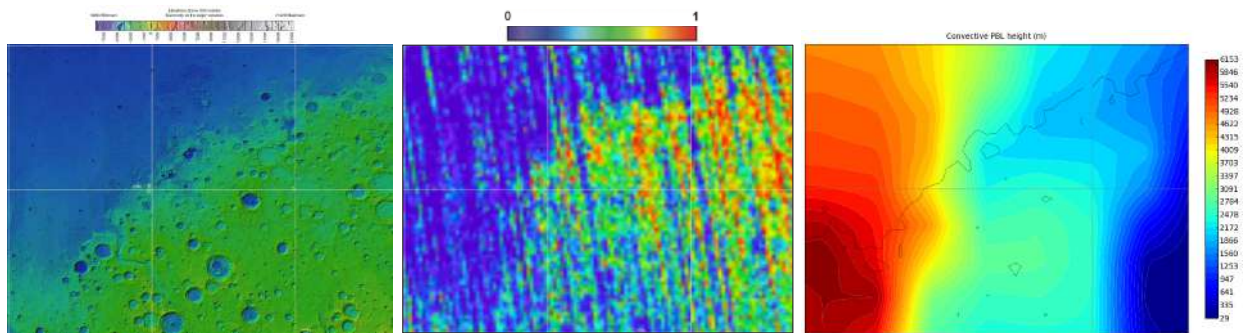


Figura 31: (izda) Mapa de altitud de la superficie en la región de interés analizada en esta sección. (centro) Mapa de datos de índice de cobertura de polvo en la superficie (datos:TES). (dcha) Altitud de la capa límite convectiva planetaria para la región de interés el día 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=184.9^\circ$) a las 12h hora local solar. Fuente: NASA Trek y Mars Climate Database.

Como se puede extraer de la Fig. 31, la región en la que se inició el onset de la GDS2018 está en una zona de contraste entre una parte baja del terreno (al noroeste) y otra parte alta (al sureste) con una diferencia cercana a los 3000 m. La región más elevada es a su vez la más cubierta de polvo de acuerdo a dicha figura, siendo la zona este (Arabia Terra) un reservorio de polvo del que se podría nutrir la tormenta.

A partir de los datos de altitud topográfica y de temperatura en la superficie se puede entender lo que muestran los datos de altura de la capa límite convectiva. En este caso la temperatura de la superficie es la que marca la altura de la cPBL (“convective PBL”), dejando la topografía en un papel secundario a la hora de modificar su tamaño. De acuerdo a los datos, en esa fecha y hora local la convección podría ser propicia, sobre todo en la zona suroeste de la región de interés. Este sería un primer indicio para señalar la convección como una pieza importante de los fenómenos implicados en la formación de este tipo de tormentas.

4.1.3. Viento horizontal y estrés del viento

Otro de los parámetros más importantes a explorar dentro de las condiciones iniciales en la región de interés es el viento. La capacidad que posea el viento para levantar partículas de polvo en esta región será crucial a la hora de conseguir detonar una tormenta local con potencial de evolución, sin olvidar los efectos positivos de la saltación en este proceso.

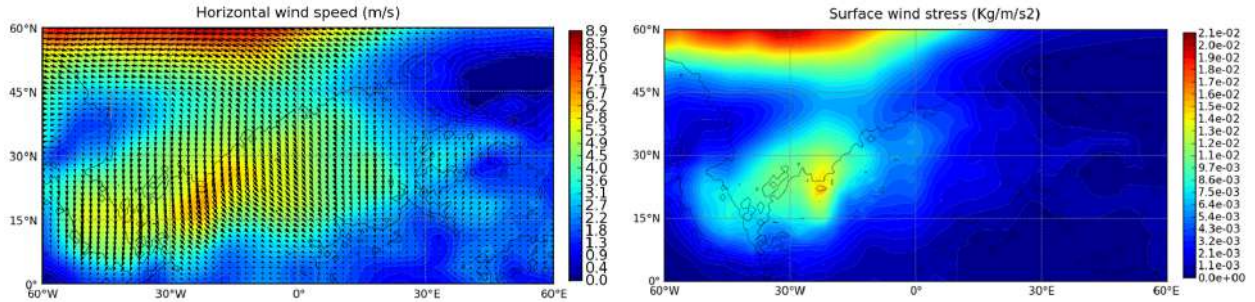


Figura 32: (izda) Mapa de altitud de la superficie en la región de interés analizada en esta sección. (centro) Mapa de datos de índice de cobertura de polvo en la superficie (datos:TES). (dcha) Altitud de la capa límite convectiva planetaria para la región de interés el día 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S=184.9^\circ$) a las 12h hora local solar. Fuente: Mars Climate Database.

De acuerdo con la Fig. 32, los vientos horizontales en la superficie son intensos en la región de interés, ayudados por la disposición del corredor de Acidalia. De igual manera, el estrés del viento (i.e. la transferencia de momento horizontal que el viento es capaz de dar a la superficie) es significativo en la región donde se originó el onset de la GDS2018. De hecho, resulta muy interesante ver que la zona resaltada de estrés del viento coincide en gran medida con la región de polvo inicial observada para el inicio de la GDS2018 (Fig. 8a). Este hecho es positivo ya que señala la capacidad del viento para levantar polvo de la superficie.

4.1.4. Estabilidad atmosférica

En último lugar pero no menos importante, es de especial interés discutir los valores de estabilidad para las capas de la atmósfera en la región y época de interés. La estabilidad atmosférica S es un valor que permite cuantificar la resistencia que opone la atmósfera a los desplazamientos verticales: cuanto mayor sea S , mayor será la estabilidad atmosférica y más difícil será que una parcela de aire se desvíe de su posición de equilibrio. De acuerdo con Sánchez-Lavega (2011) [5], esta magnitud se calcula como:

$$S = \Gamma_d - \Gamma = \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \quad (1)$$

donde $\Gamma = -dT/dz$ es el gradiente vertical de temperatura y $\Gamma_d = g/c_p$ es el gradiente adiabático, con g la gravedad de Marte y c_p el calor específico del aire (ver tablas 1 y 2).

La atmósfera será estable cuando $S > 0$, haciendo que el aire tienda a mantener su posición y se genere una atmósfera hasta cierto punto estratificada. Si la estabilidad $S < 0$, la atmósfera es considerada inestable y los movimientos verticales serán mucho más favorables. Esta magnitud está íntimamente ligada a otras como la frecuencia de Brunt-Väisälä $N_B = \sqrt{(g/T) \cdot S}$ y el número de Richardson $R_i = N_B^2 / ((\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2)$. Estas magnitudes también rinden cuenta de la tendencia de la atmósfera a generar regímenes turbulentos y en consiguiente, a favorecer los movimientos convectivos. En la Fig. 33 se muestran los perfiles calculados para estabilidad S de la atmósfera en 31.7°N y 18°W para el 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S = 184.9^\circ$) a lo largo del día.

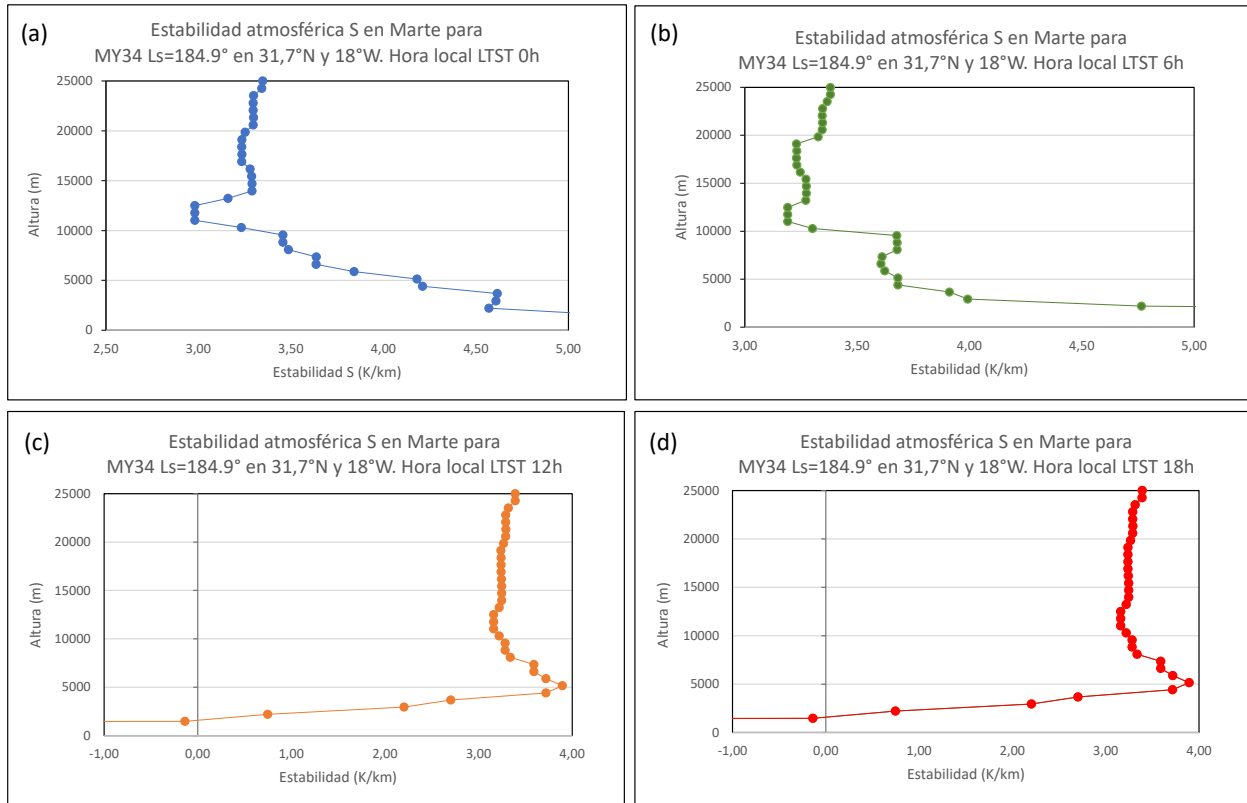


Figura 33: Curvas de estabilidad atmosférica obtenidas a partir de los perfiles de temperatura y presión del Mars Climate Database para 31.7°N y 18°W para el 31 de mayo de 2018 (MY34 $L_S = 184.9^\circ$) a las horas locales solares (a) 0h (b) 6h (c) 12h y (d) 18h.

Tal como refleja la Fig. 33, la atmósfera en las condiciones estudiadas es estable en periodos nocturnos, pero en las horas de mayor insolación se vuelve inestable cerca de la superficie. Véase el resultado para las 12h y 18h LTST, donde la estabilidad S se hace negativa en las capas cercanas al suelo. Esto es indicador de una atmósfera que puede potenciar movimientos verticales y dinámicas de convección. Se suma así otro argumento para justificar el estudio de la formación de las tormentas de polvo en Marte (en concreto el onset de la GDS2018) desde el punto de vista de la mesoscala y los fenómenos de convección. Una vez expuestas las condiciones generales en las que se haya la atmósfera de Marte para esta zona y momento del año se puede abordar con mejor contexto el modelo de convección exploratorio que se propone en este trabajo.

4.2. Modelo unidimensional de parcela seca ascendente

En este estudio se trabaja sobre una parcela de aire en las condiciones atmosféricas de Marte típicas para las fechas en las que ocurrió la gran tormenta de 2018, ante la acción de la convección seca. Para ello, consideramos una parcela que se desplaza verticalmente por acción de la diferencia de temperatura entre esta y el aire ambiente. La Ec. 4.2 corresponde a la variación temporal de la velocidad vertical de la parcela durante la ascensión. Esta ecuación diferencial se compone de distintos términos que influyen directamente sobre el movimiento de la burbuja [5].

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

donde w' es la velocidad vertical de la parcela, g la gravedad del planeta, T la temperatura ambiente y T' la temperatura de la parcela ascendente.

- El primer término de esta ecuación rige el movimiento de la parcela según el principio de Arquímedes, suponiendo una parcela de aire seco que se desplaza verticalmente, ajustándose a la presión ambiente mediante expansión/compresión y de forma lo suficientemente lenta como para considerarlo un proceso adiabático.
- El segundo término $g(\partial \pi_D / \partial P)$ corresponde al término de presión dinámica, componente de presión adicional generada por el movimiento del fluido. Este término puede ser parametrizado, siendo proporcional a la densidad del fluido ρ y a w^2 .
- El tercer término de la ecuación corresponde al término de fricción que sufre la parcela durante su movimiento, siendo C_D el coeficiente de fricción, w' la velocidad vertical de la parcela y r_0 el radio de la misma. Como es de esperar en un término ligado a la fricción, su contribución a la velocidad vertical de la parcela es negativa.
- El cuarto término de la ecuación, ligado a la tasa de mezcla de la parcela, describe los efectos de la mezcla generada por el aire ambiente que penetra en la parcela. Este término puede ser parametrizado como $(1/m)(dm/dz') = k_M/r_0$, siendo r_0 el radio de la parcela y k_M una constante determinada empíricamente a raíz de la observación de cúmulos terrestres y que ronda el valor 0.2 [5].
- El último término de la ecuación refleja el efecto de los condensables presentes en la parcela de aire. Depende directamente del ratio de mezcla l_C y en el caso de este estudio es realmente pequeño, al tratarse de un modelo de convección seca.

La ecuación 4.2 requiere de una solución numérica para obtener **el perfil de velocidad vertical de la parcela en función de la altura**. Para obtener esta solución se aplica un método iterativo programado en Python y usando la base de datos del MCD.

Para implementar la rutina en Python que ejecute las simulaciones, primero se ha de resolver la ecuación hasta dejarla en forma de ecuación iterativa. Para ello se re-escribe el término $w'(dw'/dz')$ como $(1/2)(dw'^2/dz')$. Asimismo se realiza el cambio de la variable z por su análoga en presión P gracias a los datos del MCD. Suponiendo que se trata de una parcela de gas ideal, se reordenan los términos y se escriben todos los dependientes de z en función de la presión P . Así, queda una ecuación diferencial de primer orden sobre w'^2 , con un término independiente A y con un término B en función de w'^2 .

$$-\frac{1}{2} \frac{dw'^2}{dP} = A + Bw'^2 : \quad (3)$$

$$A = \frac{R*_g}{P} \left[(T' - T) + T \frac{\partial \pi_D}{\partial P} - T l_C \right], \quad B = -\frac{Pg}{R*_g T} \frac{k_M}{r_0} - \frac{R*_g T C_D}{Pg r_0}. \quad (4)$$

Si integramos la ecuación [4.2](#) para las distintas capas, entre P_0 y P , siendo ΔP lo suficientemente pequeño como para suponer A y B constantes en ese intervalo, nos queda:

$$w'^2 = \frac{(A + Bw_0'^2) \exp(-2B\Delta P) - A}{(P_0 + \Delta P)B} \quad (5)$$

4.3. Resultados de las simulaciones: variación de parámetros

En esta subsección se recogen los resultados obtenidos para el modelo unidimensional aplicado a los datos extraídos del MCD aplicando variaciones a los parámetros de interés. En concreto, se aplican cambios sobre el coeficiente de fricción C_D , la diferencia de temperatura inicial ΔT , el radio de la parcela r_0 y la variación de presión dinámica $\partial \pi_D / \partial P$ para ver cómo varían los perfiles de velocidad vertical de la parcela obtenidos. La ecuación [4.2](#) posee un número amplio de parámetros que regular, cuyos cambios producen efectos en el perfil obtenido, es por esto que se ha optado por dejar algunos parámetros y datos fijos en estos ensayo, con el objetivo de hacerlo más abaricable. En concreto, se aplica una velocidad vertical inicial $w_0 = 7,35 \cdot 10^{-5}$ m/s obtenida a partir de los datos del MCD y un ratio de mezcla de condensables de $l_C = 1 \cdot 10^{-5}$ dada la baja presencia de los mismos en la atmósfera de Marte y la condición de convección seca, la tasa de mezcla se parametriza de acuerdo a lo expuesto en la subsección anterior, con $k_M = 0.2$. El parámetro $\partial \pi_D / \partial P$ se puede modelar como $(1/2)\rho w^2$ en la ecuación, aunque en estos ensayos se ha optado por jugar con sus valores y así entender el efecto que genera.

Es importante dejar claro que esta sección está dedicada a explorar las variaciones que generan los cambios en los parámetros de interés de la ecuación [4.2](#), aunque se consideren valores físicamente fuera de un rango coherente. La valoración de los rangos más apropiados para los parámetros estudiados se realiza en la subsección [4.4](#).

Variación de la solución con el coeficiente de fricción y el radio de la parcela

Para poder observar los efectos que producen los cambios en las variables de control del modelo, es necesario realizar varias simulaciones en las que se fijen determinados parámetros y se cambie el valor de otros. En este primer caso se establecieron como constantes todos los parámetros salvo el coeficiente de fricción C_D y el radio de la parcela, para así revelar el efecto de ambas. En la Fig. 34 se presentan tres gráficas con diferentes coeficientes de fricción y cinco posibles valores para el radio de la parcela en cada una, lo que corresponde a un total de 15 simulaciones ejecutadas por el programa.

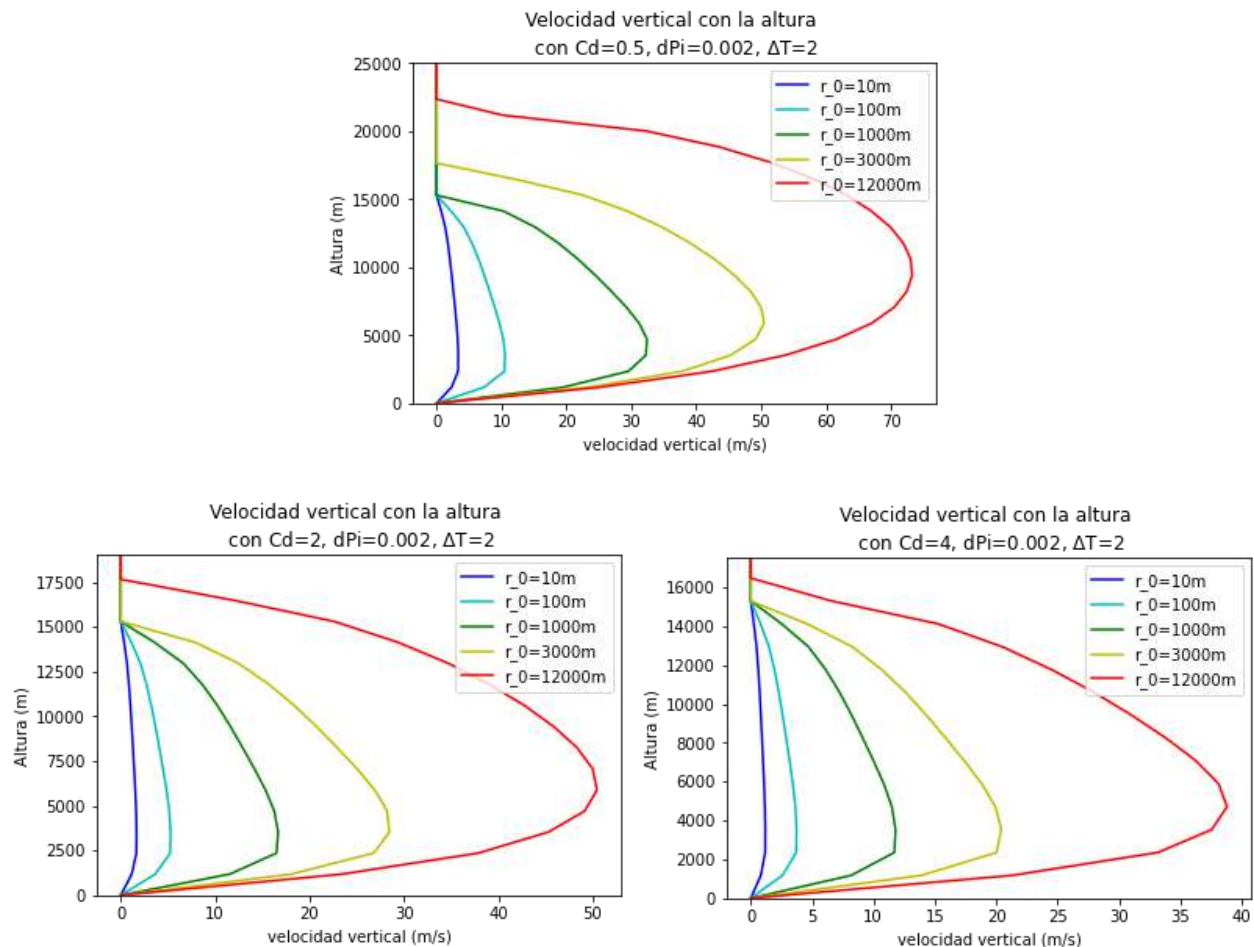


Figura 34: Resultados de las simulaciones ejecutadas para variaciones del coeficiente de fricción C_D y el radio de la parcela r_0 . Los diferentes colores indican distintos valores de r_0 y cada imagen corresponde a un valor de $C_D=0.5$ arriba, $C_D=2$ abajo izda y $C_D=4$ abajo dcha respectivamente.

Lo primero a discutir es la forma que presentan las gráficas, una curva que se repite, en rasgos generales, para todas las simulaciones realizadas. La curva refleja un ascenso vertical de la parcela que va ganando energía cinética conforme asciende gracias a la fuerza de empuje generada por la diferencia en temperatura (i.e. densidad) con el ambiente. La parcela alcanza un máximo en velocidad de ascenso para después frenar paulatinamente en altura, llegando a detenerse y alcanzando la altitud máxima.

A raíz de las simulaciones, se observa que el aumento del coeficiente de rozamiento C_D disminuye la altura máxima a la que llega la parcela y la velocidad vertical máxima que alcanza. Por otra parte, el aumento en el radio de la parcela da lugar a un aumento en la velocidad vertical y en la altura máxima que desarrolla la parcela convectiva. El perfil descrito por la parcela varía con los parámetros, pero no cambia notablemente. Las velocidades que se alcanzan son extremas cuando ambos parámetros favorecen estas condiciones.

Variación de la solución con la diferencia de temperatura parcela - ambiente

El parámetro ΔT representa la diferencia de temperatura inicial entre la parcela y el aire ambiente. En la Fig. 35 se muestran simulaciones donde se varía este parámetro y también se cambian los valores del coeficiente de rozamiento y el radio de la parcela. Como cabría esperar, el aumento de la diferencia de temperatura aumenta la velocidad máxima que alcanza la parcela y la altura máxima a la que llega, sin modificar el perfil descrito.

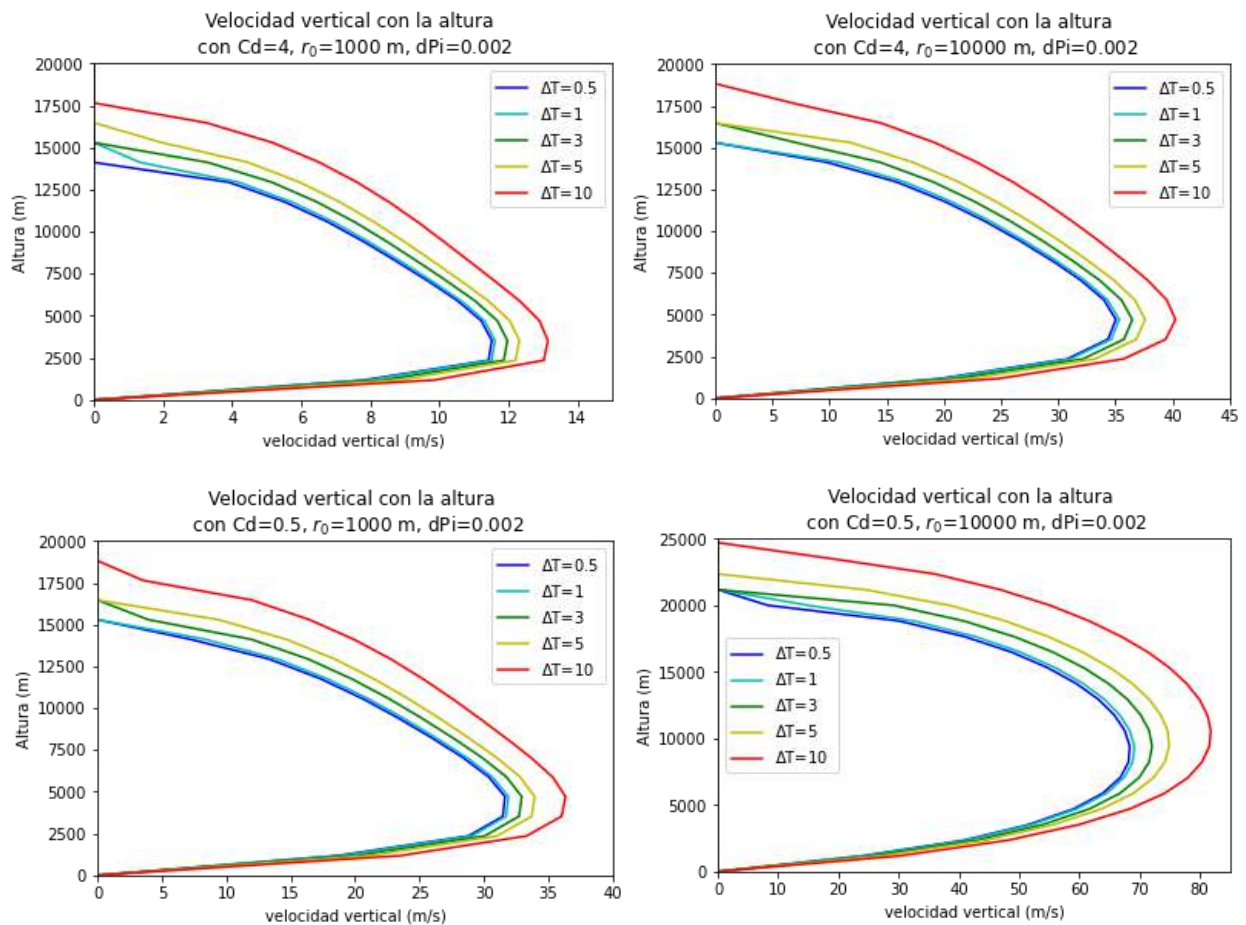


Figura 35: Simulaciones llevadas a cabo aplicando variaciones en ΔT y en C_D y r_0 . En todos los casos, una diferencia de temperatura alta genera mayor alcance vertical y velocidad, aún así la diferencia sustancial en los valores radica en el rozamiento y el tamaño de la parcela.

Como se ve en las simulaciones, el efecto generado por la diferencia de temperatura entre la parcela y el aire circundante no genera cambios muy notorios en los resultados a no ser que se consideren variaciones muy amplias, del orden de los 10K. Para obtener un valor realista dentro del rango considerado para este parámetro se debe hacer un análisis con los ratios de calentamiento y enfriamiento (“heating/cooling rates”) del aire (ver subsec. 4.4).

Variación de la solución con el parámetro de presión dinámica

En cuanto al parámetro de variación de presión dinámica, lo más conveniente es modelar su interacción haciendo que $\pi_D = (1/2)\rho w^2$, pero a favor de dar una visualización sobre los efectos que genera, en la Fig. 36 se presentan las diferencias generadas al variar $\partial\pi_D/\partial P$. En total se muestran los resultados de 10 simulaciones donde se ha variado a su vez el coeficiente de rozamiento.

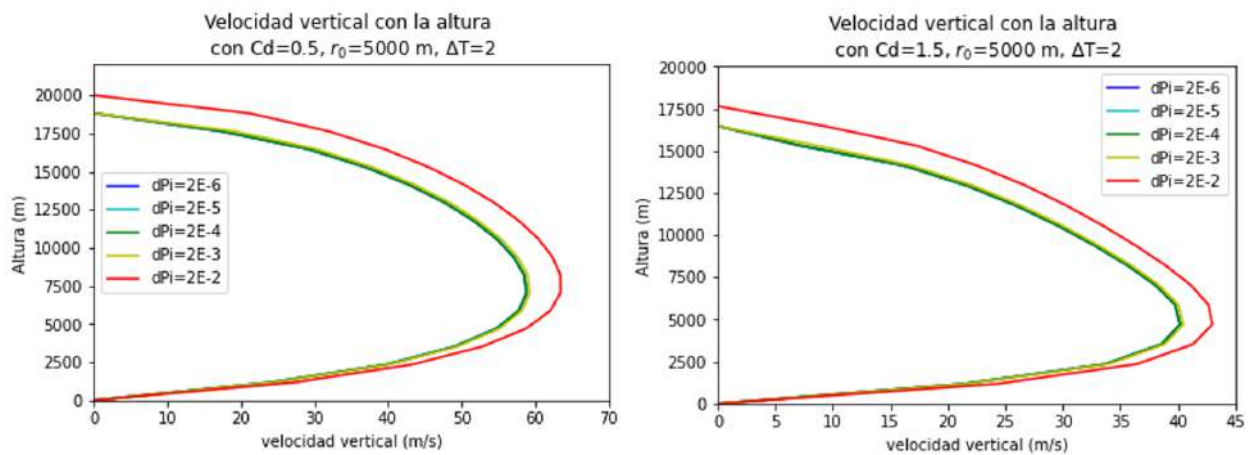


Figura 36: Simulaciones llevadas a cabo aplicando variaciones en $\partial\pi_D/\partial P$ y en C_D . En todos los casos, una diferencia de temperatura alta genera mayor alcance vertical y velocidad, aún así la diferencia sustancial en los valores radica en el rozamiento y el tamaño de la parcela.

El mayor cambio en la presión dinámica implica un aumento en la velocidad vertical máxima y el ascenso de la parcela mientras que los valores menores tienden a acercarse de forma asintótica a un perfil mínimo. En cualquiera de los casos, se debe tener en cuenta que el gradiente vertical $\partial\pi_D/\partial P$ sea mucho menor al término de empuje o “buoyancy” para que la simulación de un fenómeno convectivo impulsado por movimientos ascendentes tenga sentido. En este aspecto, los valores más altos del gradiente en la Fig. 36 podrían ser los más delicados a la hora de comparar con el caso real.

4.4. Elección y justificación de parámetros escogidos

Coefficiente de rozamiento C_D : para la elección del valor de este y otros parámetros este trabajo se ha basado en bibliografía general que comprende conceptos como la física de fluidos o la termodinámica. Sin embargo, también se tienen en cuenta los resultados de investigaciones recientes en el campo, las cuales aportan una visión mucho más próxima al problema tratado aquí. Es el caso del estudio de (Spiga et al. 2013) [17], donde discute la formación de células convectivas (“rocket dust storms”). En la Fig. 37 se muestran los resultados de algunas de las simulaciones realizadas en dicho trabajo con el LMD-MMM, un modelo mucho más complejo y sofisticado que este, que puede servir de referencia.

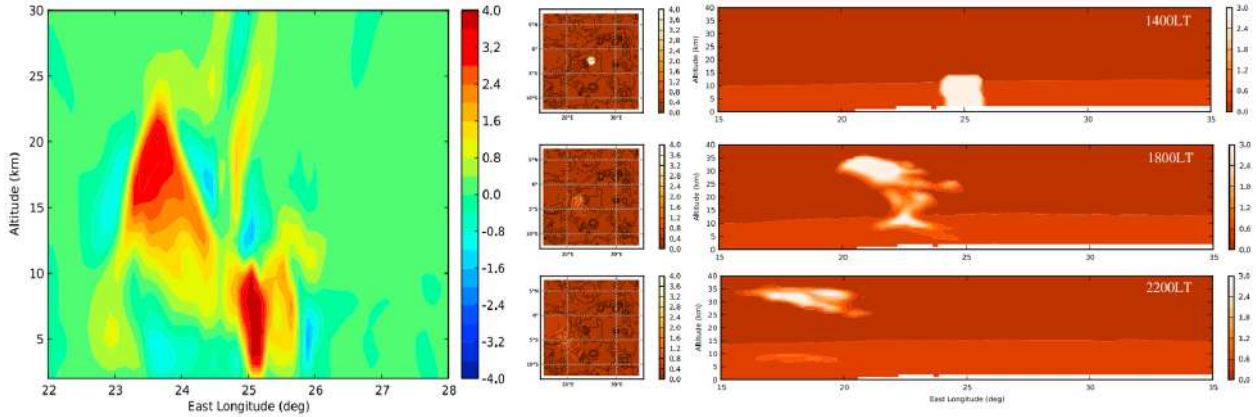


Figura 37: (izda) Resultados de la simulación de referencia del LMD-MMM para la tormenta OMEGA, mapeando el viento vertical en ms^{-1} . El máximo observado en las simulaciones es de 10 ms^{-1} . (dcha) Simulaciones de la evolución de una tormenta convectiva (tormenta OMEGA) a lo largo del día. Seleccionadas las imágenes para las 14h, 18h y 22h hora local. La altitud que alcanza la parcela ronda los 35 km. [17]

Para elegir el valor del coeficiente de rozamiento C_D se ha consultado la bibliografía general y se ha escogido un rango óptimo entre $C_D=0.1$ y $C_D=1.0$ [20]. Existen algunos estudios que proponen valores de C_D mayores (como puede ser $C_D=4.0$) en otros ámbitos de investigación [21]. Como se ha visto, este valor elevado de C_D ayudaría a obtener un resultado de velocidad vertical máxima menor y más próximo a las simulaciones de Spiga. Sin embargo, dado que el contexto no es el mismo, se escogepor tanto el rango de valores de $C_D=0.1-1.0$ de acuerdo a lo consultado.

Variación de la presión dinámica $\partial\pi_D/\partial P$: En las simulaciones realizadas en este trabajo se ha tomado el valor de $\partial\pi_D/\partial P$ como constante en primera aproximación. Si suponemos la parcela de aire compuesta por un gas ideal, la velocidad del conido en este será $C_s = \sqrt{\gamma P/\rho}$ (donde γ es el índice adiabático). Sabiendo que la presión dinámica puede expresarse como:

$$\pi_D = \frac{1}{2}\rho w'^2 = \frac{1}{2}\gamma M^2 P, \quad (6)$$

siendo $M = w'/c_s$ el número de Mach, se puede calcular el valor de $\partial\pi_D/\partial P$. Se toma γ y M constantes, siendo en Marte $\gamma \approx 1.2$ y $c_s \approx 219 \text{ m s}^{-1}$ [1]. A partir de aquí y si se considera una velocidad vertical de $w' = 10 \text{ m s}^{-1}$ (ver Fig. 37), el resultado para la variación de la presión dinámica es de $\partial\pi_D/\partial P \approx 10^{-3}$.

Tasa de calentamiento ΔT_0 :

Se supone una parcela de aire con polvo en suspensión. Como se ha indicado a lo largo de este estudio, las propiedades radiativas del polvo son cruciales en este tipo de fenómenos, por tanto deben ser tenidas en cuenta a la hora de calcular la diferencia de temperatura inicial ΔT_0 que promueve la convección a nivel del suelo. En este trabajo se realiza una aproximación sumando los efectos de la tasa de calentamiento y los de la tasa de enfriamiento correspondiente. La tasa de calentamiento del aire con polvo se puede aproximar a:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{Q}{\rho c_p} \approx \frac{g}{c_p} (1 - \tilde{\omega}_0) F_{\odot} \frac{\tau_0}{P_0} \quad (7)$$

donde $\tilde{\omega}_0$ es el albedo de Bond, F_{\odot} el flujo solar en Marte para ese momento, τ_0 es el espesor óptico, P_0 la presión en superficie, g la gravedad de Marte y c_p el calor específico del aire [5].

Dentro de esta ecuación, el espesor óptico se puede expresar según $\tau_0 = \pi a^2 N l$, donde a es el radio de las partículas de polvo, N es la densidad de partículas por unidad de volumen y l es el diámetro de la parcela de aire. Si bien es cierto que la densidad de partículas dependerá mucho de la zona en la que se aplique el modelo y su cobertura de polvo, se puede hacer una aproximación usando datos del MCD. Si aplicamos el escenario de “dust storm average solar” en el MCD, obtenemos un ratio de mezcla del polvo de unos $R = 2 \cdot 10^{-4}$. Si consideramos las partículas de polvo como silicatos ($\rho_{SiO_2} \approx 2600 \text{ kg/m}^3$) y una densidad del aire $\rho_{aire} \approx 0.01 \text{ kg/m}^3$ según el MCD, se puede obtener la densidad de partículas como $N = R \cdot (\rho_{aire} / \rho_{SiO_2} a^3 (4/3)\pi)$ y da como resultado $N \approx 1.37 \cdot 10^{-11} a^{-3}$.

Las partículas de polvo tienen un radio medio de $a \sim 1 \mu\text{m}$. El flujo solar y la presión en superficie consultados en el MCD para las 12 hora local del 31 de mayo de 2018 en la región de interés son $F_{\odot} = 479 \text{ W/m}^2$ y $P_0 = 615,2 \text{ Pa}$. Por último, se usa un albedo de Bond $\tilde{\omega}_0 = 0.6$, un valor de $c_p = 819 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ($T_0 = 275 \text{ K}$) y un tamaño de parcela acorde a las observaciones de texturas granuladas de la subsec. 3.1.3. La media de diámetros medidos es $\sim 10 \text{ km}$, sin embargo, en ese estado la parcela ya habría ascendido y expandido su tamaño, con lo que podemos reducir este parámetro hasta mínimo un 50%, obteniendo $l = 5 \text{ km}$. Con todo esto se obtiene una tasa de calentamiento de: $5,1 \cdot 10^{-5} \text{ K/s}$.

Esto quiere decir que en cuestión de una hora la temperatura ascendería 0,18K. Si consideramos que la superficie se calienta durante unas 8 horas (10h a 18h hora local por ejemplo), se obtendría un ΔT de unos 1,5 K. Esta aproximación es bastante rudimentaria, dado que las propiedades atmosféricas y de insolación varían a lo largo del día y la situación es más compleja, pero puede servir de pista. Variando los parámetros escogidos es fácil ver que la tasa de calentamiento varía en un rango ampliamente susceptible.

Para terminar de explorar este parámetro es importante contar con la tasa de enfriamiento de la parcela, de forma que se pueda generar un balance positivo en dT/dt . Para hacerlo se puede hacer uso de la expresión para el enfriamiento newtoniano: $dT/dt = -\Delta T_0/\tau_{rad}$, donde τ_{rad} es la constante de tiempo radiativo [5]:

$$\tau_{rad} \approx \frac{(P_0/g)c_p(T_0 + \Delta T_0)}{(F_\odot/4)(1 - \tilde{\omega}_0)} \quad (8)$$

Con los datos anteriores se obtienen valores del orden de 10^{-7} K/s, una tasa de enfriamiento menor que la de tasa de calentamiento, señal favorable para generar movimientos ascendentes. Autores como (Odaka et al., 1998) [22] trabajan con tasas de enfriamiento mayores, como 50K/día, pero siempre con una tasa de calentamiento superior. Este factor es un parámetro delicado y susceptible a muchas variables, y aunque su efecto pueda ser decisivo en modelos de mayor complejidad, no es tan notable en este modelo unidimensional.

Radio de la parcela r_0 : Para valorar el radio de la parcela óptima en las simulaciones llevadas a cabo se ofrece la posibilidad de utilizar los valores medidos en las texturas granuladas observadas por MARCI para la tormenta precursora y el onset de la GDS2018 (ver Fig. 24). Los valores medios medidos para los radios de estas células rondan los 5 km, sin embargo, se debe tener presente que estas células están en una fase de su evolución en la que ya han ascendido una altura considerable, expandiéndose de forma adiabática según la aproximación utilizada. Por eso puede ser conveniente considerar radios de la parcela menores.

Es posible ajustar el valor de r_0 a los datos recogidos y/o obtenidos por (Spiga, 2013) [17] y (Heavens, 2019) [18], en los que se hace referencia a velocidades verticales máximas en torno a los 10 m/s. Tras ver los resultados de las simulaciones ejecutadas en este trabajo y teniendo en cuenta un rango para r_0 de 0 - 5 km según las observaciones de la subsec. 3.1.3, se puede optar por un tamaño de la parcela de aire con radio $r_0 \sim 250$ m, mucho menor a lo medido en las imágenes pero con resultados más próximos a valores de la bibliografía. Este parámetro podría variar por tanto en un rango aproximado de 100m a 1 km.

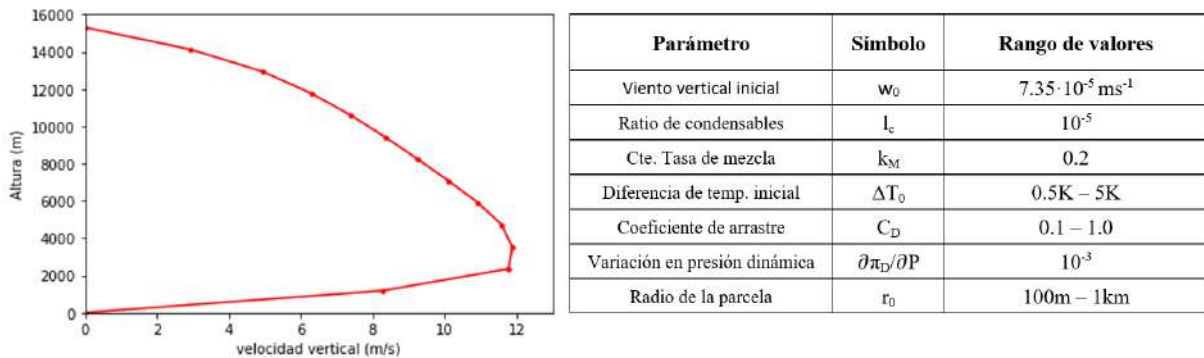


Figura 38: (izda) Simulación del modelo unidimensional para $\Delta T_0 = 2.5$ K, $C_D = 1.0$ y $r_0 = 250$ m (el resto de parámetros se ajustan a la tabla de la derecha). (dcha) Tabla con los rangos de parámetros óptimos para las simulaciones de acuerdo a la valoración hecha en la sección previa.

4.5. Comparación de datos observacionales con las simulaciones

Como se ha visto en la sección anterior en lo que respecta al radio de las células escogido para las simulaciones, los datos observacionales de MARCI analizados en este trabajo han servido de guía para el desarrollo del modelo convectivo. El nexo de unión entre el capítulo dedicado a las observaciones y a las simulaciones del modelo convectivo 1D es la presencia de las texturas granuladas (ver Fig. 24), ya que son las estructuras más similares a un patrón clásico de convección. Estos cúmulos de polvo, interpretados como las parcelas de aire de las simulaciones, también se hayan separados del resto en algunas imágenes. Estos cúmulos separados son de gran interés, ya que se hace visible la proyección de su sombra y abre la posibilidad de medir su altura y compararla con los resultados de las simulaciones. En la Fig. 39 se muestran algunos de estos cúmulos solitarios con sombra.

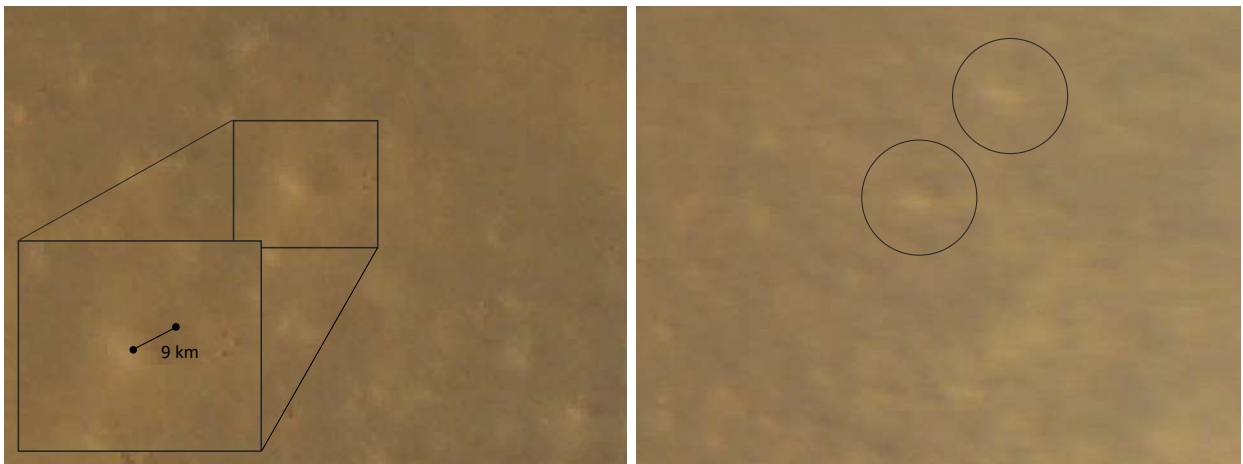


Figura 39: Sombras medidas en burbuja/cúmulo individual y algunos candidatos a medir.

Junto con las imágenes de MARCI analizadas en el trabajo también se obtuvieron los mapas de incidencia solar asociados, los cuales indican el ángulo con que el Sol incide en capa punto del mapa. Enlazando las medidas de sombras proyectadas sobre el terreno con el ángulo de incidencia solar se puede obtener la altura del elemento que las genera con simple trigonometría (este método se aplica en mucho más detalle y extensión en (Ordóñez-Etxebarria et al., 2019) 23). Para el caso señalado en la Fig. 39 la sombra proyectada mide unos ~ 9 km, y siendo el ángulo de incidencia de 70° , se obtiene una altura de 3.3 km.

La altura de 3.3 km queda lejos de los límites que muestran las simulaciones y mucho más aún de las alturas que se recogen en 18 y 19. Hay que tener en cuenta que los cúmulos de las texturas granuladas no se encuentran aún en el límite máximo de ascensión. Aún así, esto puede servir precisamente para indicar el estado de evolución en el que se encontrarían las células convectivas (una altitud de 3 km estaría asociada al punto de máxima velocidad vertical según la Fig. 38). Sin duda este tipo de medidas son de enorme interés a la hora de conciliar los modelos con las observaciones, sin embargo, la presencia de candidatos con buenas condiciones de medición es muy escasa y la muestra requerida es mucho mayor.

5. Conclusiones

En este TFM se ha presentado un estudio experimental y teórico de los fenómenos observados en la tormenta de polvo precursora y en el inicio de la tormenta global de polvo de 2018. Los resultados y los objetivos logrados durante el proyecto se recogen en las siguientes conclusiones, que resumen el alcance del mismo:

- Gracias al uso del sistema QGIS se ha conseguido explorar las imágenes de MARCI de forma óptima, midiendo características de interés dentro de las tormentas de polvo analizadas. Estas observaciones han servido además de soporte para las simulaciones del modelo convectivo aplicado en el estudio.
- Según el análisis de las imágenes de MARCI, la tormenta de polvo precursora se habría iniciado no más tarde de el 23/05/2018 (MY34 $L_s=180.3^\circ$), mientras que las primeras observaciones recogidas desde Tierra situaban su comienzo más tarde, en torno al 27/05/2018 (MY34 $L_s=182.6^\circ$) de acuerdo a (Sánchez-Lavega et al., 2019).
- Las ondas de Lee y ondas de gravedad son una constante durante los periodos de actividad estudiados. Las imágenes analizadas han revelado una presencia casi constante de ondas de Lee en el polo norte marciano promovidas por corrientes intensas y obstáculos como cráteres. Se han medido longitudes de onda en el rango de los 20-40 km para estas ondas.
- Las texturas onduladas se manifiestan repetidamente en los frentes de polvo de la tormenta precursora y el onset de la GDS2018. Se ha observado una estructura frecuente de gran tamaño que combina ramificaciones semejantes a grandes plumas con ondas o patrones paralelos en cada una de estas (ver Fig. 28). Se han medido longitudes de onda en el rango de 5-20 km para los patrones paralelos u ondas observadas dentro de las tormentas de polvo.
- Siguiendo la clasificación de (Kulowski et al., 2016) [16] para las texturas observadas en tormentas de polvo, se han localizado regiones con presencia de texturas “puffy”/“pebbled” y plumas en las observaciones. Se han medido cúmulos de texturas “puffy”/“pebbled” y se ha determinado la anisotropía de los mismos. La anisotropía media de los cúmulos es de 1.88, mientras que las anisotropías máxima y mínima son de 3.06 y 0.73 respectivamente. En el caso de las plumas observadas, se hace énfasis en la diferencia evidente entre estas y las texturas onduladas, algo que puede ser confuso en la clasificación de (Kulowski et al., 2016).
- En este estudio se ha identificado una textura que se ha catalogado como granulada. Se trata de una textura similar a una textura “puffy” con la excepción de su regularidad. Todas las células o cúmulos presentes en esta textura tienen una forma circular y están distribuidas en un patrón ordenado, que recuerda a un patrón de convección de Rayleigh-Benard. Por esto se interpretan los cúmulos de estas texturas como células de convección, cuyo diámetro medio es de 10.1 ± 1.6 km.

- Además de los resultados mencionados, se han observado texturas mezcladas a lo largo de los frentes principales de la tormenta precursora y el onset de la GDS2018 y tormentas locales en el polo sur del planeta que contribuirían posteriormente a la evolución de la tormenta de polvo global.
- Usando las plataformas del Mars Climate Database y Mars Trek se han recogido datos acerca de variables como la temperatura, presión, viento y estrés del viento, presencia de polvo, topografía y altura de la capa límite convectiva del planeta para la región en la que se originó el frente principal del onset de la GDS2018 (15-45 °N y 30°W-10°E). El análisis conjunto de estas variables indica un escenario favorable para la generación de convección, lo cual apoya el estudio de un modelo convectivo en mesoscala.
- Para analizar la implicación de los fenómenos convectivos en el origen de la tormenta de polvo global de 2018 se ha desarrollado un modelo unidimensional exploratorio en base a la ecuación [4.2](#). Las simulaciones para resolver esta ecuación diferencial se han programado en Python.
- Dentro del modelo propuesto se ha llevado a cabo un análisis de las variaciones en los parámetros de interés del modelo. Asimismo se ha justificado la elección de determinados rangos en los parámetros de interés basándose en bibliografía y en las medidas observacionales. Los resultados indican que la atmósfera se vuelve inestable frente a la convección al mediodía ($\approx 10-16$ h). Las parcelas de aire caliente pueden alcanzar una altitud máxima de 15-20 km y una velocidad vertical máxima de ~ 20 m s⁻¹ según las simulaciones con los parámetros finales escogidos.
- Según las variaciones aplicadas a las simulaciones, las parcelas podrían alcanzar valores mayores de altura máxima y velocidad vertical. En el caso extremo en que $\Delta T = 10$ K, $C_D = 0.5$ y $r_0 = 10$ km se alcanzarían valores de $w'_{\max} = 80$ m s⁻¹ y alturas máximas de 25 km. Aunque parte de las simulaciones, estos resultados se consideran fuera de lo observado y se prefiere una elección de condiciones en consonancia con los resultados para velocidad vertical máxima de modelos convectivos y observaciones llevadas a cabo por (Spiga et al., 2013) [\[17\]](#) y (Heavens et al., 2019) [\[18\]](#).
- Para comparar el resultado de las simulaciones con las observaciones realizadas se ha intentado comparar las alturas de la parcela convectiva medida vs. simulada. Se concluye que las células observadas no se encuentran en su etapa más alta y que la ausencia de una muestra mayor dificulta mucho esta comparación.
- A partir de las observaciones realizadas y del análisis de los parámetros orbitales de la Mars Reconnaissance Orbiter, se concluye que para mejorar las observaciones y modelos de fenómenos dinámicos de escala temporal pequeña a media serían necesarias observaciones más frecuentes y de mayor cobertura. Una propuesta que supliría esta necesidad en el futuro sería el desarrollo de una misión con varios satélites geoestacionarios en Marte, que ofrezcan observación constante y de cobertura global.
- En un futuro trabajo se espera poder estudiar con más detalle las tasas de calentamiento y enfriamiento, ya que la exploración realizada en el presente trabajo se ha visto limitada por su extensión.

Referencias

- [1] R.M. Haberle, R.T. Clancy, F. Forget, M.D. Smith, and R.W. Zurek. *The Atmosphere and Climate of Mars*. Cambridge Planetary Science. Cambridge University Press, 2017.
- [2] R. T. Clancy, B. J. Sandor, M. J. Wolff, P. R. Christensen, M. D. Smith, J. C. Pearl, B. J. Conrath, and R. J. Wilson. An intercomparison of ground-based millimeter, mgs tes, and viking atmospheric temperature measurements: Seasonal and interannual variability of temperatures and dust loading in the global mars atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E4):9553–9571, 2000.
- [3] ESA, CNES, LMD, LATMOS, IAA, The Open University, and University of Oxford. The mars climate database projects. <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars.html>.
- [4] Joel S. Levine, David R. Kraemer, and William R. Kuhn. Solar radiation incident on mars and the outer planets: Latitudinal, seasonal, and atmospheric effects. *Icarus*, 31(1):136–145, 1977.
- [5] Agustín Sánchez Lavega. *An Introduction to Planetary Atmospheres*. Taylor and Francis Books. CRC Press - Taylor Francis Group, 2011.
- [6] R.M. Haberle. Solar system/sun, atmospheres, evolution of atmospheres — planetary atmospheres: Mars. In Gerald R. North, John Pyle, and Fuqing Zhang, editors, *Encyclopedia of Atmospheric Sciences (Second Edition)*, pages 168–177. Academic Press, Oxford, second edition edition, 2015.
- [7] Jasper Kok, Eric Parteli, Timothy Michaels, and Diana Francis. The physics of wind-blown sand and dust. *Reports on progress in physics. Physical Society (Great Britain)*, 75:106901, 09 2012.
- [8] Luca Montabone and François Forget. On forecasting dust storms on mars. *48th International Conference on Environmental Systems*, 07 2018.
- [9] Bruce Cantor, P. James, and Wendy Calvin. Marci and moc observations of the atmosphere and surface cap in the north polar region of mars. *Icarus*, 208:61–81, 07 2010.
- [10] A. Sánchez-Lavega, T. del Río-Gaztelurrutia, J. Hernández-Bernal, and M. Delacroix. The onset and growth of the 2018 martian global dust storm. *Geophysical Research Letters*, 46:6101–6108, 06 2019.
- [11] Jim Taylor, Dennis K. Lee, and Shervin Shambayati. *Mars Reconnaissance Orbiter*, chapter 6, pages 193–250. John Wiley Sons, Ltd, 2016.
- [12] Michel Capderou and François Forget. Optimal orbits for mars atmosphere remote sensing. *Planetary and Space Science*, 52(9):789–798, 2004.
- [13] J. F. Bell III, M. J. Wolff, and Malin et al. Mars reconnaissance orbiter mars color imager (marci): Instrument description, calibration, and performance. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E8), 2009.

- [14] Ralph Kahn. The spatial and seasonal distribution of martian clouds and some meteorological implications. *Journal of Geophysical Research*, 87:6672–6688, 08 1984.
- [15] N. G. Heavens. Textured dust storm activity in northeast amazonis–southwest arcadia, mars: Phenomenology and dynamical interpretation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(4):1011 – 1037, 2017.
- [16] Laura Kulowski, Huiqun Wang, and Anthony Toigo. The seasonal and spatial distribution of textured dust storms observed by mars global surveyor mars orbiter camera. *Advances in Space Research*, 59, 11 2016.
- [17] Aymeric Spiga, Julien Faure, Jean-Baptiste Madeleine, Anni Määttänen, and François Forget. Rocket dust storms and detached dust layers in the martian atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(4):746–767, 2013.
- [18] Nicholas G. Heavens, David M. Kass, and James H. Shirley. Dusty deep convection in the mars year 34 planet-encircling dust event. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(11):2863–2892, 2019.
- [19] J. H. Shirley, A. Kleinböhl, D. M. Kass, L. J. Steele, N. G. Heavens, S. Suzuki, S. Piqueux, J. T. Schofield, and D. J. McCleese. Rapid expansion and evolution of a regional dust storm in the acidalia corridor during the initial growth phase of the martian global dust storm of 2018. *Geophysical Research Letters*, 47(9), 2020.
- [20] P. Kundu, I. Cohen, and D. Dowling. *Fluid Mechanics, 6th Edition*. Academic Press.
- [21] N. Bhamidipati and Andrew W. Woods. On the dynamics of starting plumes. *Journal of Fluid Mechanics*, 833:R2, 2017.
- [22] M. Odaka. A numerical simulation of martian atmospheric convection with a two-dimensional anelastic model: A case of dust-free mars. *Geophysical Research Letters*, 28:895–898, 2001.
- [23] Iñaki Ordóñez Etxeberria, Ricardo Hueso, Agustín Sánchez-Lavega, and Álvaro Vicente-Retortillo. Characterization of a local dust storm on mars with rems/msl measurements and marci/mro images. *Icarus*, 338:113521, 11 2019.