



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# Variabilidad en atmósferas planetarias asociada al ciclo de actividad solar: El caso de Marte

**Johan Nicolás Molina Córdoba**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad de Ciencias  
Observatorio Astronómico Nacional  
Bogotá, Colombia  
2023



# Variabilidad en atmósferas planetarias asociada al ciclo de actividad solar: El caso de Marte

Johan Nicolás Molina Córdoba

Tesis presentada como requisito para optar al título de:  
**Magister en Ciencias Astronomía**

Director:

Ph.D. Santiago Vargas Domínguez  
Observatorio Astronómico Nacional

Codirector:

PhD. Jorge Iván Zuluaga Callejas  
Universidad de Antioquia

Línea de investigación:

Astrofísica Solar

Grupo de investigación:

Grupo de Astronomía, Astrofísica y Cosmología  
Group of Solar Astrophysics (GoSA)

Universidad Nacional de Colombia  
Observatorio Astronómico Nacional - Facultad de Ciencias  
Bogotá, Colombia  
2023



*A mis padres, quiénes me formaron más allá de las restricciones del mundo, e hicieron de mí un soñador empedernido.*

*A mí hermana; cuyo apoyo incondicional y sabiduría me ha permitido sobreponerme a los obstáculos que emergen en este tipo de desafíos.*

*A Ella; quien Aleja todos mis miedos con su presencia, y que al margen de lo incógnito, me contagia a intentar imaginar todos los mundos posibles.*

*“Yo le mostraría el cielo del astrónomo, no el del teólogo. Le daría todos los secretos de esas alturas. Y después que hubiera conocido todas las obras; y después que supiera lo que es la Tierra en el espacio, que formara su religión de lo que le dictara su inteligencia, su razón y su alma.”  
(Gabriela Mistral, 1905)*



# Agradecimientos

Agradezco ante todo, a mi familia; mis padres y mi hermana, cuyo apoyo ha sido fundamental para avanzar en el camino que culmino en el alcance de este bello desafío.

Agradezco al profesor Santiago Vargas, quién ha sido una piedra angular en las primeras etapas de formación para la escritura de este documento, además de ser una persona que con su sencillez y versatilidad, me ha inspirado a seguir el derrotero del campo de investigación de la Astronomía.

Agradezco también al profesor Jorge Zuluaga, que con su contundencia y extravagancia, motiva a imaginar las cosas un poco fuera de la caja. Alguien apasionado y soñador que inevitablemente te lleva a querer jugar a la ciencia.

Agradezco especialmente al **GoSA**, al profesor Benjamín Calvo por sus consejos sutiles en relación con la teoría de transferencia radiativa y a todos los profesores del observatorio por brindarme los espacios para compartir, retroalimentar y reforzar el desarrollo de este trabajo.

Doy las gracias a mi tutor de la maestría, el profesor Giovanni Pinzón, por los momentos compartidos, los consejos y las preguntas que por su contundencia, nutrieron esta investigación.

Por otro lado quiero agradecer especialmente a todos mis compañeros del Observatorio. A Yul Lha por su consejería respecto a los aspectos de codificación, esenciales para el desarrollo de este trabajo, a Eva por resolver inquietudes sobre la química implícita en este trabajo, a Javier Sanchez y Sebastian Hincapié por sus enseñanzas, y en general a mis demás compañeros de maestría, por su apoyo, amistad y consejería incondicional. Agradezco también al semillero de divulgación **Orbitamautas**, en donde he podido forjar mi habilidad para la comunicación de la ciencia.

Agradezco también a Islena Bonilla por toda su gestión, la paciencia y especialmente, su espíritu colaborativo.

Y finalmente, a Carmen Rosa, Luz Marina y Gladys, 3 bellas personas del observatorio, que me motivaban cada mañana con sus sonrisas y sus pertinentes consejos.





## Resumen

### Variabilidad en atmósferas planetarias asociada al Ciclo Solar: el caso de Marte

Este estudio presenta resultados con alta significación estadística sobre la existencia de una relación entre oscilaciones periódicas de un observable de la atmósfera de Marte (vapor de agua) y el índice Pectinton de flujo solar en radio centrado en la banda de 10.7 cm, alrededor del periodo de actividad solar característico de 11 años. Para caracterizar la variabilidad en la atmósfera de Marte, se utilizaron datos recopilados por el instrumento SPICAM de la sonda Mars Express durante un período de tiempo que abarca desde el año 2004 hasta el 2018. Se implementó el método de Periodograma de Lomb-Scargle para analizar la relación entre espectros de potencias de las dos señales alrededor del periodo de interés, teniendo como referente de calibración del método, la emergencia del pico asociado con el periodo estacional de Marte. El método se puso a prueba a través del análisis de los espectros de potencias generados sobre datos de abundancias de especies químicas de la atmósfera terrestre. Estos datos fueron obtenidos del modelo empírico NRLMSISE-00 proporcionado por el *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). La ejecución del modelo reprodujo datos de abundancias químicas de diferentes especies atmosféricas, como N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N, H<sub>2</sub>, Ar y He, a alturas de 55 y 105 km, en una ventana de tiempo de 1961-2021. La investigación se enfoca en el campo de las ciencias planetarias, que incluye el estudio del clima espacial y las condiciones astrobiológicas en el entorno solar. Este enfoque resalta la importancia de considerar la búsqueda de modelos climatológicos a escala del Sistema Solar, que tomen en cuenta las conexiones y sinergias entre los cambios experimentados por los planetas en respuesta a la variabilidad solar durante el ciclo de actividad de la estrella. Los resultados sugieren la existencia de una relación entre los periodos de variabilidad en la concentración de diferentes especies químicas en las atmósferas de ambos planetas (Tierra y Marte) y las variaciones en el índice de flujo solar característico en radio. Esta relación destaca la importancia de comprender la interacción entre el Sol y los planetas en el sistema solar y cómo estas variaciones pueden influir en sus atmósferas y condiciones climatológicas. Es importante mencionar que aunque nuestros resultados iniciales brindan información valiosa que puede ampliar el campo hacia futuras investigaciones en el marco de la climatología planetaria y la física atmosférica, se requiere de análisis más detallados, contrastados con otras fuentes de datos (de otros orbitadores), que confirmen las relaciones encontradas en la investigación.

**Palabras clave.** Atmósferas Planetarias, Marte, Ciclo Solar, Modelos Climatológicos, NRLMSISE-00; Periodograma de Lomb-Scargle, Mars Express, Clima Espacial.

## Abstract

### Variability in planetary atmospheres associated to solar activity cycle: The case of Mars

This study presents results with high statistical relevance about the existence of a relationship between periodic oscillations of an observable in the atmosphere of Mars (water vapor) and the Pectinton index of solar flux in radius centered on the 10.7 cm band, around the period of characteristic solar activity of 11 years. To characterize the variability in the atmosphere of Mars, data collected by the SPICAM instrument of the Mars Express probe over a period of time from 2004 to 2018 was used. The Lomb-Scargle Periodogram method was implemented to analyze the relationship between the power spectra of the two signals around the period of interest, taking as a reference for the calibration of the method, the emergence of the peak associated with the seasonal period of Mars. The method was put to the test through the analysis of the power spectra generated from abundance data of chemical species in the Earth's atmosphere. These data were obtained from the empirical model NRLMSISE-00 provided by the *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). The execution of the model reproduced data of chemical abundances of different atmospheric species, such as N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N, H<sub>2</sub>, Ar and He, at altitudes of 55 and 105 km, in a time window of 1961-2021. Research focuses on the field of planetary sciences, which includes the study of space weather and astrobiological conditions in the solar environment. This approach highlights the importance of considering the search for climate models at the scale of the Solar System, which take into account the connections and synergies between the changes experienced by the planets in response to solar variability during the star's activity cycle. The results suggest the existence of a relationship between the periods of variability in the concentration of different chemical species in the atmospheres of both planets (Earth and Mars) and the variations in the characteristic solar flux index in radius. This relationship highlights the importance of understanding the interaction between the Sun and the planets in the solar system and how these variations can influence their atmospheres and weather conditions. It is important to mention that although our initial results provide valuable information that can broaden the field towards future research in the framework of planetary climatology and atmospheric physics, more detailed analysis is required, contrasted with other data sources (from other orbiters), that confirm the relationships found in the investigation.

**Keywords.** Planetary atmospheres, Mars, Solar Cycle, Climatological models, NRLMSISE-00; Lomb-Scargle Periodogram, Mars Express, Space Weather.

# Contenido

<b>Agradecimientos</b>	<b>vii</b>
<b>Resumen</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>xiii</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>2</b>
1.1. Exploración de la atmósfera de Marte . . . . .	2
1.1.1. Caracterización de la atmósfera de Marte . . . . .	6
1.1.2. Agua en la atmósfera de Marte . . . . .	8
1.2. El astro rey y la actividad solar . . . . .	10
1.3. Clima espacial en el contexto del ciclo solar . . . . .	16
<b>2. Transferencia radiativa, ocultaciones estelares y atmósfera de Marte</b>	<b>20</b>
2.1. Modelo de transferencia radiativa . . . . .	20
2.1.1. Caracterización del campo de radiación . . . . .	21
2.1.2. Modelo clásico de la Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR) . . .	23
2.1.3. Espectros sintéticos que ilustran el sentido de la ETR . . . . .	27
2.2. Modelos analíticos de la RTE y espectro global de Marte . . . . .	30
2.2.1. perfiles de líneas espectrales . . . . .	30
2.3. Ocultación estelar: método de estudio de atmósferas planetarias y uso de ETR	40
<b>3. Mars Express, el orbitador protagonista de la investigación</b>	<b>48</b>
<b>4. Ampliación de datos y método</b>	<b>52</b>
4.1. Procesamiento y reducción de datos . . . . .	52
4.2. Organización y estructuración de conjunto de datos reducidos: concentración de H <sub>2</sub> O en la atmósfera de Marte . . . . .	54
4.3. Distribuciones estadísticas de concentraciones de H <sub>2</sub> O en la atmósfera de Marte	55
4.4. Dispersión e incertidumbres de concentraciones de H <sub>2</sub> O en la atmósfera de Marte . . . . .	63
4.5. Ventanas de tiempo de H <sub>2</sub> O en Marte, según detecciones de Mars Express . .	66

<b>5. Relacionando señales no homogéneas en el tiempo, el Periodograma de Lomb-Scargle</b>	<b>70</b>
5.1. Método de Lomb-Scargle: fundamentos adaptados al conjunto de datos . . . . .	70
5.1.1. Ajuste de Mínimos cuadrados adaptado al P-LS . . . . .	74
5.1.2. Probabilidad de falsa alarma como estimador objetivo de confianza de una señal . . . . .	77
5.2. Caso de estudio para la puesta a prueba del método: simulación de atmósfera terrestre NRLMSISE-00 . . . . .	79
5.3. Sobre el periodograma adaptado a los datos de NRLMSISE-00 . . . . .	84
<b>6. Resultados y análisis: relación señal H<sub>2</sub>O en Marte y actividad solar</b>	<b>87</b>
6.0.1. Contraste resultados atmósfera terrestre/atmósfera marciana . . . . .	97
<b>7. Discusión y Conclusiones</b>	<b>100</b>
7.1. Discusión . . . . .	100
7.2. Conclusiones . . . . .	103
<b>Bibliografía</b>	<b>104</b>
<b>A. Anexos</b>	<b>111</b>
A.1. Modelo clásico de altura de escala . . . . .	111
A.2. Alturas de escala y caminos libres medios . . . . .	113
A.3. Impacto y difusión del trabajo . . . . .	114

# Lista de Figuras

1-1.	Variaciones de densidad de diferentes elementos químicos que componen la atmósfera marciana, durante las dos primeras semanas de junio de 2018. . . .	5
1-2.	Configuración de la atmósfera de Marte, construida con base en observaciones <i>in situ</i> de Mariner. . . . .	8
1-3.	Comparación de los 140 años de evolución de las manchas solares visualizados por el Observatorio Real de Bruselas, el Centro de análisis de datos de influencias solares (SIDC) y la Fuerza Aérea de EE. UU. (USAF). Obsérvese que el máximo número de manchas solares en cada ciclo, coincide con la parte intermedia de los patrones de mariposa. Y sus mínimos, con el comienzo del patrón descrito por Maunder . . . . .	12
1-4.	Números de Wolf y flujo de 10,7 cm. (valores medios mensuales) en ciclos de actividad solar 21, 22 y 23 . . . . .	13
1-5.	Perfil de rotación del interior solar basado en el promedio de inversiones 2dRLS (Two-dimensional regularized least-squares method) de 45 períodos de 72 días de HMI (Generador de imágenes magnéticas del Solar Dynamic Observatory). Datos del 2010 al 2018. Los contornos blancos están en intervalos de 10 nHz. Los arcos discontinuos representan el límite del núcleo en $0.2 R_{\odot}$ , la base de la zona de convección en $0.71 R_{\odot}$ y la base de la capa de corte cerca de la superficie a $0.95 R_{\odot}$ . . . . .	15
1-6.	Actividad solar desde 1996 hasta 2020, vista por diferentes instrumentos con varios observables: c)F 10.7 A d) CRF e) X-Ray 1-8 A, f) UV emission . . . .	18
2-1.	Representación geométrica del campo de radiación. . . . .	21
2-2.	Cilindro lambertiano, simplificación del problema del campo de radiación en dirección a la línea de visión del observador. Editado de Carroll and Ostlie (2017). . . . .	22
2-3.	Representación visual de ETR, observe el camino que recorre la luz, y los diferentes obstáculos implicados de manera general en la ecuación 2-6. . . . .	24
2-4.	Contraste de dominios de validez de función de distribución de la energía de Planck y Ley de Rayleigh-Jeans. . . . .	26
2-5.	Representación sistema de referencia escogido para el modelo de transferencia radiativa de atmósfera con placas paralelas. Fuente: Catling and Kasting (2017). . . . .	29

<b>2-6.</b> perfiles de líneas clásicos de distribución espectral centrados a una frecuencia de para la simulación de líneas espectrales . . . . .	32
<b>2-7.</b> Perfiles gaussianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente constante centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda. . . . .	33
<b>2-8.</b> Perfiles lorentzianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente constante centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda. . . . .	34
<b>2-9.</b> Perfiles gaussianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda. . . . .	35
<b>2-10.</b> Perfiles lorentzianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica, y centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda. . . . .	36
<b>2-11.</b> Ajuste de líneas simuladas (mediante inspección visual) a un rango del espectro de la estrella NGC6475 84 obtenido de la base de datos de espectros de estrellas de la ESO. . . . .	37
<b>2-12.</b> Espectro IR promedio de disco de Marte observado por IRIS-Mariner 9 en julio de 1972 (línea negra) vs espectro simulado por los autores (línea verde)	38
<b>2-13.</b> Espectro de Marte como cuerpo negro de $\approx 200$ K. . . . .	40
<b>2-14.</b> Representación de la captura de un espectro de transmisión del canal UV de SPICAM antes y después de la ocultación de una estrella (Withers et al., 2009).	41
<b>2-15.</b> Espectro sintético de Marte bajo las condiciones de la geometría del sistema descritas en el párrafo anterior. La región sombreada corresponde a la región continua del espectro sintético, las líneas punteadas representan las longitudes de onda empleadas para la caracterización de aerosoles (Fedorova et al., 2009)	43
<b>2-16.</b> Paso 1 de proceso de ajuste polinomial y suavizado Savitzky-Golay sobre puntos espectrales región de absorción de $H_2O$ . La línea gris corresponde al ajuste polinomial sobre la distribución de transmitancias, y la línea negra corresponde a la distribución de transmitancias observadas para distintas longitudes de onda. (Maltagliati et al., 2013) . . . . .	44
<b>2-17.</b> Paso final de proceso de ajuste polinomial y suavizado Savitzky-Golay sobre puntos espectrales región de absorción de $H_2O$ (Maltagliati et al., 2013) . . .	45
<b>2-18.</b> Espectros de transmisión canal IR de SPICAM captados durante la órbita 3637 (Fedorova et al., 2009). . . . .	47
<b>3-1.</b> Órbita número eq100 (estable) de la Sonda de exploración Marciana Mars Express. . . . .	49
<b>3-2.</b> Fotografía de espectrómetro SPICAM. . . . .	50

---

4-1.	Formato de etiquetado de los archivos .LBL que se emparejan con las tablas de datos .TAB de los sets de datos de muestra de este trabajo. . . . .	53
4-2.	Distribución espacial de las detecciones de H <sub>2</sub> O atmosférico realizadas por SPICAM de MEx. . . . .	54
4-3.	Detección de concentraciones idealizadas de H <sub>2</sub> O atmosférico en Marte: todas tienen el mismo valor. . . . .	56
4-4.	Distribución de concentraciones de H <sub>2</sub> O atmosférico en Marte para diferentes rangos de altura dentro de la región muestreada Latitud: 60-80°N . . . . .	58
4-5.	Normalización de distribuciones de concentración de H <sub>2</sub> O atmosférico para diferentes rangos de alturas, y ajuste gaussiano de las mismas. Note que para alturas elevadas el ajuste parece no cumplirse. . . . .	59
4-6.	Concentraciones de H <sub>2</sub> O durante máximo y mínimo solar en columna de altura entre 20 y 100 km para la región muestreada. . . . .	60
4-7.	Concentraciones de H <sub>2</sub> O durante máximo y mínimo solar en columna de altura entre 20 y 60 km para la región muestreada. . . . .	61
4-8.	Posición orbital de Marte durante máximo y mínimo solar identificados para la secuencia de datos de concentración de H <sub>2</sub> O. Observe que Marte se encuentra cerca del afelio de su órbita en ambas situaciones. . . . .	62
4-9.	Dispersiones de concentraciones de H <sub>2</sub> O para diferentes rangos de altitud. Observe los diferentes tamaños de las barras de error como una representación del grado de confianza de las detecciones disponibles. . . . .	65
4-10.	Dispersión temporal de concentraciones de H <sub>2</sub> O, para rango de alturas 20-60 km. Observe la homogeneidad de la señal amarilla de flujo solar en contraste con los datos sueltos de concentración de H <sub>2</sub> O. . . . .	67
4-11.	Dispersión temporal de concentraciones de H <sub>2</sub> O, para rango de alturas 60-100 km. Observe como el conjunto de datos de concentraciones de H <sub>2</sub> O decrece considerablemente para los últimos rangos de altura muestreados. . . . .	68
5-1.	Visualización del efecto en la transformada de Fourier de una ventana de observación tipo tren de Dirac. Esto es, una larga cadena de observaciones discretas espaciadas uniformemente. La transformada de Fourier observada es una convolución de la transformada de la señal (aquí representada como una campana de Gauss) y la transformada de la ventana (peine de Dirac). Imagen editada de VanderPlas (2018). . . . .	72

<b>5-2.</b> Efecto del muestreo no uniforme en la transformada de Fourier observada. Estas muestras tienen el mismo espaciado promedio que las de la Figura <b>5-1</b> , pero las irregularidades en el espacio dentro de la ventana de observación se traduce en picos de frecuencia irregulares en su transformada, lo que hace que la transformada observada sea ruidosa. Aquí las líneas negras y grises representan las partes real e imaginaria de la transformada, respectivamente. Imagen editada de VanderPlas (2018). . . . .	73
<b>5-3.</b> Variabilidad en la concentración de O <sub>2</sub> terrestre a una altura de 55 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. El comportamiento oscilatorio de la señal, está relacionada con el periodo orbital terrestre. No se observa en la señal, un comportamiento oscilatorio que pueda vincularse con la señal variable de flujo solar (en negro). . . . .	82
<b>5-4.</b> Variabilidad en la concentración de O <sub>2</sub> terrestre a una altura de 105 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Puede observarse en la señal de O <sub>2</sub> el comportamiento oscilatorio asociado al periodo orbital de la Tierra, además del comportamiento oscilatorio asociado al ciclo solar (en negro), con el cual, parece estar anticorrelacionado. . . . .	82
<b>5-5.</b> Variabilidad en la concentración de N <sub>2</sub> terrestre a una altura de 55 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Esta señal tiene un comportamiento semejante al anterior, las oscilaciones se dan de manera periódica con una frecuencia en sincronía con el periodo orbital de la Tierra. . . . .	83
<b>5-6.</b> Variabilidad en la concentración de N terrestre a una altura de 105 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Se destaca el comportamiento oscilatorio vinculado con la actividad periódica del ciclo solar (en negro), con la cual, parece estar correlacionada. . . . .	83
<b>5-7.</b> Peridogramas LS obtenidos para las señales de las especies químicas Ar, N <sub>2</sub> , O <sub>2</sub> y He, en contraste con periodograma de actividad solar en flujo de radio 10.7 cm. Note que en la escala del periodo de ciclo solar, no se observa ningún pico asociado a cada señal química analizada. . . . .	85
<b>5-8.</b> Peridogramas LS obtenidos para las señales de las especies químicas Ar, N, O <sub>2</sub> y He, en contraste con periodograma de actividad solar en flujo de radio 10.7 cm. Note que en la escala del periodo de ciclo solar, concuerdan los picos de las dos señales de interés, para cada especie química analizada. . . . .	86
<b>6-1.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 20-30 km. . . . .	89
<b>6-2.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 30-40 km. . . . .	90
<b>6-3.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 40-50 km. . . . .	90
<b>6-4.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 50-60 km. . . . .	91
<b>6-5.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 60-70 km. . . . .	92
<b>6-6.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 70-80 km. . . . .	93



---

<b>6-7.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 80-90 km. . . . .	94
<b>6-8.</b> Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 90-100 km. . . . .	95
<b>6-9.</b> Periodogramas Lomb-Scargle de distintas especies químicas para altitudes de 105 km en la atmósfera terrestre, en una ventana de tiempo 2004-2018 . . .	98



# Lista de Tablas

4-1. Parámetro $r/a$ para posiciones orbitales de interés de Marte. . . . .	63
6-1. Tabla: desviaciones estandar y errores en días para el pico de interés . . . . .	97

# 1. Introducción

El problema de investigación que se aborda en este trabajo, se sustenta desde tres grandes ejes temáticos, cada uno con tradiciones y prácticas investigativas específicas, unas más nuevas que otras, y que independientemente de la especificidad de los problemas que se resuelven en sus campos conceptuales, en conjunto permiten afrontar posibles explicaciones a problemas modernos de la astronomía. Estos tres grandes ejes son: **Astrofísica solar**, **Clima espacial** y **Atmósferas planetarias**. A continuación se ilustran las ideas más generales que enmarcan los estados del arte de cada uno de estos tres ejes temáticos, bajo una organización que contempla los principales avances que fundamentan la investigación en cada uno de ellos, y posteriormente, se exploran trabajos que desarrollan los tres ejes anteriores, para resolver problemas alineados con la presente propuesta de investigación.

La investigación tiene como objetivo explorar el impacto que tiene la actividad de la fotosfera solar en la atmósfera de Marte, en un sentido global. Es decir, en una ventana de tiempo en la que se pueda contemplar la actividad solar asociada a un proceso periódico y cíclico, en contraste con el comportamiento de la actividad atmosférica de Marte en el mismo rango de tiempo.

## 1.1. Exploración de la atmósfera de Marte

La actividad atmosférica de Marte es un tópico amplio, y explorar su variabilidad asociada a la actividad solar implica un trabajo complementario en donde cada parte requiere un conocimiento del comportamiento del sistema atmosférico analizado. Esto implica un desafío considerable, en momentos en los cuales tenemos modelos atmosféricos de circulación global, con cierto número de parámetros, restringidos dentro de los dominios de los modelos matemáticos. Progresivamente, con el avance tecnológico que posibilita hacer observaciones cada vez más precisas, se consiguen mejores datos para contrastar con modelos más realistas.

Más allá de la reformulación de los modelos, las más recientes observaciones han sido base para delimitar y restringir los dominios de lo posible de frente a la incertidumbre creciente en el estudio científico de este tipo de sistemas físicos. Un caso especial documentado es el siguiente:

Los primeros resultados sobre la distribución vertical del vapor de agua en 22 órbitas de la misión Mars Express, fueron publicados por Fedorova et al. (2009), junto con perfiles de altura de distribución de CO<sub>2</sub> y algunos aerosoles. En este trabajo se infirió la distribución vertical de los aerosoles y la densidad del H<sub>2</sub>O en una capa de nubes en la atmósfera marciana a partir de las propiedades ópticas rastreables en los espectros obtenidos mediante ocultaciones solares. Lo importante, en relación con lo descrito previamente es que se encontró una discrepancia significativa entre la abundancia de agua por encima de los 30 km con respecto a las estimaciones de la Mars Climate Database (MCD, Millour et al. (2012) 2011). Esta última basada en modelos clásicos atmosféricos de circulación global.

Este ejemplo ilustra la importancia de tener a la mano siempre la posibilidad de contrastar lo que se modela desde el computador y el laboratorio con lo que es susceptible de ser observado. Para el caso de Marte, las observaciones *in situ* son una ventaja dentro del campo de las ciencias atmosféricas con las cuales se encuentran grandes detalles que pueden nutrir los modelos de circulación global, tanto de Marte como en general, de planetas hipotéticos con patrones atmosféricos posibles en virtud de lo que se ha logrado conocer de otros mundos explorados.

El caso de Marte es muy amplio, es el planeta dentro de nuestro vecindario planetario más explorado después de la Tierra. Se tienen actualmente más de 15 misiones de orbitadores que han alcanzado exitosamente la atmósfera marciana, sin considerar las sondas que se han posado sobre su superficie, los Landers. Entre los 15 orbitadores en Marte, cabe destacar en orden histórico a: Mariner, Mars Climate Orbiter (MCO) Mars Express, Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), y Mars Atmosphere and Volatile Evolution (MAVEN) . Cada una de estas enfocada en un campo particular del comportamiento de Marte, por ejemplo, las sondas como MRO y MCO, estudian velocidades de los vientos a diferentes alturas sobre la superficie de Marte, sensan presiones y temperaturas en diferentes puntos de la atmósfera, así como la densidad atmosférica a diferentes alturas. También hacen estimaciones sobre la abundancia de polvo y distribución de hielo. Otras, como MAVEN y Mars Express, realizan sondeos sobre la distribución de diferentes gases atmosféricos, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Ar, He, O, O<sub>2</sub>, H, N<sub>2</sub>. MAVEN lidera el campo actual de investigaciones *in situ* de la atmósfera de Marte, y está especialmente diseñada para estudiar la evolución y la dinámica de la atmósfera marciana. Jakosky et al. (2015). MAVEN trabaja con datos de la alta atmósfera en donde toma datos de la pérdida de gases atmosféricos por procesos de foto-ionización y mecanismos de escape atmosférico de Jeans, estudia el impacto de las SEP (Solar Energetic Particles), en procesos de intercambio de iones a diferentes alturas de la alta atmósfera de Marte, así como de su escape Jakosky et al. (2018).

Por otro lado, el estudio de Marte ha estado secuencialmente estimulado por el estudio progresivo de la actividad y la dinámica solar y su influencia en los cambios atmosféricos

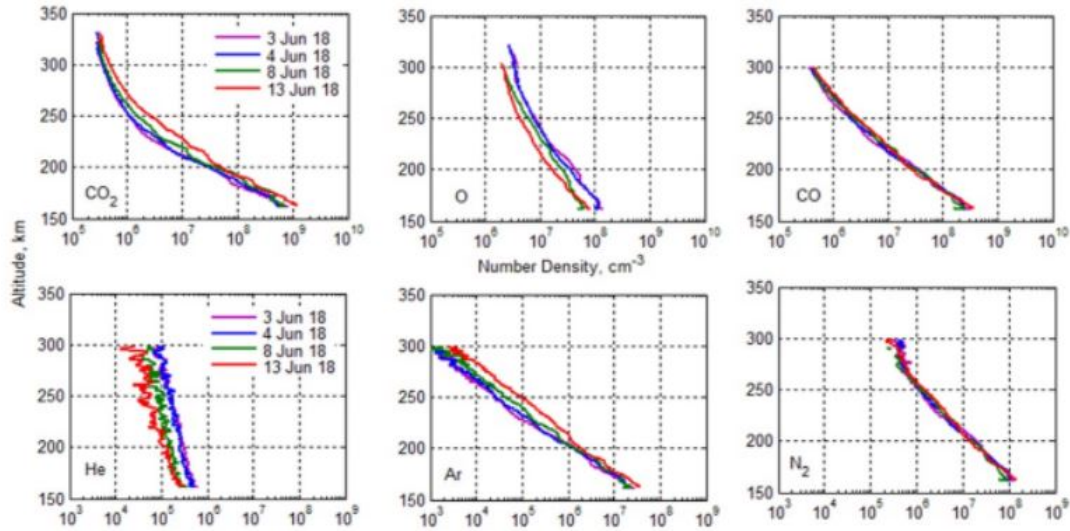
de algunos planetas. Por ejemplo, hay trabajos, como Nagaraja et al. (2021) y Medvedev and Yiğit (2019), que estudian los cambios importantes mapeados en la atmósfera terrestre y marciana, en momentos particulares del ciclo conocido de actividad de la fotosfera solar.

Los datos que fueron recopilados en la investigación de Nagaraja et al. (2021), fueron tomados por el espectrómetro de masas de la sonda MAVEN y el módulo espacial MOM (Mars Orbiter Mission), y fueron analizados a través del kernel de datos planetarios de SPICE de NASA. El trabajo de Nagaraja et al. (2021) se centró en analizar variaciones de densidad atmosférica en función de flujo de viento solar para dos semanas de junio de 2018, escogidas acorde con viento solar característico de esa época. En concreto, los datos de referencia de este trabajo fueron obtenidos de (NGIMS/MAVEN (Neutral Gas and Ion Mass Spectrometer) con observaciones casi simultáneas de MENCA/MOM (Mars Exospheric Neutral Composition Analyser)), esto con el fin de tener datos de referencia con los cuales hacer comparaciones. El estudio se sitúa en el análisis de la atmósfera marciana a lo largo de las dos primeras semanas de junio de 2018. Hay vestigios, Venkateswara Rao et al. (2020), de que en la primera semana de este mes, existía un alto grado de actividad solar manifiesta en variaciones atmosféricas de Marte.

Los resultados del trabajo de Nagaraja et al. (2021) muestran que el plasma energético del viento solar afectó las concentraciones de  $\text{CO}_2$ , al O, al Ar y al He, Pero no las concentraciones de  $\text{N}_2$  y CO, cuyos valores numéricos de densidad, permanecieron casi constantes. En las regiones de la atmósfera marciana Termosfera/Exosfera, las densidades de  $\text{CO}_2$  y Ar manifestaron tendencias decrecientes simultáneamente con las disminuciones de la energía cinética y la densidad del plasma del viento solar. Ocurrió lo contrario para el O y el He. Los autores manifiestan interpretar este nuevo resultado considerando el papel de un gran número de reacciones de disociación e ionización por impacto de electrones iniciadas por el plasma de viento solar. Estos resultados se sintetizan en la imagen **1-1**.

Concluyen los autores de este artículo declarando: "Future models providing the structure and composition of Martian thermosphere/exosphere would need to incorporate computations of solar wind plasma driven composition changes in addition to the solar EUV related variations." Manifestando la importancia de incorporar directamente información de las variaciones relacionadas con el Ultra Violet Energetic (UVE) solar.

Por otro lado, en el estudio Medvedev and Yiğit (2019), se caracteriza la variabilidad atmosférica de Marte, asociada a su dinámica interna, buscando una condición para su estudio, en la que el Sol tenga la mas mínima influencia en la configuración y dinámica de su atmósfera. Esta caracterización se alcanza analizando datos de la atmósfera de Marte, cuando Marte se encontraba en su afelio, durante un mínimo solar.



**Figura 1-1.:** Variaciones de densidad de diferentes elementos químicos que componen la atmósfera marciana, durante las dos primeras semanas de junio de 2018. Nagaraja et al. (2021)

Durante un ciclo solar los UV y UVE de radiación impactan las termosferas planetarias a través de procesos de absorción de fotones e ionización del medio atmosférico. Estos efectos producen cambios en la densidad y temperatura de la termosfera especialmente. En la propuesta de los autores del trabajo Medvedev and Yiğit (2019), se realiza el análisis con el ciclo solar 24, el cual ha sido caracterizado por un periodo prolongado de baja actividad solar con un mínimo solar sin precedentes. Desde el enfoque del acoplamiento atmosférico, conviene estudiar la atmósfera solar durante un periodo solar mínimo para identificar los cambios en las propagaciones de efectos de las atmósferas inferiores, producidas, por ejemplo, por los flujos de viento en las partes bajas de la atmósfera. En este orden de ideas, los autores hacen un estudio atmosférico de Marte de tal modo que el viento solar tenga el menor grado de incidencia en la dinámica atmosférica de Marte, obteniendo un estado de la atmósfera marciana libre de efectos de variabilidad solar. Los cambios en las propagaciones de efectos de la atmósfera inferior son caracterizados como ondas de gravedad atmosférica (WG), al respecto, los autores citan varias publicaciones que sustentan una tradición científica dentro de las ciencias planetarias que consolidan este concepto. Zurek et al. (2017), Thiemann et al. (2018). Medvedev and Yiğit (2019). Las atmósferas superiores planetarias y las ionosferas están influenciadas desde la atmósfera inferior por ondas internas y desde la atmósfera superior por procesos de transferencia de energía, dinámica solar, y procesos geomagnéticos del planeta mismo denominadas ondas de gravedad atmosférica (WG).

Este trabajo se llevó a cabo analizando datos continuos de evolución atmosférica marciana con un intervalo temporal de 10 meses (de mayo de 2019 a febrero de 2020), tiempo en el cual

ocurrieron 1307 órbitas de la sonda espacial MAVEN. Respecto del *proxy*<sup>1</sup> empleado para la adquisición de información que de cuenta de las WG, se observan las abundancias numéricas de CO<sub>2</sub>, aprovechando los datos de NGIMS, instrumento a bordo del Mars Atmosphere de la NASA y la nave espacial MAVEN. NGIMS, es un espectrómetro de masas cuadrupolar que actúa en un rango de 2 a 150 Da<sup>2</sup>, con una resolución de 1 Da. Este equipo fue diseñado para caracterizar completamente las abundancias de 20 tipos de moléculas neutras e ionizadas en la atmósfera superior marciana. El error estándar de las medidas individuales que realiza el instrumento NGIMS depende de la densidad ambiental en el momento en que el aparato registra un observable. El error típico es del 10 % con una densidad numérica de  $7 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ , y disminuye por debajo del 1 % cuando la densidad numérica de la atmósfera es menor que  $5 \times 10^5 \text{ cm}^{-3}$ .

De la investigación llevada a cabo por los autores en Medvedev and Yiğit (2019), se identifica como rasgo característico la intensa actividad termosférica de WG durante el mínimo solar en estudio. Se manifiestan efectos continuos de fluctuaciones de densidad a pequeña escala que es un indicativo del amplio espectro de propagación termosférica. La actividad media de WG varía considerablemente en función de la altitud entre 150 y 230 km, y varía en intensidad entre el 6 % y el 25 %, con un máximo a la altura de 170 km de la superficie de Marte. La latitud parece tener incidencia en la actividad de WG termosférica; esta es mayor a altas latitudes del planeta. Sin embargo, a alturas de la atmósfera inferior ocurren los máximos de actividad de WG a bajas latitudes (cerca al ecuador marciano).

Previamente se ha hecho mención a la actividad solar, de un mínimo y un máximo, eventos propicios que se incorporaron en dos de los trabajos principales que sirvieron como antecedentes de la investigación que se está documentando, a saber Nagaraja et al. (2021) y Medvedev and Yiğit (2019). A este respecto se introducen en el siguiente apartado, detalles asociados con el conjunto de datos de actividad solar tratados en esta propuesta, así como el contraste con el contexto del clima espacial, sobre el cual se fundamenta de manera global la investigación en cuestión.

### 1.1.1. Caracterización de la atmósfera de Marte

Como se menciona en la sección anterior, dentro del ámbito de investigación de las atmósferas planetarias, el uso de naves espaciales que orbitan alrededor de diferentes planetas en nuestro sistema solar (incluyendo la Tierra) desde la década de 1960 ha sido esencial para identificar los cambios atmosféricos relacionados con diversos fenómenos. Estos fenómenos

<sup>1</sup>En ciencias en algunas ocasiones es necesario el uso de variables que no pueden medirse directamente, a esto se refiere uno con *proxies*. Por ejemplo, las variaciones isotópicas de muestras de hielo son un *proxy* para la inferencia de cambios en la temperatura.

<sup>2</sup>Dalton: Unidades de masa atómica



incluyen ciclos estacionales, Woiceshyn (1974), actividad magnética y niveles de ionización en la ionosfera, Tian et al. (2022), los cuales son producidos por la radiación ultravioleta incidente del Sol.

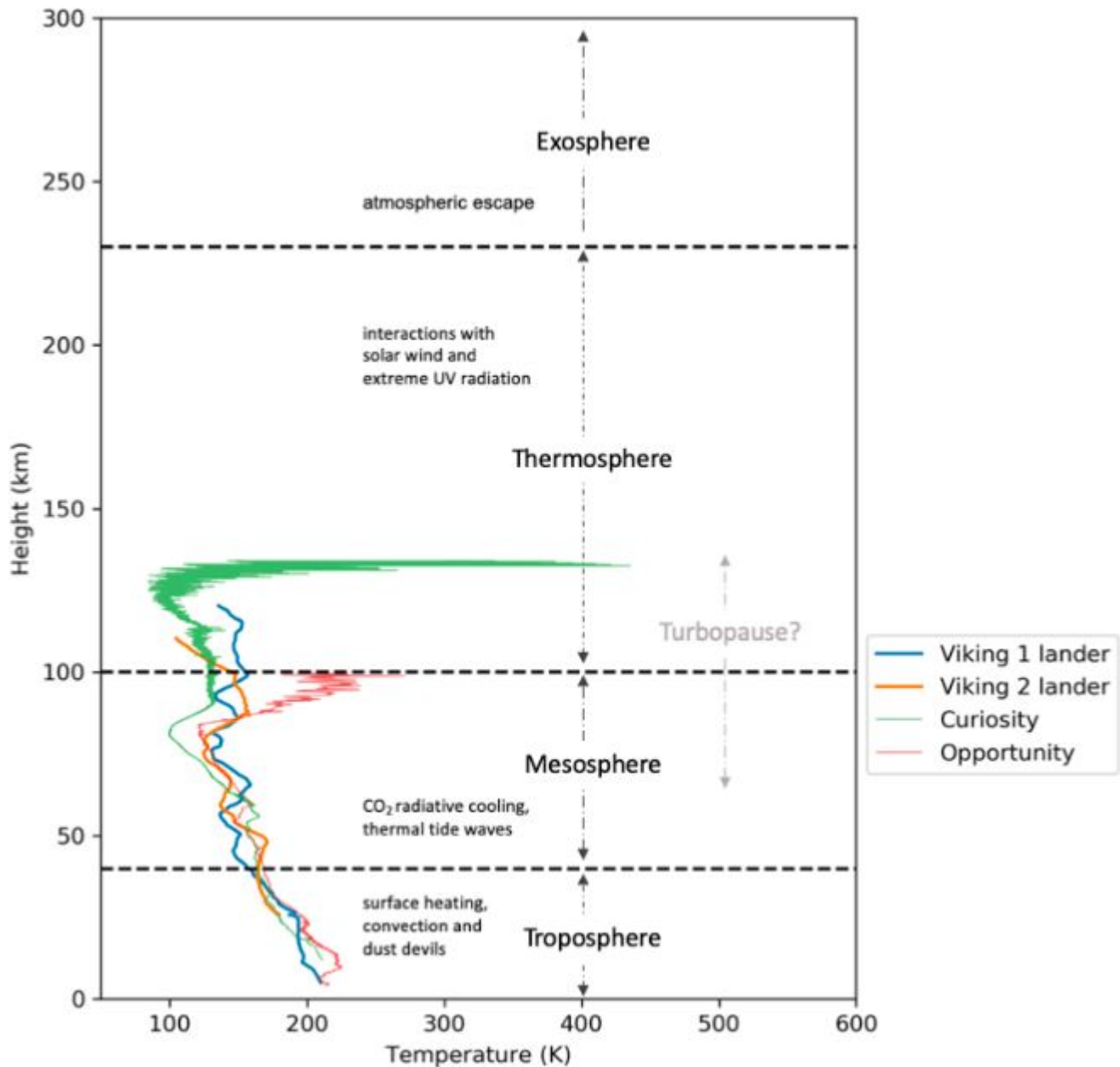
Dentro de los modelos actuales para estudiar y caracterizar la atmósfera de Marte, se ha observado que, al igual que en la atmósfera de la Tierra, la capa superior de la atmósfera marciana se ioniza principalmente debido a la radiación ultravioleta proveniente del Sol (Tian et al., 2022). Se ha identificado una región llamada ionosfera, que abarca aproximadamente 120 km de la columna vertical externa de la atmósfera de Marte, donde se encuentran altas densidades de iones (Haider et al., 2011). Estos iones se generan por la exposición frecuente a la radiación de alta energía emitida desde la superficie solar. A lo largo de la columna de altura de Marte, desde su superficie, hay varios niveles donde la atmósfera neutra coexiste con distintas densidades de moléculas ionizadas, junto con otros parámetros que revelan su composición. Por otro lado, en Marte, existe una región bien mezclada llamada homosfera, que se extiende desde la superficie hasta la homopausa, a unos 120 km de altura, en comparación con la Tierra, donde esta región se extiende desde la superficie hasta aproximadamente 100 km de altura. Otra región de interés es la termosfera, donde los gases se separan difusivamente en especies químicas individuales, siguiendo sus alturas de escala <sup>3</sup>. En Marte, esta tiene un valor medio de alrededor de 11 km. En la Tierra, la termosfera se extiende desde los 80 hasta los 500 km de altura, mientras que en Marte abarca desde los 100 hasta los 230 km de altura. En la termosfera de Marte, la temperatura aumenta con la altura y varía estacionalmente según la posición del planeta en su órbita alrededor del Sol. Durante el día, la temperatura en la capa superior de la termosfera puede variar de 175 K a 240 K, dependiendo de la posición orbital de Marte en su afelio y en su perihelio, respectivamente.

La termosfera se fusiona con la exosfera, donde los gases más livianos pueden energizarse para alcanzar velocidades de escape. Por lo general, este proceso de pérdida comienza alrededor de los 220 km de altura, llamado exobase, donde las alturas de escala y los caminos libres medios son comparables <sup>4</sup>. La dinámica de esta región está impulsada por los flujos de energía, momento rotacional de los planetas y ondas de marea que se propagan a través de la atmósfera inferior. Por efectos de la radiación solar ultravioleta extrema (EUV), en la atmósfera inferior se introducen partículas energéticas inducidas por llamaradas y plasma de viento solar de flujo variable (Petrosyan et al., 2011).

---

<sup>3</sup>La altura de la escala es la altitud que se debe subir, en una posición dada en una atmósfera, para reducir la presión en un factor de  $e$ , o multiplicarla por  $\frac{1}{e}$  (aproximadamente 0.3679), siendo entonces la altura de la escala una magnitud local que se define en cualquier punto de altura de la atmósfera. A.1

<sup>4</sup>El hecho de que las alturas de escala sean indistinguibles de los caminos libres medios de las partículas, puede manifestarse con el tratamiento matemático que se manifiesta en el A.2.



**Figura 1-2.:** Configuración de la atmósfera de Marte, construida con base en observaciones *in situ* de Mariner.

McMahon (1996)

### 1.1.2. Agua en la atmósfera de Marte

Cuando la radiación solar penetra la atmósfera marciana, experimenta una serie de interacciones con las moléculas presentes, lo que da lugar a diferentes procesos físicos que pueden afectar la forma en como la radiación se dispersa y se absorbe. Uno de los principales com-

ponentes que interactúan con la radiación solar en la atmósfera de Marte es el dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ). Puesto que la atmósfera de Marte está dominada por un 95 % de  $\text{CO}_2$ , este gas es el principal responsable de los mecanismos de transferencia radiativa en el planeta (Franz et al., 2017). El dióxido de carbono es un gas de efecto invernadero, lo que significa que tiene la capacidad de absorber la radiación solar y atrapar el calor en la atmósfera. Esto es importante para entender el clima en Marte y cómo ha cambiado a lo largo del tiempo. El mecanismo de absorción energética del  $\text{CO}_2$  explica, por ejemplo, porque, aún en una atmósfera globalmente fría (temperatura media de la atmósfera de Marte), hay regiones de Marte con ciertos grados de abundancia de vapor de agua.

A pesar de que la atmósfera marciana es muy delgada y seca, todavía hay pequeñas cantidades de vapor de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) presente (0.01 % de la atmósfera). Aunque el  $\text{CO}_2$  se asume como el principal responsable al respecto, es importante destacar que las bajas presiones en la atmósfera de Marte (de 0.0007 a 0.0009 atmósferas) causan que las temperaturas de vaporización en Marte estén entre 0 y 5°C (Jakosky and Haberle, 1992), además de producir un ciclo hidrológico en el cual sólo hay intercambio entre fases sólida y gaseosa.

Por otro lado, el vapor de agua tiene la capacidad de absorber la radiación en bandas específicas del espectro electromagnético, lo cual es importante para estudiar su presencia y distribución en la atmósfera de Marte. Este posee tres tipos de transiciones energéticas que dan lugar a procesos de absorción de radiación electromagnética, estos son:

Las transiciones rotacionales, que a temperatura ambiente dan lugar a transiciones asociadas con absorciones en el infrarrojo lejano ( $\sim 50 \mu\text{m}$ ) y se extiende a longitudes de onda de la región de microondas. Estas transiciones están asociadas con los 3 modos de rotación típicos de la molécula de  $\text{H}_2\text{O}$ .

Las transiciones electrónicas en las que una molécula es estimulada hasta alcanzar un estado electrónico excitado. Estas transiciones se dan en el rango de longitudes de onda del ultravioleta.

Y finalmente, las transiciones vibracionales, para las cuales, la absorción de energía electromagnética se encuentra en la región del infrarrojo medio y cercano. Particularmente las bandas  $\mu$  a  $6 \mu\text{m}$ , y la banda X a  $2.9 \mu\text{m}$ . Las bandas de estudio en particular para identificar abundancias de vapor de agua en la atmósfera de Marte, son una fracción de la cantidad de líneas que se han derivado de espectros sintéticos de HITRAN (Rothman, 2021), de las cuales, la de especial interés para el estudio de la atmósfera marciana es la línea  $\Psi$  a  $1.38 \mu\text{m}$ <sup>5</sup>. Estas transiciones se dan para temperatura ambiente, debido a la energía interna de

---

<sup>5</sup>Esta es el código asignado para la línea de interés en Atmospheric radiative transfer codes: base de datos de modelos atmosféricos.

los enlaces covalentes de la molécula de agua, y se producen por la redistribución continua de cargas de la molécula en cuestión (Polyansky et al., 2003).

En general, la base de datos espectroscópicos HITRAN enumera más de 37 mil líneas espectrales para el H<sub>2</sub>O en estado gaseoso, que comprenden desde el UV hasta las ondas de radio (Rothman, 2021). Esta base de datos, basada en modelos de transferencia radiativa, es un insumo fundamental para la generación de espectros sintéticos de Marte, los cuales son contrastados con las observaciones llevadas a cabo por el canal IR del SPICAM, para dar cuenta del grado de incertidumbre de las detecciones realizadas por este y otros orbitadores. Como se expresó previamente, el vapor de H<sub>2</sub>O puede absorber y volver a emitir radiación infrarroja, atrapando así el calor en la atmósfera y calentando la superficie del planeta. Sin embargo, la cantidad de vapor de agua en la atmósfera marciana es muy variable, tanto espacial como temporalmente, y está íntimamente ligada al ciclo del agua del planeta y su interacción con la superficie y el subsuelo (Davies, 1981), el periodo orbital de Marte (Jakosky and Haberle, 1992), y, presumiblemente, al ciclo de actividad solar.

Finalmente, además de los gases atmosféricos, la presencia de polvo en la atmósfera marciana también juega un papel importante en los mecanismos de transporte de la radiación. El polvo en la atmósfera puede absorber y dispersar la radiación, lo que puede afectar la cantidad de radiación que llega a la superficie del planeta. El polvo también puede afectar la temperatura y la cantidad de luz solar que penetra en la atmósfera, lo que a su vez puede afectar el clima de Marte (Forget, 1998).

## 1.2. El astro rey y la actividad solar

Para referir a los cambios periódicos que pudiere presentar una determinada región con fronteras dentro del sistema solar, es importante tener una caracterización del objeto cósmico que incide notablemente en dichos cambios, y es, en el caso de nuestro sistema planetario, el Sol. Sabemos que el Sol es una estrella, cuya definición estándar en la astrofísica es: esfera de gas y plasma autogravitante en equilibrio hidrostático que genera energía en su interior mediante reacciones termonucleares.

El Sol es una estrella que, dada su cercanía, podemos conocer con mejor detalle. La resolución óptica actual nos permite identificar los sucesos en su superficie con una resolución espacial muy cerca del límite de difracción, 0.026 arcsec a 500 nm, equivalente a 19 km<sup>2</sup> de su superficie (Tritschler et al., 2014). Actualmente se trabaja intensamente en el derrotero de pulir mejor la óptica terrestre, para obtener imágenes de la superficie solar cada vez con mejor resolución, tal y como se manifiesta con el telescopio de 4m de apertura Daniel K. Inouye Solar Telescope (DKIST) administrado por el observatorio SNO (Solar National Observatory) ubicado en Hawái.

Respecto de los cambios que se pueden datar del Sol, se tiene referenciado su ciclo que dura alrededor de 11 años. Este comportamiento cíclico se manifiesta en patrones característicos de manchas que aparecen en la fotosfera solar, conocidos como patrones de mariposa (McIntosh et al., 2021a). Estos patrones tipo mariposa, fueron algunos de los encontrados en el estudio de la fotosfera solar <sup>6</sup> a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, y consisten en el incremento gradual del número de manchas solares (número de Wolf) a lo largo de un ciclo, y su relación con el rango angular del disco solar en donde estas se forman. En la figura (1-3) se ilustra este patrón, donde se pone de manifiesto su importancia a la hora de hacer una caracterización global del comportamiento periódico del Sol.

Los patrones de Mariposa de Maunder, consisten en la variación periódica de la actividad solar, asociada al incremento de su actividad, y la relación con el número de manchas solares. Estas desde un mínimo se van generando en regiones lejanas al ecuador solar, y conforme aumenta la actividad en la fotosfera solar, va apareciendo manchas hacia las regiones ecuatoriales del Sol, describiendo un patrón periódico de mariposa, el cual puede ver en la figura (1-3).

Sobre las causas de base en los ciclos solares que se identifican según el número y ubicación de las manchas solares sobre la superficie del Sol, puede decirse: variaciones en el campo magnético solar, implican dinamismo de las capas del Sol en la zona convectiva, dinamismo caracterizado a través de las ecuaciones de Navier-Stokes en plasmas astrofísicos, en el marco global de la magneto-hidrodinámica. Las ecuaciones que modelan el sistema en cuestión, dependen en su mayoría, de las consideraciones que se tengan a colación: magnitudes físicas intrincadas en el fenómeno y condiciones de contorno para un segmento solar que alberga un determinado número de capas (ver páginas 378-385 de Stix, 2004) . A este respecto se referirá posteriormente, dando cuenta de los modelos de capas atmosféricas solares mas sofisticados que existen hoy en día.

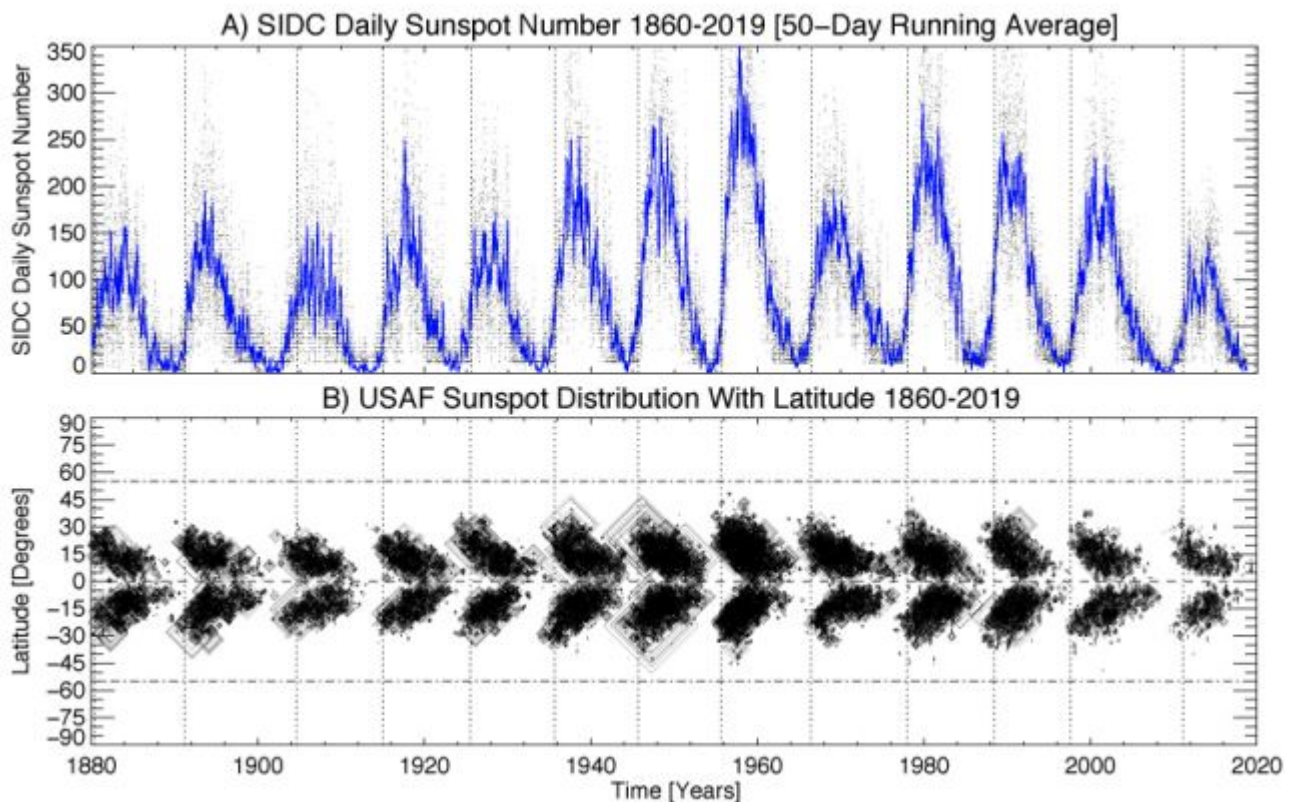
En el ámbito de caracterización del campo magnético solar, y su relación con el surgimiento de manchas solares sobre su superficie, podemos identificar el trabajo de Kleint and Gandorfer (2015), que está sobre la base del modelo de dinamo solar. Este es uno de los tres modelos característicos que existen actualmente, para dar cuenta del comportamiento fotosférico y del campo magnético solar.

La actividad en la fotosfera solar se manifiesta a través de las manchas y las erupciones solares. Esto se conoce dada la correlación que existe entre número de manchas y flujos característicos en diferentes longitudes de onda, como el flujo solar en radio centrado en la

---

<sup>6</sup>La fotosfera es la región luminosa de la atmósfera de una estrella, para el caso del Sol, abarca una profundidad de 100 km desde su superficie, siendo este límite, la región interna en la cual el plasma solar se vuelve opaco (Ostlie and Carroll, 1996).

banda de 10.7 cm (Bruevich and Yakunina, 2011). En la figura 1-4 puede evidenciarse esta correlación para los ciclos solares 21, 22 y 23. Cabe destacar que desde que tenemos conocimiento del comportamiento periódico de la actividad fotosférica solar, se tiene registro de 24 ciclos solares completos, comenzando su estudio mediante el conteo de manchas solares desde el año 1755, y estando a la fecha, junio de 2023, en medio de un incremento progresivo de actividad hacia el máximo solar, que de acuerdo con algunos modelos (Singh and Bhargawa, 2019), se estima, será alcanzado para febrero del año 2024.

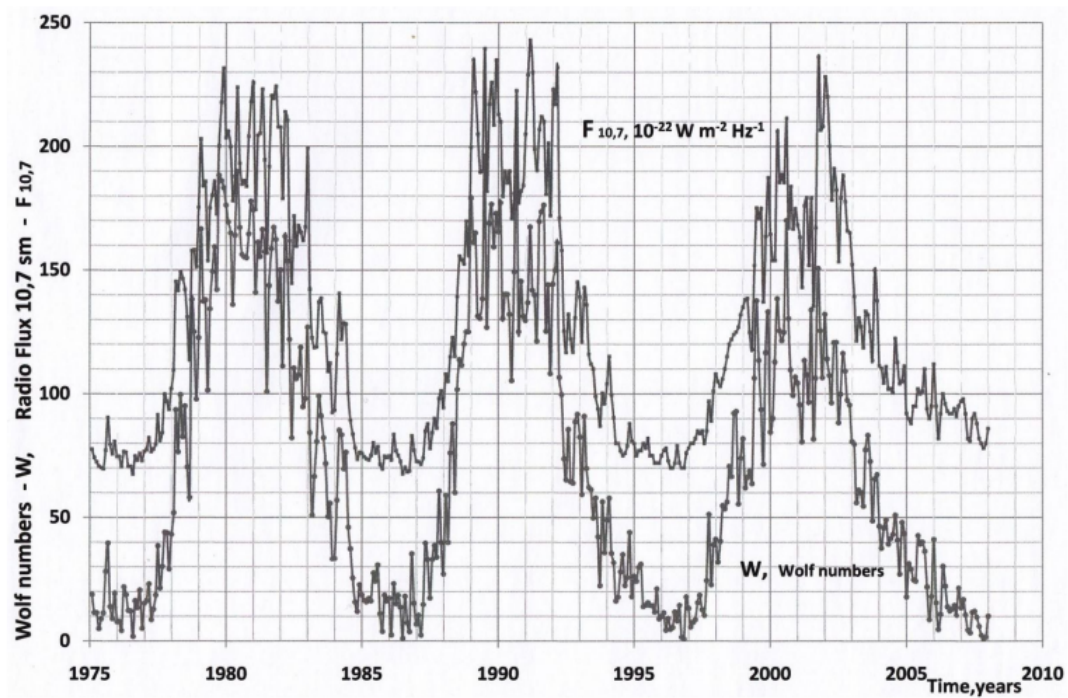


**Figura 1-3.:** Comparación de los 140 años de evolución de las manchas solares visualizados por el Observatorio Real de Bruselas, el Centro de análisis de datos de influencias solares (SIDC) y la Fuerza Aérea de EE. UU. (USAF). Obsérvese que el máximo número de manchas solares en cada ciclo, coincide con la parte intermedia de los patrones de mariposa. Y sus mínimos, con el comienzo del patrón descrito por Maunder

McIntosh et al. (2021a)

De acuerdo con los modelos clásicos de actividad solar, la aparición de manchas en la fotosfera, se relaciona con la generación y liberación de energía magnética en el Sol (Aulanier et al., 2013). Cuando los campos magnéticos emergen a través de la fotosfera solar, interfieren con los flujos convectivos que normalmente transportan el calor desde las regiones internas del

Sol hacia su superficie. Esta interferencia crea una restricción en los mecanismos de transferencia de calor en esas regiones, lo que daría lugar a una disminución local en la temperatura de la fotosfera. De acuerdo con modelos teóricos y empíricos como el de Zwaan (1968) la temperatura media de la fotosfera solar se estima en 5770 K, en tanto, las regiones "frías", donde hay presencia de manchas solares, esta puede variar entre 3000 y 4500 K. Si bien actualmente existen modelos más sofisticados y modernos para dar cuenta de la estructura de una mancha solar (Chang and Kiang, 2021), los resultados respecto de la temperatura y los flujos radiativos modelados para estas no varían mucho de las estimaciones realizadas previamente en trabajos como Zwaan (1968).



**Figura 1-4.:** Números de Wolf y flujo de 10,7 cm. (valores medios mensuales) en ciclos de actividad solar 21, 22 y 23

Bruevich and Yakunina (2011)

Las manchas solares son regiones oscuras y "frías", caracterizadas por tener una estructura semejante a la de una sombra. Tienen una umbra (región fría), y una penumbra. En la umbra de una mancha solar, el campo magnético se extiende perpendicularmente a la superficie del Sol. Las líneas de campo magnético en la umbra son más compactas y más intensas que en la penumbra, se disponen de forma concéntrica, irradiando desde el centro de la mancha hacia los bordes (Zwaan, 1968).

En la penumbra de una mancha solar, que es la región circundante más clara y menos oscura,

el campo magnético está inclinado en relación con la superficie del Sol. Las líneas de campo magnético en la penumbra son más dispersas y se extienden desde la umbra hacia afuera. En algunas ocasiones una región penumbral circunda varias regiones de umbra, y pueden aparecer como estructuras filamentarias y ondulantes (Zwaan, 1968). La penumbra muestra una transición gradual desde la umbra hacia la fotosfera solar. Normalmente, las líneas de campo magnético local, salen de la umbra en las cuales pueden generarse erupciones solares y eyecciones de masa coronal, liberando gran cantidad de energía y partículas al espacio.

A propósito de las causas de la irrupción en los flujos convectivos debido a las fluctuaciones del campo magnético desde el interior del Sol, hay varias explicaciones al respecto, cada una de ellas asociada a un modelo magneto-hidrodinámico del comportamiento del plasma solar. Aquí se esbozan los aspectos mas generales de los modelos mas característicos conocidos:

**Modelo de dinamo solar (Hazra, 2021):** Este es uno de los modelos más aceptados actualmente para explicar la generación y evolución de los campos magnéticos en el Sol. Este modelo sugiere que la interacción entre la convección del plasma ionizado y la rotación diferencial del Sol<sup>7</sup>, da lugar a la generación y amplificación de los campos magnéticos. El modelo tiene en consideración la existencia de una región de transición entre las capas convectivas y radiativas de la estrella, donde ocurren las interacciones clave. A esta región se le identifica como la Tacoclina (Linton et al., 2021). En esta región interna del Sol la rotación diferencial se anula, y el cambio de velocidades a una misma distancia radial del núcleo del Sol para diferentes latitudes se va manifestando, tal y como se observa en la figura **1-5**. En este modelo, la topología magnética del Sol en la fase de mínimo solar es como un dipolo clásico, tiene un campo magnético cuyas líneas salen del polo norte y entran al polo sur o viceversa, según como esté configurado el campo magnético inicial en la simulación. Conforme va avanzando el tiempo, la topología del campo magnético va cambiando progresivamente, de modo que en el máximo solar, se tiene una configuración de campo magnético de órdenes superiores, esto es: un configuración multipolar.

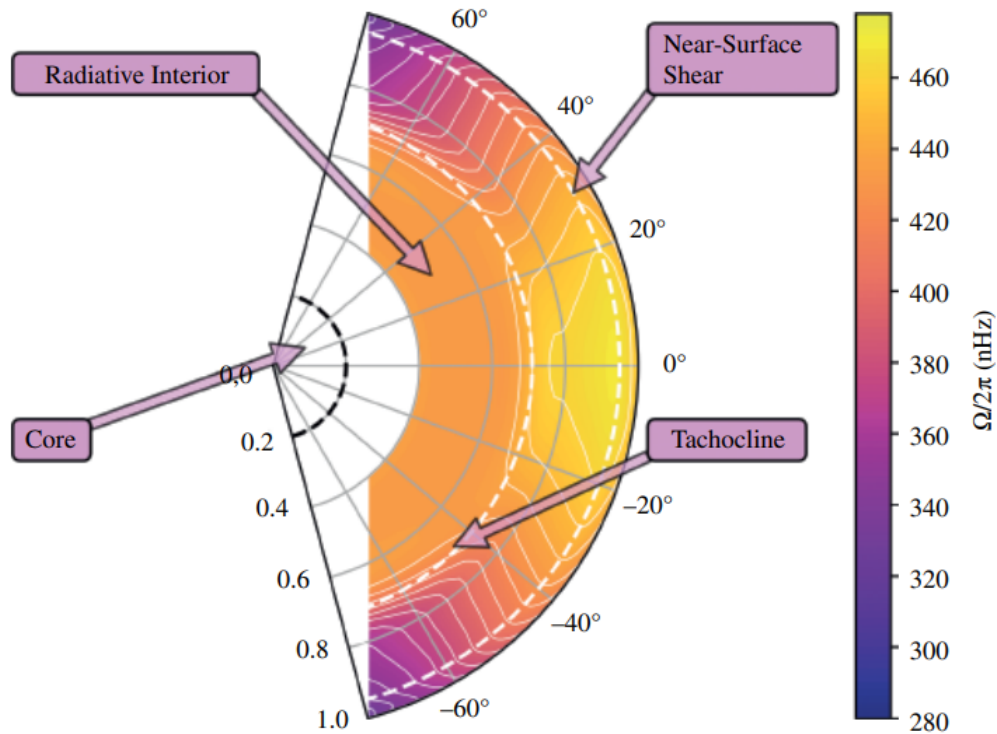
El mecanismo de interacción entre plasma convectivo y campo magnético global de la estrella, puede explicarse en el dominio energético del sistema atmosférico del Sol a través del efecto dinamo, en el cual, la energía cinética del fluido domina sobre la energía magnética de los campos circundantes, esto produce que las líneas de campo presenten un arrastre y empiecen a enrollarse, de modo tal que con el pasar del tiempo la configuración del campo magnético se vuelva toroidal (Hazra, 2021). Esta configuración moviliza plasma ionizado induciendo campos magnéticos locales dipolares. Al final, el acoplamiento entre ambas componentes desencadena interacciones caóticas entre líneas de campo, que en el máximo solar,

---

<sup>7</sup>Dada la naturaleza plasmática de la zona convectiva del Sol, este rota a diferentes velocidades angulares en diferentes latitudes de su superficie. El periodo de rotación varía entre 24.47 y 38 días, desde el ecuador hasta los polos, respectivamente.



reflejan la naturaleza multipolar del campo magnético solar.



**Figura 1-5.:** Perfil de rotación del interior solar basado en el promedio de inversiones 2dRLS (Two-dimensional regularized least-squares method) de 45 períodos de 72 días de HMI (Generador de imágenes magnéticas del Solar Dynamic Observatory). Datos del 2010 al 2018. Los contornos blancos están en intervalos de 10 nHz. Los arcos discontinuos representan el límite del núcleo en  $0.2 R_{\odot}$ , la base de la zona de convección en  $0.71 R_{\odot}$  y la base de la capa de corte cerca de la superficie a  $0.95 R_{\odot}$

Linton et al. (2021)

**Modelo de dínamo  $\alpha - \Omega$  (Klevs et al., 2023):** Este modelo combina la convección ( $\alpha$ ) y la rotación diferencial ( $\Omega$ ) para explicar la generación de campos magnéticos en el Sol. Según este modelo, la convección crea corrientes helicoidales (corrientes  $\alpha$ ) que generan campos magnéticos, y la rotación diferencial actúa para amplificar y deformar estos campos. El modelo de dínamo  $\alpha - \Omega$  ayuda a explicar la formación de las estructuras magnéticas observadas, como las manchas solares y las redes magnéticas en el Sol, y es un modelo que se sustenta sobre el modelo de dínamo clásico, explorado previamente.

En general, la relación causal que existe entre variaciones de campo magnético junto con las velocidades diferenciales de la atmósfera solar y la emergencia de las manchas solares es un

derrotero de investigación demasiado amplio hoy en día, y ha ocupado el esfuerzo de grandes contribuciones científicas a través de revistas especializadas en el campo de la Astrofísica Solar.

Para cerrar este acápite sobre actividad solar, es importante resaltar que, un estimador más objetivo que el conteo de manchas solares, es la medición del flujo solar  $F_{10.7}$  cm, en radio, como pudo ilustrarse en la figura 1-4. A este respecto se profundizará en el siguiente apartado, en donde se explorará el contexto de acoplamiento entre una atmósfera planetaria y el periodo de actividad de una estrella anfitriona, particularmente, el caso del sistema Tierra-Sol.

### 1.3. Clima espacial en el contexto del ciclo solar

Previamente se exploró el comportamiento atmosférico de Marte, en fases específicas del ciclo solar, tanto en su máximo en el trabajo de Nagaraja et al. (2021), dando cuenta de los cambios de concentración de diversas especies químicas, como en su mínimo en Medvedev and Yiğit (2019), refiriendo al comportamiento interno de la atmósfera de Marte, a través de las WG. En este apartado, se hace énfasis en el contexto de variabilidad de observables atmosféricos, durante periodos enteros de actividad solar en rangos de tiempos mayores a 11 años (periodo de actividad solar).

En el ámbito de la investigación del clima espacial, surge como problema, la identificación de la región del espacio en un sistema planetario a estudiar, en la cual una estrella anfitriona modula cambios parciales en aquel sistema, de acuerdo con el estado en que se encuentre. La inferencia de los cambios en el clima espacial debidos a una estrella como el Sol, son problemas que requieren entonces, la identificación de regiones que denoten variaciones en función de las transformaciones continuas que esta sufre, según las propiedades o características actualmente datadas. Por ejemplo: variaciones de campo magnético solar, que derivan en eyecciones de masas coronales, de acuerdo con cierto ciclo, cuya determinación es un problema aún abierto para los investigadores en el campo de la astrofísica solar. En este orden de ideas, las regiones susceptibles de ser estudiadas, podrían bien ser atmósferas planetarias de distintos planetas en el sistema solar.

Es importante tener en consideración que varios cambios, especialmente de intensidad podrían derivarse de las variaciones en la distancia planeta-Sol, de acuerdo con el grado de excentricidad orbital del planeta a estudiar. En síntesis, la información que interesa analizar, son los cambios atmosféricos de Marte o de cualquier planeta, datados mediante espectrógrafos equipados en sondas espaciales y posiblemente causados por variaciones que experimenta el Sol, y que quedan grabados como huellas en su fotosfera, y en general, las propiedades solares susceptibles de ser medidas a lo largo del periodo de algunos de sus ciclos mas característicos.

Por lo anterior, en este espacio el protagonista es el trabajo de Leamon et al. (2018), el cual versa sobre estudios correlacionales entre actividad solar durante su ciclo y variaciones en la atmósfera de la Tierra.

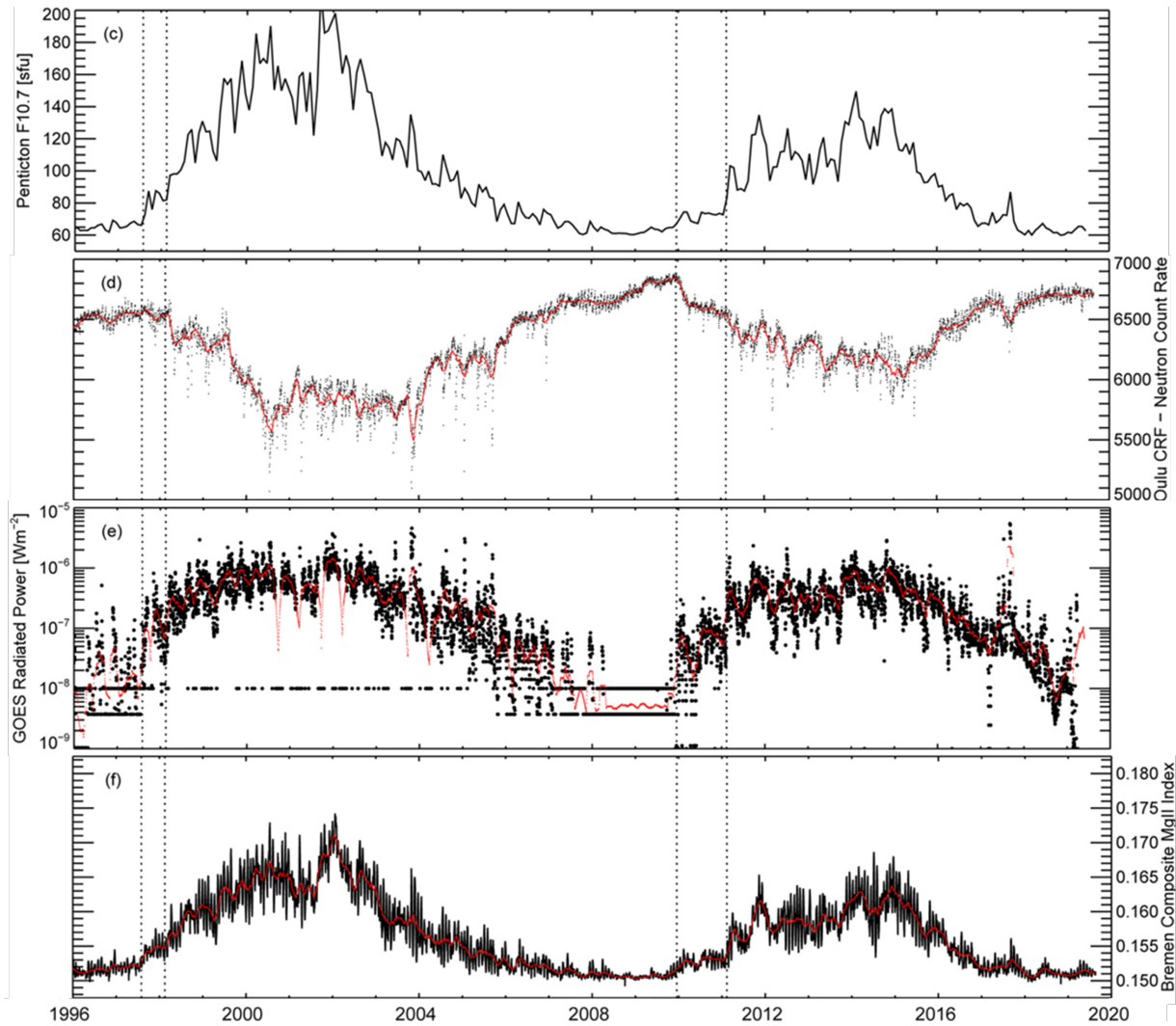
Aquí se estudia con alta significación estadística la correlación entre un evento solar característico conocido como terminador (el final de ciclos magnéticos de Hale), y las mayores oscilaciones de los índices oceánicos de la Tierra que determinan los efectos climáticos transitorios: fenómenos del niño y la niña. Se toman datos de los últimos 60 años de observaciones de la fotosfera solar para establecer un vínculo sólido entre la troposfera terrestre y el fin del ciclo solar conocido como terminador<sup>8</sup>.

En el trabajo Leamon et al. (2018) se muestran datos observacionales desde 1996 hasta el 2020 de diferentes instrumentos, por ejemplo: el medidor de flujo de radio Penticton de 10.7 cm para el registro de actividad solar (c). F 10.7 es el flujo canónico, calibrado físicamente, que brinda información mas objetiva de la actividad solar que el conteo de manchas solares. También se ilustran datos del instrumento CRF de la universidad de Oulu's Sodankylä Geophysical Observatory de Ucrania, que mide flujo de rayos cósmicos galácticos(d). Respecto a estos dos observables, en la figura **1-6** Se puede ver una anticorrelación entre la abundancia de rayos cósmicos y la actividad solar, que es tomada en cuenta a la hora de efectuar el estudio de correlación estadística foco de la propuesta de los investigadores en este trabajo.

También se observan *proxies* radiativos de actividad solar en otras longitudes de onda, como Rayos X de 1 a 8 Å, medidos con la familia de naves espaciales del GOES (e) y el indicador de compuestos de variabilidad de la cromosfera del Sol medida a través de la emisión ultravioleta de magnesio ionizado individualmente por la Universidad de Bremen (f).

---

<sup>8</sup>En pocas palabras, un terminador es el evento que marca el traspaso de un ciclo de manchas solares al siguiente. Es un evento abrupto que ocurre en el ecuador solar que resulta de la aniquilación/cancelación de las bandas de actividad magnética de polarización opuesta en el corazón del ciclo solar de 22 años; es decir, el flujo del ciclo antiguo se anula en el disco (McIntosh et al., 2021b)



**Figura 1-6.:** Actividad solar desde 1996 hasta 2020, vista por diferentes instrumentos con varios observables: c) F 10.7 A d) CRF e) X-Ray 1-8 A, f) UV emission  
Leamon et al. (2018)

En Leamon et al. (2018) también se analizan datos medidos a través del EUV Variability Experiment of Solar Dynamics Observatory (SDO/EVE), en los cuales puede observarse la variabilidad espectral de un evento de terminación (fin de ciclo de Hanle), con una resolución que posibilita el estudio que se aborda.

Entre las cosas en particular que se observan en los datos de SDO/EVE, se destaca que justo después del 11 de febrero de 2011, el evento de terminación exhibe un  $\approx 4\%$  de disminución de rayos cósmicos (CRF) y un aumento del 8 al 85% (de emisión de baja a alta temperatura) de los fotones ultravioleta que bañan nuestro planeta durante algunos pocos días, en un tiempo significativamente menor a una rotación del ecuador solar (aproximadamente 27 días).

Los autores del artículo concluyen, a la luz de la evidencia presentada, que la alineación altamente coherente de todos los observables meteorológicos, que representan el comportamiento transitorio de los fenómenos del niño y la niña, junto con la intensidad de rayos cósmicos, y la fase solar del terminador es clara durante los últimos 4 ciclos (20–24).

Ante la evidencia que se presenta los autores ratifican textualmente "We have tried to avoid discussion of causation, which, due to its controversial nature could lead to dismissal of the empirical relationship, and we want open a broader scientific discussion of solar coupling to the Earth and its environment. Independientemente de la exactitud del acoplamiento, los autores invitan a los lectores a considerar con suma seriedad el estudio de la compleja conexión Sol-Tierra, con atención a una posible correlación entre rayos cósmicos incidentes y las nubes de precipitación sobre los océanos terrestres.

La exploración de este trabajo permite cerrar este apartado, introduciendo de manera abierta, la intención de la investigación que se está documentando, aunque con una exploración en el acoplamiento atmósfera planetaria-fotosfera solar, un poco distinta, tal y como se podrá observar en el desarrollo posterior de este documento.

## 2. Transferencia radiativa, ocultaciones estelares y atmósfera de Marte

El propósito de este acápite es comprender cómo influyen los diversos obstáculos que encuentra la luz en su camino, antes de alcanzar un lugar de llegada. En particular, para el caso de interés en este trabajo, la detección de radiación por diferentes sondas orbitando la atmósfera marciana a una velocidad de traslación considerable, y como la influencia de tales obstáculos en el camino que sigue la luz se traduce y sistematiza en espectros característicos de emisión y absorción moleculares y atómicas. Este insumo conceptual es fundamental para comprender los métodos implementados para la adquisición de los conjuntos de datos con los que se opera en esta investigación y, en general, los conjuntos de datos que dan información sobre la composición y la dinámica atmosférica actualmente caracterizada de Marte.

### 2.1. Modelo de transferencia radiativa

Cuando observamos al Sol desde la Tierra, es difícil imaginar el largo y tortuoso camino que las ondas electromagnéticas viajeras empaquetadas en fotones deben recorrer desde el núcleo del Sol (o de cualquier estrella), hasta nuestros ojos. El camino puede tardar millones de años. Cada fotón producido en el núcleo mediante procesos de fusión, comienza su viaje a través del plasma ardiente del Sol, donde es absorbido y emitido continuamente por las partículas que componen el interior solar hasta su superficie. Una vez los fotones alcanzan la superficie solar, emprenden el camino relativamente libre de partículas hasta impactar las atmósferas de diferentes planetas.

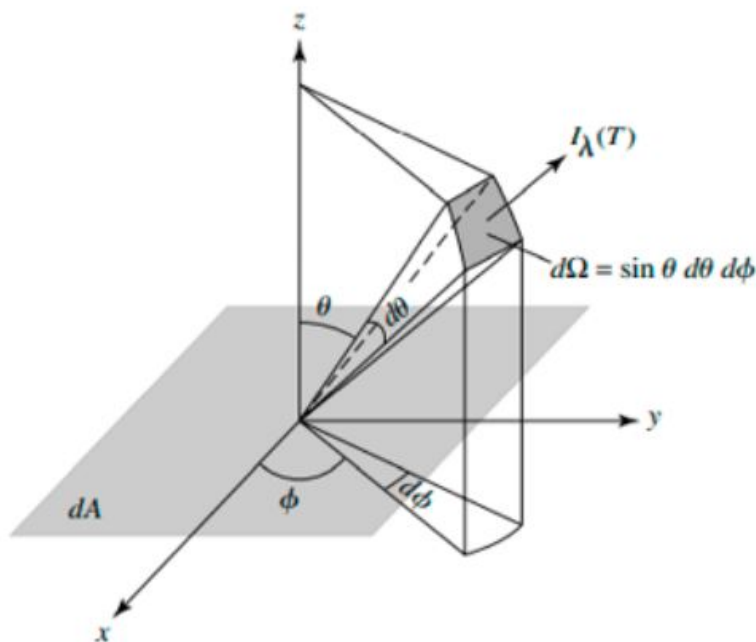
El propósito de este apartado es brindar al lector una descripción general del flujo de radiación electromagnética viajero, descrito anteriormente, identificando como diferentes medios con propiedades específicas, pueden perturbarlo, modificando algunos de los parámetros generales que le caracterizan físicamente (frecuencia, velocidad, intensidad, dirección). Todo en el contexto de interacciones entre un flujo de radiación ELM y diferentes medios materiales, descrito bajo un esquema en la conceptualización de los mecanismos de transferencia radiativa.

### 2.1.1. Caracterización del campo de radiación

En física, se traza el origen de la radiación electromagnética a través de la noción de campo; una región en particular con propiedades de intensidad específicas, que se describen mediante el modelo:

$$dE_\lambda = I_\lambda d\lambda dt dA \cos(\theta) d\Omega \quad (2-1)$$

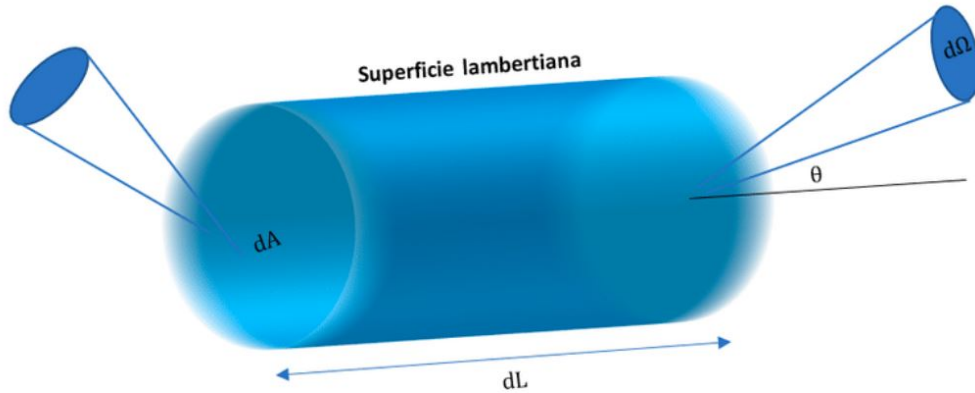
Aquí,  $E_\lambda d\lambda$  es la energía transportada por la radiación en un rango diferencial de longitud de onda  $\lambda$ .  $I_\lambda$  es la densidad espectral específica, es decir: la intensidad de la radiación ELM en un rango  $d\lambda$ , proyectada a lo largo de la línea de visión, que pasa durante un intervalo de tiempo diferencial  $dt$ , con un delta de longitud de onda  $d\lambda$  a través del área  $dA$ , de una porción diferencial del cielo (ángulo sólido)  $d\Omega$ . En esta expresión, el  $\cos(\theta)$  se refiere a la componente de variación de la densidad que se encuentra en la misma dirección de la línea de visión (LS) del observador. En la figura 2-1 se muestra con mejor detalle la geometría del sistema.



**Figura 2-1.:** Representación geométrica del campo de radiación.  
Carroll and Ostlie (2017)

Una consideración platónica que suele hacerse para simplificar el modelo de energía transportada por el campo de radiación, es encerrar el flujo del campo en un tubo lambertiano de longitud  $dL$  y área  $dA$ , y describirlo en términos de su comportamiento cinemático medio (velocidad, distancia y tiempo). Como el tubo es lambertiano, se garantiza que las paredes interiores que encierran el flujo de campo, reflejen la radiación de tal modo que no ocurre

ninguna absorción. Los extremos del tubo lambertiano se encuentran abiertos; por un lado ingresa el flujo de radiación y por el otro, sale. En este análisis, detallado en Carroll and Ostlie (2017), de todas las reflexiones difusas que se producen, se escogen las componentes de los rayos luminosos que se proyectan en la dirección del la LS (Line of sight), de las cuales se da cuenta mediante el elemento  $\cos(\theta)$ , tal y como se ilustra en la figura 2-1.



**Figura 2-2.:** Cilindro lambertiano, simplificación del problema del campo de radiación en dirección a la línea de visión del observador. Editado de Carroll and Ostlie (2017).

En este modelo de cilindro lambertiano, se analiza la longitud  $dL$  cubierta por un flujo de radiación que viaja a la velocidad de la luz  $c$ , durante un tiempo  $dt$ , y con la escogencia de las componentes referidas en el párrafo anterior, se obtiene:

$$dL = cdt\cos(\theta) \quad (2-2)$$

El propósito de esta consideración es simplificar la ecuación 2-1. Despejando para  $dt$  en la ecuación 2-2 y sustituyendo en la ecuación 2-1 se obtiene:

$$E_\lambda d\lambda = \frac{I_\lambda}{C} d\Omega dL dA d\lambda \quad (2-3)$$

Aquí, el propósito es dar cuenta de la densidad de energía por unidad de volumen, y se asumirá que el volumen de control a estudiar será el encerrado por el campo de radiación en el cilindro  $V = dAdL$ . De este modo, suponiendo una distribución isotrópica de la densidad de energía:  $U_\lambda = \frac{E_\lambda}{V} = \frac{dE_\lambda}{dV}$ . Con todas estas consideraciones, actuando sobre 2-3, se obtiene la ecuación 2-4:



$$U_\lambda d\lambda = \frac{I_\lambda d\Omega d\lambda}{C} \quad (2-4)$$

Observando la forma de esta ecuación puede establecerse que  $I_\lambda d\Omega$  es proporcional a una función de distribución espectral de energía. La función de distribución espectral característica que satisface estas condiciones, para un campo de radiación producido por una fuente radiante es la función de Planck  $B(\lambda, T)$ , la cual describe la distribución de la energía emitida por un cuerpo negro, para todos los rangos de longitudes de onda del espectro electromagnético con el menor margen de error conocido (Lipton et al., 2009).

### 2.1.2. Modelo clásico de la Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR)

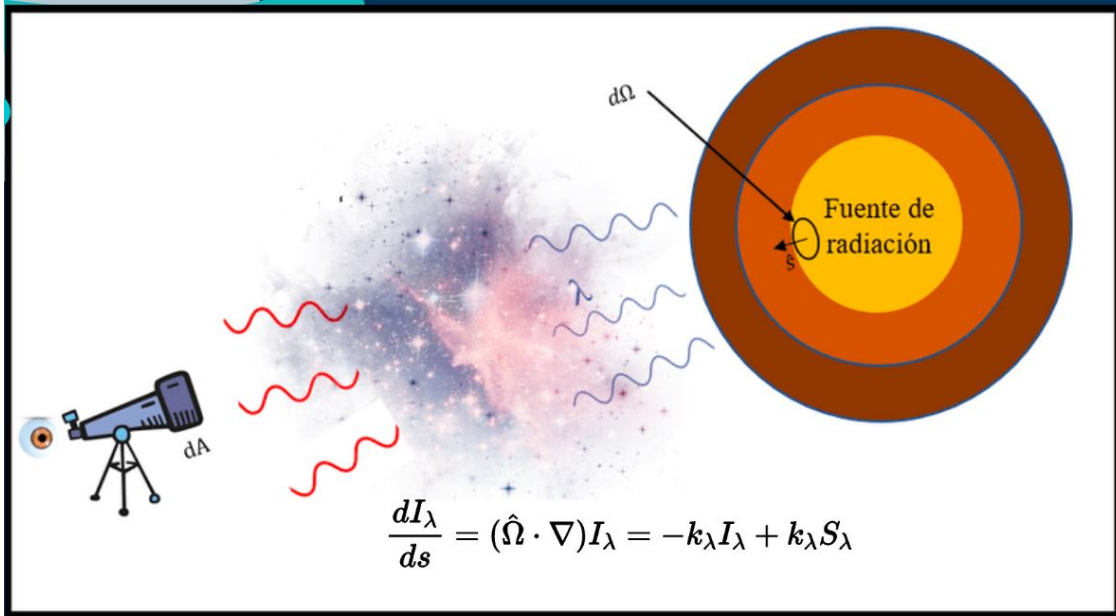
La forma general de la ecuación de transferencia radiativa puede escribirse como:

$$dI_\lambda = -k_\lambda I_\lambda ds + j_\lambda ds \quad (2-5)$$

En esta ecuación se puede considerar  $S_\lambda = j_\lambda/k_\lambda$ , con el propósito de transformar el modelo anterior en una representación escalar, con la forma:

$$\frac{dI_\lambda}{ds} = (\hat{\Omega} \cdot \nabla) I_\lambda = -k_\lambda I_\lambda + k_\lambda S_\lambda \quad (2-6)$$

Donde el operador diferencial, referencia el cambio de la intensidad en la dirección de la propagación  $\Omega$ . Este modelo es un caso estacionario en donde  $\frac{\partial I_\lambda}{\partial t} = 0$ . Una representación adecuada de este modelo, puede visualizarse en la figura **2-3**.



**Figura 2-3.:** Representación visual de ETR, observe el camino que recorre la luz, y los diferentes obstáculos implicados de manera general en la ecuación 2-6.

Esta ecuación queda mejor expresada como 2-7, teniendo en cuenta que el coeficiente de extinción  $k_\lambda$ , actúa debido a un medio que dispersa la luz dependiendo de su distribución local (densidad de masa) $\rho_a$ .

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho_a ds} = S_\lambda - I_\lambda \quad (2-7)$$

$S_\lambda$  es conocida como la función fuente, y se caracteriza por describir matemáticamente todos los parámetros asociados a las propiedades absorbentes, dispersivas, y emisivas del medio sobre el cual incide un haz de radiación electromagnética. Esta función es un insumo fundamental en el modelo anterior y, según las características del medio que es atravesado por la radiación incidente, se tienen en cuenta mayores o menores elementos en consideración en el modelo de RTE. El caso ideal es el correspondiente a un medio en equilibrio termodinámico local (LTE), para el cual se considera como función fuente, la función de distribución de la energía de Planck (Catling and Kasting, 2017).

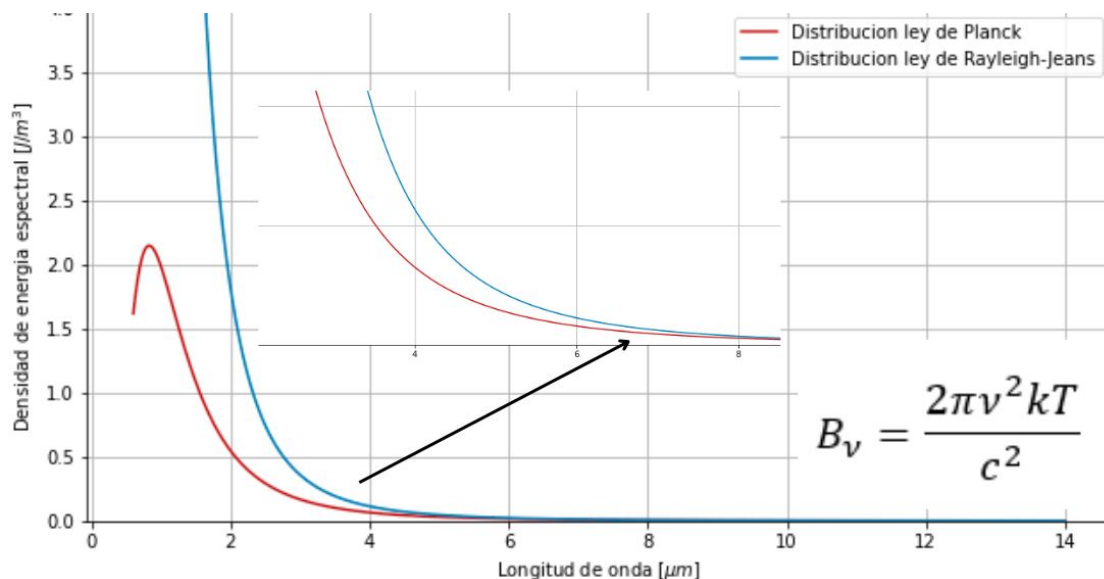
Al sustituir la función de Planck en la RTE, se llega a la conocida ecuación de Schwarzschild (Catling and Kasting, 2017).

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho_a ds} = B_\lambda(T) - I_\lambda \quad (2-8)$$

Previamente se estudió la construcción del campo de radiación para dar cuenta de la energía radiativa que es transportada por ondas electromagnéticas de ciertas características. Se refirió al paquete de fotones que atraviesa el interior de un cilindro lambertiano para calcular la energía como una función que depende de la naturaleza de la fuente emisora, normalmente, en medios isotrópicos generadores de radiación electromagnética, esta función característica asociada a la emisión de un medio a una temperatura determinada, es la distribución de densidad espectral de Planck  $B(T, \lambda)$ , como se mencionó anteriormente. Es sobre esta función fuente que se estudia la incidencia de emisiones y absorciones características de un medio. En este contexto, el modelo típico de transferencia radiativa es abordado, y constituye un pilar para describir la naturaleza física de un medio absorbente, emisivo, difractor, dispersivo, etc.

Los mecanismos de transferencia radiativa son procesos fundamentales en el campo del clima espacial y el estudio de las atmósferas planetarias (Wallace and Hobbs, 2006). Estos se refieren a cómo se transporta la energía radiativa a través de un medio que interactúa con la radiación incidente. Puede ser una atmósfera gaseosa a una temperatura  $T$  específica, una determinada región del medio interestelar, incluso cualquier sólido o líquido no opaco.

El estudio de estos mecanismos es un tema clave en la investigación de las atmósferas planetarias puesto que permite comprender cómo la radiación solar, o de cualquier estrella, interactúa con la atmósfera de un planeta, y cómo, en virtud de su composición y la abundancia de distintas especies químicas, la energía incidente se distribuye en diferentes regiones del espectro ELM. A este respecto, para el caso de estudio de una atmósfera planetaria, el rango de interés en la caracterización de los mecanismos de transferencia radiativa es el infrarrojo (IR), rango en el cual ocurren absorciones moleculares debido a la composición habitual de una atmósfera planetaria. Además, debido a la naturaleza finita de la temperatura de la superficie o de las diferentes capas que componen la atmósfera de un planeta, los procesos de emisión térmica son considerables, los cuales también se manifiestan en el dominio del IR del espectro ELM. Estos procesos estimulan la emisión de radiación adicional, por la dinámica vibracional de la termodinámica asociada a las moléculas que componen una atmósfera. Es importante tener en cuenta que no se usa exclusivamente la función de Planck en este contexto. El enfoque de Rayleigh-Jeans, por ejemplo, sería válido en este dominio. Ambos modelos describen bien los procesos de emisión de energía, en rangos por debajo del visible, lejos de la catástrofe del ultravioleta. Esto se ilustra en la figura **2-4**.



**Figura 2-4.:** Contraste de dominios de validez de función de distribución de la energía de Planck y Ley de Rayleigh-Jeans.

La ecuación de transferencia radiativa en el rango visible y ultravioleta para el estudio de la atmósfera de un planeta es simple, en tanto la función fuente asociada a este dominio es prácticamente cero. Es decir, normalmente no hay emisiones del medio estimulado por la radiación incidente de una estrella en estos rangos de longitudes de onda corta. Por lo anterior, se debe centrar la atención en el rango IR, dentro del cual ocurren emisiones estimuladas en la atmósfera planetaria por la radiación incidente de la estrella anfitriona, o de cualquier otra fuente energética.

Por otro lado, generalmente se menciona que el fenómeno de absorción energética tiene lugar cuando una molécula o un átomo absorbe un fotón, produciendo un estado excitado. La naturaleza de la absorción depende de la región del espectro electromagnético de la luz inducida. Una absorción atómica o molecular puede tener un tiempo de vida media que varía entre  $10^{-8}$  s para ondas cortas y 0.1-10 s para ondas largas, en el rango IR (Catling and Kasting, 2017), de interés para este trabajo, característico para el muestreo de la composición química de la atmósfera de Marte.

Cuando la radiación interactúa con un medio, esta puede transmitirse, reflejarse, absorberse o re-emitirse. La transmisión se produce cuando la radiación atraviesa un medio sin interacción, la reflexión cuando la radiación cambia de dirección después de impactar una superficie, la absorción cuando la radiación es capturada por el medio, y la emisión, cuando el medio es estimulado energéticamente por la radiación incidente, de tal modo que este emite radiación adicional. En una atmósfera planetaria, la radiación puede ser transmitida, reflejada, absorbida o emitida por los gases y las distintas partículas que la componen, y todos estos

mecanismos de interacción de la radiación, están compactados en diferentes partes del modelo general de transferencia radiativa 2-7, como podrá verse posteriormente.

La variación de intensidad de la radiación incidente a una longitud de onda específica se da a lo largo del camino óptico  $S$ , desde la fuente luminosa hasta el ojo del observador a lo largo de su LS, de modo que en el medio sólo ocurren absorciones y dispersiones, la ecuación 2-7 se reduce a 2-9, también conocida como la ecuación de extinción y opacidad media de Beer-Lambert-Bouguer (Catling and Kasting, 2017). En este modelo, cuando un rayo luminoso monocromático pasa a través de una región, el cambio en la intensidad de la luz absorbida a lo largo del camino óptico, será mayor en tanto la intensidad de la radiación antes de penetrar la región sea mas grande.

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho_a ds} = -I_\lambda \quad (2-9)$$

La solución de esta ecuación diferencial puede escribirse como 2-10

$$I_\lambda = I_{\lambda 0} e^{-\tau_\lambda} \quad (2-10)$$

donde  $\tau_\lambda$  es una cantidad adimensional que representa la profundidad óptica a lo largo de la LS, y se define formalmente como:

$$\tau_\lambda = \int_0^s k_v \rho_a ds' \quad (2-11)$$

Respecto a este modelo, suelen tenerse en cuenta en la bibliografía científica algunas delimitaciones (Carroll and Ostlie, 2017, Chandrasekhar and Chandrasekhar, 1957, Catling and Kasting, 2017) para definir si un medio es ópticamente grueso, u ópticamente delgado, así:

Si  $\tau_\gamma = 1 \rightarrow I_\gamma \approx \frac{1}{e} \approx 37\%$  se define la frontera entre medio ópticamente delgado y medio ópticamente grueso.

Si  $\tau_\gamma \gg 1 \rightarrow I_\gamma \approx 0$  el medio es ópticamente grueso.

Si  $\tau_\gamma \ll 1 \rightarrow I_\gamma > \frac{1}{e}$  el medio se considera ópticamente delgado.

### 2.1.3. Espectros sintéticos que ilustran el sentido de la ETR

Para comprender el proceso de síntesis de un espectro a partir del modelo de transferencia radiativa (ETR), es importante identificar las funciones que cumplen cada uno de los términos en la solución general de la ETR. Recordemos que la ecuación 2-7 es una solución general

en donde no se ha especificado el sistema de referencia respecto del cual dicha ecuación será resuelta. Lo primero que debe hacerse es definir el sistema de referencia, y por consiguiente, la identificación de la geometría correcta y el caso particular que se resolverá.

La atmósfera de Marte es, en rigor, un sistema con una geometría esférica, sin embargo, en la localidad, una columna de altura de la atmósfera de Marte puede modelarse como una superposición de infinitas placas paralelas, cada una de un grosor  $dz$  asociado a un camino óptico  $d\tau$ . La ecuación 2-7 se transforma bajo estas consideraciones en la expresión:

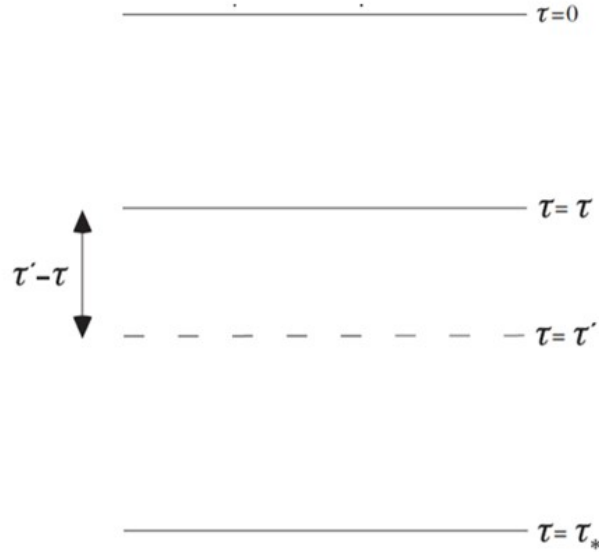
$$\cos\theta \frac{dI_\nu}{k_\nu \rho_a dz} = S_\nu - I_\nu \quad (2-12)$$

Desde ahora se cambia la representación de  $\lambda$  a  $\nu$  con el propósito de adaptar el procedimiento a la notación estándar de los libros de texto. Puede hacerse en el espacio de las longitudes de onda como en el de las frecuencias. En 2-12,  $dz$  es  $dz = \cos\theta ds$ . Usando regla de la cadena en el miembro izquierdo de la ecuación anterior, para dejarla expresada en términos de  $z$ , se obtiene:

$$\frac{\partial I_\nu}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial s_\nu} = \frac{\partial I_\nu}{\partial z} \cos\theta \quad (2-13)$$

Esto quiere decir que todas las componentes de radiación incidentes en una distancia  $ds$  pueden expresarse como proyecciones en la dirección normal a las placas paralelas que representan la atmósfera planetaria en cuestión a través del ángulo de incidencia sobre la placa más externa ( $\theta$ ), y para reducir la representación matemática, se asume  $\cos\theta = \mu$ .

En el modelo que se está planteando, el sistema de referencia es tal que la columna más externa (expuesta al espacio exterior) tendrá una coordenada de camino óptico  $\tau = 0$ , y por lo tanto, el camino óptico recorrido por la luz ( $\tau'$ ), desde la capa más externa de la atmósfera planetaria hasta la superficie de Marte, estará comprendido entre  $\tau = 0$  hasta  $\tau = \tau_*$ , como se observa en la figura **2-5**.



**Figura 2-5.:** Representación sistema de referencia escogido para el modelo de transferencia radiativa de atmósfera con placas paralelas. Fuente: Catling and Kasting (2017).

En este sistema de referencia, puede entonces denotarse el camino óptico  $\tau$ , como:

$$\tau = \int_z^{\infty} k_v \rho_a dz' = \int_{\tau=\tau}^{\tau=0} -d\tau' \quad (2-14)$$

Las intensidades ascendentes van verticalmente hacia arriba hasta la horizontal, equivalente a  $\mu > 0$  donde el ángulo cenital  $\theta$  oscila entre  $0^\circ$  y  $90^\circ$ . Se busca integrar desde el nivel donde la profundidad óptica es  $\tau = 0$  hasta el fondo de la atmósfera en  $\tau = \tau_*$ . Dado que  $\tau$  es un límite de integración, se adapta el uso de la variable ficticia  $\tau - \tau$ , según el esquema geométrico de la figura 2-5. Para obtener la intensidad ascendente en cualquier nivel donde la profundidad óptica es  $\tau$ , debemos resolver la ecuación diferencial en cuestión. Primero actualizamos la ETR para el modelo de placas paralelas de 2-12 a la ecuación 2-15:

$$\mu \frac{dI_v}{d\tau_v} = I_v - J_v \quad (2-15)$$

Y sobre esta se multiplica un factor integrante que hace que 2-15, se vuelva una ecuación diferencial exacta. El factor integrante en cuestión es:  $e^{-(\tau'-\tau)/\mu}$ , que al aplicarse a ambos lados de la ecuación 2-15, esta se transforma en:

$$e^{-(\tau'-\tau)/\mu} dI_v(\tau') + I_v(\tau') \left( -\frac{d\tau'}{\mu} e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \right) = -S_v(\tau') e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2-16)$$

Y la solución finalmente, empleando el modelo de profundidad óptica 2-11 en los exponentes de modo que la expresión quede lo mejor explícita, es:

$$I_v(z) \uparrow = I_v(z=0) e^{-\frac{1}{\mu} \int_0^z k_v(z') \rho_a(z') dz'} + \int_0^z k_v(z') \rho_a(z') J_v(z') e^{-\frac{1}{\mu} \int_{z'}^z k_v \rho_a dz} \frac{dz'}{\mu} \quad (2-17)$$

Este modelo puede escribirse de una manera mas simple, abstrayendo los aspectos de mayor relevancia del modelo anterior, y será el que posteriormente se ampliará para el caso particular de estudio de la atmósfera de Marte.

$$I_v(\tau_1) = I(\tau_2) e^{-\frac{(\tau_2-\tau_1)}{\mu}} + \frac{1}{\mu} \int_{\tau_1}^{\tau_2} S_v e^{-\frac{(\tau'-\tau_1)}{\mu}} d\tau' \quad (2-18)$$

## 2.2. Modelos analíticos de la RTE y espectro global de Marte

El enfoque teórico de la ETR explorado en el apartado anterior se aterriza de manera práctica aquí, buscando que el lector identifique los aspectos más generales en la modelación y reproducción de una línea espectral. El foco de la modelación será el análisis mediante inspección visual de las líneas espectrales generadas bajo ciertas formas simples que pueda tomar la función fuente, que como se vio anteriormente, comprende gran parte de las absorciones y emisiones producidas por el medio estimulado al ser atravesado por un haz de radiación de una longitud de onda monocromática.

Se construyen simulaciones de casos típicos para modelar fenómenos de transferencia radiativa, entre estos casos están: modelo RTE con función fuente constante y modelo RTE con función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica, para finalmente esbozar un modelo simplificado de la atmósfera de Marte. Antes de llevar a cabo este proceso, es importante aludir a los detalles que subyacen a la generación de profundidades de las líneas espectrales (perfiles de línea), asociados con la física de las interacciones atómicas y moleculares que las producen.

### 2.2.1. perfiles de líneas espectrales

Es habitual caracterizar como perfiles típicos de línea espectral, perfiles gaussianos, perfiles lorentzianos (2-6) o la convolución de perfiles de estos dos tipos. En general, cada uno de estos depende de los aspectos físicos que se estén teniendo en consideración para el análisis que se esté llevando a cabo. Por ejemplo, picos gaussianos, suelen estar asociados a la distribución de la luz y como esta se manifiesta en un sistema óptico mediante el conteo promediado de fotones de una longitud de onda específica. W. Anderson (1954). En cambio, los perfiles de línea lorentzianos suelen relacionarse con la distribución física de las partículas que componen el medio que se está observando. Aquí, el propósito es ilustrar como estos perfiles se manifiestan en los espectros sintéticos, a la luz de las características



de una atmósfera cuya observación se está simulando. Ambos perfiles se manifiestan dentro del modelo clásico, como distribuciones de las frecuencias observadas (pico gaussiano) 2-19 y frecuencias inferidas (pico lorentziano) 2-20.

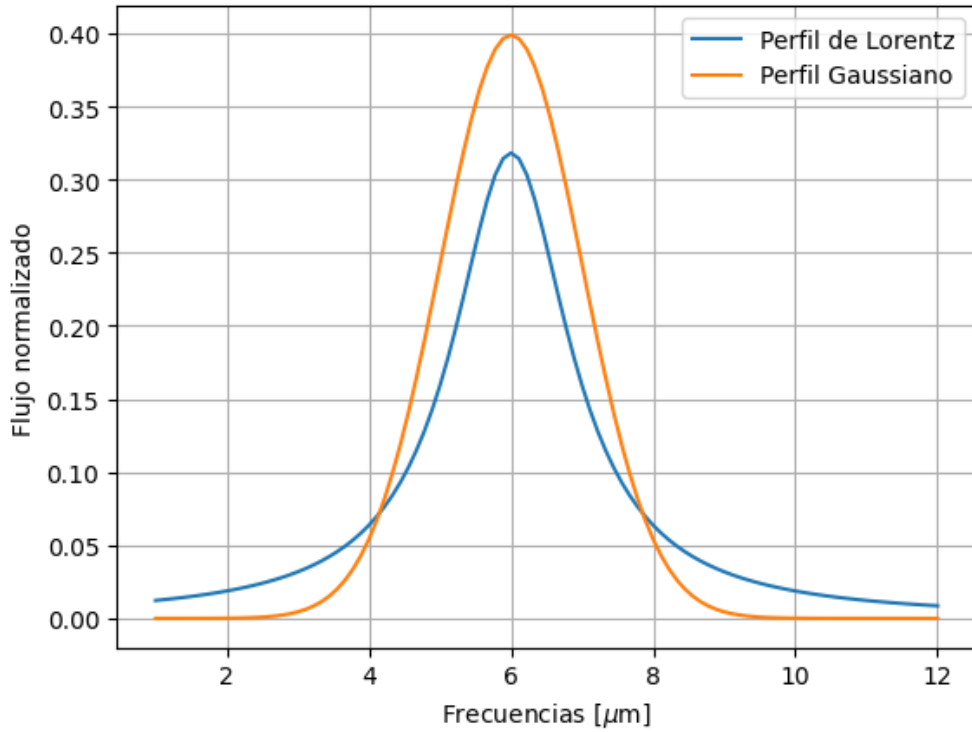
$$I(\nu) = I_0 \frac{(\gamma/4\pi)^2}{(\nu - \nu_0)^2 + (\gamma/4\pi)^2} \quad (2-19)$$

$$I(\nu) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\nu-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (2-20)$$

La ecuación 2-20 es la distribución gaussiana típica, donde  $\mu$  representa el centro del pico (valor medio), y  $\sigma$  una medida de la varianza o dispersión de los datos respecto del pico centrandolo en  $\mu$ . En la ecuación 2-19,  $\gamma$  es un parámetro asociado con la física del perfil de línea, depende de la carga del electron ( $e$ ), la velocidad de movimiento del sistema donde se encuentra la partícula ( $v_o$ ) y la permeabilidad eléctrica del medio ( $\epsilon$ ) Thorne et al. (1999). Este es conocido como el ancho de pico a media altura, y se define como:

$$\frac{e^2 v_o^2}{3\epsilon_0 m c^3} = \frac{\gamma}{2\pi} \quad (2-21)$$

Habitualmente un perfil de Lorentz se asocia a la distribución estadística de las energías a una longitud de onda, y las longitudes de onda vecinas, y esta distribución se establece mediante la interpretación del medio emisor, absorbente o dispersivo, como una composición de partículas (átomos y moléculas), que se comporta como osciladores típicos de la mecánica cuántica. Catling and Kasting (2017). En rigor, el origen de los procesos de interacción radiación–materia a nivel atómico, está determinado, actualmente, dentro del marco teórico de las ecuaciones de Saha–Einstein, Ostlie and Carroll (1996), que versan sobre ligar los fenómenos radiativos de la materia interpretada como osciladores armónicos con diferentes frecuencias de oscilación, con la naturaleza estadística de un sistema termodinámico clásico. El modelo de Saha–Einstein responde a la pregunta ¿Cómo se distribuye la energía incidente en las partículas de un medio con propiedades no locales de equilibrio termodinámico (NLTE)?



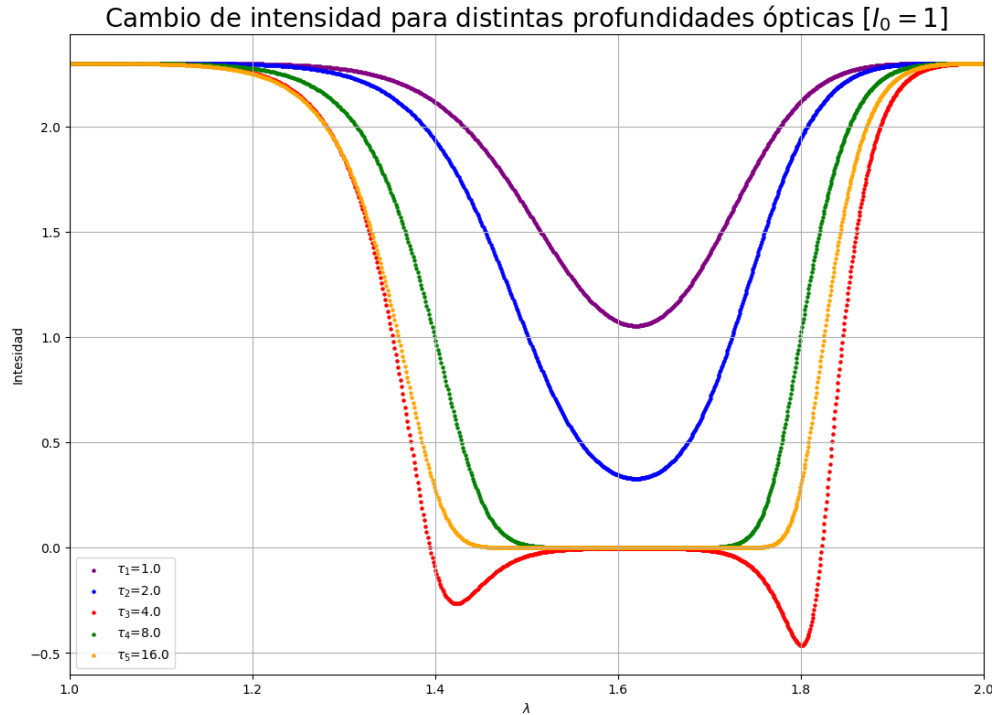
**Figura 2-6.:** perfiles de líneas clásicos de distribución espectral centrados a una frecuencia de para la simulación de líneas espectrales

La simulación de las líneas espectrales parten desde el modelo típico de transferencia radiativa, estudiado en el primer apartado de este capítulo. Ahora, se adaptarán funciones fuentes con diferentes características, para aproximar al lector al procedimiento de modelación de una línea espectral.

En primer lugar, se reescribe la solución de la ETR (ver ecuación 2-18) considerando que los rayos luminosos inciden en paralelo al vector normal de la capa de una región de prueba  $\mu = 1$ , dejamos como límite de integración inferior  $\tau_1 = 0$ . Suponiendo que la función fuente es una constante  $S$ , se obtiene:

$$I(\tau_\nu) = I_0 e^{-\tau\phi_\lambda} + S(1 - e^{-\tau\phi_\lambda}) \quad (2-22)$$

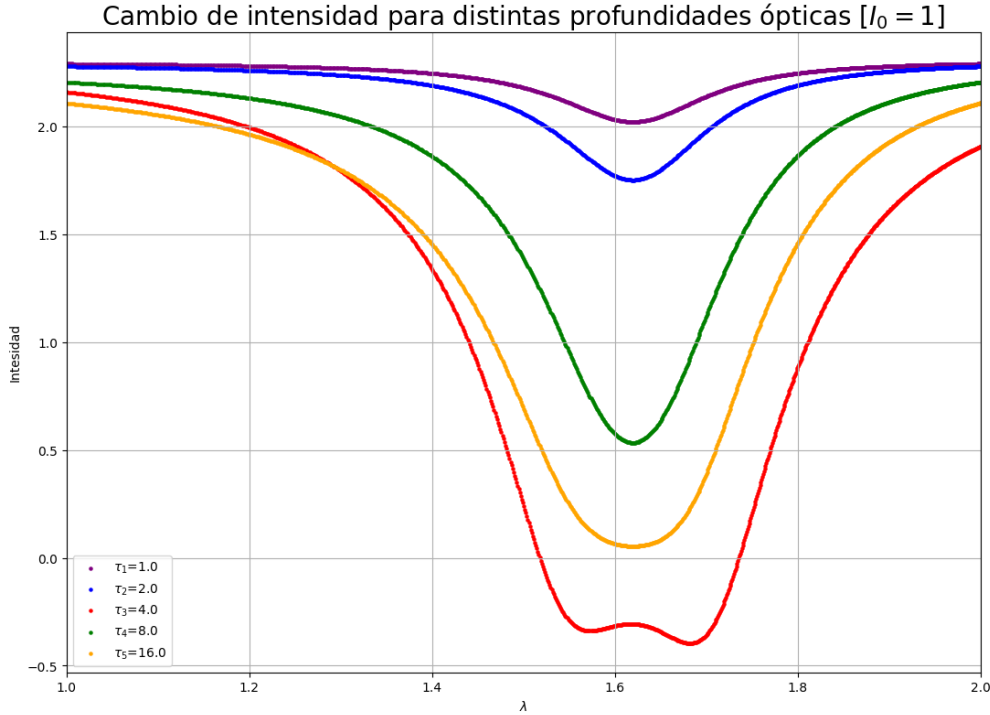
En este modelo,  $\phi_\lambda$  es la función asociada al perfil de línea gaussiano o lorentziano, y  $\tau$  la profundidad óptica 2-11. Al modelar esta solución de manera computacional, se obtienen como resultado las figuras 2-7 para el perfil gaussiano y 2-8 para el perfil lorentziano.



**Figura 2-7.:** Perfiles gaussianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente constante centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda.

Los resultados obtenidos como perfiles de línea, están normalizados para valores de flujo inicial  $(I_0) = 1$ , y varían para profundidades ópticas gruesas de entre 1 y 16. Puede observarse como para estos valores, las emisiones asociadas a una función fuente constante (S), compensan la caída en el flujo por efecto de la profundidad ópticamente gruesa. La línea característica en este estudio está centrada en 1.6 unidades de longitud de onda <sup>1</sup>. Es importante aclarar que las longitudes de onda están normalizadas logarítmicamente con el propósito de visualizar un amplio rango en el cual se manifiesten líneas espectrales de manera más compacta y clara.

<sup>1</sup>Al ser este un modelo computacional simplificado, donde se analiza una onda monocromática, esto puede registrarse para cualquier longitud de onda de prueba. Es en la física en donde se denotan las absorciones, dispersiones y emisiones de un medio, en una región del espectro ELM, de acuerdo con su composición y sus estados termodinámicos.

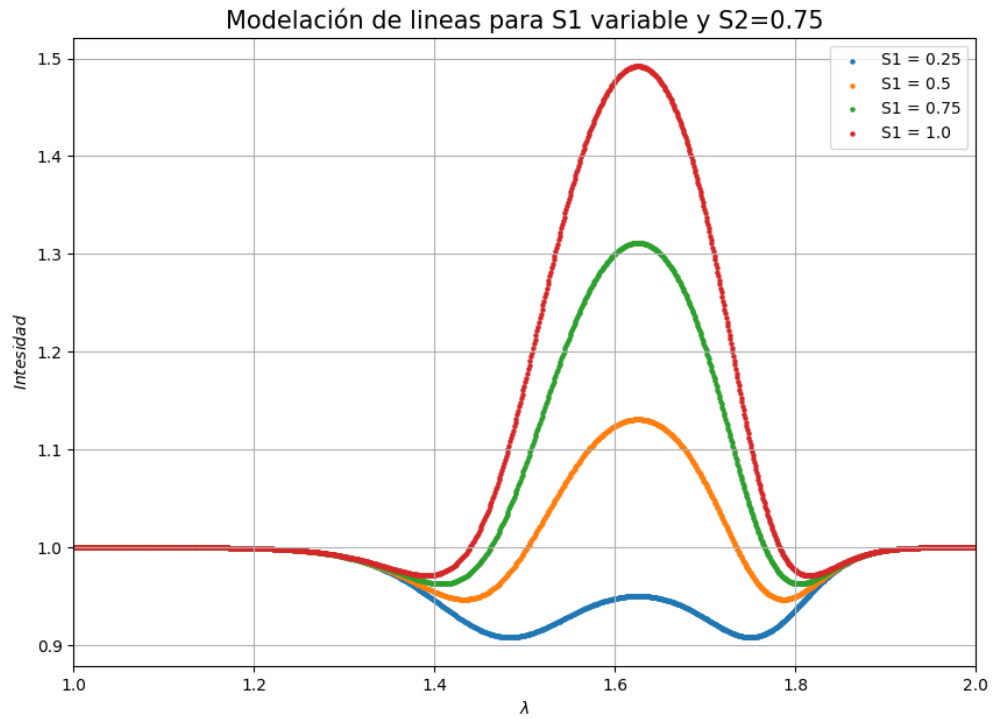


**Figura 2-8.:** Perfiles lorentzianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente constante centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda.

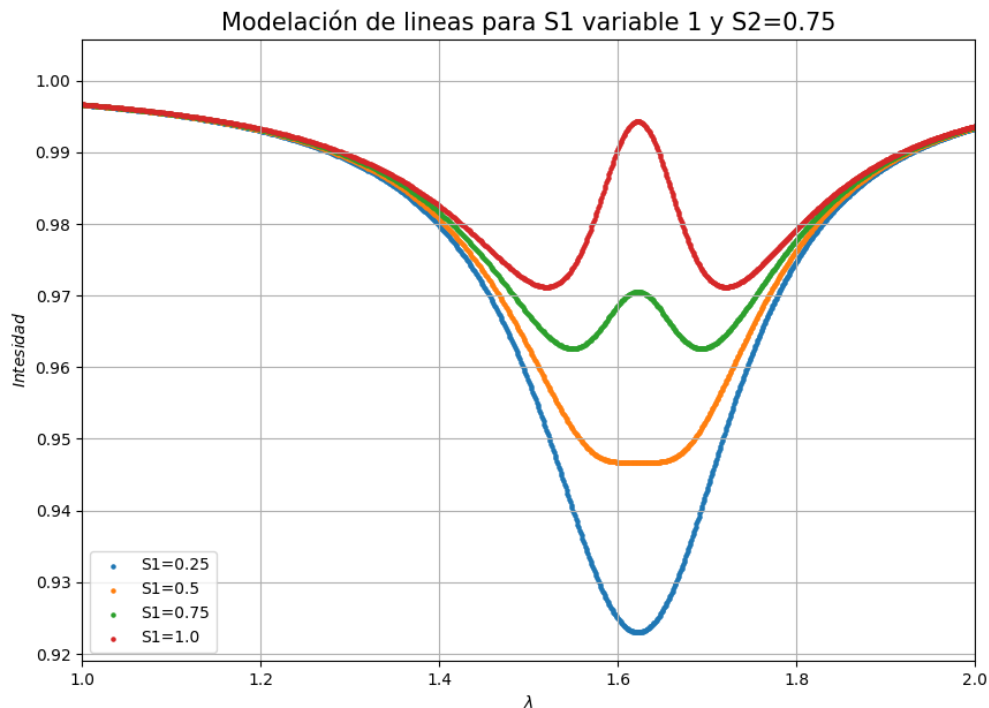
El segundo caso que se modela consiste en una función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica del medio. Esto es, conforme más profundo un haz monocromático atraviesa una región, más interacciones se producen, de acuerdo con una función fuente modelada como  $S_1\tau + S_2$ . Al introducir esta forma de la función fuente dentro de la ecuación 2-18, y hacer las mismas aproximaciones que para el primer caso e integrando, se obtiene el modelo matemático:

$$I(\tau_\nu) = I_0 e^{-\tau_\nu} - S_1 e^{-\tau_\nu} \tau_\nu + 1) + S_1 + S_2(1 - e^{-\tau_\nu}) \quad (2-23)$$

Con este modelo se generan diferentes líneas, cada una para un valor de  $S_1$  variando en el intervalo  $(0,1]$  y con  $S_2$  constante, para un rango de profundidades ópticas  $(0,10)$  a una frecuencia monocromática dada en unidades arbitrarias, obteniendo como resultado para perfiles de línea gaussiano (2-9) y lorentziano (2-10).



**Figura 2-9.:** Perfiles gaussianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda.

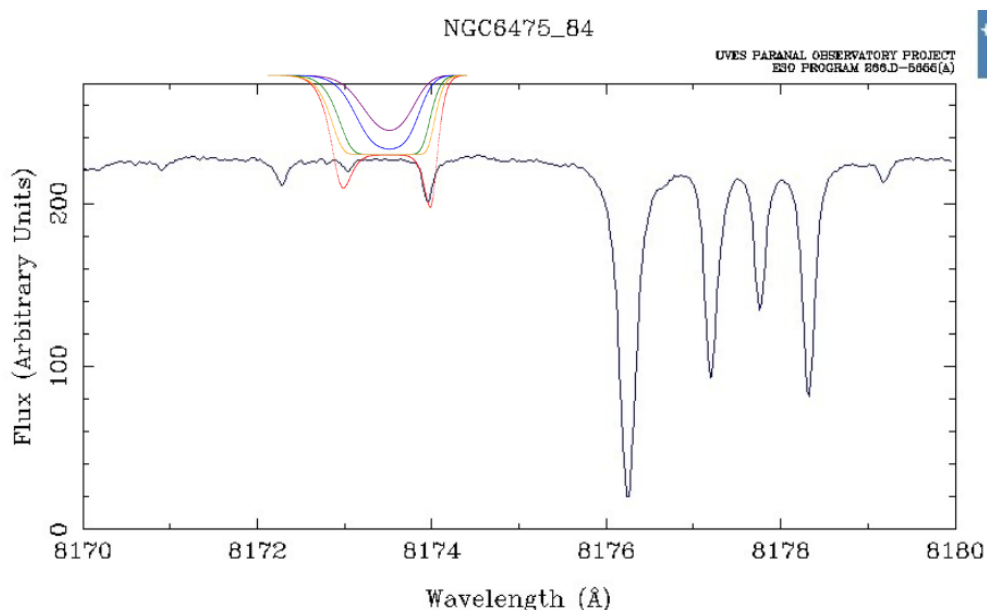


**Figura 2-10.:** Perfiles lorentzianos de líneas espectrales generados sintéticamente bajo el modelo de función fuente que varía linealmente con la profundidad óptica, y centrado en 1.6 unidades arbitrarias de longitud de onda.

Puede observarse como principal diferencia entre los picos espectrales gaussianos y lorentzianos para los modelos de transferencia realizados, la forma en como se pronuncian los perfiles, el pico de Lorentz se percibe con un pico bastante destacable en todas las líneas generadas, en tanto el de Gauss, produce líneas que se perciben más sutiles, con picos pronunciados suavemente hasta un valor máximo. El lector interesado en explorar con detalle las funciones fuente modeladas, puede revisar los cuadernos de los códigos incorporados en  **síntesis líneas espectrales**  para todo un espectro de parámetros S1 y S2, generando rasgos espectrales de diferentes características.

Todo este ámbito de la modelación de líneas debe ser comparado con las observaciones, luego de hacer la respectiva reducción de los espectros obtenidos. La figura 2-11 ilustra como, en principio se busca el ajuste de una línea espectral modelada a un espectro obtenido de la base de datos de espectros observados de la ESO  **Base de datos espectros (ESO)** , en este caso, para un rango espectral en el IR de la estrella NGC6475 84. Dicha comparación que aquí se expresa de manera visual, en rigor se lleva a cabo con modelos estadísticos de ajuste de curvas, como mínimos cuadrados no lineales, etc. Además, los espectros si bien parten de las caracterizaciones analíticas ilustradas previamente, los modelos mas sofisticados, incorporan información conocida de la física de las interacciones y la dinámica de medios

continuos, de modo que pueda establecerse una conexión entre rasgos espectrales generados, y fenómenos simulados para su generación. Estos métodos serán explorados con más detalle, particularmente para dar cuenta del procesamiento de los datos derivados de los espectros obtenidos a través del método de ocultación estelar, en el siguiente apartado de este capítulo.

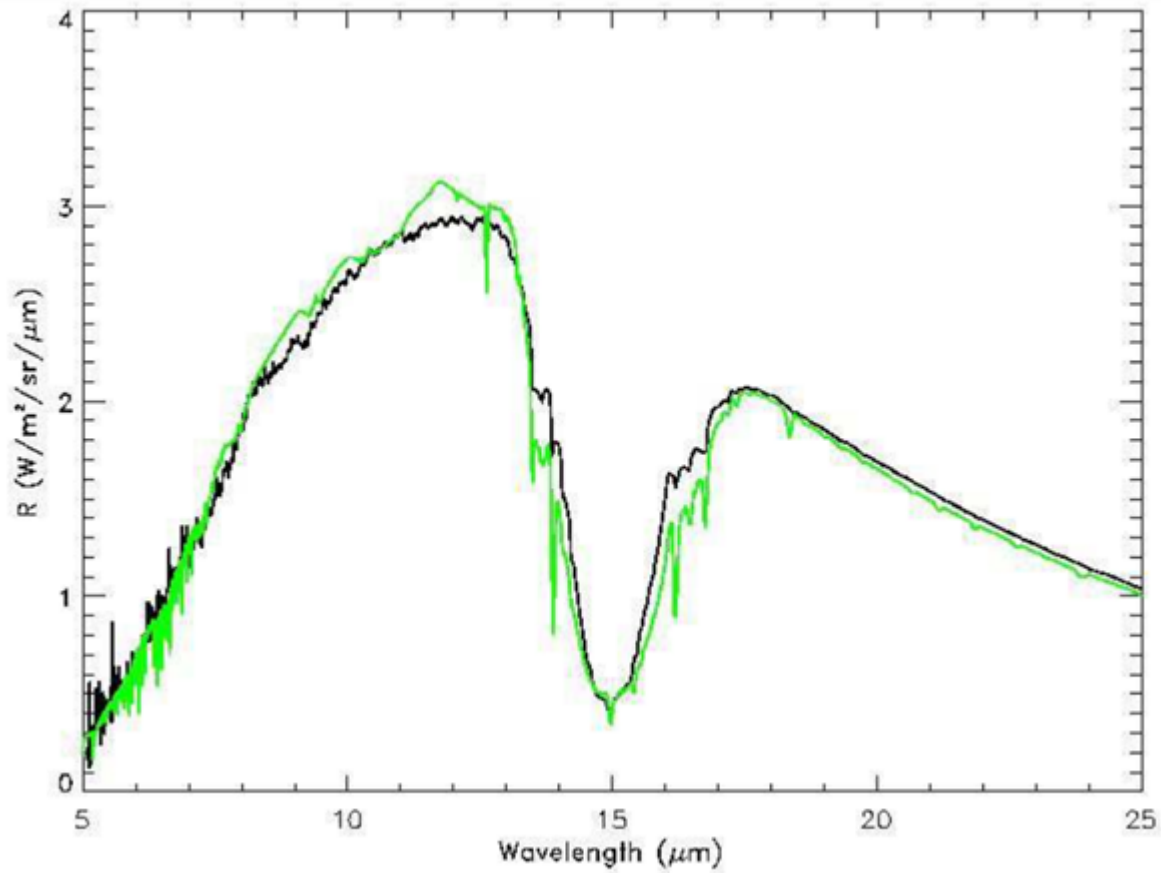


**Figura 2-11.:** Ajuste de líneas simuladas (mediante inspección visual) a un rango del espectro de la estrella NGC6475 84 obtenido de la base de datos de espectros de estrellas de la ESO.

En general, son numerosos los criterios que constituyen la naturaleza de una función fuente simulada, mas allá de los dos casos matemáticos ilustrados previamente como aproximación al estudio de la ETR. Esto puede verse en el estudio Tinetti et al. (2005), que pone de manifiesto un modelo conocido de la atmósfera marciana con una función fuente construida desde el conocimiento de la física atmosférica.

En el trabajo de Tinetti et al. (2005) se muestra un modelo que genera una representación realista de la apariencia espectral de un planeta, en función de los grados de iluminación solar ante los cuales está expuesto desde la perspectiva de un observador en la Tierra. La simulación que se ilustra, parte de un modelo de transferencia radiativa atmosférica/superficial de resolución de espectro (línea por línea) que utiliza datos de observación como entrada para generar una base de datos de espectros sintéticos resueltos espacialmente para una variedad de condiciones de iluminación (ángulos de fase) y geometrías de visualización específicas. El modelo empleado para la síntesis de espectros es conocido como SMART<sup>2</sup>.

<sup>2</sup>SMART es un algoritmo de dispersión múltiple de resolución de espectro (línea por línea) de múltiples flujos y niveles para generar espectros sintéticos de alta resolución de las atmósferas planetarias. Usando



**Figura 2-12.:** Espectro IR promedio de disco de Marte observado por IRIS-Mariner 9 en julio de 1972 (línea negra) vs espectro simulado por los autores (línea verde) Tinetti et al. (2005)

En la figura **2-12** se visualiza el rango espectral IR promedio de disco de Marte, y el contraste de los datos simulados, con los observados por el orbitador IRIS-Mariner el 9 en julio de 1972 (línea negra, según Cimino and Calvin (1996)). El espectro obtenido con SMART parte del modelo de transferencia radiativa ilustrado en la ecuación 2-24.

$$\begin{aligned}
 S(s, \Omega, -\Omega_0) &= \frac{a(s)}{4\pi} F_0 P(s; \Omega, -\Omega_0) \exp\left(-\int k(s') ds'\right) \\
 &+ \frac{a(s)}{4\pi} \iint_{4\pi} I(s, \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega' + (1 - a(s))B(T(s)) + Q(s)
 \end{aligned}
 \tag{2-24}$$

El grado de confianza del modelo de transferencia radiativa, adaptando la función fuente dada anteriormente, para el caso comparativo con el espectro de absorción de Marte, puede

---

una cuadrícula espectral de alta resolución, resuelve completamente la dependencia de la longitud de onda de todos los componentes atmosféricos.



establecerse, en relación con los aspectos típicos de la física que son conocidos a la hora de construir este tipo de modelos. En este caso en particular, la función fuente de la atmósfera planetaria de Marte, bien podría estar relacionado con las características emisivas de Marte modelado como un cuerpo negro. Esto se manifiesta con la presencia de la función de distribución de la energía de Planck en el modelo  $B(T(s))$ . Esto quiere decir que, si suponemos a Marte como un cuerpo negro, el espectro sintético asociado, que se manifiesta en la solución numérica de la RTE, SMART, debería coincidir con esta suposición. Para esto, se hace una comparación (mediante inspección visual), entre el espectro observado de Marte, obtenido en el trabajo Tinetti et al. (2005), y un modelo simple de Marte como cuerpo negro (ver figura **2-13**) a partir de la temperatura de equilibrio conocida de Marte. Pero antes de llevar a cabo la comparación en cuestión, observemos en detalle, que implica en el modelo de la función fuente 2-24, suponer que Marte se comporta únicamente como un cuerpo negro.

Si Marte se comporta como un cuerpo negro, la función de fase de dispersión del medio  $P(s)$ , la función de volumen emisivo no térmico (i.e. resplandor de aire)  $Q(s)$  Wolff et al. (2017) y el parámetro de dispersión simple de albedo planetario <sup>3</sup>  $a(s)$ , son iguales a cero. Puede observarse que bajo estas suposiciones la ecuación 2-24, se reduce al modelo de emisión de cuerpo negro de Planck, lo cual es compatible con el estatus fenomenológico del estado de equilibrio (LTE).

Siguiendo con el análisis comparativo, en la figura **2-13** el lector podrá observar la semejanza en la ubicación del pico de emisión típico de un cuerpo negro tanto en el modelo SMART (contrastado con observaciones), como en el modelo simple de Marte como un cuerpo negro con una temperatura de equilibrio típica de 200 K.

Al tener definido el modelo bajo la simplificación anterior, ahora obsérvese la figura **2-12**, en donde se pueden detallar, caídas en algunas regiones del espectro continuo (emisión de cuerpo negro), de Marte. Estas irregularidades que se presentan son las que suelen relacionarse con la caracterización atmosférica de Marte, mas allá de un cuerpo negro, en donde las funciones  $P(s)$ ,  $Q(s)$ , y  $a(s)$  no son cero en el intervalo espacial del camino óptico de interés  $s$ , sobre el ángulo sólido  $\Omega$ .

---

<sup>3</sup>Razón entre coeficientes de dispersión y extinción.

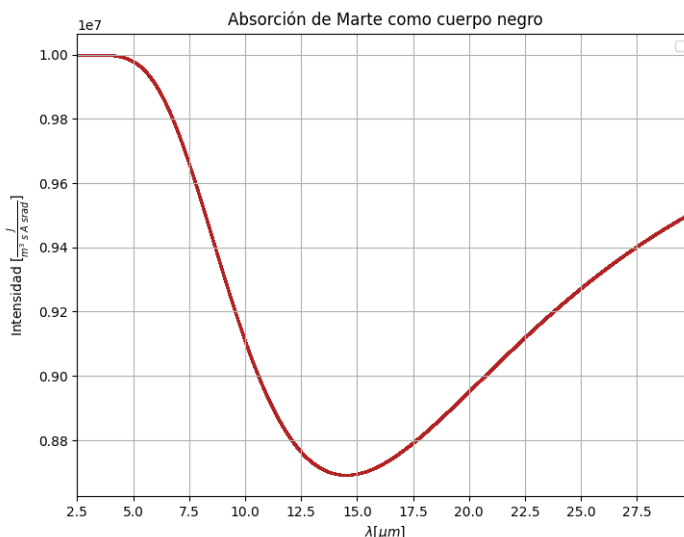


Figura 2-13.: Espectro de Marte como cuerpo negro de  $\approx 200$  K.

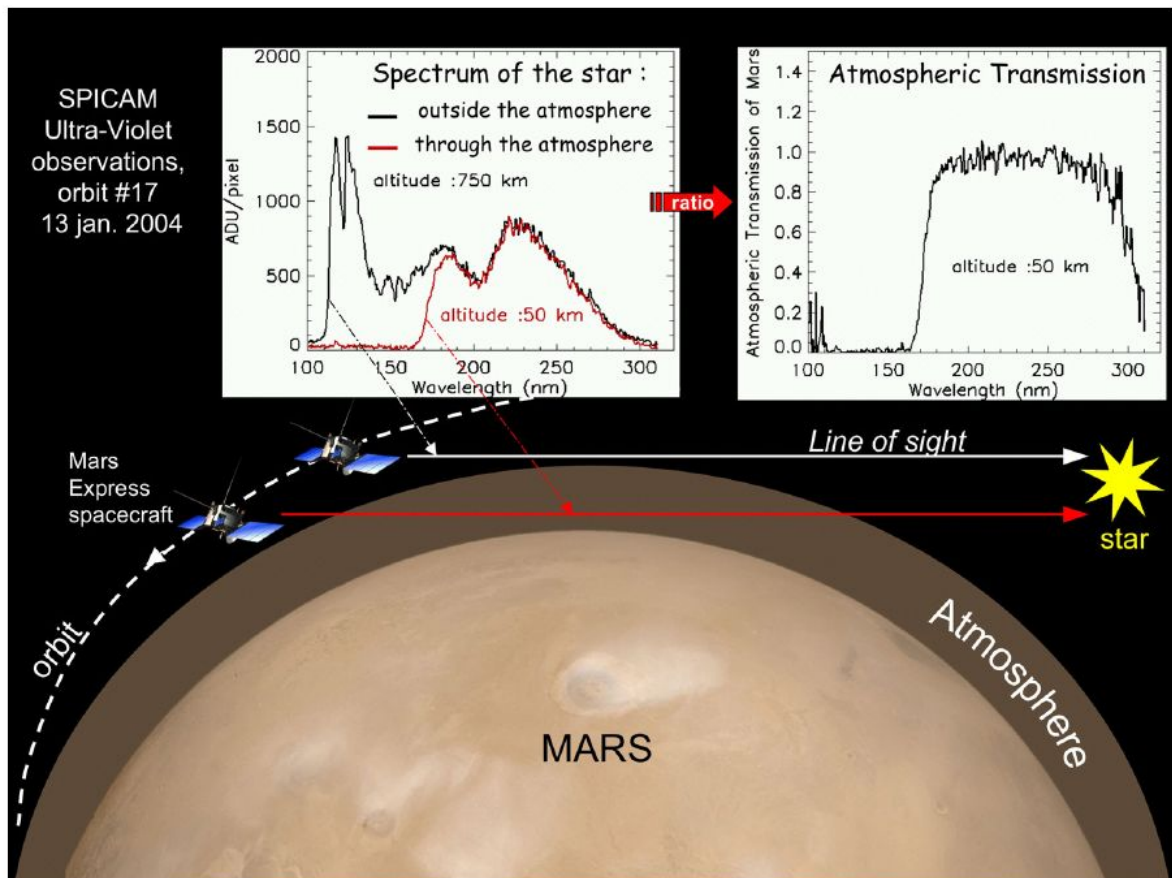
### 2.3. Ocultación estelar: método de estudio de atmósferas planetarias y uso de ETR

Los perfiles derivados de concentración de una especie química a diferentes alturas de la atmósfera de Marte, o en general, de cualquier planeta, devienen de un amplio procedimiento que comienza con la captura de imágenes de espectros de transmisión por el método de ocultación estelar. Este método consiste en capturar espectros de luz transmitida por una estrella, cuando esta se oculta en la línea de visión de un observador que está ubicado en un punto, la línea de visión es, idealmente, una recta tangente a la superficie del planeta que incluye una sección transversal de la atmósfera y a la estrella en ocultación cuyo espectro de transmisión se está tomando.

Los datos que son procesados para el caso de esta investigación, consisten en espectros de ocultación solar obtenidos en el canal IR, a través del instrumento SPICAM del orbitador Mars Express. Si bien, no se llevó a cabo la derivación de los perfiles de concentración de H<sub>2</sub>O de nivel 4, B2 según categoría de clasificación de NASA, consideramos necesario identificar de manera detallada el procedimiento desde la captura de una imagen por el canal IR de SPICAM de MEx, hasta la obtención de los datos físicos derivados de las observaciones espectroscópicas.

La figura 2-14 ilustra la geometría ideal del sistema: orbitador, estrella, y atmósfera planetaria en donde ocurre una ocultación estelar, que posibilita, para este caso, capturar el espectro de transmisión de la atmósfera de Marte para un amplio rango de alturas de la

superficie del planeta, mediante la observación de los rayos tangentes penetrados por la luz estelar dentro de la atmósfera planetaria hasta alcanzar el espectrómetro incorporado en el instrumento SPICAM de Mars Express. Debido a la configuración geométrica del sistema las ocultaciones solares se observan al amanecer o al atardecer marciano.



**Figura 2-14.:** Representación de la captura de un espectro de transmisión del canal UV de SPICAM antes y después de la ocultación de una estrella (Withers et al., 2009).

Los espectros característicos contribuidos por la composición de la atmósfera, se obtienen dividiendo todos los espectros adquiridos durante una ocultación, con un espectro solar (o estelar) de referencia observado fuera de la atmósfera. En el rango IR de la cámara de SPICAM no se puede extraer información sobre las capas atmosféricas por debajo de 20 km (Korablev et al., 2006), ya que la opacidad de la neblina marciana es tan alta que SPICAM con dificultad detecta absorciones confiables por debajo de esta profundidad. En el trabajo de Maltagliati et al. (2013) se menciona que el límite actual de confianza de los datos, debido a la extinción atmosférica fluctúa entre 7 km cuando la atmósfera es muy limpia a 60 km en caso de estar cargada de polvo.

El tiempo que tarda el instrumento en recopilar los puntos espectrales para las ocultaciones solares es de 4 s, con observaciones con una resolución espectral completa en una ventana de 609 puntos espectrales entre 1.341 y 1.469  $\mu\text{m}$ . Esta ventana incluye tanto a la banda de  $\text{H}_2\text{O}$  a  $\approx 1.38 \mu\text{m}$ , como a la banda de  $\text{CO}_2$  a  $\approx 1.43 \mu\text{m}$  (Maltagliati et al., 2013).

Cuando el AOTF incorporado en SPICAM obtiene las imágenes de los espectros de transmisión centrados en diferentes bandas de frecuencia (esto se abordará con mas detalle en el capítulo posterior, sobre los detalles técnicos del ensamblaje de SPICAM), éstas quedan registradas en una base de datos para su posterior procesamiento y análisis. Por el principio de ocultación solar el espectro de transmisión se obtiene directamente de medidas relativas, y por lo tanto no se requiere la calibración fotométrica del instrumento, así, se generan espectros de transmisión de la atmósfera, bajo la relación del espectro en diferentes puntos de la atmósfera en referencia al espectro solar recolectado a una altura por encima de 120 km de la superficie de Marte, para cualquier estación y ubicación. El espectro solar de referencia para las ocultaciones se obtiene promediando los espectros en rangos de altura entre 120 y 170 km (Fedorova et al., 2021).

Dentro de la atmósfera, el espectro medido de radiación solar se modifica por la extinción de las partículas que constituyen la atmósfera (aerosoles y gases) integrada sobre la trayectoria de la luz, esto de acuerdo con la Ley de Beer-Lambert-Bouguer discutida en el capítulo anterior. Ahora, en el modelo anterior de Beer-Lambert-Bouguer, no aparecían de manera explícita los coeficientes de opacidad asociados a absorciones infrarrojas de las moléculas suspendidas en la región de estudio. Para el caso de Marte, es necesario dar cuenta de manera explícita de estos coeficientes, para construir un mejor modelo de transferencia radiativa que de cuenta de la composición de aerosoles depositados a diferentes alturas de la atmósfera. Las ecuaciones 2-25 describen el camino óptico asociado a la modelación de la atmósfera de Marte, teniendo en cuenta que el coeficiente  $k_\lambda(l)$  es una función que cambia en la dirección de la línea de visión LS  $l$ .

$$\begin{aligned}\tau_\lambda(L) &= 2 \int_{h_0}^{\infty} k_\lambda(l) dl, \\ k_\lambda(l) &= k_\lambda^a(l) + k_\lambda^g(l),\end{aligned}\tag{2-25}$$

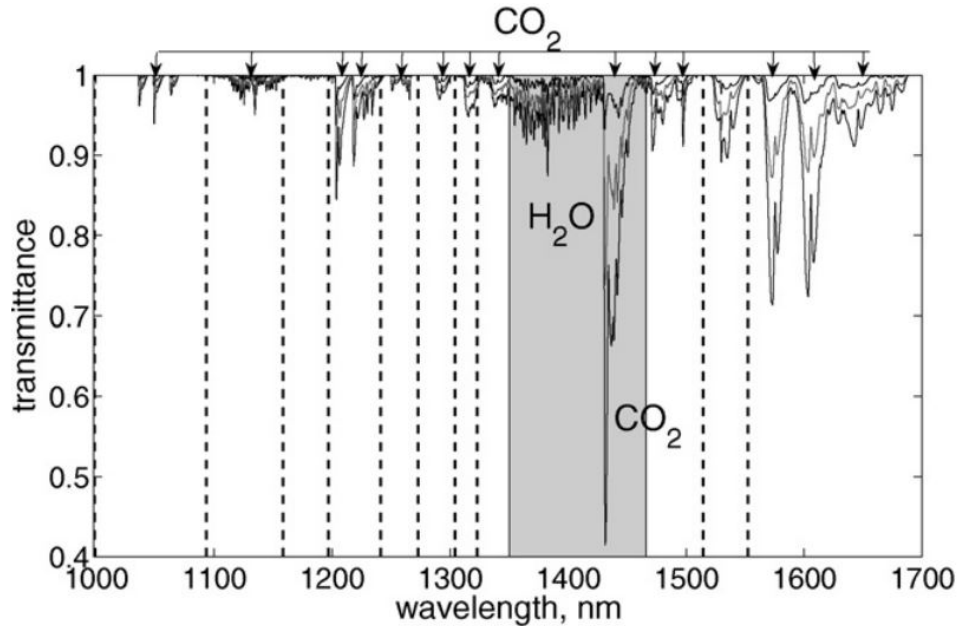
En la ecuación anterior,  $k_\lambda^a$  y  $k_\lambda^g$  son coeficientes de extinción para aerosoles y gases respectivamente, y  $h_0$  es la altitud de un punto objetivo. En el dominio infrarrojo, La extinción de Rayleigh es despreciable, y por tanto no se tiene en consideración en el modelo de ocultación solar del canal IR de SPICAM (Fedorova et al., 2009). Para la componente gaseosa del coeficiente de extinción, se consideran el  $\text{H}_2\text{O}$  y el  $\text{CO}_2$ , y se ensamblan en la ecuación

2-26, donde  $n_x$  corresponde a la densidad de x especie química y  $\sigma_\lambda^x$  es la sección eficaz de absorción de x especie química, la cual es una función que depende de la Temperatura (T) y la presión (p) a lo largo de la LS  $l$ .

$$k_\lambda^g(l) = \sigma_\lambda^{\text{H}_2\text{O}}(T(l), p(l))n_{\text{H}_2\text{O}}(T(l), p(l)) + \sigma_\lambda^{\text{CO}_2}(T(l), p(l))n_{\text{CO}_2}(T(l), p(l)) \quad (2-26)$$

La componente de aerosoles, por otra parte, contribuye al espectro sintético, tanto desde la ley de Beer-Lambert-Bouguer como en la función fuente característica en el modelo estándar de ecuación de transferencia radiativa de la atmósfera de Marte, la cual se esbozó al final del apartado anterior (ver ecuación 2-24).

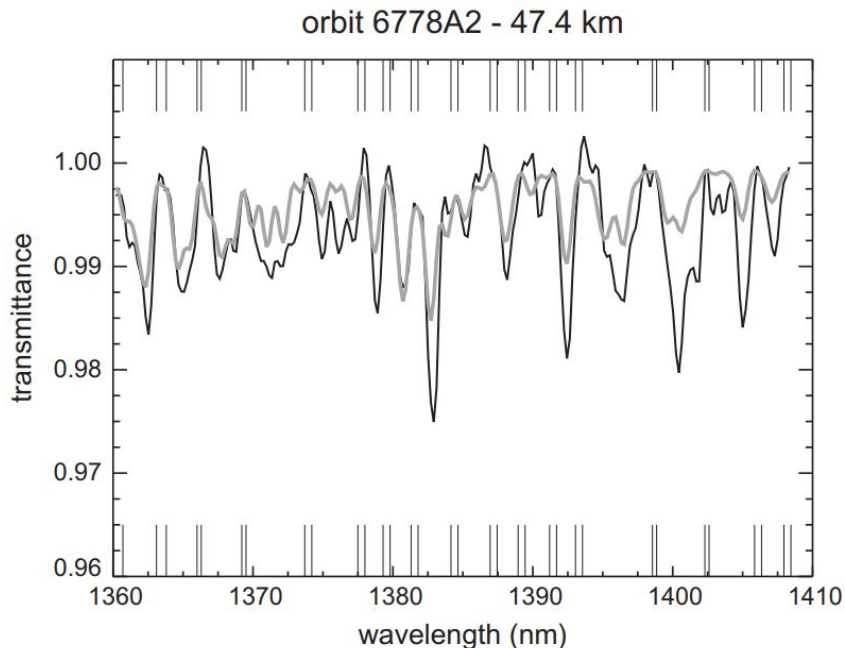
Un modelo de espectro sintético de transmitancia para la geometría de ocultación, resultado de las consideraciones sobre los coeficientes de extinción gaseosa y de aerosoles, se ilustra en la figura 2-15. Este se calculó empleando el Modelo Europeo de Circulación General en Marte (EMGCM). Los datos provenientes de este modelo se almacenan progresivamente en la Base de Datos del Clima Marciano (EMCD). Este espectro (ver figura 2-15) corresponde a las condiciones de verano del Norte:  $L_s = 130^\circ$ , ubicación  $42^\circ \text{ N}$ ,  $90^\circ \text{ E}$ , hora local 14 h. Las alturas tangenciales de arriba a abajo son 40, 20 y 10 km (Fedorova et al., 2009).



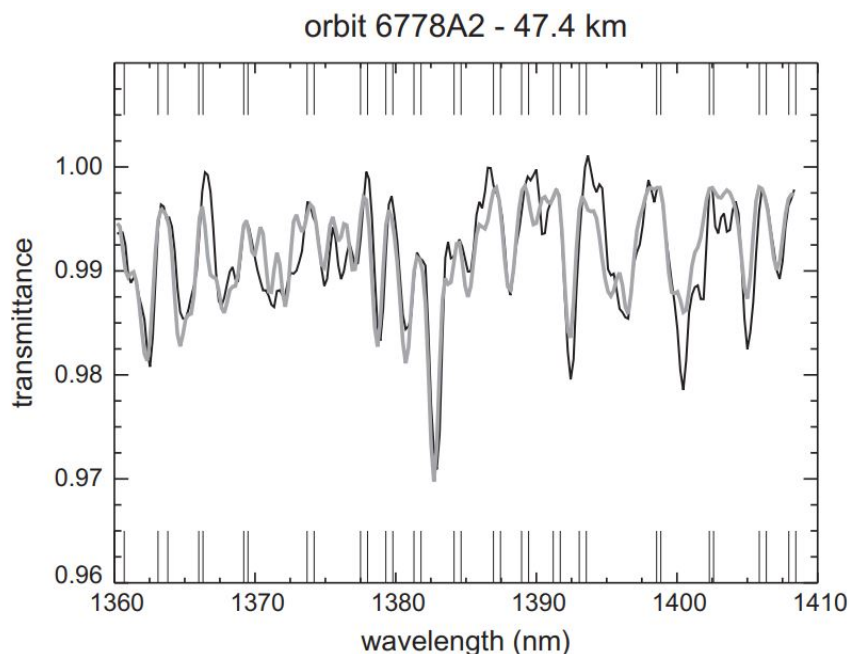
**Figura 2-15.:** Espectro sintético de Marte bajo las condiciones de la geometría del sistema descritas en el párrafo anterior. La región sombreada corresponde a la región continua del espectro sintético, las líneas punteadas representan las longitudes de onda empleadas para la caracterización de aerosoles (Fedorova et al., 2009)

Debido a que cada punto espectral en un espectro de ocultación se mide de forma secuencial,

cada punto corresponde a una altitud diferente. Estos puntos están dentro de un continuo, el cual se estima mediante el método de interpolación lineal entre las líneas de absorción de la banda de interés (Maltagliati et al., 2013). Cuando se tiene ya identificado el continuo sobre cada espectro, el ruido espectral se reduce empleando el filtro de suavizado Savitzky-Golay (Fedorova et al., 2021). Este es eficaz para reducir el ruido en una señal dado su enfoque de minimización polinómico local, el cual permite capturar y preservar la estructura subyacente de la señal mientras se elimina el ruido en el espectro. En general, este filtro proporciona una suavización precisa y puede ser útil en diversas aplicaciones donde se necesita reducir el ruido sin perder información relevante. El lector interesado en este aspecto técnico puede ahondar en detalle en el trabajo original de los creadores de este filtro matemático en Savitzky and Golay (1964). Las figuras 2-16 y 2-17 ilustran estos pasos del procesamiento de los espectros obtenidos.



**Figura 2-16.:** Paso 1 de proceso de ajuste polinomial y suavizado Savitzky-Golay sobre puntos espectrales región de absorción de  $H_2O$ . La línea gris corresponde al ajuste polinomial sobre la distribución de transmittancias, y la línea negra corresponde a la distribución de transmittancias observadas para distintas longitudes de onda. (Maltagliati et al., 2013)



**Figura 2-17.:** Paso final de proceso de ajuste polinomial y suavizado Savitzky-Golay sobre puntos espectrales región de absorción de  $H_2O$  (Maltagliati et al., 2013)

Posterior al suavizado, se recuperan los perfiles de densidad de  $H_2O$  contrastando los perfiles espectrales provenientes de SPICAM con los obtenidos en las simulaciones al variar los parámetros dentro del modelo de transferencia radiativa (ver ecuación 2-26). el ajuste de espectros sintéticos a los datos se realiza a través del algoritmo iterativo de Levenberg-Marquardt (Fedorova et al., 2021), el cual consiste en un ajuste tipo mínimos cuadrados amortiguados. Amortiguados, puesto que en su implementación, para la curva modelo se elige un parámetro llamado "factor de amortiguación" que controla la cantidad de corrección aplicada en cada iteración del algoritmo. En cada iteración debe calcularse la matriz jacobiana de la función objetivo, donde se representan derivadas parciales de esta función respecto a cada uno de los parámetros del modelo. Este paso estima la sensibilidad de la función objetivo ante los cambios de los parámetros del modelo. la estabilidad del método de ajuste se alcanza cuando el modelo, a través de un descenso del gradiente, encuentra el mínimo global que representa el máximo acercamiento de la curva modelo, a la función asociada a los datos, minimizando el error entre ambas curvas. El descenso del gradiente se produce al variar los parámetros de la matriz jacobiana y el factor de amortiguación y comenzar el proceso de iteración del método Levenberg-Marquardt. El cambio de estos parámetros debe alcanzar un punto mínimo de estabilidad entre los datos y la curva modelo calculada para la recuperación de los perfiles de concentración de  $H_2O$  y  $CO_2$ . La estabilidad que alcanza el método se testea mediante la regularización de Tikhonov, evitando el sobreajuste del modelo sobre los datos (Fedorova et al., 2021). El lector interesado en profundizar en los detalles y ejemplos sobre el uso de este método, puede consultar Levenberg (1944) y Marquardt (1963).

Finalmente, las incertidumbres en las estimaciones de los perfiles de densidad se obtienen a través de la matriz de covarianza de los errores de solución del método Levenberg-Marquardt (Fedorova et al., 2021).

Todo el procesamiento anterior tiene como resultado, concentraciones de H<sub>2</sub>O en el límite de detección estimado de  $7-9 \times 10^9$  moléculas/cm<sup>3</sup>. y un rango de perfiles de concentración entre  $5 \times 10^9$  y  $10^{13}$  moléculas/cm<sup>3</sup>, Estos perfiles son muestreados y analizados a la luz de la investigación en el capítulo 4. Para finalizar, se adjunta la figura **2-18** de diferentes espectros de transmisión grabados por el canal 1 (IR) de SPICAM durante la órbita 3637, como ejemplo de los datos obtenidos, y que son comparados con los provenientes de la base de datos europea del clima marciano <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/> versión MCD V5.3 (Millour et al., 2019).



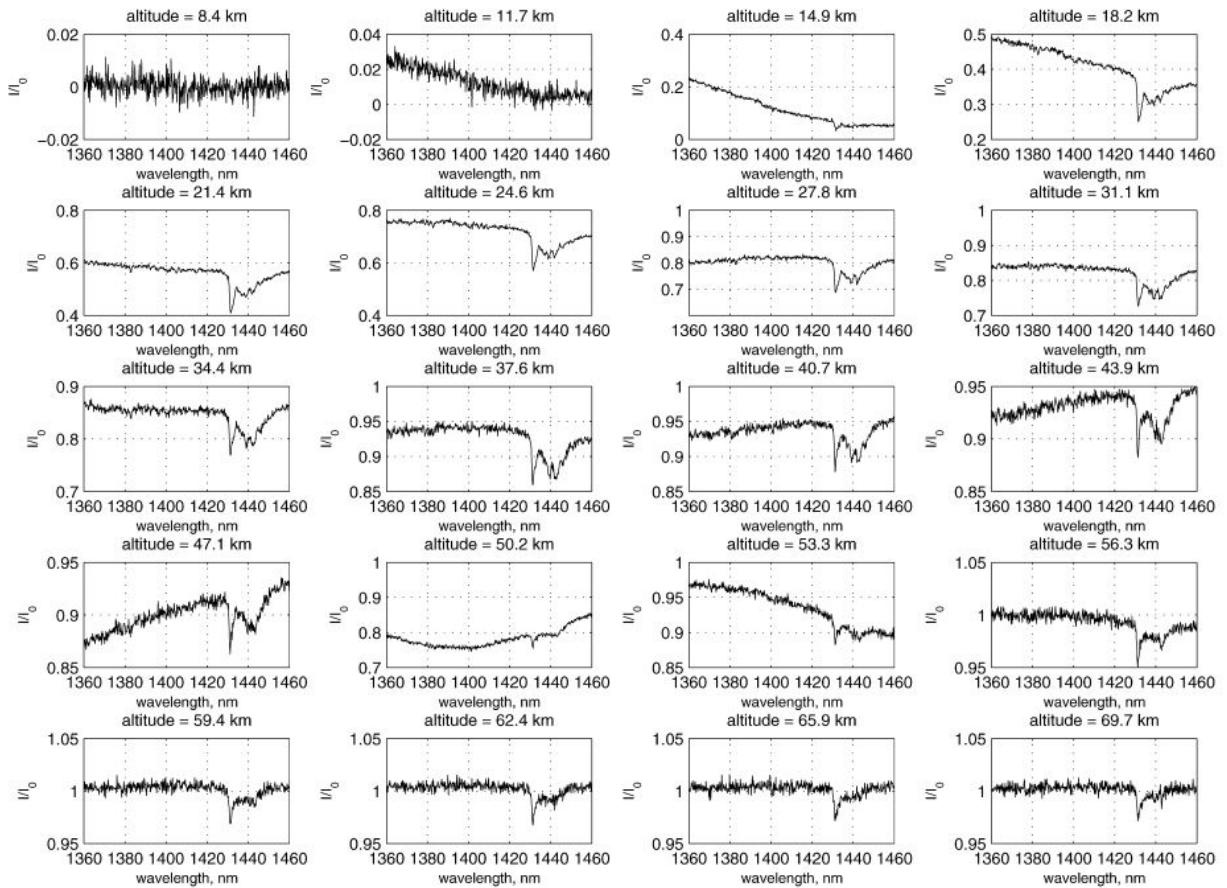


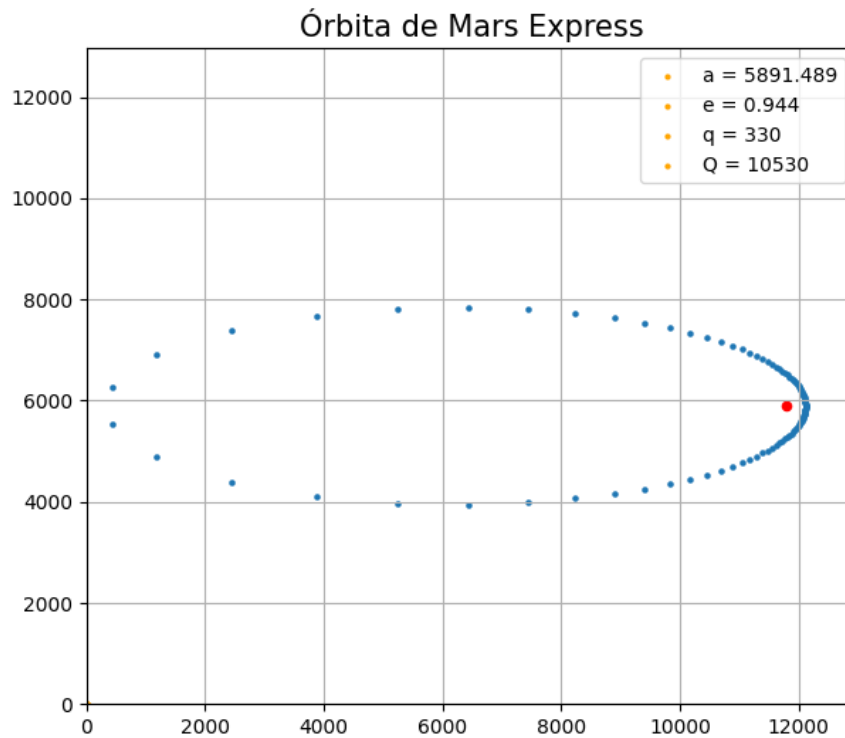
Figura 2-18.: Espectros de transmisión canal IR de SPICAM captados durante la órbita 3637 (Fedorova et al., 2009).

### 3. Mars Express, el orbitador protagonista de la investigación

El 2 de junio de 2003, desde aikonur (Khazakstan), en un lanzador tipo Soyus-Fregat, fue lanzada al planeta Marte la sonda Mars Express. Esta fue la primera misión científica a largo plazo, llevada a cabo por el programa científico de la ESA, Horizons 2000, la cual consistía en un orbitador estabilizado de 3 ejes con un antena de alta ganancia, equipado con distintos dispositivos de detección y el módulo de aterrizaje BEAGLE-2. Los propósitos de la misión: llevar a cabo un sondeo *in situ* de la subsuperficie, superficie y atmósfera de Marte. Desde el 25 de diciembre de 2003, los experimentos del orbitador dieron inicio a la adquisición de datos científicos de Marte desde una órbita elíptica polar. Chicarro et al. (2004). La órbita de Mars Express, designada como eq100, tenía para la época de la última corrección un semieje mayor ( $a$ ) de  $\approx 10\,530$  km, una inclinación ( $i$ ) de  $\approx 86.583^\circ$  y una excentricidad ( $e$ ) de  $\approx 0.943$ . Puede observarse en su inclinación, que este orbita Marte con una trayectoria quasi-polar, con un periodo de traslación de  $\approx 6.645$  h. La figura **3-1**. es una representación bidimensional de esta órbita.

De todos los equipos de experimentos científicos equipados en el orbitador de Mars Express, el SPICAM (Spectroscopy for the Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars) es el que lleva a cabo sondeos atmosféricos a través de técnicas de ocultación estelar. Los datos son imágenes espectroscópicas obtenidas en dos canales diferentes, uno UV y el otro IR. el primero sensa en un rango de longitudes de onda 118-320 nm, y el segundo en el rango 1-1.7  $\mu\text{m}$ . La resolución espectral del canal IR de SPICAM varía entre  $0.4-1 \times 10^{-3} \mu\text{m}$ . El poder de resolución espectral ( $\lambda/\Delta\lambda$ ) de este canal, es de  $\approx 1800$  a  $1.6 \mu\text{m}$  y  $\approx 2400$  a  $1.1 \mu\text{m}$  (Fedorova et al., 2018).

SPICAM es un espectrómetro muy ligero (ver figura **3-2**), con una masa de 0.8 kg. Este funciona con base en el principio de filtración acústico-óptica de la luz (AOTF). En el canal IR, SPICAM tiene una resolución espectral suficientemente alta para resolver características de absorción de  $\text{H}_2\text{O}$  en la luz solar reflejada por el planeta. El campo de visión del instrumento para las observaciones de nadir es de  $1^\circ$ , que corresponde a 4.5 km desde el pericentro de la órbita de Mars Express.



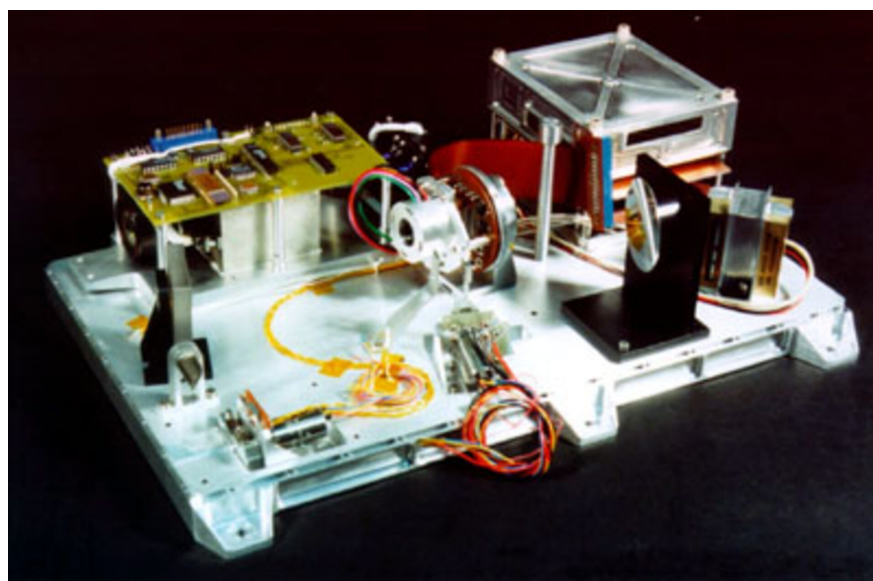
**Figura 3-1.:** Órbita número eq100 (estable) de la Sonda de exploración Marciana Mars Express.

El espectrómetro AOTF es producto del trabajo conjunto de tres instituciones: el Instituto de Investigación Espacial (IKI) de Moscú, el Servicio de Aeronáutica del CNRS de Francia y el Instituto Belga de Astronomía Espacial. El espectrómetro fue desarrollado y construido en Rusia, fue calibrado en Francia y está integrado en el instrumento SPICAM; algunas partes mecánicas de SPICAM-IR y uno de los puertos de carga solar se fabricaron en Bélgica Korablev et al. (2006).

El AOTF adecuado en SPICAM es el primer dispositivo que se incorporó para el sondeo del espacio profundo, y toda la fundamentación de su amplio uso puede encontrarse en la basta literatura al respecto. Por ejemplo, el lector podrá consultar los detalles de calibración y método adaptado en Georgiev et al. (2002), Li et al. (2021), Xu et al. (1996).

Este filtro óptico (AOTF), es sintonizado ópticamente, y funciona basado en el principio de difracción de Bragg de un haz incidente en la onda acústica ultrasónica excitada dentro de un cristal birrefringente. El cristal birrefringente tiene la propiedad de dividir un haz de luz en dos componentes polarizados de diferente manera. Por otro lado, hay un transductor piezoeléctrico incorporado, diseñado para la conversión de señales eléctricas en vibraciones mecánicas. Cuando se aplica una señal de radiofrecuencia (RF) al transductor piezoeléctrico genera vibraciones mecánicas en el cristal birrefringente. Estas vibraciones crean una onda

acústica dentro del cristal, que interactúa con el haz de luz incidente. El principio de difracción de Bragg entra en juego cuando la onda acústica dentro del cristal se encuentra con el haz de luz. La onda acústica actúa como una rejilla periódica que modifica la dirección de propagación del haz de luz y provoca su difracción. Como resultado, se generan nuevas longitudes de onda que corresponden a los máximos de difracción. Al ajustar la frecuencia de la señal de RF (radiofrecuencia) aplicada al transductor piezoeléctrico, se puede controlar la posición y la anchura de la banda de longitud de onda transmitida. De esta manera, el filtro AOTF permite seleccionar una banda específica de luz y bloquear las longitudes de onda no deseadas.



**Figura 3-2.:** Fotografía de espectrómetro SPICAM.

El tiempo de integración por unidad de punto espectral de SPICAM es de 5.6 ms con una potencia de RF (Radio Frecuencia) del AOTF de 1504. En este canal, el registro de un espectro equivalente a 3984 puntos espectrales tarda alrededor de 24 s. Durante este tiempo, la línea de visión (LOS) del instrumento abarca cerca de 150 km<sup>2</sup> en la superficie de Marte. Durante una órbita de la sonda, entre 50°–100° de latitud abarcados, se registran entre 40 y 70 espectros.

La función de respuesta espectral del espectrómetro de MEx (SPICAM), viene determinada por las propiedades del filtro AOTF. El ancho y forma de esta es importante dado que uno de los principales observables (banda modo vibracional flexional de H<sub>2</sub>O) del espectrómetro, no está completamente resuelto en los espectros que se obtienen, además de la incertidumbre asociada con el continuo Korabev et al. (2006). La función de respuesta espectral se midió durante las calibraciones antes del lanzamiento utilizando una fuente de línea espectral.

La calibración radiométrica final de SPICAM se obtuvo en vuelo comparándola con mediciones simultáneas del espectrómetro de mapeo OMEGA (Altieri et al., 2009). La sensibilidad del espectrómetro definida por el brillo equivalente al ruido (NEB) es de  $\approx 0.12\text{--}0.15$   $\text{W}/\text{m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$  en el rango de  $1.3\text{--}1.4$   $\mu\text{m}$  (Korablev et al., 2006).

## 4. Ampliación de datos y método

### 4.1. Procesamiento y reducción de datos

El procesamiento de los datos de SPICAM de Mars Express, de acuerdo con el procedimiento especificado en Fedorova et al. (2021), y en Maltagliati et al. (2013), y detallado en el capítulo 2 en el apartado 2.3, genera listas de números que son cantidades físicas y pueden descargarse de forma gratuita a través del **Mars Orbital Data Explorer** vinculado con el nodo de geociencias del Planetary Data System (PDS) de NASA. Los resultados, son valores derivados de las medidas espectroscópicas de los estados vibracionales de las moléculas de agua presentes a diferentes alturas de la atmósfera de Marte. Estos son listas que están bien empaquetadas en tres columnas de datos; la primera corresponde a las alturas de la superficie, la segunda a la medida de concentraciones de diferentes especies químicas ( $H_2O$  para en canal IR y  $CO_2$  para el canal UV), y la tercera, a las incertidumbres en las estimaciones de estas especies químicas. Estas tres columnas se encuentran almacenadas en archivos independientes para cada fecha según detección orbital de SPICAM, empaquetados en archivos .TAB con el formato de designación de NASA. Esto es: **ORBXXXXXAY\_H2O\_DENSITY.TAB**. Aquí, los valores de 5 dígitos "XXXXX" corresponden al número de órbita asociada al conjunto de datos referidos, AY, al número de secuencia de órbita que indica el orden en que se recopilaron los datos para la órbita XXXXX (A1, A2,...), y las letras, corresponden al tipo de datos al cual se está haciendo referencia. En nuestro caso, densidad de vapor de agua: H2O\_DENSITY.

Cada paquete de dato ".TAB", tiene una lista de etiquetas caracterizadas con el mismo nombre anterior, salvo que el formato de archivo corresponde a ".LBL". Estas etiquetas o labels tienen información ampliada de las derivaciones de los sets de datos de nivel calibración en cuestión I2 (nivel 4). estos pueden visualizarse en la figura 4-1. En esta figura pueden observarse todos los parámetros asociados al paquete de datos ".TAB". De estos cabe destacar: Fecha de comienzo de la ocultación estelar en el número "XXXXX" correspondiente de órbita, fecha de terminación de la misma, puntos interceptos de latitud y longitud para ese set de datos, longitud solar (posición del sol en el cielo marciano), identificador de nivel de procesamiento de los datos. Posteriormente, bajo comando de codificación en vash **/\* DATA OBJECT DEFINITION \*/**, se observan las etiquetas de las tres columnas de

datos que aparecen en el correspondiente archivo ".TAB", el formato numérico de los datos, y las unidades físicas correspondientes a cada columna. Así, para las alturas, aparece Altitud de la línea de visión sobre el elipsoide de Marte en km, y para las concentraciones de H<sub>2</sub>O atmosférico y sus respectivos errores: concentración de gas en cm<sup>-3</sup>.

Una buena parte del trabajo abarcado en esta investigación fue construir una función bi-yectiva entre los dos conjuntos de archivos .TAB y .LBL, de modo que pudiera crearse una correspondencia entre cada etiqueta y la lista de datos, empleando como identificador el ID de los dos paquetes de datos. El código incorporado a este respecto es accesible en el repositorio público de Github **Análisis Marte** bajo el nombre "Viyective\_func\_code.txt".

```

PDS_VERSION_ID          = PDS3
RECORD_TYPE             = FIXED_LENGTH
^TABLE                  = ("ORB18596A1_H2O_DENSITY.TAB",1<BYTES>)
FILE_NAME                = "ORB18596A1_H2O_DENSITY.TAB"
DATA_SET_ID             = "MEX-M-SPT-4-TRDR-PROF-V1.0"
DATA_SET_NAME           = "MARS EXPRESS MARS SPICAM 4 IR
                        ATMOSPHERIC PROFILES V1.0"
PRODUCT_ID              = "ORB18596A1_H2O_DENSITY.TAB"
PRODUCT_CREATION_TIME   = 2021-07-08T11:39:06
PROCESSING_LEVEL_ID     = 4
MISSION_NAME            = "MARS EXPRESS"
INSTRUMENT_HOST_NAME    = "MARS EXPRESS"
INSTRUMENT_HOST_ID     = MEX
MISSION_ID              = MEX
TARGET_NAME             = "MARS"
START_TIME              = 2018-09-12T13:22:03.559
STOP_TIME               = 2018-09-12T13:32:43.559
SPACECRAFT_CLOCK_START_COUNT = "1/0484838494.26648"
SPACECRAFT_CLOCK_STOP_COUNT = "1/0484839134.26648"
ORBIT_NUMBER            = 18596
INTERCEPT_POINT_LATITUDE = -7.80000
INTERCEPT_POINT_LONGITUDE = 283.500
SOLAR_LONGITUDE         = 248.600
LOCAL_TRUE_SOLAR_TIME   = "04:05:59"
INSTRUMENT_ID           = SPICAM
INSTRUMENT_NAME         = "SPICAM"
INSTRUMENT_TYPE         = "SPECTROMETER"
CHANNEL_ID              = IR
STANDARD_DATA_PRODUCT_ID = IR
DISTRIBUTION_TYPE       = DATA

/* DATA OBJECT DEFINITION */
OBJECT = TABLE
NAME = DATA
INTERCHANGE_FORMAT = ASCII
ROWS = 9
COLUMNS = 3
ROW_BYTES = 41

OBJECT = COLUMN
NAME = ALTITUDE
COLUMN_NUMBER = 1
DATA_TYPE = ASCII_REAL
START_BYTE = 3
BYTES = 6
FORMAT = "F6.2"
DESCRIPTION = "Altitude of the line-of-sight above Mars ellipsoid
              (in kms, IAU_MARS frame)."
END_OBJECT = COLUMN

OBJECT = COLUMN
NAME = "H2O_CONCENTRATION"
COLUMN_NUMBER = 2
DATA_TYPE = ASCII_REAL
START_BYTE = 15
BYTES = 10
FORMAT = "E10.4E3"
DESCRIPTION = "Gas concentration (cm-3)"
END_OBJECT = COLUMN

OBJECT = COLUMN
NAME = "H2O_CONCENTRATION_ERROR"
COLUMN_NUMBER = 3
DATA_TYPE = ASCII_REAL
START_BYTE = 30
BYTES = 10
FORMAT = "E10.4E3"
DESCRIPTION = "Error of gas concentration (cm-3)"
END_OBJECT = COLUMN

END_OBJECT = TABLE
END

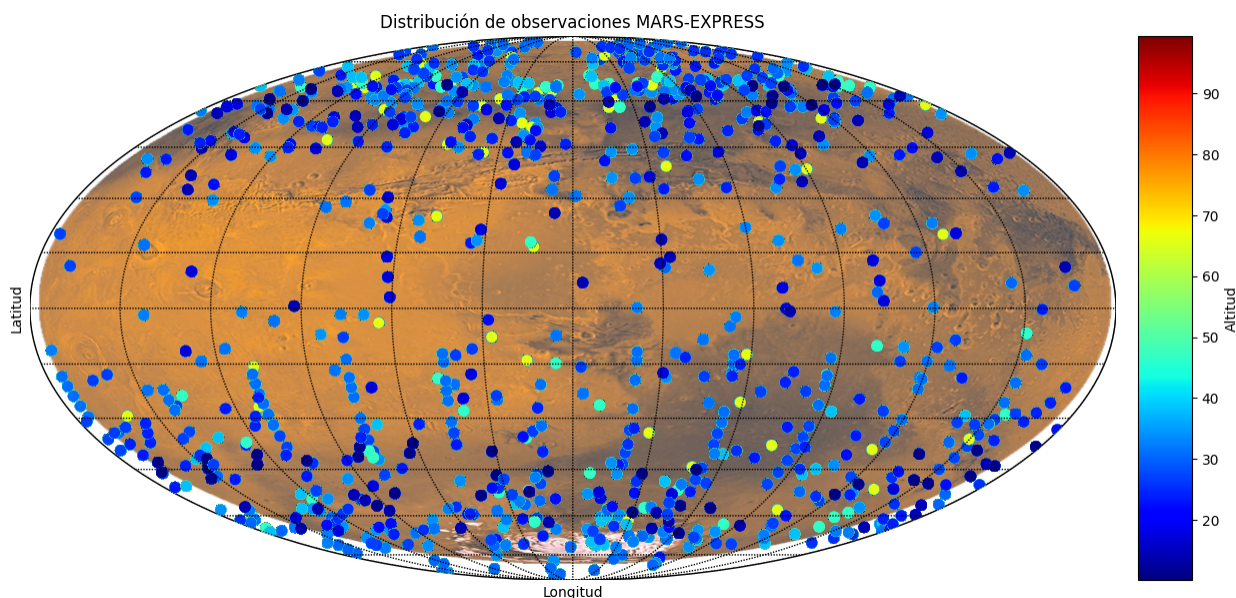
```

**Figura 4-1.:** Formato de etiquetado de los archivos .LBL que se emparejan con las tablas de datos .TAB de los sets de datos de muestra de este trabajo.

El resultado del cruce de los dos formatos de archivo descritos para el volumen de datos (correspondiente a más de 3 mil parejas de archivos), es una tabla de datos, la cual puede consultarse en el ítem "Data\_Derived\_ME\_H2O.xlsx", del repositorio público de Github **Análisis\_Marte**.

## 4.2. Organización y estructuración de conjunto de datos reducidos: concentración de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte

Los datos anteriores corresponden a observaciones realizadas entre los años 2004 y 2018, extendidas sobre toda la superficie de Marte y en un rango de altura entre 20 y 100 km de la superficie marciana. La figura 4-2 muestra la distribución espacial del conjunto de datos.



**Figura 4-2.:** Distribución espacial de las detecciones de H<sub>2</sub>O atmosférico realizadas por SPICAM de MEx.

Aunque el código que se implementó para el análisis de datos puede adaptarse para cualquier rango de latitudes y longitudes, hay criterios estadísticos (abundancia de datos) y físicos que fundamentan la escogencia de ciertas regiones sobre la superficie de Marte a estudiar. En



la distribución espacial de los datos de la figura 4-2, pueden observarse las regiones más aptas para ser estudiadas a diferentes intervalos de altura, por ejemplo, puede observarse una abundancia de datos hacia latitudes cercanas a los polos, caso contrario de las regiones ecuatoriales, en un rango de 30°S y 30°N. Como es de esperarse, las regiones que se caracterizan para dar cuenta de este estudio comprenden latitudes con la suficiente abundancia de datos, que puedan arrojar luces sobre el estudio de variabilidad de la especie química de interés (H<sub>2</sub>O atmosférico).

La delimitación de los rangos angulares de latitud están determinados, igualmente, por la abundancia de datos (mediante inspección visual), además, la región se escoge considerando la influencia de la variación estacional de Marte. Recuérdese que la oblicuidad de la eclíptica de marte es de 25.19°. Por las razones anteriormente descritas, para este estudio en particular, las regiones tropicales de Marte, quedan completamente descartadas. La región delimitada para los resultados posteriores está entre: 60°-80° latitud N, y 0°-80° longitud.

### 4.3. Distribuciones estadísticas de concentraciones de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte

Para analizar la variación en la concentración de la especie química H<sub>2</sub>O atmosférico, dentro de las regiones características delimitadas previamente, especialmente, observando el margen de variación de la especie química en cuestión, se calcula como valor promedio de concentración de H<sub>2</sub>O, a un rango de altura determinado dentro del rango de alturas (en este caso de 40-50 km), una concentración de **13.6 × 10<sup>12</sup> partículas/cm<sup>3</sup>**.

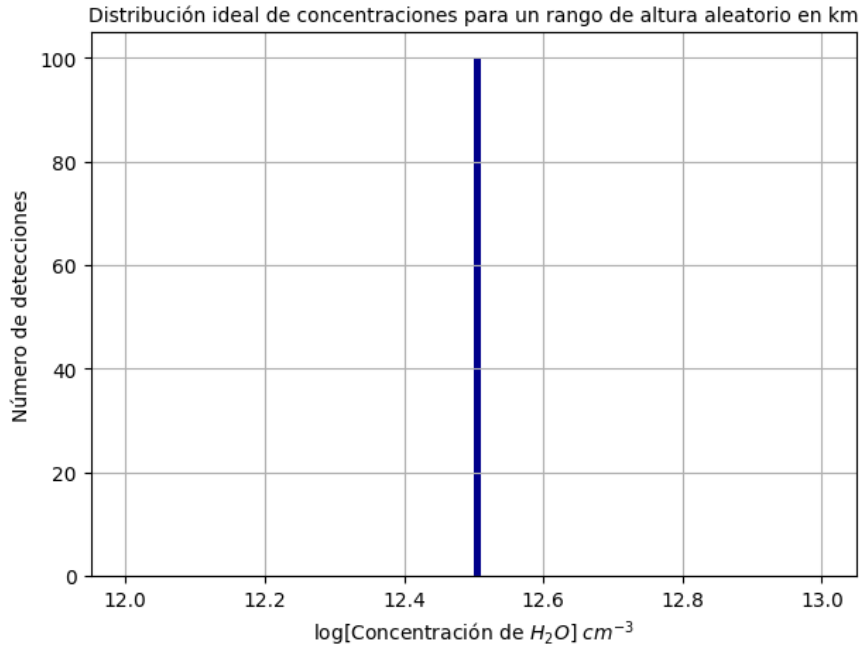
Tomar como referencia un valor medio de concentración de vapor de H<sub>2</sub>O en Marte, es una proposición adaptable al hecho de modelar a Marte como un objeto ideal de una atmósfera con una capa quieta que no está influenciada por el Sol a lo largo de su órbita, ni por la dinámicas internas del planeta, pero que tiene vapor de agua. Bajo la suposición anterior, cualquier detección que se haga respecto de la concentración de H<sub>2</sub>O, coincidirá con este valor promedio dado anteriormente (12.5 × 10<sup>12</sup> partículas/cm<sup>3</sup>)<sup>1</sup>, como puede verse en la figura 4-3.

Cuando se observa la distribución en las concentraciones de H<sub>2</sub>O atmosférico, para la muestra que corresponde a detecciones entre el año 2004 y 2018, en la región acotada (de acuerdo

---

<sup>1</sup>Es importante aclarar que este valor es para el rango de altitud 40-50 km, y se establece arbitrariamente, pensando en ilustrar una idea general de como se esperaría que se distribuyeran las concentraciones de H<sub>2</sub>O atmosférico en Marte bajo la modelación de Marte como planeta con agua en la atmósfera cuyo valor de concentración permanece inalterable.

con criterios dados previamente) entre  $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$  latitud N, y  $0^{\circ}$ - $80^{\circ}$  longitud, se obtienen las distribuciones para rangos de altitud de 10 km. Este intervalo de distancia para las alturas se escoge de tal modo que la variabilidad en la concentración de la especie química de interés, no se deba a cambios de altura por efecto del cambio de presión a diferentes niveles de la atmósfera arrojando errores sobre nuestro análisis. En síntesis, el tramo de altitudes para un conjunto de datos a estudiar, debe estar por debajo de la altura de escala media de Marte  $HS_M = 11.1$  km. La distribución de concentraciones para diferentes rangos de altura en la región de interés se ilustra en la figura 4-4. Estos histogramas tienen como criterio de escogencia un número de clases (bins) correspondiente a 100, de tal modo que puedan visualizarse 100 variedades en la concentración de  $H_2O$  atmosférico. De acuerdo con la regla estadística de Sturges, con una muestra que para cada rango de altura varía entre  $\approx 3850$  y  $\approx 200$ , para rangos 20-30 km, y 40-50 km, respectivamente.



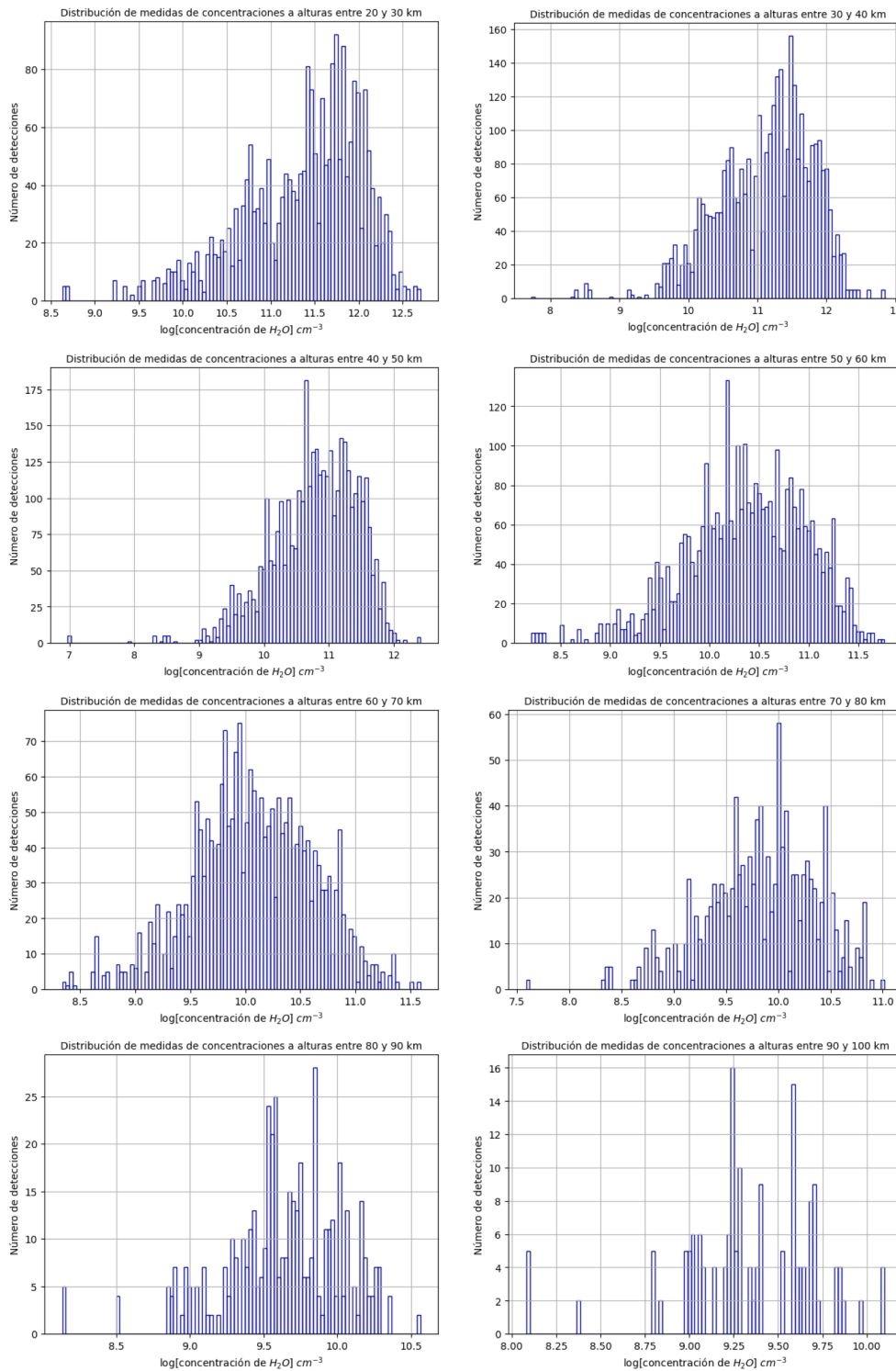
**Figura 4-3.:** Detección de concentraciones idealizadas de  $H_2O$  atmosférico en Marte: todas tienen el mismo valor.

La dispersión de los datos ilustrados en la figura 4-4 sugiere una distribución gaussiana en cuanto a las detecciones de  $H_2O$  atmosférico, en donde el pico medio cambia para cada intervalo de altura en la región muestreada. Efectivamente, en las distribuciones normalizadas, ilustradas en la figura 4-5 Puede observarse que en la mayoría de los niveles de altura, los datos parecen estar distribuidos debajo de campanas de Gauss, sin embargo, para algunos niveles de altura la distribución de las detecciones de concentración de  $H_2O$  dista de ser gaussiana. Esto ocurre particularmente para rangos de alturas en donde la muestra de datos

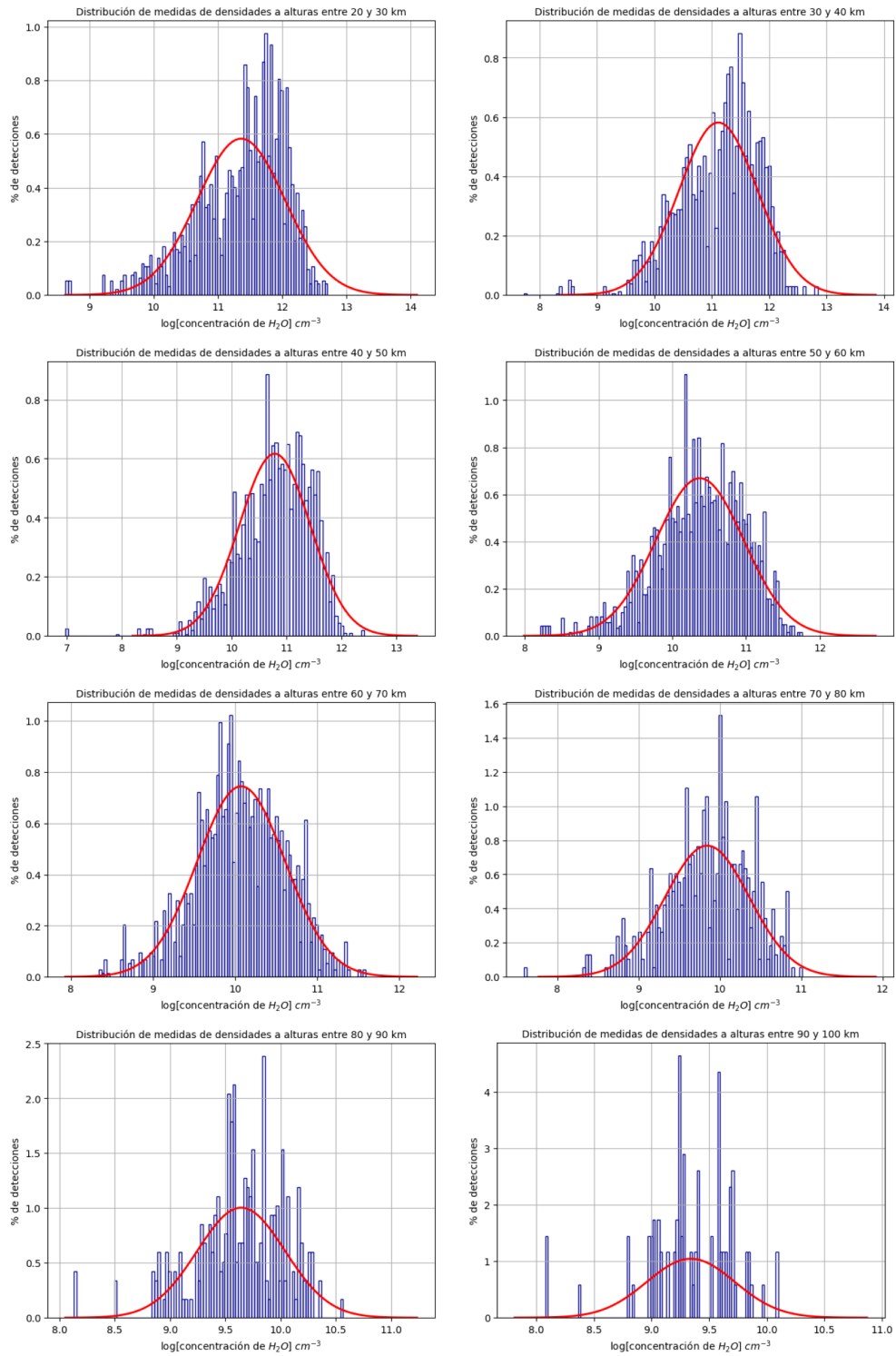
es muy pequeña, alrededor de  $\approx 200$  datos para  $h = 90-100$  km.

Luego de tener una caracterización estadística de la muestra de datos derivados en el trabajo de Fedorova et al. (2021), se procede a analizar las cotas de variabilidad esperada en relación con las hipótesis referidas a esta investigación. Es decir, perfiles de altura de H<sub>2</sub>O atmosférico en un mínimo y máximo solar. Estos perfiles se ilustran en la figura **4-6**.

Observamos que para grandes altitudes, entre 50 y 80 km, la distribución de concentraciones de H<sub>2</sub>O dentro de este rango en un mínimo solar, es mayor que para el caso de un máximo solar. Esto se espera puesto que, en un máximo solar suele haber mayor actividad en la fotosfera, y por tanto mayor intensidad de viento solar que se manifiesta en mayor intensidad de acuerdo con el flujo característico en radio F 10.7 cm en nuestros datos. Cuando hay mayor actividad solar se espera que la atmósfera de Marte se caliente, y por tanto, por el principio termodinámico clásico de dilatación térmica, la concentración de H<sub>2</sub>O sea menor, caso contrario a cuando la atmósfera se enfría en un mínimo solar, donde la concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico debería aumentar.

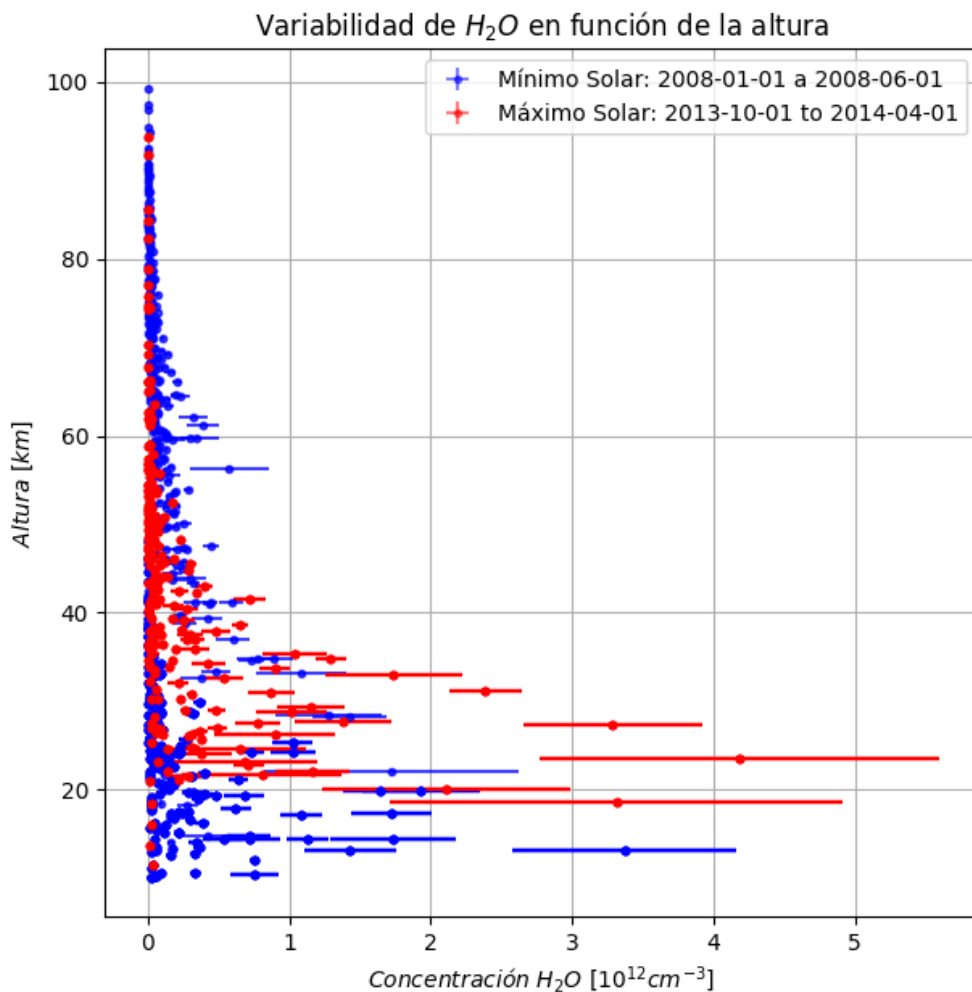


**Figura 4-4.:** Distribución de concentraciones de  $H_2O$  atmosférico en Marte para diferentes rangos de altura dentro de la región muestreada Latitud:  $60\text{-}80^\circ\text{N}$ , Longitud:  $0\text{-}80^\circ$

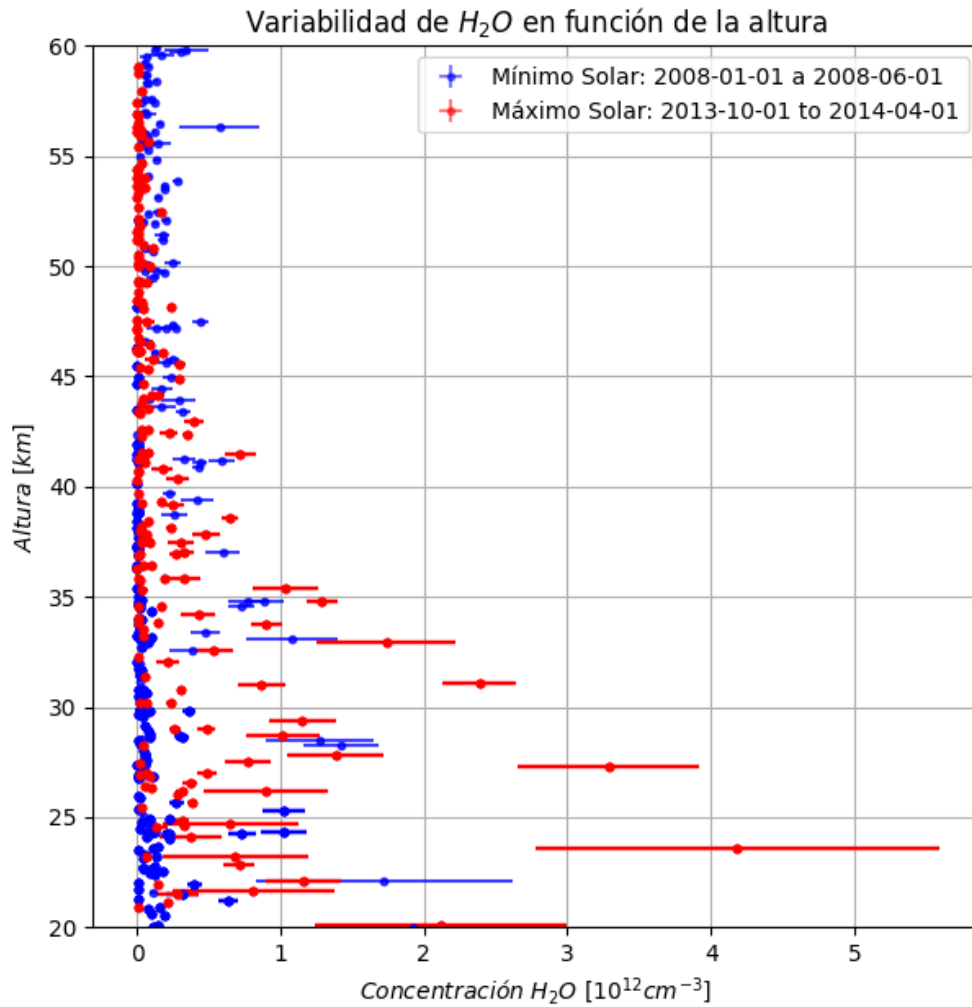


**Figura 4-5.:** Normalización de distribuciones de concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico para diferentes rangos de alturas, y ajuste gaussiano de las mismas. Note que para alturas elevadas el ajuste parece no cumplirse.

Contrario a lo esperado, el comportamiento anterior es el opuesto para alturas por debajo de 50 km; en el máximo solar aumenta la concentración, y en el mínimo, disminuye, y por tanto, la distribución de concentraciones no obedece al comportamiento esperado. La figura 4-7 es una ampliación de la figura 4-6, en donde puede visualizarse mejor la diferencia de concentraciones a bajas alturas de la atmósfera de Marte dentro de la región estudiada.

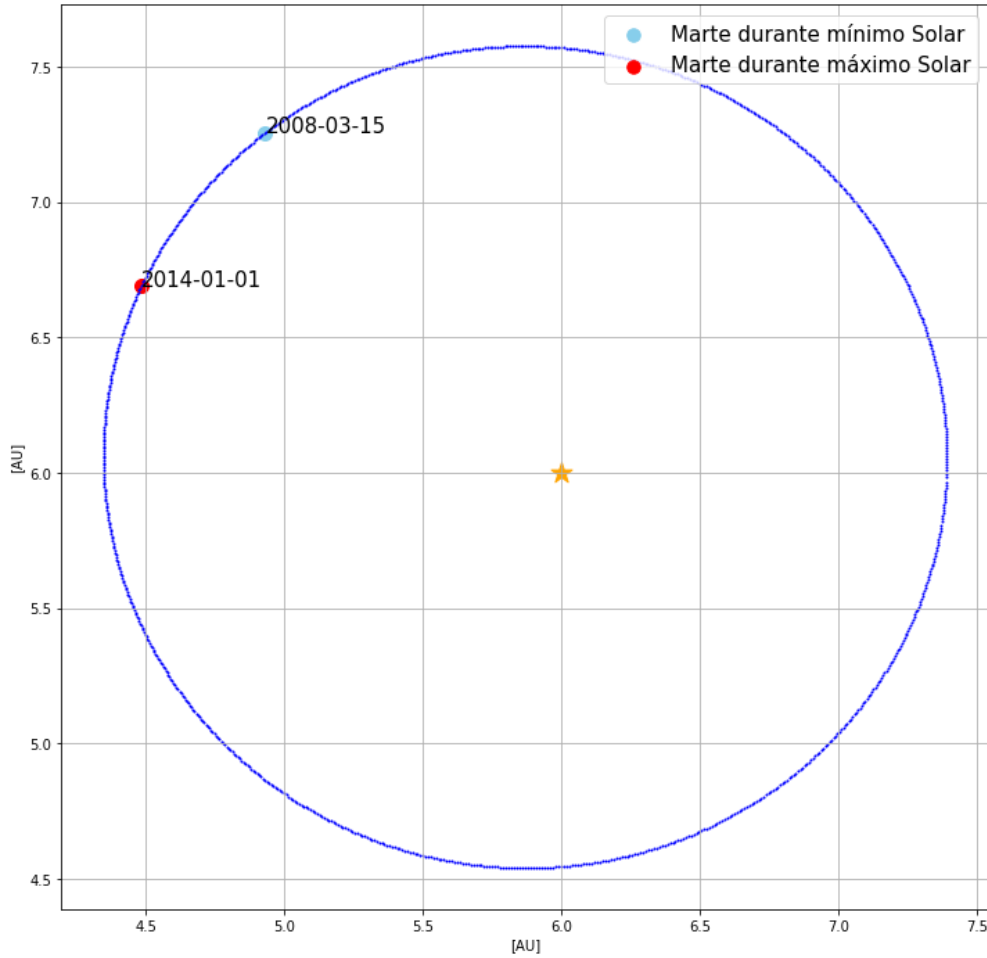


**Figura 4-6.:** Concentraciones de  $H_2O$  durante máximo y mínimo solar en columna de altura entre 20 y 100 km para la región muestreada.



**Figura 4-7.:** Concentraciones de  $H_2O$  durante máximo y mínimo solar en columna de altura entre 20 y 60 km para la región muestreada.

Garantizamos que el máximo y el mínimo solar tratados correspondan a una posición orbital semejante de Marte de modo que los datos se vean lo menos posible influenciados por el comportamiento estacional de Marte. Esto se hace observando en las efemérides planetarias de Marte a través del software de geometría planetaria de NASA SPICE (Acton Jr, 1996, Acton et al., 2018), como se muestra en la figura 4-8. Esto se relaciona directamente con la geometría del sistema planetario mediante el cálculo del parámetro  $r/a$ , obteniéndose la razón de distancias Marte-Sol en los momentos datados como referencia de máximo y mínimo solar. Ver tabla 4-1.



**Figura 4-8.:** Posición orbital de Marte durante máximo y mínimo solar identificados para la secuencia de datos de concentración de  $\text{H}_2\text{O}$ . Observe que Marte se encuentra cerca del afelio de su órbita en ambas situaciones.

Los resultados  $r/a$  mínimo solar = 1.0821 y  $r/a$  máximo solar = 1.0932 revelan una discrepancia de posiciones orbitales del 1.11 % lo cual se traduce en la confiabilidad de que los perfiles de altura de variabilidad en la concentración de  $\text{H}_2\text{O}$ , son debidos a la actividad solar, y las dinámicas internas del planeta, las cuales no son discriminadas en nuestro procedimiento y análisis.

complementando lo anterior, en el trabajo de Medvedev and Yiğit (2019), se estudia el comportamiento de la atmósfera de Marte en un mínimo solar, buscando analizar el comportamiento atmosférico de Marte, debido a su dinámica interna, de modo que se eliminé la máxima influencia solar posible. En sus resultados los autores manifiestan cómo el comportamiento atmosférico en las capas de gran altura de Marte, se ve influenciado por efectos ondulatorios producidos en las regiones intermedias y bajas de la atmósfera de Marte. Efectos conocidos como ondas de gravedad (GW). Estas ondas transversales que se originan cuando un fluido estratificado es perturbado y por lo tanto alejado de su equilibrio tienen



Parámetro (r/a)	valor
Perihelio	0.9065
Afelio	1.0931
Máximo solar	1.0821
Mínimo solar	1.0932

**Tabla 4-1.:** Parámetro r/a para posiciones orbitales de interés de Marte.

una frecuencia menor a 2.9 MHz (Astafyeva, 2019). Posiblemente este sea un efecto que se manifieste en el cambio de comportamiento de concentración de H<sub>2</sub>O por debajo de 50 km de altitud, respecto del comportamiento esperado.

## 4.4. Dispersión e incertidumbres de concentraciones de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte

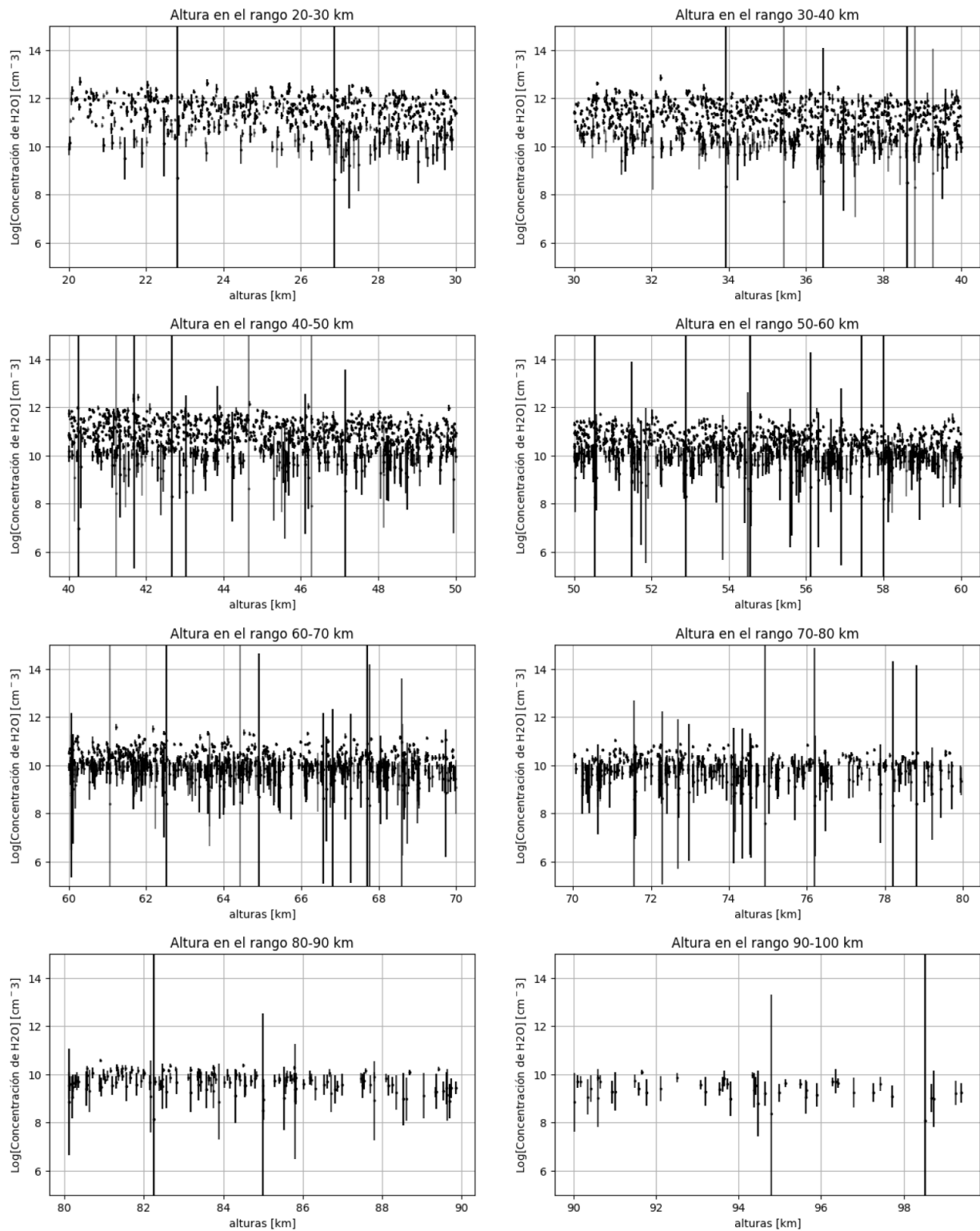
Continuando con el estudio de la distribución de datos de concentración de H<sub>2</sub>O, se representan las concentraciones de todo el conjunto de datos muestreados a diferentes alturas, de modo que puedan visualizarse las dispersiones en las estimaciones y derivaciones llevadas a cabo por Fedorova et al. (2021) (recuerde se que este es el estudio en donde se reducen los datos analizados en esta investigación). En este orden de ideas, las barras de error se obtienen sobre la distribución de los datos bajo un ajuste logarítmico, para manipular exitosamente estadística de grandes números. Esto lleva a modificar las barras de incertidumbre a través de un correspondiente análisis de propagación del error. El modelo de propagación de error implementado es para  $D = \log(N_i)$ , con  $N_i$  número de dato del conjunto N, sobre el cual se aplica el ajuste logarítmico, de tal modo que las incertidumbres  $\Delta N_i$  se propagan como:

$$\Delta D_i = \frac{\Delta N_i}{N_i \times \ln(10)} \quad (4-1)$$

Los resultados de estas dispersiones pueden visualizarse en la figura 4-9.

En esta representación de los datos podemos visualizar qué tan confiables son los resultados obtenidos para el análisis posterior, en términos de qué tan largas son las barras de error de los datos para los diferentes rangos de altura y qué cantidad de datos existen para ser

muestreados para cada rango.



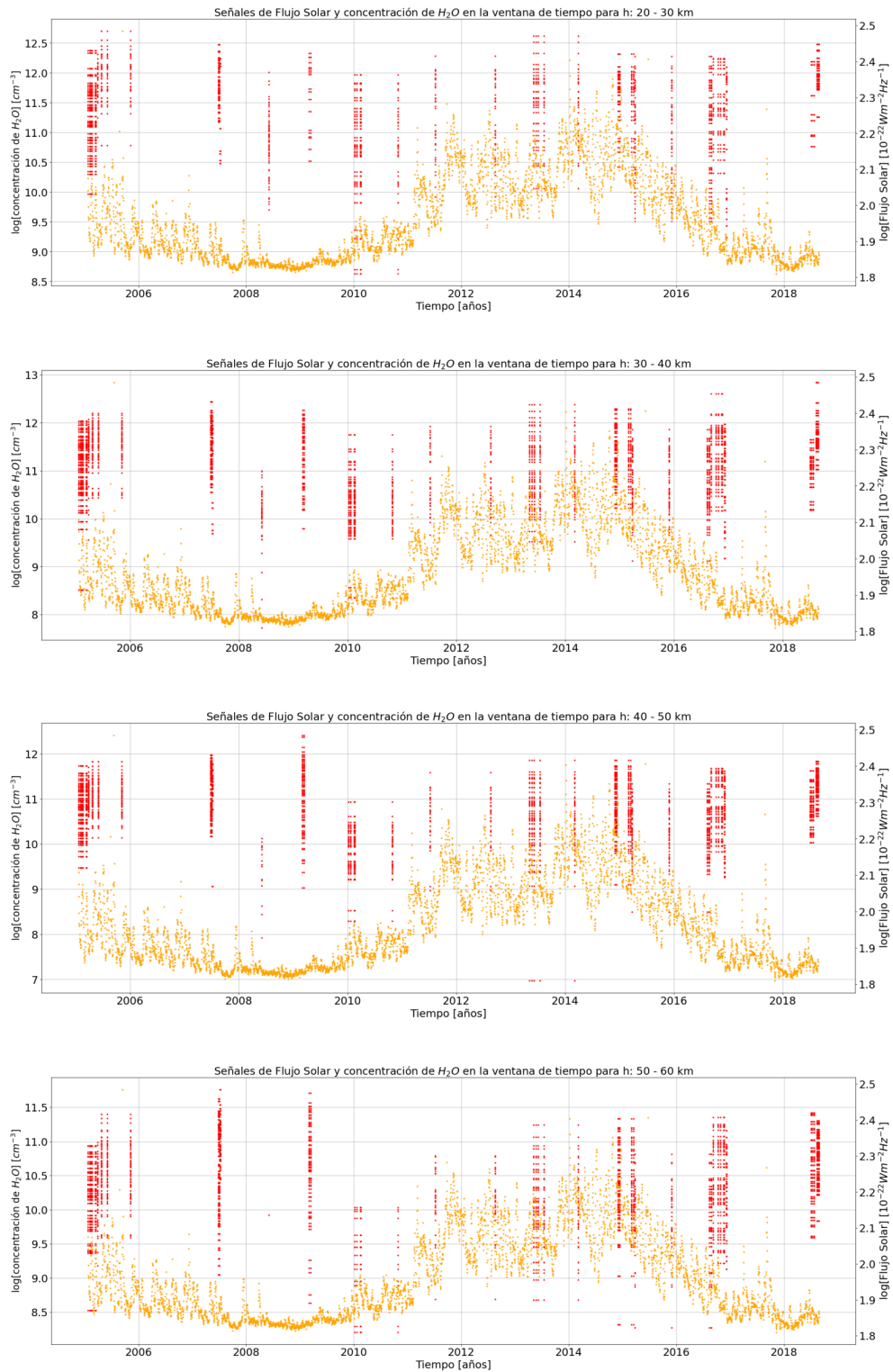
**Figura 4-9.:** Dispersiones de concentraciones de H<sub>2</sub>O para diferentes rangos de altitud. Observe los diferentes tamaños de las barras de error como una representación del grado de confianza de las detecciones disponibles.

## 4.5. Ventanas de tiempo de H<sub>2</sub>O en Marte, según detecciones de Mars Express

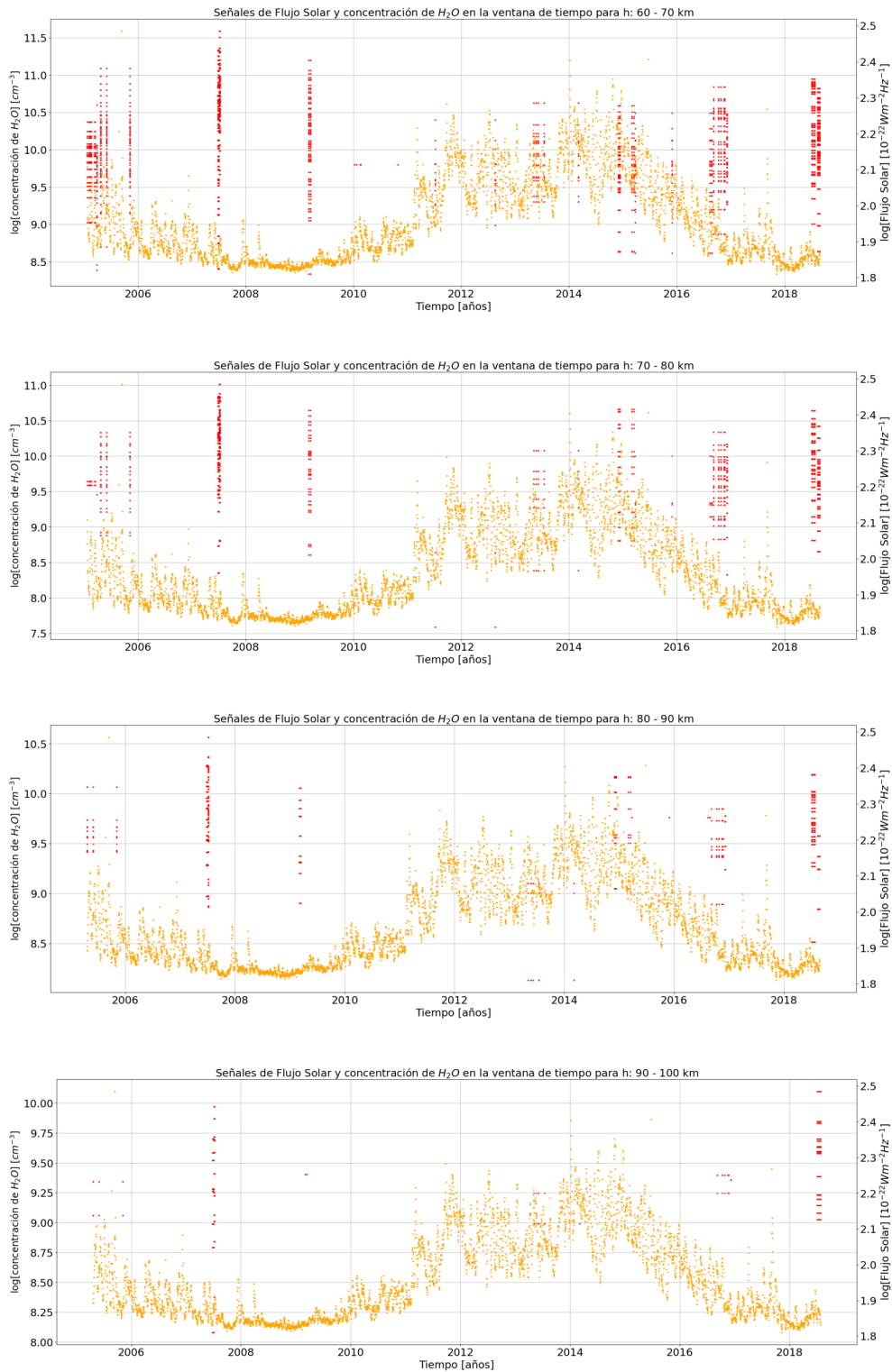
Posterior al estudio de la distribución espacial de los datos muestreados, se procede a visualizar las concentraciones en la ventana de tiempo 2004-2018. Las concentraciones de H<sub>2</sub>O se promedian por fecha diaria, y se grafican en contraste con los datos de flujo solar F 10.7 cm, en una ventana de tiempo idéntica, garantizando la misma resolución temporal para las dos señales que se están comparando: concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico y flujo solar en radio 10.7 cm. Este flujo característico viene normalizado en unidades de flujo solar, donde 1 SFU =  $10^{-22}$  W m<sup>2</sup> Hz<sup>-1</sup>.

Las figuras 4-10 y 4-11. ilustran que, para la región que se está estudiando, no se tiene un conjunto de datos de H<sub>2</sub>O atmosférico distribuidos uniformemente en el tiempo, y por consiguiente, se hace difícil un análisis objetivo de la relación entre las dos señales. Esto tal vez se debe a la frecuencia de muestreo de SPICAM (3) y el hecho de que el espectrómetro SPICAM incorporado en Mars Express, se encuentra orbitando rápidamente a Marte.

Los datos de flujo solar diario en radio provienen del simulador de datos empíricos NRLMSISE-00. Estos son datos de flujo solar F 10.7 cm, medidos diariamente por satélites geoestacionarios de la red satelital GOES, y son el principal parámetro de entrada del simulador atmosférico terrestre NRLMSISE-00. A este respecto se profundizará en detalle en el subsecuente capítulo de este documento.



**Figura 4-10.:** Dispersión temporal de concentraciones de H<sub>2</sub>O, para rango de alturas 20-60 km. Observe la homogeneidad de la señal amarilla de flujo solar en contraste con los datos sueltos de concentración de H<sub>2</sub>O.



**Figura 4-11.:** Dispersión temporal de concentraciones de H<sub>2</sub>O, para rango de alturas 60-100 km. Observe como el conjunto de datos de concentraciones de H<sub>2</sub>O decrece considerablemente para los últimos rangos de altura muestreados.

En síntesis lo que se tiene a la mano son dos señales; la primera: flujo solar en radio 10.7 cm, con una muestra uniforme en el tiempo diaria, y la segunda: señales asociadas a la concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico a diferentes alturas, con distribuciones temporales no homogéneas de los datos. Un enfoque adecuado para estudiar que relación podría existir en estas dos señales, requiere establecer un método con el cual podamos proseguir en el análisis, cuando un conjunto de datos en el tiempo, no se encuentra muestreado de manera uniforme en una serie de tiempo. Un enfoque posible consiste en construir y analizar los espectros de frecuencia de las dos señales, y luego compararlos, visualizando picos de frecuencia características y comunes a las dos señales. El posterior capítulo introduce en detalle este método, el cual nos permite dar cuenta de un análisis objetivo de cómo relacionar señales con estas características, bajo la búsqueda de actividad atmosférica de Marte inducida por variabilidad periódica en la actividad solar.

# 5. Relacionando señales no homogéneas en el tiempo, el Periodograma de Lomb-Scargle

En este capítulo se ilustra el Periodograma de Lomb-Scargle como método crucial de análisis en el proceso de búsqueda de correlaciones entre las señales asociadas a los observables físicos de esta investigación. Cabe recordar que estos son, en general: flujo solar en radio 10.7 cm, y variación en concentración de H<sub>2</sub>O a diferentes alturas de la atmósfera de Marte, en ventanas de tiempo de 14 años.

## 5.1. Método de Lomb-Scargle: fundamentos adaptados al conjunto de datos

Para relacionar dos señales cuyas naturalezas son aparentemente independientes como ocurre con los sistemas físicos en estudio: la atmósfera solar y la atmósfera de Marte, lo más adecuado es tener un indicio sobre la forma en como se espera que estas se acoplen o se vinculen entre si. Así, si la hipótesis de frente a la relación entre señal de flujo solar y señal de variabilidad en la concentración de diferentes especies químicas en la atmósfera de Marte, es que hay una influencia manifiesta como una interacción periódica entre señales, se puede pensar en el estudio de los periodogramas de cada señal, estudiar los espectros de frecuencia, y verificar similitudes en los picos de frecuencia de las señales en un rango de periodos característicos de las señales. Por ejemplo, para el caso de la señal de actividad solar en flujo en radio, se espera un pico de frecuencia asociado a 4000 días, que es el periodo aproximado del ciclo solar conocido. Esto sería realizable con relativa sencillez en tanto se tuviere un muestreo uniforme de los datos científicos de cada *proxy* que se está analizando. Para el caso de variabilidad en la concentración de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte, esto no es así. La forma en como se distribuyen en el tiempo los datos registrados por los orbitadores marcianos, debido a la velocidad orbital de estos, no es uniforme para una región geográfica de Marte. Conforme una sonda completa un periodo orbital de  $\approx 7$  h, Marte ha rotado  $\approx 1/4$  parte de su superficie, y la sonda no ha podido tomar muchos datos de la misma región. En el capítulo 3 se detalló la frecuencia de muestreo de cada sonda, y en la figura 4-2 se mostraron los



## 5.1 Método de Lomb-Scargle: fundamentos adaptados al conjunto de datos

datos tomados sobre la superficie de Marte en un intervalo de tiempo de muestreo de Mars Express de  $\approx 14$  años.

Dadas todas estas consideraciones, un periodograma clásico no es el método más adecuado para inferir los espectros de frecuencias de las dos señales. Cuando el muestreo de datos no está igualmente distribuido en el tiempo, el método típico empleado por los astrónomos es el cálculo del Periodograma de Lomb-Scargle (P-LS) (VanderPlas, 2018). Este método consiste en la estimación del espectro de frecuencias de una señal, mediante el análisis de Fourier de dicha señal, implementada computacionalmente a través de la transformada discreta de Fourier (DTF) (Lomb, 1976, Scargle, 1982). La diferencia respecto al método tradicional, es que implementa un modelo de regresión de mínimos cuadrados sobre funciones armónicas que coincidan con la distribución de datos, estén estos homogénea o inhomogéneamente distribuidos en una ventana de tiempo (VanderPlas, 2018).

El punto de partida es, como en cualquier análisis discreto de Fourier, un planteamiento matemático como el de la ecuación 5-1:

$$\hat{g}_{\text{obs}}(f) = \sum_{n=0}^N g_n e^{-2\pi i f n \Delta t} \quad (5-1)$$

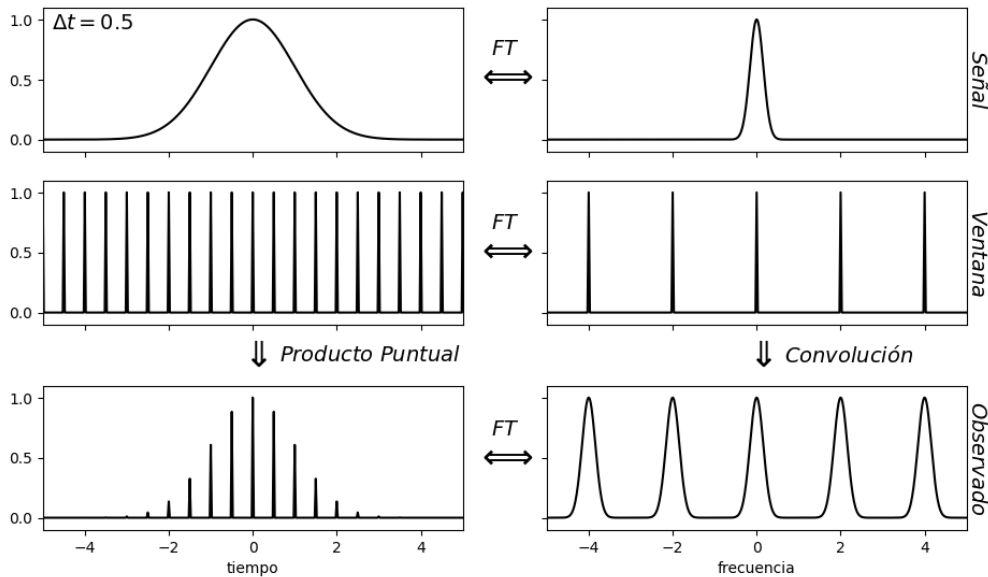
La consideración de que los tiempos no están igualmente espaciados puede observarse en el  $\Delta t$  presente en la ecuación 5-2.

$$\hat{g}_{\text{obs}}(f) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(n\Delta t) e^{-2\pi i f n \Delta t} \quad (5-2)$$

En estas ecuaciones  $\hat{g}_{\text{obs}}(f)$  es la distribución de las observaciones en la ventana de tiempo, que será expresada en términos de los coeficientes  $g_n = g(n\Delta t)$  expandidos como productos de  $n$  funciones armónicas de frecuencias  $f_n(\Delta t)$  dependientes de los diferentes  $\Delta t$  de los puntos de la señal que se está analizando.

La figura 5-1, es una manifestación de lo que le sucede a una señal en una ventana de tiempo uniforme. Compárese esta figura con la figura 5-2 para observar el efecto de ruido al aplicar el método de periodograma clásico a una señal en una ventana de tiempo cuyos datos de observación no están igualmente espaciados; las irregularidades en el espacio dentro de la ventana de observación se traducen en picos de frecuencia irregulares en su transformada de Fourier, lo que hace que la transformada observada sea ruidosa, razón por la cual, debe

implementarse un nuevo método, si no para recuperar toda la señal, al menos para no perder gran parte de la información de la misma. Esto se traduce en la confiabilidad del tratamiento matemático a la hora de calcular el periodograma de las señales en estudio.

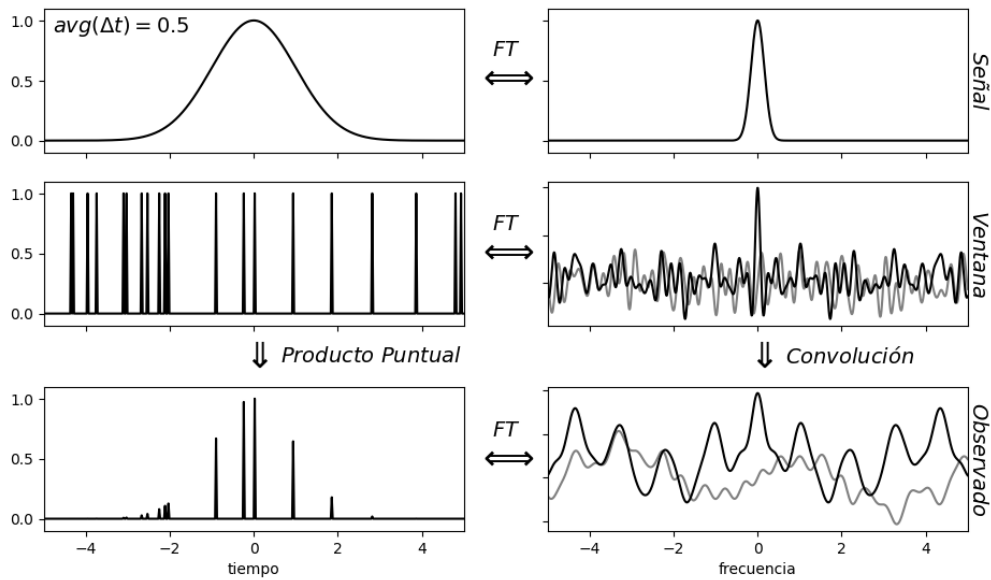


**Figura 5-1.:** Visualización del efecto en la transformada de Fourier de una ventana de observación tipo tren de Dirac. Esto es, una larga cadena de observaciones discretas espaciadas uniformemente. La transformada de Fourier observada es una convolución de la transformada de la señal (aquí representada como una campana de Gauss) y la transformada de la ventana (peine de Dirac). Imagen editada de VanderPlas (2018).

Recuerdese aquí que la convolución de una señal en una ventana de tiempo, corresponde a la ventana de las observaciones, en este caso, simuladas para una señal. Observe también la transformada de Fourier para la ventana observada para ambos casos. Esto es lo que referencia la posibilidad de recuperar la señal a partir del espectro de Fourier obtenido luego de aplicar la DTF.

Posterior a la implementación del análisis de una señal cualquiera, se descompone la señal en una superposición de funciones armónicas de la forma 5-3. En esta ecuación el  $t_n$  corresponde al tiempo de observación.  $\tau A$  y  $B$  son funciones arbitrarias que dependen de la frecuencia  $f$  y los  $t_n$  (VanderPlas, 2018). Estas pueden derivarse matemáticamente si se tienen en cuenta las siguientes consideraciones.

$$P(f) = \frac{A^2}{2} \left( \sum_n g_n \cos(2\pi f [t_n - \tau]) \right)^2 + \frac{B^2}{2} \left( \sum_n g_n \sin(2\pi f [t_n - \tau]) \right)^2 \quad (5-3)$$



**Figura 5-2.:** Efecto del muestreo no uniforme en la transformada de Fourier observada. Estas muestras tienen el mismo espaciado promedio que las de la Figura 5-1, pero las irregularidades en el espacio dentro de la ventana de observación se traduce en picos de frecuencia irregulares en su transformada, lo que hace que la transformada observada sea ruidosa. Aquí las líneas negras y grises representan las partes real e imaginaria de la transformada, respectivamente. Imagen editada de VanderPlas (2018).

1. el periodograma se reduce a la forma clásica en el caso de observaciones igualmente espaciadas;
2. la distribución del periodograma es analíticamente computable; y
3. el periodograma es insensible a los cambios de tiempo global en los datos (VanderPlas, 2018).

Los valores de A y B que conducen a estas propiedades dan como resultado la siguiente forma 5-4 del periodograma generalizado (VanderPlas, 2018).

$$P_{LS}(f) = \frac{1}{2} \left\{ \left( \sum_n g_n \cos(2\pi f [t_n - \tau]) \right)^2 / \sum_n \cos^2(2\pi f [t_n - \tau]) \right. \\ \left. + \left( \sum_n g_n \sin(2\pi f [t_n - \tau]) \right)^2 / \sum_n \sin^2(2\pi f [t_n - \tau]) \right\} \quad (5-4)$$

Con el valor de  $\tau$  de 5-5:

$$\tau = \frac{1}{4\pi f} \tan^{-1} \left( \frac{\sum_n \sin(4\pi f t_n)}{\sum_n \cos(4\pi f t_n)} \right) \quad (5-5)$$

Luego de tener el modelo de periodograma de Lomb-Scargle en su forma matemática, se procede a determinar el espectro de frecuencias de las funciones armónicas obtenidas con los respectivos coeficientes para la distribución de las observaciones disponibles.

El método P-LS se implementa habitualmente para la determinación del periodo de variación del brillo de diferentes estrellas. Usualmente, las caídas periódicas en las curvas de luz se asocian a exoplanetas que orbitan las estrellas anfitrionas cuyas curvas de luz son observadas desde la Tierra (Akeson et al., 2013), método de detección conocido como tránsito. En este contexto, la confiabilidad del P-LS obtenido, cuando las observaciones no están igualmente espaciadas, dada la geometría del sistema orbital Tierra-Sol-TESS (satélite empleado para la detección de exoplanetas), debe hacerse un análisis de confiabilidad del P-LS obtenido. Este orden de ideas aplica para el estudio de la señal de variabilidad en la concentración de diferentes especies químicas en la atmósfera de Marte, y es importante dar seguimiento a este respecto. El método LS-P, tiene en su estructura, la implementación de un ajuste de mínimos cuadrados el cual se ilustra a continuación.

### 5.1.1. Ajuste de Mínimos cuadrados adaptado al P-LS

Cuando se implementa el método anterior a una distribución de datos, se obtiene una superposición de funciones armónicas simuladas sobre los datos en cuestión. Cada una de estas funciones podría estar asociada a una observación, y en lo que sigue, nos referiremos a una de estas de acuerdo con la ecuación 5-6.

$$y(t, f) = A_f \sin(2\pi f (t - \phi_f)) \quad (5-6)$$

Donde la amplitud  $A_f$  y la fase  $\phi_f$  pueden variar como función de la frecuencia. Se llamará  $y_n$  al valor de intensidad de la señal obtenido para un tiempo  $t_n$ . Estos parámetros de las funciones modeladas se ajustan a los datos en el sentido estándar de mínimos cuadrados: se minimizan las diferencias entre las funciones simuladas, y los valores registrados para las observaciones realizadas ( $y_n$ ). Construyendo la estadística en cuestión sobre la frecuencia para cada pareja de datos (tiempo de observación e intensidad) el modelo que queda es:

$$\chi^2(f) \equiv \sum_n (y_n - y(t_n, f))^2 \quad (5-7)$$

Y haciendo la minimización de acuerdo al procedimiento en el marco del Periodograma en el trabajo de Scargle (1982), se obtiene la ecuación 5-8 asociada a la aproximación de mínimos cuadrados de la ecuación 5-4. El proceso de minimización tiene su correspondiente análisis de error, que en este caso, viene intermediado por la ecuación:

$$P(f) = \frac{1}{2} [\hat{\chi}_0^2 - \hat{\chi}^2(f)] \quad (5-8)$$

Cuando incorporamos el método de Lomb Scargle, Y hacemos la respectiva implementación del método de optimización de mínimos cuadrados extendido al caso del periodograma, es importante considerar una medida de las incertidumbres relacionadas con el proceso. Estas incertidumbres se computan conforme se va ejecutando el cálculo de optimización para dar cuenta de la función en series armónicas con el mejor ajuste, y en este orden de ideas, a través de la prueba de chi cuadrada, se define la variable  $\chi$  del modelo anterior 5-8, como 5-9:

$$\chi^2(f) \equiv \sum_n \left( \frac{y_n - y_{\text{model}}(t_n, f)}{\sigma_n} \right)^2 \quad (5-9)$$

En donde  $\sigma_n$  se refiere al error gaussiano de cada observación realizada. Con esta incorporación el periodograma que se construye a través de la prueba de chi cuadrado será más preciso y reflejará con mayor detalle el espectro de potencias, teniendo en consideración el ruido asociado a cada dato que fue insumo para la construcción de P-LS.

La consideración de ruido gaussiano, adaptado para este caso, deviene del hecho de que lo que se censa en cada observación llevada a cabo en primera instancia es una estimación de fotones capturados en la cámara para diferentes frecuencias dentro del un amplio rango, calibrado con el AOTF de SPICAM. En este orden de ideas, lo que se observa, tal y como ocurre con cualquier fuente luminosa, tiene un brillo que se difumina de forma gaussiana, esto puede estudiarse en detalle a través de la distribución de fotones en la frontera de una banda, tanto de intensidad, cómo de desviación de la frecuencia centrada. Por otro lado, en el contexto de los datos reducidos, las abundancias químicas de moléculas en una región característica de la atmósfera de Marte, a lo largo de una ventana de tiempo, manifiestan un comportamiento de distribución gaussiana como se pudo observar en la figura 4-5 del capítulo anterior.

Para el caso de la serie de datos de H<sub>2</sub>O atmosférico, derivada de SPICAM, el ruido de la señal creada se manifiesta a través de las barras de error mediante la SNR (relación señal ruido), de la señal obtenida. Esta puede calcularse haciendo uso de la ecuación 5-10 que referencia la definición más clásica de la SNR ( $\Sigma$ ) de una señal.

$$\Sigma = \frac{\bar{P}_{señal}}{\bar{P}_{ruido}} \quad (5-10)$$

A partir de la SNR puede estimarse la desviación estándar del valor de un pico característico de frecuencia ( $\sigma_\nu$ ), haciendo uso de la ecuación 5-11.

$$\sigma_\nu = \nu_{\frac{1}{2}} \sqrt{\frac{2}{N\Sigma^2}} \quad (5-11)$$

En 5-11,  $N$  hace referencia al número de puntos de frecuencia calculadas en el periodograma,  $\nu_{\frac{1}{2}}$  al valor de amplitud del pico medio, a media altura de este pico, el cual puede ajustarse empleando la aproximación típica de señales en el contexto del análisis de Fourier  $\nu_{\frac{1}{2}} \approx \frac{1}{T}$ , con  $T$  la ventana de tiempo de la señal.

Para cerrar este apartado, cabe decir que el método de estimación más adecuado para dar cuenta del error de una señal, contrastado con la abundancia de datos fuente de la señal construida, se conoce como probabilidad de falsa alarma (FAP) (VanderPlas, 2018), este método se aplica sobre el espectro de potencias inferido mediante el método de mínimos cuadrados, teniendo en consideración la minimización de los errores en las señales disponibles, y se manifiesta como un umbral de ruido de la señal mediante la noción de probabilidad.

### 5.1.2. Probabilidad de falsa alarma como estimador objetivo de confianza de una señal

En concreto, la FAP estudia la probabilidad de que, teniendo una serie de datos con sus respectivos errores, los picos de frecuencia del periodograma obtenido de la señal construida con un conjunto de datos, correspondan al comportamiento periódico de los mismos, y no al ruido natural que deviene con cada señal detectada o construida. Para el caso de la serie de datos de H<sub>2</sub>O atmosférico derivada de SPICAM, el ruido de la señal creada se manifiesta a través de las barras de error mediante la SNR (relación señal ruido), de la señal obtenida.

La FAP consiste en estimar de manera estadística la confianza de la altura de un pico en comparación con los picos de fondo falsos que surgen en un periodograma. Esta propiedad (la FAP), depende tanto del número de observaciones como de su relación señal-ruido (SNR). Para SNR pequeñas o bajas, los picos espurios en el fondo se vuelven comparables con la altura de picos verdaderos en la señal, de tal modo que la información relevante que pudiere traer una señal, se pierde dentro del umbral de ruido. La capacidad de definir y cuantificar analíticamente la relación entre la altura del pico y su importancia es una de las principales consideraciones que llevaron a la forma estándar del Periodograma de Lomb-Scargle (Scargle, 1982).

Así, el enfoque típico para cuantificar la importancia de un pico es la FAP, que mide la probabilidad de que un conjunto de datos sin señal genere picos, debido a la alineación coincidente entre los errores aleatorios conducentes a un pico de una magnitud similar.

Si  $Z = P(f_0)$  es el valor del periodograma de la ecuación 5-4, entonces, la ecuación 5-12 es la probabilidad acumulada de observar un valor de periodograma menor que  $Z$ , en datos que consisten únicamente en ruido gaussiano:

$$P_{\text{ind}}(Z) = 1 - \exp(-Z) \quad (5-12)$$

En este contexto, generalmente no estamos interesados en la distribución de una frecuencia particular elegida al azar, sino más bien la distribución del pico más alto del periodograma. Para ilustrar con mayor claridad estos detalles de la probabilidad, se procede desde el planteamiento de la siguiente analogía:

Examínese la siguiente situación, reescrita del trabajo de VanderPlas (2018). Considere lanzar un dado estándar de seis caras. La probabilidad, en una sola tirada, de sacar un número, digamos,  $r > 4$  es relativamente sencilla de calcular: son dos lados los que cumplen esta con-

dición, el de cinco y seis puntos. 2 de 6, o 2/6. Escrito en el lenguaje de la probabilidad:  $p(r > 4) = 1/3$ . Por otro lado, si se hace el lanzamiento de 10 dados, buscando calcular la probabilidad de que se de el mismo resultado anterior, esto es  $p(r > 4)$ , se requiere del uso del concepto de probabilidad complementaria. Esto es, la probabilidad de que no se cumpla esta condición (2/3) para cada cada lanzamiento, y luego, la probabilidad de que se cumpla será la certeza 1 menos la probabilidad de que no se cumpla, esto es,  $p(\max_{10}(r) > 4) = 1 - (\frac{2}{3})^{10} \approx 0,98$ .

El caso para el P-LS es análogo: la probabilidad de ver un pico espurio en cualquier ubicación individual 5-12 es relativamente pequeña, pero la probabilidad de ver un solo pico espurio entre un gran número de frecuencias es mucho mayor. Para el caso de los datos esta estimación es sencilla porque cada tirada de dado es independiente de las demás. Con el caso del periodograma, el valor en la estimación de una frecuencia se correlaciona con el valor de otras frecuencias dada la naturaleza del método de estimación incorporado, y manifiesto en la ecuación 5-4. Un enfoque común para estimar la distribución ha sido suponer que se puede modelar sobre algún número efectivo de frecuencias independientes  $N_{\text{eff}}$ , por lo que que la FAP se puede estimar como:

$$FAP(z) \approx 1 - [P_{\text{ind}}(z)]^{N_{\text{eff}}} \tag{5-13}$$

El método que se incorpora para las estimaciones de los periodogramas, de acuerdo con el marco teórico previamente explorado, se sintetiza en la operación de la librería de Python LombScargle incorporada en astropy, y se implementa de modo que las potencias de los periodogramas queden normalizadas mediante el método de normalización standard, en donde se normaliza a través de los residuos de los datos alrededor de un modelo de referencia constante:

$$P_{\text{standard}}(f) = \frac{\chi_{\text{ref}}^2 - \chi^2(f)}{\chi_{\text{ref}}^2} \tag{5-14}$$

La normalización posibilita que los picos de potencia queden escalados dentro del rango 0 y 1 con unidades adimensionales, así como las estimaciones de los umbrales de ruido, determinados a través de la FAP. Recuerdese sin embargo, que en condiciones habituales el espectro de frecuencias de un periodograma viene en unidades de densidad espectral, esto es unidades de potencia cuadradas por unidades cuadradas inversas de la frecuencia  $W^2 H z^{-2}$ .



## 5.2. Caso de estudio para la puesta a prueba del método: simulación de atmósfera terrestre NRLMSISE-00

Como se exploró en el primero capítulo, para referenciar los modelos clásicos para el estudio de las atmósferas planetarias. Hay diversos modelos atmosféricos que se han complementado con observaciones y mediciones llevadas a cabo en diferentes puntos de la atmósfera. Para el caso de la Tierra, son varios los satélites que monitorean y miden casi en tiempo real las propiedades atmosféricas que dan cuenta del clima local y global del planeta. La red de satélites de mayor impacto en el estudio de la atmósfera terrestre pertenecen al National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), en colaboración con la NASA, y se les conoce habitualmente como orbitadores GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite). Estos satélites se encuentran a 35.790 kilómetros de altura, describiendo órbitas geoestacionarias alrededor de la Tierra.

Gran parte de la información de los GOES, i.e. flujo solar, concentración de  $\text{CO}_2$ , Ar, O, N,  $\text{N}_2$ , presión, temperatura, etc, es almacenada en bases de datos de acceso libre. Muchos de estos datos van a parar a laboratorios de ciencias climáticas, como el Laboratorio US Naval Research Laboratory (NRL), en donde se utilizan estos datos para alimentar y mejorar la precisión de modelos, en cuanto a la estimación y predicción de *proxies* asociados con el clima terrestre. A estos modelos, que son alimentados con conjuntos de observaciones y mediciones se les conoce como modelos empíricos, y es el caso del protagonista de este apartado de la investigación en cuestión, el modelo NRLMSISE-00.

NRLMSISE-00 es un modelo empírico de la atmósfera terrestre que es alimentado con paquetes de datos cada 2 meses, y fue desarrollado en el año 2000, con base en los modelos anteriores MSIS-86 y MSISE-90 por los científicos Mike Picone, Alan Hedin, y Doug Drob con el propósito de hacer mediciones del tiempo y el clima para conocimiento de las unidades de exploración aérea y espacial (Picone et al., 2002).

Las estimaciones que hace el modelo NRLMSISE-00, a partir de datos de entrada de flujo solar en radio F 10.7, produce como salida densidades numéricas de He, O,  $\text{O}_2$ , N,  $\text{N}_2$ , Ar, H,  $\text{H}_2$ , además de estimaciones de presión y temperatura a diferentes niveles de altura respecto de la superficie de la Tierra.

El modelo NRLMSISE-00, simula la termosfera a través de las ecuaciones de Bates-Walker, con las cuales se representan los perfiles básicos de temperatura y de densidad de especies químicas como funciones analíticas de la altitud. Estas ecuaciones son soluciones exactas del modelo de equilibrio térmico y difusivo atmosférico (Walker, 1965). Por debajo de una altitud dependiente de la especie química en un rango de 160 a 450 km los perfiles difieren del equilibrio difusivo en cantidades progresivamente mayores a medida que la altitud

disminuye pasando a un estado totalmente mixto en una turbopausa a una altura de 100 km.

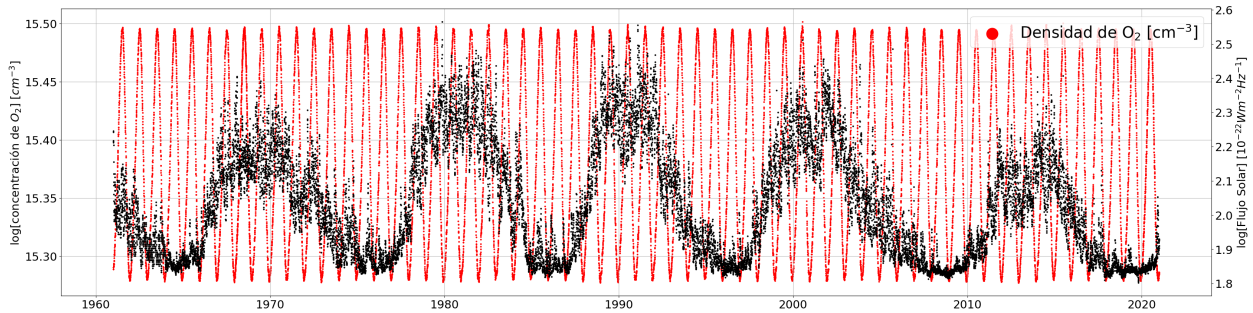
A la altura de la mesosfera si bien se tienen datos de densidad de masa y temperatura, el volumen de datos es demasiado pequeño, y por tanto las variaciones de las especies químicas que reproduce el modelo, devienen en su mayoría de estimaciones realizadas por las ecuaciones que modelan el comportamiento atmosférico, por ejemplo las leyes de los gases ideales (Hedin, 1991). Esto en un rango de altura entre 0 y 120 km. Esta aproximación es válida para niveles inferiores de la atmósfera, al esta modelarse como un sistema termodinámico cerrado en este rango de alturas.

En este trabajo, se utilizaron datos del modelo empírico NRLMSISE-00 de variabilidad de diferentes especies químicas. Esto para dos alturas específicas, una de la atmósfera interior a 55 km, y la otra en la parte baja de la ionosfera a 105 km de altura, ambas en una ventana de tiempo de 1961 a 2021. Las estimaciones de concentración de las distintas especies químicas se realizaron de acuerdo a promedios diarios, para las mismas coordenadas geográficas sobre la Tierra. A saber: Latitud: 55°N, Longitud: 45°W. Recuérdese que un parámetro empírico de entrada en el modelo son las detecciones de intensidad del flujo en radio F 10.7 cm que realizan los orbitadores terrestres como los GOES.

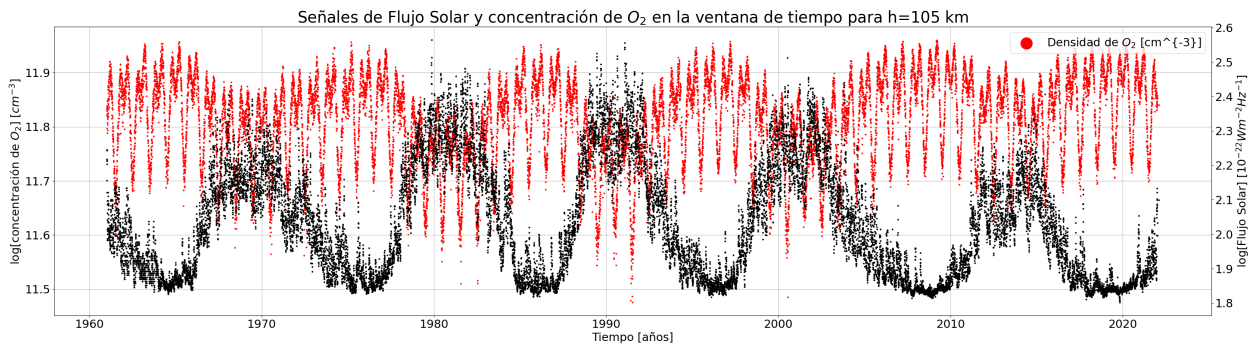
Al emplear los datos del modelo NRLMSISE-00 y representarlos para las dos alturas características mencionadas previamente, para la especie química O<sub>2</sub> se obtienen las figuras **5-3** y **5-4**. Estas figuras son una representación de la distribución temporal de las observaciones simuladas o las detecciones simuladas, en una ventana de tiempo de 60 años, correspondientes a 5.36 ciclos solares. Las magnitudes en el eje y para cada una de las señales corresponden a la concentración o densidad de la especie química muestreada en la simulación en log[partículas/cm<sup>3</sup>] Y la señal negra corresponde a la señal de intensidad de flujo solar en radio a 10.7 cm, también normalizada logarítmicamente. El lector podrá observar como la señal de variación en la concentración de O<sub>2</sub> a la altura de 105 km, parece estar anticorrelacionada con la señal de actividad variable del flujo solar, como si fueran dos sistemas ondulatorios en estado de superposición destructiva. En tanto, para la misma especie química a una altura de 55 km, no parece existir una relación entre las dos señales de interés. Este enfoque en la interpretación de la actividad variable, tanto del flujo solar como de las distintas especies químicas, es importante puesto que sienta las bases conceptuales para el tratamiento posterior como señales en ventanas de tiempo con una composición de modos de vibración o frecuencias, cada una asociada a un fenómeno oscilatorio específico en un rango de tiempo particular, y que por consiguiente, pueden descomponerse en espectros de frecuencias mediante el tratamiento matemático P-LS explorando en el apartado anterior de este capítulo.

Las figuras **5-5** y **5-6** muestran las señales de variabilidad en la concentración de otra especie

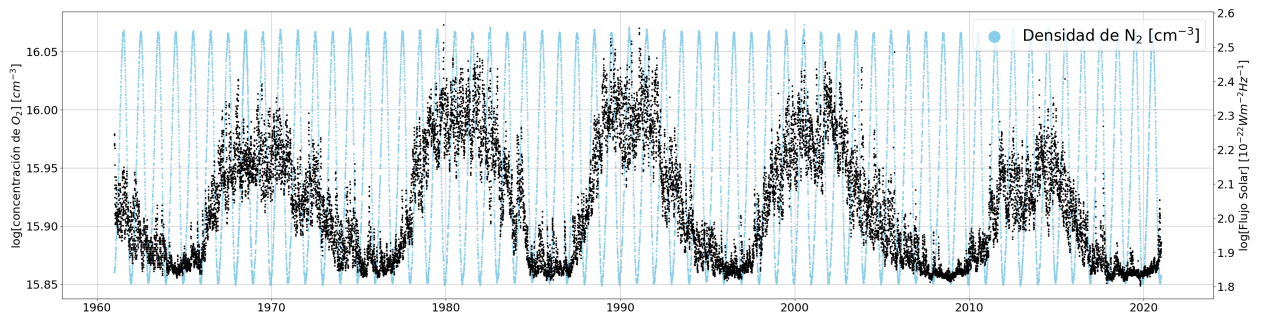
química ( $N_2$ ) muestreada para la región de prueba a una altura de 55 km, y de N para la altura de 105 km. Para este caso, contrario al comportamiento del  $O_2$ , pareciera que las dos señales de interés estuvieran en fase, y por lo tanto, en alguna medida, correlacionadas. En general, en el repositorio, puede encontrarse el código y el conjunto de datos de todas las especies químicas analizadas.



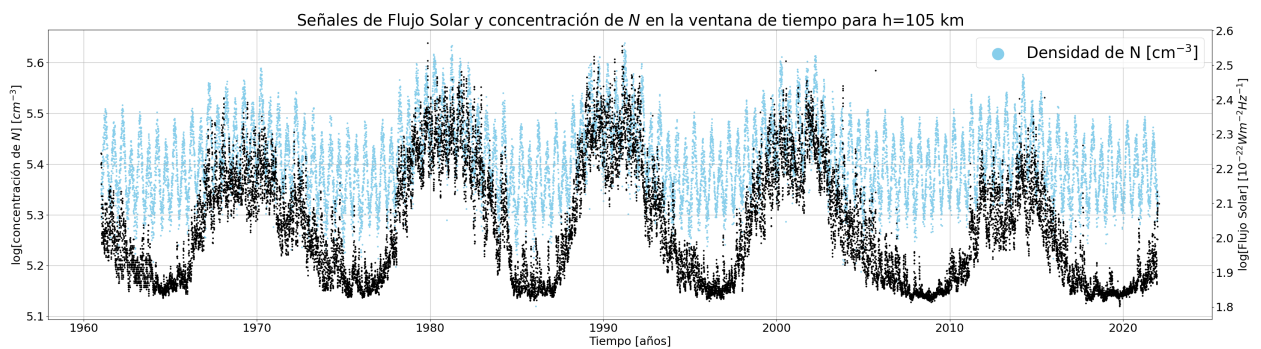
**Figura 5-3.:** Variabilidad en la concentración de  $O_2$  terrestre a una altura de 55 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. El comportamiento oscilatorio de la señal, está relacionada con el periodo orbital terrestre. No se observa en la señal, un comportamiento oscilatorio que pueda vincularse con la señal variable de flujo solar (en negro).



**Figura 5-4.:** Variabilidad en la concentración de  $O_2$  terrestre a una altura de 105 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Puede observarse en la señal de  $O_2$  el comportamiento oscilatorio asociado al periodo orbital de la Tierra, además del comportamiento oscilatorio asociado al ciclo solar (en negro), con el cual, parece estar anticorrelacionado.



**Figura 5-5.:** Variabilidad en la concentración de  $N_2$  terrestre a una altura de 55 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Esta señal tiene un comportamiento semejante al anterior, las oscilaciones se dan de manera periódica con una frecuencia en sincronía con el periodo orbital de la Tierra.



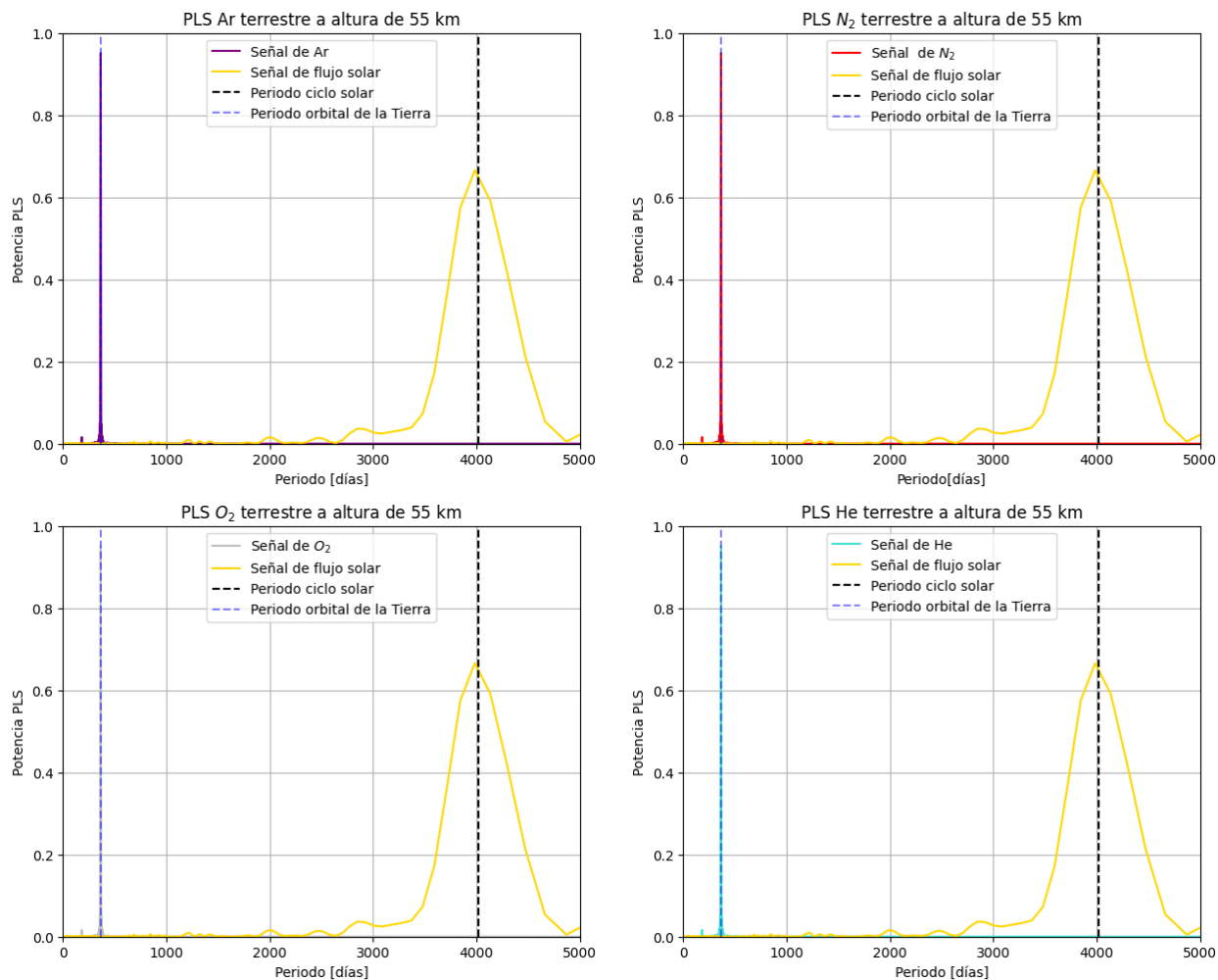
**Figura 5-6.:** Variabilidad en la concentración de N terrestre a una altura de 105 km obtenida del modelo NRLMSISE-00. Se destaca el comportamiento oscilatorio vinculado con la actividad periódica del ciclo solar (en negro), con la cual, parece estar correlacionada.

### 5.3. Sobre el periodograma adaptado a los datos de NRLMSISE—00

De acuerdo con la exploración previa del conjunto de datos de NRLMSISE—00, quedó en evidencia que para algunos casos, parecía existir una correlación marcada entre las señales de variabilidad en la concentración de algunas especies químicas a una altitud de 105 km, y la señal de ciclo solar. Esta correlación, se reducirá a la búsqueda de la relación entre picos de frecuencia de las dos señales, a través del método de LS-P, explorado previamente.

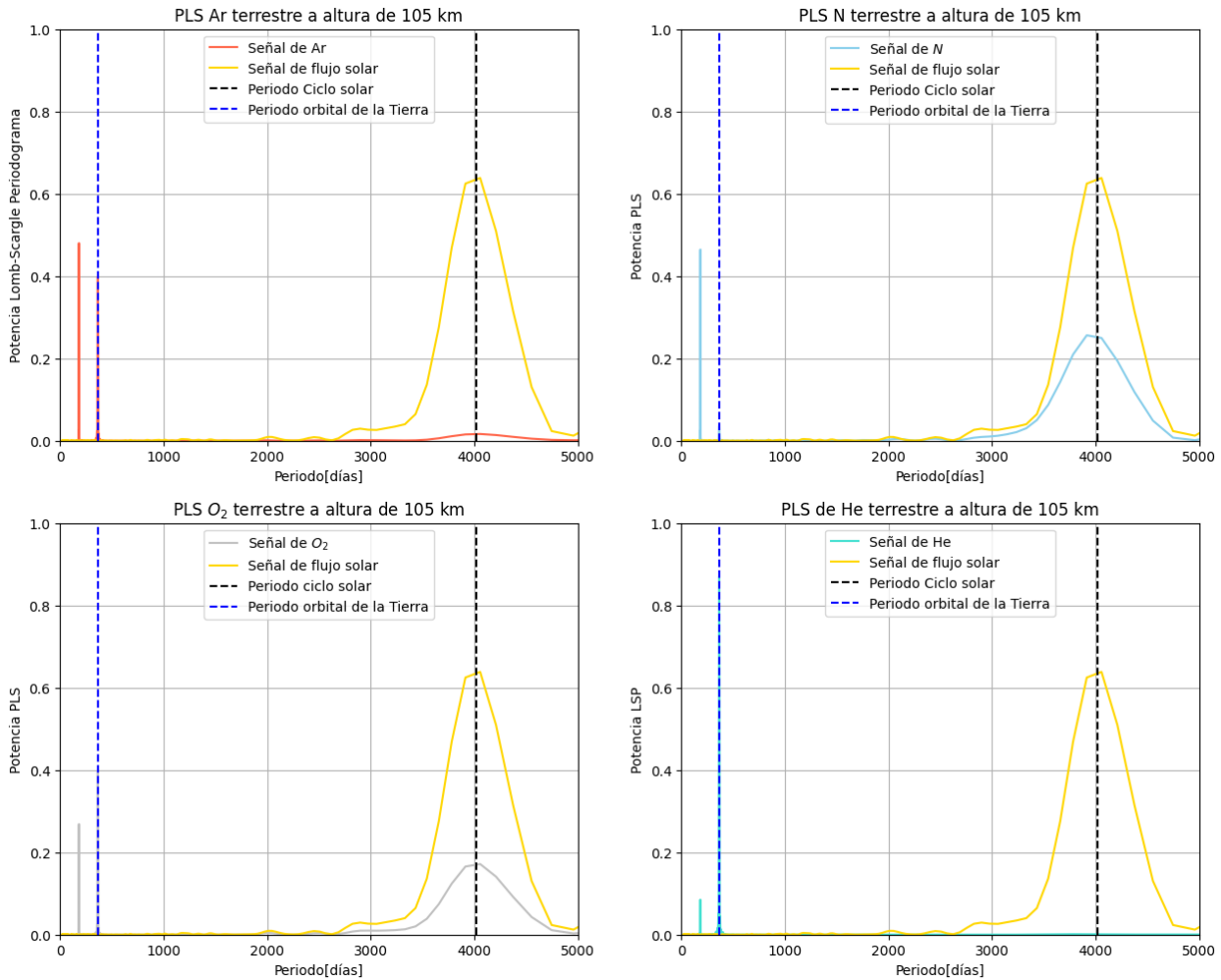
Los periodogramas que se realizan, tienen como umbral de máxima frecuencia el valor de  $\frac{1}{20d} = 0.05 \text{ d}^{-1}$ . La escogencia de este umbral radica en tener una frontera para la cual no se pierda cierta continuidad en los datos. Además, los picos asociados con fenómenos de periodo corto no son de interés en esta investigación. Los picos de interés son: pico de frecuencia de periodo orbital terrestre,  $\frac{1}{365d} \approx 0.00274 \text{ d}^{-1}$  y pico de frecuencia de ciclo solar  $\frac{1}{4015d} \approx 0.00025 \text{ d}^{-1}$ . Otro criterio considerado para el cálculo correspondiente de los periodogramas es el número de puntos vecinos a un pico, y es de especial interés cuando se tiene una señal construida sobre datos que no están espaciados uniformemente en la ventana de tiempo, para suavizar la distribución de picos del periodograma calculado. A este respecto, dado que las señales simuladas a través de NRLMSISE—00 tienen una periodicidad diaria, no fue necesario hacer un ajuste sobre este parámetro para suavizar los espectros de frecuencia. Los resultados para las distintas señales estudiadas se manifiestan en las figuras 5-7 y 5-8.

Tal y como se esperaba, en concordancia con los datos de concentración de diferentes especies químicas en la ventana de tiempo 1961-2021, hay picos que sobresalen en los perfiles espectrales de los periodogramas, especialmente para la altitud de 105 km, en la parte inferior de la ionosfera terrestre. Puede observarse en estos periodogramas que los picos que sobresalen corresponden a dos periodos característicos. El primero, a la mitad del periodo orbital terrestre para todas las especies químicas. Esto sugiere que los cambios estacionales a esta altura (105 km) se manifiestan como periodos de 6 meses en la ionosfera con mayor intensidad que aquellos presentes para el periodo orbital terrestre. El segundo, en la escala del periodo de ciclo solar, sólo se manifiestan picos de todas las especies químicas analizadas en la parte baja de la ionosfera a 105 km de altitud. Para el caso de la baja mesosfera a la altura de 55 km, los picos de mayor intensidad en los periodogramas, corresponden al periodo orbital terrestre.



**Figura 5-7.:** Peridogramas LS obtenidos para las señales de las especies químicas Ar, N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> y He, en contraste con periodograma de actividad solar en flujo de radio 10.7 cm. Note que en la escala del periodo de ciclo solar, no se observa ningún pico asociado a cada señal química analizada.

A propósito de lo anterior, es importante considerar que la parte baja de la mesosfera (entre 50 y 80 km de altura), contiene la masa de aire mas pequeña (0.1 %) en proporción con la atmósfera terrestre, además de ser la región mas fría, alcanzando 80°C bajo cero (States and Gardner, 2000). Debido a estas condiciones, la densidad del aire es tan baja, que estimula la producción de turbulencias y ondas atmosféricas (WG) que actúan a grandes escalas espaciales y temporales (She et al., 2022). Finalmente, a esta profundidad de la atmósfera, la actividad solar no induce directamente la dinámica variable de los observables de concentración química, tal y como se manifiesta en la marca del ciclo solar en los periodogramas para esta altitud.



**Figura 5-8.:** Peridogramas LS obtenidos para las señales de las especies químicas Ar, N, O<sub>2</sub> y He, en contraste con periodograma de actividad solar en flujo de radio 10.7 cm. Note que en la escala del periodo de ciclo solar, concuerdan los picos de las dos señales de interés, para cada especie química analizada.

Los picos presentes en la parte baja de la ionosfera, para todas las especies químicas (excepto para el He), concuerdan bastante bien con el pico asociado a la actividad solar con periodo de 11 años. Observe en la figura 5-8, que los periodogramas de los dos espectros de frecuencias (señal de especie química y señal de actividad solar), tienen un pico que concuerda de forma bastante precisa con la marca de asociada al periodo conocido del ciclo solar de 11 años. La precisión en este caso se debe a que los datos con los cuales se está calculando el periodograma, devienen de una simulación que interpola sobre datos tomados de la atmósfera, a través de las ecuaciones características para la modelación de la atmósfera terrestre (Walker, 1965, Hedin, 1991).



## 6. Resultados y análisis: relación señal $H_2O$ en Marte y actividad solar

Previamente se introdujo el método LS–P como artilugio matemático para dar cuenta de que tan relacionados están los periodos de dos señales. Se utilizaron datos del modelo empírico NRLMSISE–00 tanto de flujo solar como de variabilidad en la concentración de diferentes especies químicas de la atmósfera terrestre a diferentes alturas. Estos datos fueron empleados para el proceso de testeo del método matemático LS–P, como actividad previa al análisis directo de los datos de principal interés en este trabajo, esto es: datos de variabilidad en la concentración de  $H_2O$  en Marte.

Con los resultados que se obtuvieron a este respecto en el capítulo anterior, para el conjunto de datos de prueba, se adquirieron los suficientes elementos para argumentar a favor de la efectividad del método. Esto podría establecerse con mayor rigor en la medida de que los datos disponibles en NRLMSISE–00, tuvieran asociada una incertidumbre que podría traducirse, en el contexto de procesamiento de señales, a una SNR. La SNR de la señal, depende en gran medida del rango de incertidumbres para todo el conjunto de datos, como se puede ver en la ecuación 5-10 . Si no se tiene la SNR, no se puede inferir una incertidumbre global sobre la señal, y estudiar su confianza a través de la estimación de la Probabilidad de Falsa Alarma (FAP). Los datos de concentración de  $H_2O$  en Marte, derivados de las observaciones y detecciones de SPICAM de Mars Express, a diferencia de los sintetizados de NRLMSISE–00, tienen incertidumbres asociadas para cada rango de altura muestreado, y por tanto, puede establecerse un análisis de error y confianza, como se verá en lo que sigue.

En las figuras 4-10, 4-11 del apartado 4, se observaron las distribuciones en la ventana de tiempo 2004-2018 de los datos de concentración de  $H_2O$  a diferentes alturas en contraste con los datos de flujo solar  $F_{10.7}$  cm. Si bien en estas distribuciones temporales de los datos resulta difícil argüir alguna relación, contrario a como puede hacerse para el caso de los datos obtenidos del modelo NRLMSISE–00 (ver figuras 5-6, 5-4, 5-5, 5-3), el método incorporado LS–P puede arrojar luces a este respecto, mediante el cálculo de los espectros de frecuencias de las señales, y su correspondiente análisis. Las frecuencias relacionadas con posible ruido sistemático y correlacionado, como la frecuencia de muestreo o frecuencia de Nyquist, están muy por encima de las frecuencias de interés, a saber: frecuencia asociada al periodo orbital de Marte, y frecuencia relacionada con el periodo de ciclo solar. La búsqueda

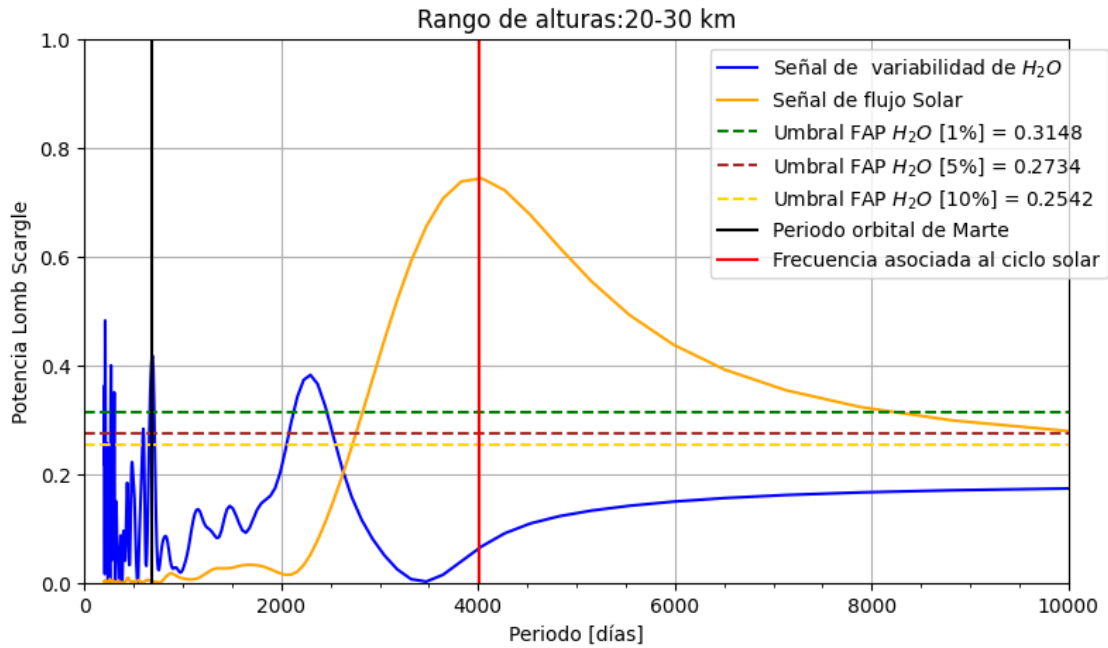
de este último se consolida como el principal objetivo de esta investigación, y se espera una coincidencia entre picos de variabilidad en la concentración de H<sub>2</sub>O para los mayores rangos de altura, y variabilidad de actividad solar en radio F 10.7 cm.

Tal y como se detalló en el análisis correspondiente a los datos del modelo NRLMSISE-00 procesados mediante el método LS-P, los periodogramas de la señal de Marte, tienen como umbral de máxima frecuencia el valor de  $0.05 \text{ d}^{-1}$ , correspondiente a un periodo de 20 días. Además, se estableció como valor de interpolación para el suavizado, que cada pico del periodograma tuviera 15 puntos en su vecindad. Esto puesto que este valor corresponde al mínimo de puntos para el cual, la señal se mantiene continua, sin llegar a un sobreajuste.

Aplicando el método LS-P a las señales de concentración de H<sub>2</sub>O, para la región de interés la cual fue esbozada en el capítulo 4, se obtienen diferentes periodogramas, los cuales corresponden a rangos de alturas de 10 km, entre 20 y 100 km de la superficie de Marte. También se aplica este método para la señal de datos de flujo solar en radio a 10.7 cm, proveniente de las observaciones de la red satelital GOES en la misma ventana de tiempo que para las señales de concentración, garantizando que los espectros de frecuencias generados, tengan la misma resolución temporal.

Observese que para cualquiera de los periodogramas calculados que corresponden a señales de H<sub>2</sub>O para todos los rangos de altitud, hay tres umbrales característicos que dan cuenta del nivel que deben superar los picos de frecuencia o periodos, para estar sobre el nivel de ruido de la señal, manifiesto como probabilidad de falsa alarma (FAP). Los umbrales corresponden a los niveles máximos de los picos, para que la señal procesada tenga probabilidades del 1 %, 5 %, y 10 % de que el espectro de frecuencias no corresponda a un comportamiento periódico de los datos sino que sea consecuencia de ruido sistemático de la señal procesada. Este ruido sistemático normalmente está asociado con la frecuencia de muestreo, y la correlación de errores de cada señal, como parte de la señal original cuyo espectro de potencias se está calculando.

Con todo lo anterior en manos, se procede a analizar en detalle cada uno de los periodogramas calculados. En el periodograma correspondiente al rango de altitud 20-30 km (**6-1**), se destaca el pico periódico de la señal alineado con el periodo orbital de Marte de 687 días, además de un pico que sobresale por encima de todos los umbrales de probabilidad de falsa alarma a la altura de  $\approx 2250$  días. Este pico termina siendo un hallazgo en los datos, y es común a todos los rangos de altitud analizados. Para este rango de altitud, no se evidencia un pico asociado al periodo de actividad solar, con un nivel de relevancia estadística considerable. En síntesis, no parece existir una relación entre actividad atmosférica en cuanto a variabilidad en la concentración de H<sub>2</sub>O en Marte para el rango de alturas 20-30 km.



**Figura 6-1.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 20-30 km.

La síntesis del análisis anterior es muy semejante al correspondiente para los rangos de altitudes 30-40 km (ver figura **6-1**) y 40-50 km (ver figura **6-3**), excepto por el hecho de que el único pico que tiene relevancia estadística de acuerdo con el método incorporado (FAP), es el correspondiente al periodo orbital de Marte. Se destaca para ambos rangos la presencia del pico que se pronuncia al nivel de  $\approx 2250$  días, con la diferencia respecto del primer rango (20-30 km) de que este pico no supera ninguno de los correspondientes niveles de probabilidad de falsa alarma. Para el rango de altitudes 40-50 km se alcanza a definir un pequeño pico a la altura del periodo de ciclo solar que no alcanza a superar ninguno de los niveles asociados a las probabilidades de FAP.

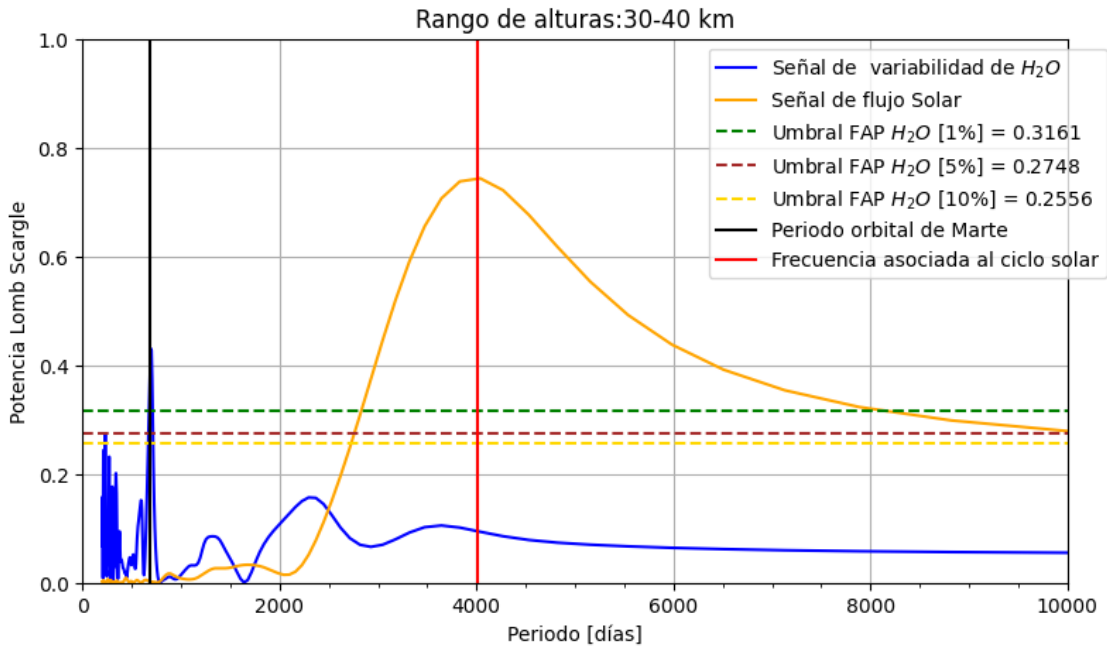


Figura 6-2.: Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 30-40 km.

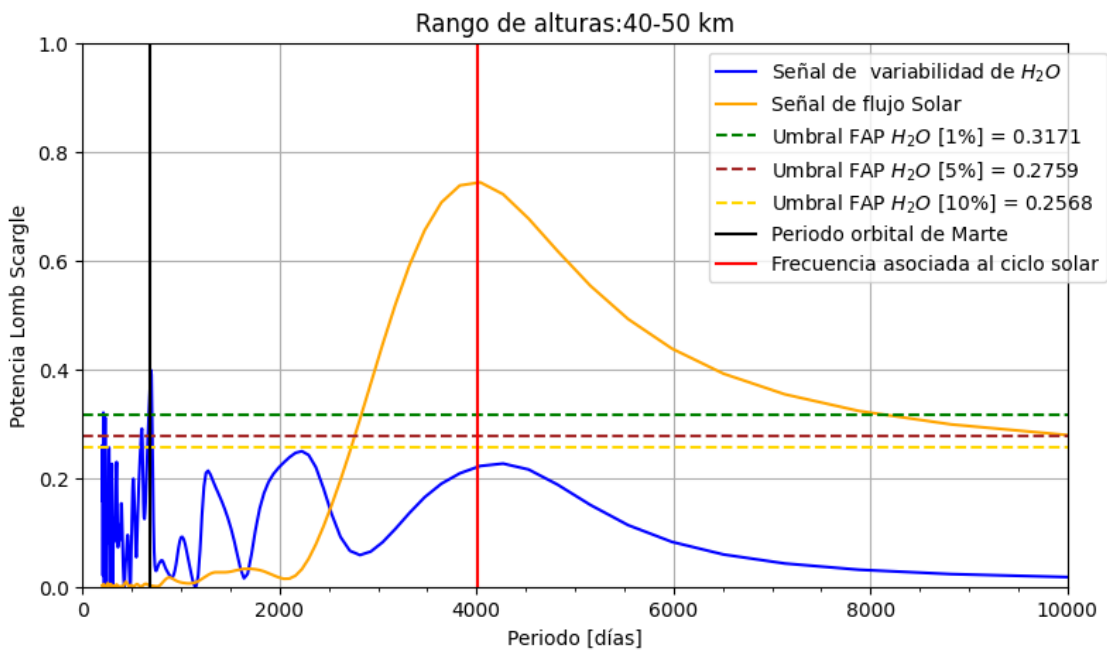
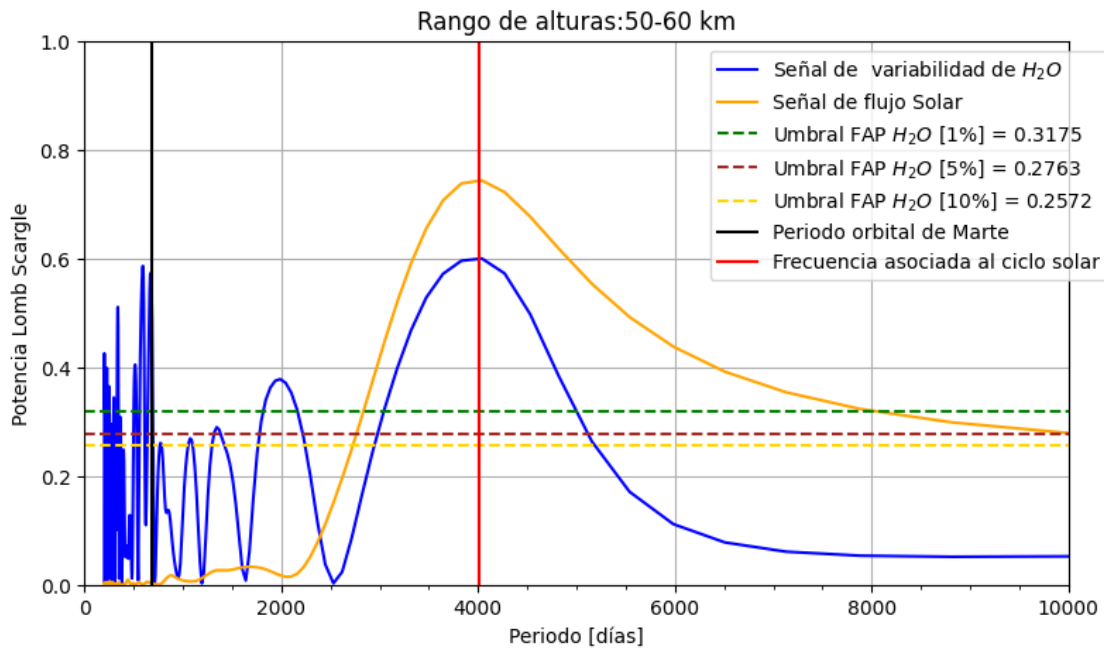


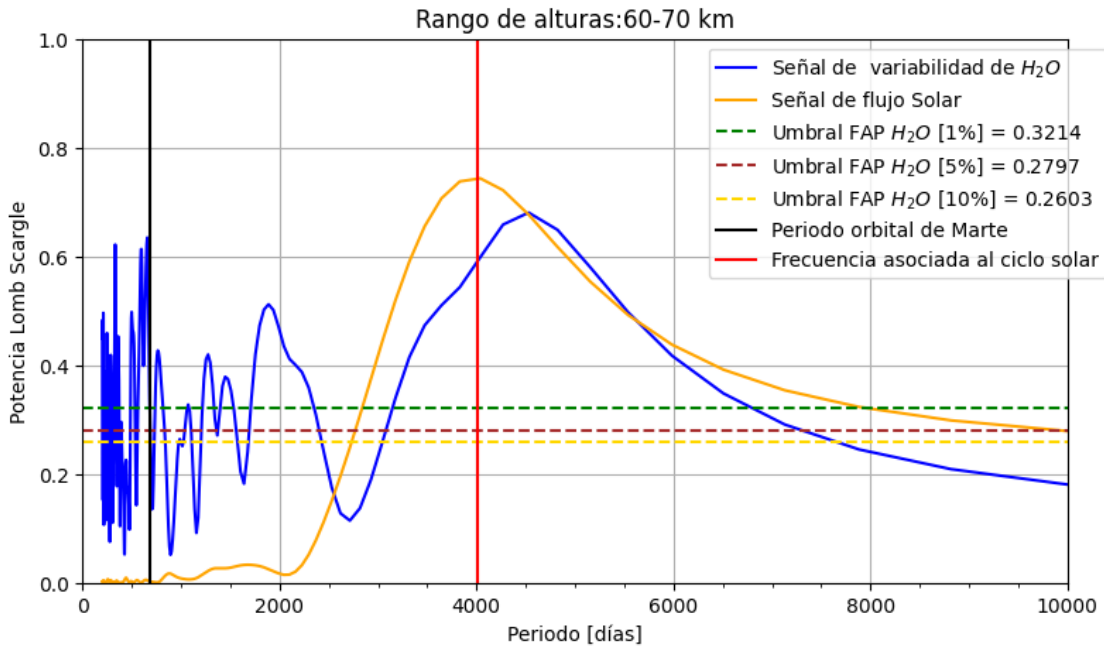
Figura 6-3.: Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 40-50 km.

Continuando con el análisis, en el rango de altitudes 50-60 km (ver figura 6-4), se resalta que uno de los picos de mayor altitud (superando los umbrales de FAP), es el que parece corresponder con el periodo de actividad solar. Esto se manifiesta tanto en la marca de tiempo de ciclo solar, como en la relación con el espectro de frecuencias de actividad solar F 10.7 cm. Para este mismo rango de altitudes, el pico correspondiente al periodo orbital de Marte sobresale del umbral de ruido, al igual que un pico que parece estar centrado en  $\approx 2000$  días. Creemos que este pico podría estar referido al mismo fenómeno que produce los picos en todos los rangos de altitud en los periodogramas a este mismo nivel de periodo ( $\approx 2000$  días).



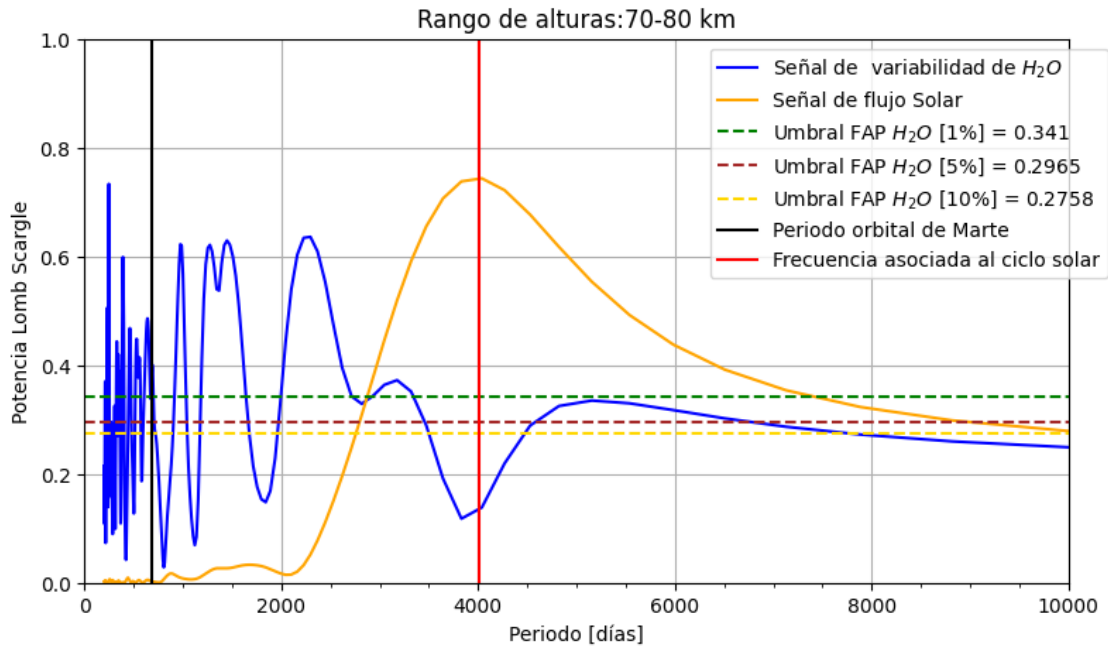
**Figura 6-4.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 50-60 km.

En el periodograma correspondiente al rango de altitudes 60-70 km (ver figura 6-5), destacan todos los picos de interés: pico asociado a periodo orbital en Marte, pico pronunciado en  $\approx 2000$  días y pico a la altura del ciclo solar. Estos tres picos están por encima de los umbrales de probabilidad de ruido, y destacan considerablemente en el espectro de frecuencias. Un rasgo característico de los periodogramas de variación en la concentración de H<sub>2</sub>O por encima de los 50 km de altura, es que los picos asociados con actividad solar en estas señales, parecen estar adelantados o retrasados respecto del periodo de actividad solar.



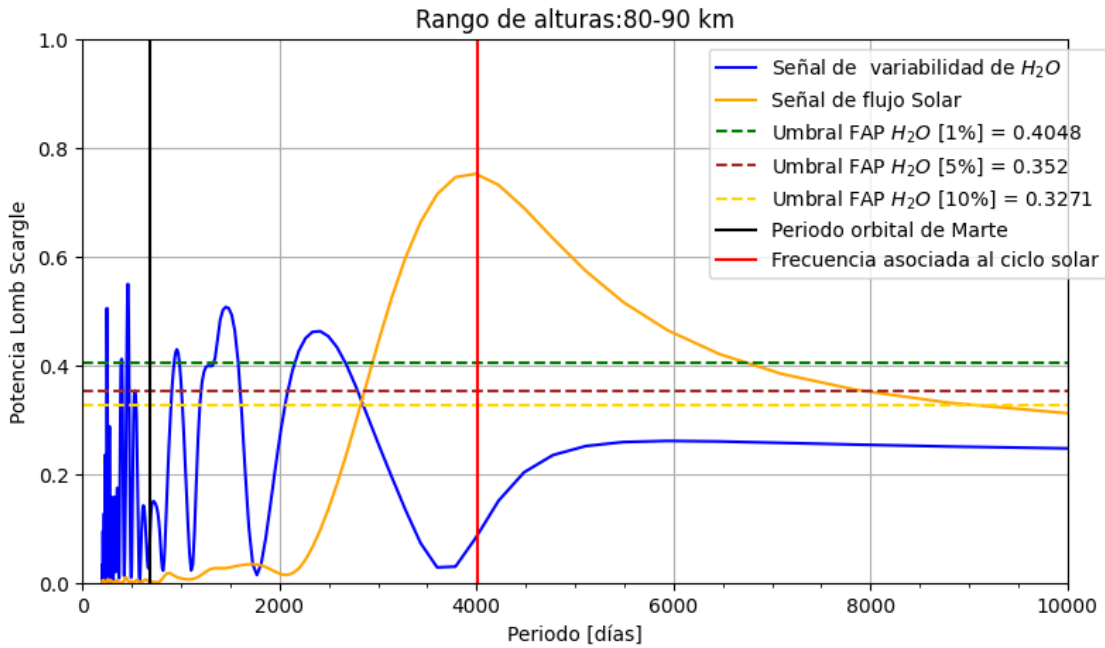
**Figura 6-5.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de alturas 60-70 km.

Ante lo anterior y suponiendo la existencia de un vínculo periódico entre la señal de concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico y señal de actividad solar, se plantea una posible explicación: cuando se estudia el periodo de tiempo que acoge un ciclo solar, se observa que hay otros ciclos periódicos que se dan en intervalos de tiempo más cortos, por ejemplo el periodo orbital de Marte. Para estos dos ciclos hay una relación entre periodos de 4015/687 que numéricamente da como resultado una cantidad no entera, esto implica físicamente que la fase orbital de Marte no coincide con el inicio o finalización de un ciclo solar, y por tanto, cuando se calcula el periodograma, ese desfase se manifiesta como un periodo ligeramente más largo o ligeramente más corto. Sin embargo, hay momentos en que Marte recibe el máximo solar lo más cerca de su perihelio o su afelio. De acuerdo con la razón entre periodos, para que haya una coincidencia exacta entre estas dos fases se requiere que Marte recorra más de 100 periodos orbitales para ajustarse aproximadamente con el mismo lugar en que coincidió con un máximo o mínimo solar precedente.



**Figura 6-6.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 70-80 km.

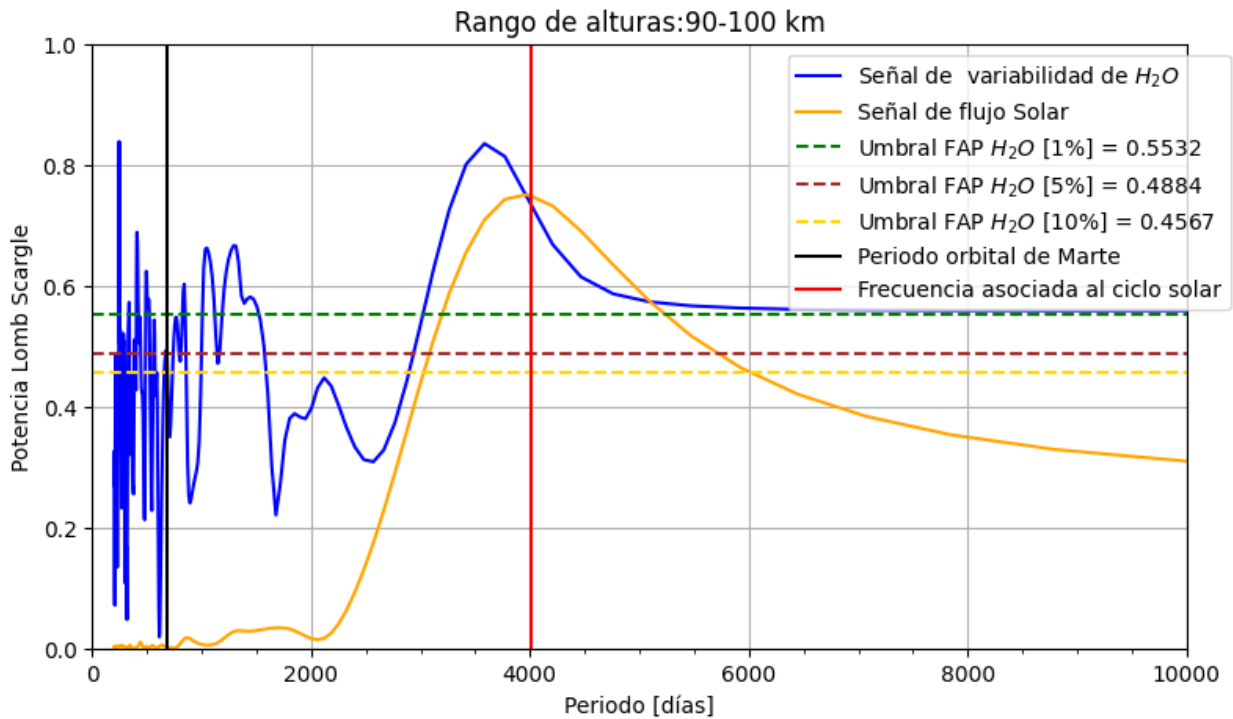
Continuando con este análisis, el periodograma calculado para los rangos de altitudes 70-80 km (figura 6-6), 80-90 km (figura 6-7) manifiestan un comportamiento anómalo en comparación con los otros periodogramas inferidos para la mesosfera marciana (entre 50 y 100 km). La cresta que podría coincidir con el periodo de ciclo solar en el rango 70-80 km, es un pico espurio (supera apenas el umbral de probabilidad de falsa alarma del 5%) que parece estar desfasado 1000 días de la marca temporal de ciclo solar. Para el rango 80-90 km, no se manifiesta ningún pico asociado con ciclo de actividad solar.



**Figura 6-7.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 80-90 km.

Finalmente, para el rango 90-100 km (ver figura **6-8**), el pico correspondiente a la influencia de actividad solar se observa desfasado por defecto, asumimos que el desfase de debe a las razones expuestas en párrafos anteriores. En este rango en particular, el pico de la señal asociada a la variabilidad en la concentración de H<sub>2</sub>O por efecto del periodo orbital de Marte, si bien se pronuncia, no supera el segundo umbral de probabilidad de ruido (5%). Para este rango es evidente que los niveles de probabilidad de ruido FAP superan los niveles de las capas interiores previamente muestreadas y analizadas. Esto puede deberse al poco número de datos recuperados de SPICAM de MEx para este rango de altitudes, además de la gran incertidumbre asociada con las derivaciones de estos datos.





**Figura 6-8.:** Periodograma Lomb-Scargle para rango de altitudes 90-100 km.

En el capítulo 4, en la figura 4-9 se ilustra en detalle la distribución de las observaciones para cada rango de altura, allí el lector podrá analizar la abundancia y dispersión de los datos que degeneran la calidad de los periodogramas calculados. Por ejemplo, para el caso del rango de altitud 90-100 km, es notoria la presencia de un bajo volumen de datos en comparación con los otros rangos de altitud analizados, además de estos tener asociadas incertidumbres de nivel medio en comparación con las dispersiones de los datos para otros rangos de altitud. Estas son las condiciones que se manifiestan en los altos umbrales de probabilidad de ruido (FAP) que determinan la poca relevancia estadística de la mayor parte de la señal obtenida para este rango de altitudes.

Como se dijo anteriormente, existe un pico de frecuencia en todos los periodogramas calculados para los diferentes rangos de altitud muestreados que está entre 2000 y 2250 días. Para varios rangos de altitudes (excepto para 20-30 km, 30-40 km y 90-100 km), este pico tiene alta relevancia estadística de acuerdo con el método de estimación de confianza FAP, lo cual hace plausible el planteamiento objetivo de nuevas preguntas acorde con el comportamiento del  $H_2O$  en la atmósfera de Marte; suponiendo que los periodogramas aportan información confiable a propósito de la actividad periódica variable de  $H_2O$  atmosférico, ¿Qué tipo de fenómeno en la atmósfera de Marte podría estar asociado a un periodo largo (entre 2000 y 2250 días), y que pudiere tener incidencia en sus variaciones climáticas periódicas? Esta es una pregunta abierta, que se abordará posteriormente, en la discusión desencadenada ante

los resultados obtenidos.

Aunque el análisis mas objetivo para dar cuenta de la confiabilidad de los picos de un periodograma es la FAP, en virtud del enfoque de esta propuesta, decidimos hacer un análisis de desviación estándar para el pico característico de interés en la investigación, esto es: pico asociado con actividad periódica de ciclo solar de 11 años, este análisis se desarrolló siguiendo el método de desviación estándar documentando al final del primer apartado del capítulo 5.

En primer lugar, se calcularon las potencias medias de los periodogramas derivados para los diferentes rangos de altura, y las potencias medias de los errores de estas señales. Con estos valores se calcularon las correspondientes SNR, como razón entre promedios de potencia de las dos señales obtenidas, tal y como se ilustra en la ecuación 5-10. Luego, se implementó la ecuación 5-11 para todos los intervalos de altura analizados para la especie química en cuestión (H<sub>2</sub>O atmosférico). En este proceso de implementación y su adaptación al análisis de los periodogramas calculados, es importante aclarar que la desviación estándar sobre la frecuencia ( $\sigma_\nu$ ), tiene una desviación estándar que se debe relacionar con los periodos mediante la relación inversa que existe entre estas dos magnitudes. En este orden de ideas, se debe implementar el método de propagación del error sobre el periodo definido a partir de la frecuencia, para tener un estimador de desviación estándar que posibilite observar en número de días el grado de confianza de los picos de interés en los periodogramas. El modelo clásico que relaciona periodo y frecuencia es  $\nu_s = \frac{1}{T_s}$ , y el error propagado sobre el periodo es:

$$\sigma T_s = T_s^2 \sigma \nu_s \quad (6-1)$$

Y de acuerdo con el modelo definido para la desviación estándar ( $\sigma_\nu$ ) en la ecuación 5-11, el modelo que se implementa sobre las señales para la adquisición de desviaciones estándar es:

$$\sigma T_s = \frac{T_s^2}{T} \sqrt{\frac{2}{N\Sigma^2}} \quad (6-2)$$

La síntesis del análisis de desviación estándar puede visualizarse en la tabla **6-1**. donde se clasifican las SNR correspondientes a cada rango de altura para la especie química H<sub>2</sub>O atmosférico, en la región de interés, y se expresa el pico de periodo numérico calculado, así como la desviación estándar de dicho valor, respecto del pico de interés de la investigación.

**Tabla 6-1.:** Tabla: desviaciones estandar y errores en días para el pico de interés

Rangos de altura [km]	SNR	$\Delta T$ [días]	Error [%]
20 – 30	1664,03	0,15	0,004
30 – 40	6358,03	0,04	0,001
40 – 50	283,17	0,86	0,020
50 – 60	55,61	4,39	0,103
60 – 70	70,05	3,49	0,082
70 – 80	1,29	189,82	4,473
80 – 90	0,28	887,34	20,908
90 – 100	1,85	133,45	3,144

Observe los pequeños niveles de error para los rangos de altitud 20-40 km. Aún cuando no se pronuncia un pico que supere los correspondientes niveles de probabilidad FAP. Por esto, es importante contemplar, que si bien la estimación de desviación estándar es un método habitual a la hora de estudiar la confianza de los resultados obtenidos, para el análisis de LS-P, no es suficiente. Es necesario tener una caracterización previa de la relevancia estadística de un pico de interés mediante el análisis de umbral de ruido FAP, y luego, si supera los umbrales de error de acuerdo con el grado de precisión requerido, estudiar la desviación del pico calculado. Para nuestros datos se obtienen desviaciones de entre 3.49 días para el rango de altitud 60-70 km respecto del máximo pico dentro de la cota periódica de ciclo solar y de 133.45 días para el rango de altitudes 90-100 km.

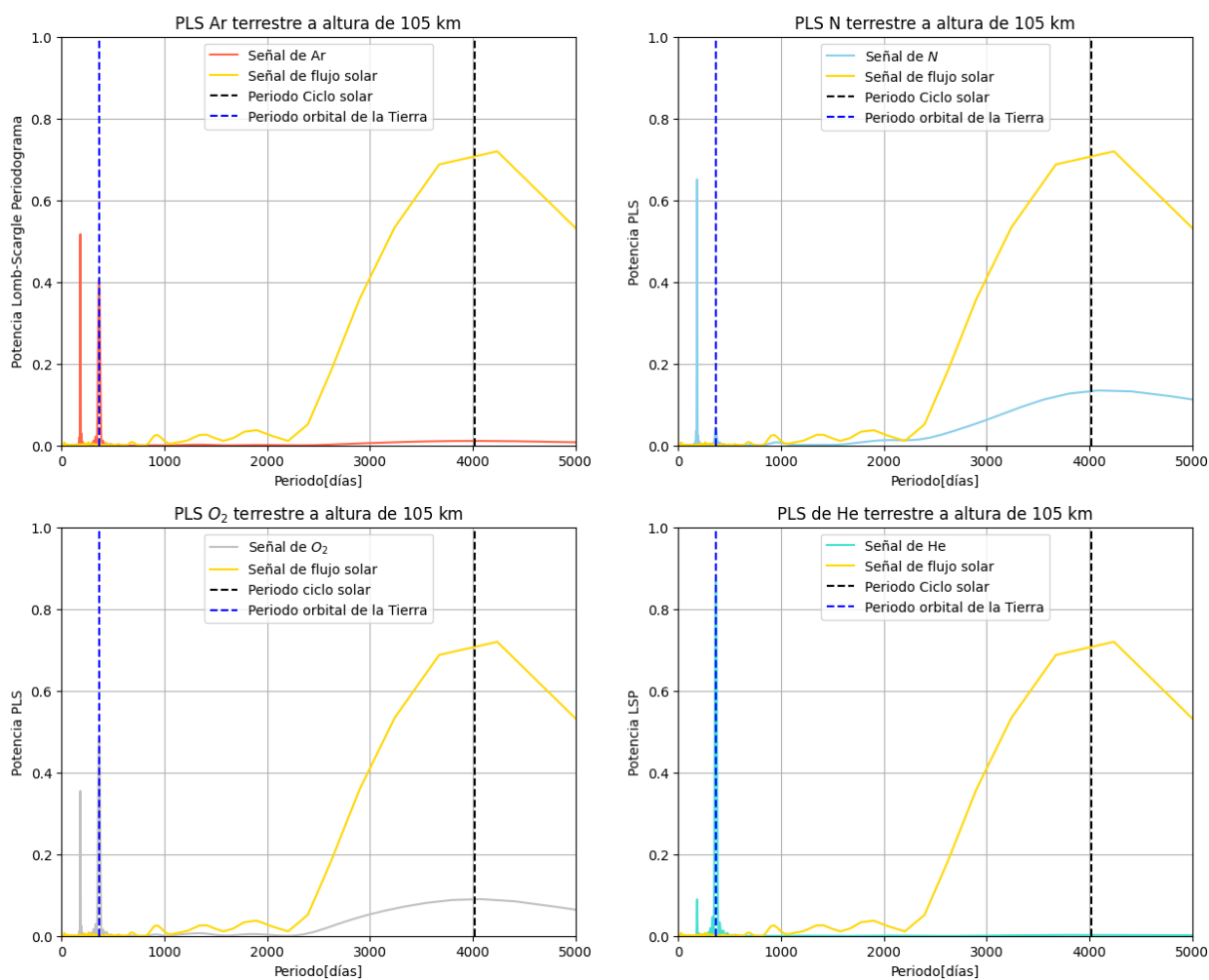
### 6.0.1. Contraste resultados atmósfera terrestre/atmósfera marciana

El propósito del análisis que sigue a continuación es mostrar como la coincidencia de picos entre variabilidad de flujo Solar, se da para grandes alturas en la Tierra y Marte, y no para bajas alturas. Al ser los datos provenientes de la atmósfera terrestre de un modelo empírico, puede ilustrarse una yuxtaposición entre lo que se esperaba obtener (caso de la Tierra), y lo que se obtuvo (caso de Marte).

Para los datos correspondientes a la simulación NRLMSISE-00, a la altura de la ionosfera baja terrestre (105 km de la superficie), en relación con las especies químicas que manifestaron variabilidad relacionada con periodo de actividad solar (N y O<sub>2</sub>), pueden visualizarse los picos periódicos de los espectros de frecuencia en los periodogramas mejor definidos en contraste con los picos de los espectros de frecuencia en los periodogramas para los rangos de altura 50-60 km 60-70 km y 90-100 km de variación en la concentración de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte. Esto puede deberse al número de ciclos solares que se están acogiendo en dos diferentes ventanas de tiempo, cada una para cada muestra de datos. Por ejemplo,

para la distribución de concentraciones resultantes de la simulación NRLMSISE-00 se tiene una ventana de tiempo de 60 años, que acoge 5.36 ciclos solares, en contraste con la ventana de tiempo para las detecciones de SPICAM de Mars Express, que corresponde a 14 años, comprendiendo apenas 1.28 periodos de ciclo solar. Esta hipótesis se refuerza al observar la definición de los picos de frecuencia en todos los espectros calculados, para los periodos correspondientes a los periodos orbitales de la Tierra (datos NRLMSISE-00) y Marte (detecciones de SPICAM de MEx). Para estos dos casos, se acogen 59 periodos orbitales terrestres, y 7.44 periodos orbitales marcianos.

Se pone a prueba la hipótesis anterior, calculando los periodogramas de datos sintetizados por NRLMSISE-00 para la ventana de tiempo correspondiente al rango de tiempo de la muestra de datos de H<sub>2</sub>O de Mars Express (2004-2018), obteniendo como resultado **6-9**



**Figura 6-9.:** Periodogramas Lomb-Scargle de distintas especies químicas para altitudes de 105 km en la atmósfera terrestre, en una ventana de tiempo 2004-2018

En general, puede visualizarse en la estructura global de los periodogramas obtenidos para la señal de interés para el caso de la Tierra en la baja ionosfera, que si bien parecen pronunciarse los picos, estos están poco definidos, satisfaciendo la hipótesis declarada en párrafos anteriores.

Un aspecto a resaltar de los periodogramas calculados para el caso terrestre con una resolución temporal correspondiente a la ventana de tiempo 2004–2018, es que en comparación con los picos de la señal de Marte, estos se ven demasiado poco pronunciados. Esto quizá se deba a que si bien hay una influencia de la actividad solar en las concentraciones de las especies químicas muestreadas (tal y como se puede ver en los periodogramas para una grilla de tiempo de 60 años (1961–2021 en **5-8**), esta es menor dada la gran diferencia de densidades entre las atmósferas de la Tierra y Marte <sup>1</sup>, siendo las alturas de los picos en las capas de la atmósfera de Marte mayores que las correspondientes a las alturas de los picos de las señales terrestres a 105 km de altitud, aún cuando la ventana de tiempo de los datos terrestres es más de 4 veces más grande.

---

<sup>1</sup>La densidad media de la atmósfera de Marte es el 1 % de la densidad de la atmósfera terrestre.

# 7. Discusión y Conclusiones

## 7.1. Discusión

En este estudio investigamos acerca de una posible relación entre el comportamiento periódico de actividad solar mediante el *proxy* característico de flujo en radio 10.7 cm y la variación en la concentración de H<sub>2</sub>O en diferentes capas de la atmósfera de Marte. Los resultados obtenidos manifiestan que para ciertas capas de la alta mesosfera de Marte existe relación entre actividad solar y variabilidad en concentración de H<sub>2</sub>O atmosférico. Esta relación se revela en los periodogramas de ambas señales, presentando un pico de potencia con alta relevancia estadística de acuerdo con el método LS–P alrededor de la marca de tiempo de ciclo solar de 11 años.

Si bien la variabilidad en Marte puede no ser estimulada directamente por este indicador de flujo en radio, hay fuertes hallazgos que llevan a concluir la existencia de dicha relación. El primer esbozo del método incorporado (LS–P), superó la prueba de efectividad al generar periodogramas de una serie de señales de concentraciones químicas en la baja ionosfera terrestre a 105 km de altitud, que revelan picos a la frecuencia característica del ciclo solar  $\frac{1}{4015} \approx 2,49 \times 10^{-4} \text{ d}^{-1}$ , que no se manifestaron para una altitud de 55 km de la superficie terrestre. En este caso, los datos fueron generados en el simulador empírico NRLMSISE–00, y por tanto, no tenían asociado un error directo. De la simulación se abstraigo información, que si bien, estaba modelada bajo parámetros y ajustes matemáticos, de acuerdo con la física atmosférica conocida (Hedin, 1991, Walker, 1965), no había sido representada de esta manera.

La representación exitosa de las señales de variabilidad en la concentración de diversas especies químicas terrestres, permitió analizar la sincronía de los espectros de frecuencias con actividades periódicas esperadas como la variabilidad asociada a ciclos estacionales terrestres, esta para las dos altitudes simuladas (55 y 105 km). La alineación de los picos de frecuencia con las marcas temporales de estas actividades variables, nos facultó a referir la utilidad del método para analizar la señal de interés en la investigación: concentración de H<sub>2</sub>O en la atmósfera de Marte.

Nuestros hallazgos revelan una relación entre periodos de variabilidad en la concentración de H<sub>2</sub>O para alturas de la mesosfera marciana (50–100 km) con la actividad solar, y están en línea con los resultados de estudios previos como Fedorova et al. (2018, 2009). Estos revelan

los cambios de concentración debido a las diferentes etapas estacionales de Marte, que se sintetizan en nuestro análisis en el pico de potencia significativo en casi todos los periodogramas calculados (rango de altitud 20-90 km) en la cota del periodo orbital de Marte.

La interpretación de nuestros resultados, sintetizados en los periodogramas calculados para los diferentes rangos de altitud en la región acotada de Marte: entre 60°-80° latitud N, y 0°-80° longitud (ver figura **4-2**) sugiere que el método incorporado sirve como técnica eficaz para el estudio de datos de atmósferas planetarias. El periodograma de Lomb-Scargle se manifiesta a la luz de la evidencia presentada en esta investigación, como un algoritmo poderoso para abstraer información asociada al comportamiento periódico de diversos fenómenos que transcurren en las atmósferas planetarias. El principal aspecto que hace a este método tan importante para estudios de este tipo, es que no se requiere una muestra de datos distribuidos uniformemente en una grilla de tiempo, y este es un aspecto común de los datos obtenidos de los orbitadores planetarios, que toman muestras espectrales de distintas regiones mientras barren sus órbitas, las cuales no coinciden homogéneamente en el tiempo, con alguna región del planeta que se esté muestreando a menos que sus órbitas permanezcan estacionarias respecto al periodo de rotación del planeta.

Si bien no se puede hablar directamente de causas asociadas a la relación entre periodos de actividad de las dos señales estudiadas, pueden establecerse algunas hipótesis. El indicador de flujo en radio (señal de actividad solar), está correlacionado con el flujo en UVE y UV como se pudo ver en el trabajo de Leamon et al. (2018), aterrizado en este trabajo en la figura **1-6**. Estos indicadores, a su vez están correlacionados con intensidad de vientos solares y abundancia de SEP (Partículas energéticas solares) (Malandraki and Crosby, 2018), partículas viajeras que transportan energía y la depositan en forma de calor en la alta ionosfera de las atmósferas planetarias. Los fenómenos de transporte energético, en conjunto con la dinámica atmosférica interna del planeta, podría desencadenar que las regiones internas se calienten de manera correlacionada con la intensidad y cantidad de SEP viajeras, modificando la concentración de H<sub>2</sub>O a diferentes altitudes de la atmósfera marciana, incluidas regiones internas como se mostró en la investigación que se presenta.

La aparición de un pico de potencia destacable, completamente inesperado, en la cota de un periodo aproximado a 2250 d, en diversas señales de variabilidad de la especie química de interés en Marte, pone de manifiesto la capacidad del método implementado para el estudio de nuevas señales de variabilidad en diferentes rangos de tiempo. Por cuestiones de interés de la investigación, se estableció como cota superior de frecuencia la correspondiente a un periodo de 20 días, sin embargo, esto no implica que no haya señales que puedan detectarse más allá de este rango, y que puedan estar relacionadas con fenómenos caracterizados respecto de la actividad variable de la atmósfera de Marte. Por ejemplo, se sabe de los modelos que las WG están por debajo de 2.9 MHz (Astafyeva, 2019), y por tanto, podrían estimular la aparición

de fenómenos oscilatorios que comprendan frecuencias por debajo de esta cota, o reforzarlos por fenómenos de interferencia constructiva con otros fenómenos oscilatorios de frecuencias parecidas. Un ejemplo de periodo largo a denotar al respecto son las oscilaciones cuasi bienales terrestres (QBO) que son producidas por la interacción periódica de vientos del este con vientos de oeste en la estratosfera en la región tropical terrestre, con un periodo medio de 28 a 29 meses, que de acuerdo a los últimos estudios, podrían ser impulsadas por ondas de gravedad atmosférica (GW) (Takahashi, 1996, Giorgetta et al., 2002, Scaife et al., 2000). Estas variaciones periódicas no se manifestaron en nuestros periodogramas obtenidos para los conjuntos de datos de la atmósfera terrestre en ninguno de los observables muestreados. Esto puede deberse o, a que dichas oscilaciones de periodo largo no estimulan la actividad variable en la concentración de estas especies químicas (Ar, He, N, O<sub>2</sub>), o, lo que consideramos más probable, el modelo NRLMSISE-00 no tiene en consideración estos fenómenos oscilatorios, que aún son tema fuerte de debate en la comunidad científica. Otro aspecto esencial a este respecto es que nuestros datos de variabilidad fueron obtenidos simulados para 2 puntos en la atmósfera terrestre tridimensional con coordenadas latitud, longitud y altitud (55, 45, 55) y (55, 45, 105), no capas ni grillas espaciales. Quizá para algunos puntos en la atmósfera terrestre (cerca al ecuador para los QBO), estos cambios podrían manifestarse, siendo este, otro camino de investigación posible a partir de simulaciones en el modelo NRLMSISE-00: conexión entre variabilidad en diferentes puntos en la atmósfera terrestre, estimulada por la actividad variable de puntos en otras regiones, tal vez las QBO sean un punto de partida adecuado a este respecto; podría existir alguna manifestación en el clima marciano semejante a fenómenos oscilatorios como las QBO en la Tierra y que pudiera ser explorado trabajando con simulaciones conocidas del clima marciano como Martian atmospheric waves perturbation Datasets (MAWPD) (Zhang et al., 2023). Aunque la investigación en estos campos es demasiado fértil, es muy reciente y trabajos como nuestro estudio, podrían abrir las puertas a nuevas preguntas que de ser abordadas, conducirían a ampliar el derrotero de conocimiento actual de la física atmosférica.

Finalmente, hay que destacar que se llevó a cabo el estudio de variabilidad de un observable (concentración de H<sub>2</sub>O de la atmósfera de Marte, asociado a actividad variable de ciclo solar), de un conjunto de múltiples observables conocidos: concentración de diferentes especies químicas neutras, concentración de diferentes especies ionizadas, campos magnéticos, temperaturas, velocidades de vientos, etc. Y en una grilla de tiempo comparable con el periodo de interés de 11 años. Los resultados obtenidos fueron favorables, y dan pie para adaptar este método en el estudio de diferentes observables oscilatorios asociados a fenómenos periódicos conocidos, como variación estacional, QBO, ciclo solar, oscilaciones oceánicas terrestres (Fenómeno del niño y la niña) y otros, para diferentes entornos planetarios.



## 7.2. Conclusiones

Esta investigación, si bien se enmarcó en el contexto de las ciencias planetarias y la astrobiología, estuvo paralelamente desarrollada en el ámbito del clima espacial, con resultados que abarcan las manifestaciones de los cambios que experimentan las atmósferas planetarias bajo posibles conexiones físicas (muchas de ellas aún desconocidas), con su dinámica interna y con la actividad solar.

Los resultados de esta investigación muestran una relación entre el periodo de variación de actividad solar, y los cambios de densidad de las especies químicas escogidas para la Tierra a una altura de 105 km de la superficie. De igual forma se encuentra relación entre los periodos de variabilidad de actividad solar y variación en la concentración de H<sub>2</sub>O en la termosfera baja de Marte, entre los rangos de altura: 50-60 y 60-70 km con desviaciones de entre 3 y 5 días respecto del pico característico asociado al periodo de actividad solar (4000 días), para el conjunto de datos MEx correspondiente a una ventana de tiempo de 1.36 periodos solares.

Queda sobre la mesa ampliar el estudio a otras especies químicas en Marte, a partir de datos de otras naves de sondeo atmosférico como Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), MAVEN (*Mars Atmosphere and Volatile Evolution*), u otras misiones futuras, además de contrastar los resultados, con resultados derivados para la misma especie química, pero de otros orbitadores de sondeo atmosférico. Y finalmente, incluso ampliar el campo de análisis a atmósferas de otros planetas explorados dentro del sistema solar con los datos correspondientes.

# Bibliografía

- Acton, C., Bachman, N., Semenov, B., and Wright, E. (2018). A look towards the future in the handling of space science mission geometry. *Planetary and Space Science*, 150:9–12.
- Acton Jr, C. H. (1996). Ancillary data services of nasa’s navigation and ancillary information facility. *Planetary and Space Science*, 44(1):65–70.
- Akeson, R., Chen, X., Ciardi, D., Crane, M., Good, J., Harbut, M., Jackson, E., Kane, S., Laity, A., Leifer, S., et al. (2013). The nasa exoplanet archive: data and tools for exoplanet research. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 125(930):989.
- Altieri, F., Zasova, L., D’Aversa, E., Bellucci, G., Carrozzo, F., Gondet, B., and Bibring, J.-P. (2009). O2 1.27  $\mu\text{m}$  emission maps as derived from omega/mex data. *Icarus*, 204(2):499–511.
- Astafyeva, E. (2019). Ionospheric detection of natural hazards. *Reviews of Geophysics*, 57(4):1265–1288.
- Aulanier, G., Démoulin, P., Schrijver, C., Janvier, M., Pariat, E., and Schmieder, B. (2013). The standard flare model in three dimensions-ii. upper limit on solar flare energy. *Astrophysics & Astrophysics*, 549:A66.
- Bruevich, E. and Yakunina, G. (2011). Solar activity indices in 21, 22 and 23 cycles. *arXiv preprint arXiv:1102.5502*.
- Carroll, B. W. and Ostlie, D. A. (2017). *An introduction to modern astrophysics*. Cambridge University Press.
- Catling, D. C. and Kasting, J. F. (2017). *Atmospheric evolution on inhabited and lifeless worlds*. Cambridge University Press.
- Chandrasekhar, S. and Chandrasekhar, S. (1957). *An introduction to the study of stellar structure*, volume 2. Courier Corporation.
- Chang, C.-J. and Kiang, J.-F. (2021). Simulations of switchback, fragmentation and sunspot pair in  $\delta$ -sunspots during magnetic flux emergence. *Sensors*, 21(2):586.
- Chicarro, A., Martin, P., and Trautner, R. (2004). The mars express mission: an overview. *Mars Express: the scientific payload*, 1240:3–13.

- Cimino, G. and Calvin, W. (1996). Calibration and analysis of mariner 7 infrared spectra. In *AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts# 28*, volume 28, pages 03–20.
- Davies, D. W. (1981). The mars water cycle. *Icarus*, 45(2):398–414.
- Fedorova, A., Bertaux, J.-L., Betsis, D., Montmessin, F., Korablev, O., Maltagliati, L., and Clarke, J. (2018). Water vapor in the middle atmosphere of mars during the 2007 global dust storm. *Icarus*, 300:440–457.
- Fedorova, A., Korablev, O., Bertaux, J.-L., Rodin, A., Montmessin, F., Belyaev, D., and Reberac, A. (2009). Solar infrared occultation observations by spicam experiment on mars-express: Simultaneous measurements of the vertical distributions of h<sub>2</sub>o, co<sub>2</sub> and aerosol. *Icarus*, 200(1):96–117.
- Fedorova, A., Montmessin, F., Korablev, O., Lefèvre, F., Trokhimovskiy, A., and Bertaux, J.-L. (2021). Multi-annual monitoring of the water vapor vertical distribution on mars by spicam on mars express. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126(1):e2020JE006616.
- Forget, F. (1998). Improved optical properties of the martian atmospheric dust for radiative transfer calculations in the infrared. *Geophysical research letters*, 25(7):1105–1108.
- Franz, H. B., Trainer, M. G., Malespin, C. A., Mahaffy, P. R., Atreya, S. K., Becker, R. H., Benna, M., Conrad, P. G., Eigenbrode, J. L., Freissinet, C., et al. (2017). Initial sam calibration gas experiments on mars: Quadrupole mass spectrometer results and implications. *Planetary and Space Science*, 138:44–54.
- Georgiev, G., Glenar, D. A., and Hillman, J. J. (2002). Spectral characterization of acousto-optic filters used in imaging spectroscopy. *Applied optics*, 41(1):209–217.
- Gorgetta, M. A., Manzini, E., and Roeckner, E. (2002). Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophysical Research Letters*, 29(8):86–1.
- Haider, S. A., Mahajan, K. K., and Kallio, E. (2011). Mars ionosphere: A review of experimental results and modeling studies. *Reviews of Geophysics*, 49(4).
- Hazra, G. (2021). Recent advances in the 3d kinematic babcock–leighton solar dynamo modeling. *Journal of Astrophysics and Astronomy*, 42(2):22.
- Hedin, A. E. (1991). Extension of the msis thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 96(A2):1159–1172.
- Jakosky, B. M., Brain, D., Chaffin, M., Curry, S., Deighan, J., Grebowsky, J., Halekas, J., Leblanc, F., Lillis, R., Luhmann, J. G., et al. (2018). Loss of the martian atmosphere to space: Present-day loss rates determined from maven observations and integrated loss through time. *Icarus*, 315:146–157.

- Jakosky, B. M. and Haberle, R. M. (1992). The seasonal behavior of water on mars. *Mars*, pages 969–1016.
- Jakosky, B. M., Lin, R. P., Grebowsky, J. M., Luhmann, J. G., Mitchell, D., Beutelschies, G., Priser, T., Acuna, M., Andersson, L., Baird, D., et al. (2015). The mars atmosphere and volatile evolution (maven) mission. *Space Science Reviews*, 195:3–48.
- Kleint, L. and Gandorfer, A. (2015). Prospects of solar magnetometry—from ground and in space. *Space Science Reviews*, 210(1-4):397–426.
- Klews, M., Stefani, F., and Jouve, L. (2023). A synchronized two-dimensional  $\alpha - \omega$  model of the solar dynamo. *arXiv preprint arXiv:2301.05452*.
- Korablev, O., Bertaux, J.-L., Fedorova, A., Fonteyn, D., Stepanov, A., Kalinnikov, Y., Kiselev, A., Grigoriev, A., Jegoulev, V., Perrier, S., et al. (2006). Spicam ir acousto-optic spectrometer experiment on mars express. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E9).
- Leamon, R. J., McIntosh, S. W., and Marsh, D. R. (2018). Termination of solar cycles and correlated tropospheric variability.
- Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quarterly of applied mathematics*, 2(2):164–168.
- Li, J., Gui, Y., Xu, R., Zhang, Z., Liu, W., Lv, G., Wang, M., Li, C., and He, Z. (2021). Applications of aotf spectrometers in in situ lunar measurements. *Materials*, 14(13):3454.
- Linton, M., Dikpati, M., and Howe, R. (2021). Solar interior. *Solar Physics and Solar Wind*, pages 251–300.
- Lipton, A. E., Moncet, J.-L., and Uymin, G. (2009). Approximations of the planck function for models and measurements into the submillimeter range. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 6(3):433–437.
- Lomb, N. (1976). Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophysics and Space Science*, 39:16.
- Malandraki, O. E. and Crosby, N. B. (2018). Solar energetic particles and space weather: Science and applications. *Solar particle radiation storms forecasting and analysis: the HESPERIA HORIZON 2020 project and beyond*, pages 1–26.
- Maltagliati, L., Montmessin, F., Korablev, O., Fedorova, A., Forget, F., Määttänen, A., Lefèvre, F., and Bertaux, J.-L. (2013). Annual survey of water vapor vertical distribution and water–aerosol coupling in the martian atmosphere observed by spicam/mex solar occultations. *Icarus*, 223(2):942–962.

- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2):431–441.
- McIntosh, S. W., Leamon, R. J., Egeland, R., Dikpati, M., Altrock, R. C., Banerjee, D., Chatterjee, S., Srivastava, A. K., and Velli, M. (2021a). Deciphering solar magnetic activity: 140 years of the ‘extended solar cycle’ – mapping the hale cycle. *Solar Physics*, 296(12).
- McIntosh, S. W., Leamon, R. J., Egeland, R., Dikpati, M., Altrock, R. C., Banerjee, D., Chatterjee, S., Srivastava, A. K., and Velli, M. (2021b). Deciphering solar magnetic activity: 140 years of the ‘extended solar cycle’—mapping the hale cycle. *Solar Physics*, 296(12):189.
- McMahon, S. K. (1996). Overview of the planetary data system. *Planetary and Space Science*, 44(1):3–12.
- Medvedev, A. S. and Yiğit, E. (2019). Gravity waves in planetary atmospheres: Their effects and parameterization in global circulation models. *Atmosphere*, 10(9):531.
- Medvedev, A. S. and Yiğit, E. (2019). Gravity Waves in Planetary Atmospheres: Their Effects and Parameterization in Global Circulation Models. *Atmosphere*, 10(9):531.
- Millour, E., Forget, F., Spiga, A., Colaitis, A., Navarro, T., Madeleine, J.-B., Chaufray, J.-Y., Montabone, L., Lopez-Valverde, M., Gonzalez-Galindo, F., et al. (2012). Mars climate database version 5.
- Millour, E., Forget, F., Spiga, A., Vals, M., Zakharov, V., Montabone, L., Lefevre, F., Montmessin, F., Chaufray, J.-Y., Lopez-Valverde, M., et al. (2019). The latest mars climate database (version 6.0).
- Nagaraja, K., Basuvaraj, P. K., Chakravarty, S., and Kumar, K. P. (2021). Solar wind-driven day-to-day effects on the martian thermosphere/exosphere composition. *arXiv preprint arXiv:2103.01930*.
- Ostlie, D. A. and Carroll, B. W. (1996). *An introduction to modern stellar astrophysics*.
- Petrosyan, A., Galperin, B., Larsen, S. E., Lewis, S. R., Määttänen, A., Read, P. L., Renno, N., Rogberg, L. P. H. T., Savijärvi, H., Siili, T., Spiga, A., Toigo, A., and Vázquez, L. (2011). The martian atmospheric boundary layer. *Reviews of Geophysics*, 49(3).
- Picone, J., Hedin, A., Drob, D. P., and Aikin, A. (2002). Nrlmsise-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 107(A12):SIA–15.

- Polyansky, O. L., Császár, A. G., Shirin, S. V., Zobov, N. F., Barletta, P., Tennyson, J., Schwenke, D. W., and Knowles, P. J. (2003). High-accuracy ab initio rotation-vibration transitions for water. *Science*, 299(5606):539–542.
- Rothman, L. S. (2021). History of the hitran database. *Nature Reviews Physics*, 3(5):302–304.
- Savitzky, A. and Golay, M. J. (1964). Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Analytical chemistry*, 36(8):1627–1639.
- Scaife, A. A., Butchart, N., Warner, C. D., Stainforth, D., Norton, W., and Austin, J. (2000). Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate. *Geophysical Research Letters*, 27(21):3481–3484.
- Scargle, J. D. (1982). Studies in astronomical time series analysis. ii-statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. *Astrophysical Journal, Part 1, vol. 263, Dec. 15, 1982, p. 835-853.*, 263:835–853.
- She, C.-Y., Yan, Z.-A., Gardner, C. S., Krueger, D. A., and Hu, X. (2022). Climatology and seasonal variations of temperatures and gravity wave activities in the mesopause region above ft. collins, co (40.6 n, 105.1 w). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127(11):e2021JD036291.
- Singh, A. and Bhargawa, A. (2019). Prediction of declining solar activity trends during solar cycles 25 and 26 and indication of other solar minimum. *Astrophysics and Space Science*, 364(1):12.
- States, R. J. and Gardner, C. S. (2000). Thermal structure of the mesopause region (80–105 km) at 40° n latitude. part i: Seasonal variations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(1):66–77.
- Stix, M. (2004). *The Sun: An Introduction*. Astronomy and Astrophysics Library. Springer Berlin Heidelberg.
- Takahashi, M. (1996). Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 23(6):661–664.
- Thiemann, E. M. B., Andersson, L., Lillis, R., Withers, P., Xu, S., Elrod, M., Jain, S., Pilinski, M. D., Pawlowski, D., Chamberlin, P. C., Eparvier, F. G., Benna, M., Fowler, C., Curry, S., Peterson, W. K., and Deighan, J. (2018). The Mars Topside Ionosphere Response to the X8.2 Solar Flare of 10 September 2017. , 45(16):8005–8013.
- Thorne, A., Litzén, U., and Johansson, S. (1999). *Spectrophysics: principles and applications*. Springer Science & Business Media.

- Tian, R., Jiang, C., Yang, G., Yin, W., Zhang, Y., and Zhao, Z. (2022). Solar cycle and seasonal variability of martian ionospheric irregularities from mars atmosphere and volatile evolution observations. *The Astrophysical Journal*, 931(1):18.
- Tinetti, G., Meadows, V. S., Crisp, D., Fong, W., Velusamy, T., and Snively, H. (2005). Disk-averaged synthetic spectra of mars. *Astrobiology*, 5(4):461–482.
- Tritschler, A., Rimmele, T., Berukoff, S., Casini, R., Craig, S., Elmore, D., Hubbard, R., Kuhn, J., Lin, H., McMullin, J., Reardon, K., Schmidt, W., Warner, M., and Wöger, F. (2014). Dkist: Observing the sun at high resolution.
- VanderPlas, J. T. (2018). Understanding the lomb–scargle periodogram. *The Astrophysical Journal Supplement Series*, 236(1):16.
- Venkateswara Rao, N., Gupta, N., and Kadhane, U. R. (2020). Enhanced densities in the martian thermosphere associated with the 2018 planet-encircling dust event: Results from menca/mom and ngims/maven. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 125(10):e2020JE006430.
- W. Anderson, P. (1954). A mathematical model for the narrowing of spectral lines by exchange or motion. *Journal of the Physical Society of Japan*, 9(3):316–339.
- Walker, J. C. (1965). Analytic representation of upper atmosphere densities based on jachia’s static diffusion models. Technical report.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*, volume 92. Elsevier.
- Withers, P., Bertaux, J.-L., Montmessin, F., Pratt, R., and Russo, J. (2009). Observations of tides and temperatures in the martian atmosphere by mars express spicam stellar occultations. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, page 5355.
- Woiceshyn, P. M. (1974). Global seasonal atmospheric fluctuations on mars. *Icarus*, 22(3):325–344.
- Wolff, M. J., Lopéz-Valverde, M., Madeleine, J.-B., Wilson, R. J., Smith, M., Fouchet, T., and Delory, G. (2017). Radiative process: Techniques and applications. *The atmosphere and climate of Mars*, 18:106.
- Xu, M. G., Geiger, H., and Dakin, J. P. (1996). Modeling and performance analysis of a fiber bragg grating interrogation system using an acousto-optic tunable filter. *Journal of lightwave technology*, 14(3):391–396.

- Zhang, J., Ji, Q., Sheng, Z., He, M., He, Y., Zuo, X., He, Z., Qin, Z., and Wu, G. (2023). Observation based climatology martian atmospheric waves perturbation datasets. *Scientific Data*, 10(1):4.
- Zurek, R. W., Tolson, R. A., Bougher, S. W., Lugo, R. A., Baird, D. T., Bell, J. M., and Jakosky, B. M. (2017). Mars thermosphere as seen in MAVEN accelerometer data. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 122(3):3798–3814.
- Zwaan, C. (1968). The structure of sunspots. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 6(1):135–164.



# A. Anexos

## A.1. Modelo clásico de altura de escala

La altura de escala de un planeta consiste en el cambio de altitud que debe alcanzarse en su atmósfera para que la presión experimentada disminuya o aumente en una escala de  $\frac{1}{e}$ . Esta puede calcularse a través del modelo típico de distribución de la energía de Maxwell-Boltzmann. Este modelo se escribe matemáticamente como:

$$\frac{n_i}{n_j} = e^{-\frac{E_i - E_j}{k_B T}} \quad (\text{A-1})$$

Siendo este modelo válido bajo la condición  $E_i > E_j$ .

Para el caso particular en que se interpretan diferentes niveles de energía como diferentes niveles de potencial gravitacional, de modo que conforme se aumenta la gradación en altura respecto a la superficie de la Tierra, aumenta progresivamente la energía potencial gravitacional asociada al sistema como  $E_i - E_j = \Delta E_g = mg(h_i - h_j)$

Por otro lado, tenemos la ecuación clásica de estado de gases ideales. Este modelo es un primer acercamiento para dar cuenta del estado termodinámico de una atmósfera planetaria:

$$PV = nRT \quad (\text{A-2})$$

Donde puede observarse la relación que existe entre la presión el número de partículas,  $P \propto n$ , suponiendo que la temperatura, para el rango de altura a analizar permanece constante, de modo que la ecuación A-1 se transforma en la ecuación:

$$\frac{n_i}{n_j} = \frac{P_i}{P_j} = e^{\frac{-mg(h_i - h_j)}{k_B T}} \quad (\text{A-3})$$

Donde  $m$  es la masa de la atmósfera cubierta por el cambio de altura  $\Delta h = h_i - h_j$ , y puede ser reemplazado por la correspondiente masa molar, teniendo en consideración el número de Avogadro  $N_A$ :

$$\frac{n_i}{n_j} = \frac{P_i}{P_j} = e^{\frac{-mg\Delta h N_A}{K_B T N_A}} \quad (\text{A-4})$$

Esta modificación en la ecuación permite hacer las sustituciones clásicas:  $mN_A = M_{molar}$  y  $K_B N_A = R$ . En esta última, se establece la constante de Boltzmann como una relación entre la constante de los gases ideales  $R$  y  $N_A$ . Con estas sustituciones, la ecuación A-3 queda:

$$\frac{n_i}{n_j} = \frac{P_i}{P_j} = e^{\frac{-M_{molar} g \Delta h}{RT}} \quad (\text{A-5})$$

El concepto que se está explorando es la escala de altura, que recordé, hace referencia al cambio de altura  $\Delta h_s$ , requerido para que la razón de presiones sea  $\frac{1}{e}$ , esto es:

$$\frac{P_i}{P_j} = e^{\frac{-M_{molar} g \Delta h}{RT}} = \frac{1}{e} \quad (\text{A-6})$$

Para que esta condición se cumpla, el exponente debe ser igual a -1 y por tanto,  $\Delta h_s$  es:

$$\Delta h_s = \frac{RT}{M_{molar} g} \quad (\text{A-7})$$

Que es la definición clásica de la altura de escala atmosférica. Si sustituimos los valores de este modelo para el caso de la Tierra y Marte, teniendo en consideración las temperaturas de equilibrio de cada planeta ( $T_{\oplus} = 254K$ ,  $T_M = 209,8K$ ), las alturas de escala son de 8.5 y 11.1 km, respectivamente.

## A.2. Alturas de escala y caminos libres medios

El hecho de que las alturas de escala sean indistinguibles de los caminos libres medios de las partículas, puede manifestarse con el tratamiento matemático que sigue:

Recordemos la ecuación de estado de gases ideales del anexo anterior, A-2. Esta ecuación relaciona el número de moléculas contenidas en una región con área  $A$  y una altura vertical  $l$  (camino libre medio), con la presión  $P$  y la temperatura  $T$  que experimenta dicho medio. Bajo estas consideraciones, la ecuación de estado que se introduce es:

$$PA l = nRT \quad (\text{A-8})$$

Si se quiere establecer que las moléculas que viajan hacia arriba sufren al menos una colisión en promedio, la presión se define como:

$$P = \frac{mN_A g}{A} \quad (\text{A-9})$$

Donde  $N_A$  hace referencia al número de Avogadro,  $m$  a la masa molecular de la región atmosférica, y  $g$  la aceleración gravitacional que se experimenta en la región en cuestión.

Igualando las ecuaciones A-8 y A-9 se obtiene:

$$\frac{nRT}{Al} = \frac{mN_A g}{A} \quad (\text{A-10})$$

Despejando  $l$ , se obtiene:

$$l = \frac{nRT}{M_{molar}g} \quad (\text{A-11})$$

Que es la expresión matemática correspondiente a la altura de escala, tal y como se demostró en el anexo A.1.

Colocar parte de los códigos que se usaron en el trabajo.

### **A.3. Impacto y difusión del trabajo**

Este trabajo de investigación se ha postulado y ha participado en diferentes espacios académicos de difusión del conocimiento científico. Así:

A finales del año 2022 en el VII Congreso Colombiano de Astronomía y Astrofísica (CoCoA) bajo la modalidad de ponencia oral, se postulan resultados preliminares de la investigación.

A mediados del año 2023 la ponencia realizada en el VII CoCoA, se amplía como artículo para la nueva revista del Observatorio Astronómico Nacional eSPECTRA. Dicha ampliación tiene en consideración resultados preliminares de correlación Flujo Solar Pectinton 10.7 cm y variabilidad en concentraciones de H<sub>2</sub>O.

Se envía resumen de resultados finales, para participación como ponencia oral en la XVII Latin American Regional IAU Meeting (LARIM) que dará comienzo el 27 de noviembre de 2023.

Se amplían los resultados finales en un artículo que se planea poner bajo peritaje en agosto de 2023 en el Monthly Notice of the Royal Astronomical Society (MNRAS).