Curso
2009-2010

Estudios preliminares para un modelado empírico de la densidad electrónica en la ionosfera de Marte.

Trabajo de investigación de Máster
(Máster de Geofísica y Meteorología)

Beatriz Sánchez – Cano Moreno de Redrojo

Departamento:

Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I.

Directores:

Miguel Herraiz Sarachaga

Gracia Rodríguez Caderot

ESTUDIOS PRELIMINARES PARA UN MODELADO EMPÍRICO DE LA DENSIDAD ELECTRÓNICA EN LA IONOSFERA DE MARTE.

Trabajo de Investigación elaborado por **Beatriz Sánchez – Cano Moreno de Redrojo** y dirigido por los profesores Miguel Herraiz Sarachaga y Gracia Rodríguez Caderot dentro del Programa Oficial de Posgrado: Máster en Geofísica y Meteorología, impartido por los Departamentos de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I y II de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 16 de Junio de 2010.

Beatriz Sánchez – Cano Moreno de Redrojo.

Miguel Herraiz Sarachaga y Gracia Rodríguez Caderot.

I. AGRADECIMIENTOS

A lo largo de estos dos años han sido muchas las dificultades que he encontrado en el camino pero gracias a las personas que me han rodeado, hemos conseguido ser los orbes que permitían el nacimiento y posterior formación de este trabajo. Creo que no es exagerado decir que estas hojas que tienes frente a ti, han sido fruto de una teoría heliocentrista, quizás debería decir "martecentrista" ya que "él" siempre ha sido el centro de mis actos y sus astros circundantes todas las personas que han estado a mi lado y han creído en mi. Ellas han dado lugar a un campo magnético irresistible que me ha atrapado en el mundo de la investigación y me han envuelto en una densa ionosfera de la que es difícil escapar.

"*De bien nacido es ser agradecido*", dice el refranero de mi pequeña tierra manchega. Por eso mi más sincero agradecimiento por su ayuda, paciencia, ánimo y amistad a:

- **Michel y Gracia**, *mis astros más cercanos*; Este trabajo es tan suyo como mío. Ellos creyeron en mi desde el principio, me brindaron la gran oportunidad con la que siempre había soñado y han estado en todos los momentos, buenos y malos, con un sonrisa a mi lado.

- **Luis Vázquez**, *el astro incansable y aventurero*; él introdujo "el gusanillo" de Marte en mi mente y me ha brindado todas las posibilidades que estaban a su alcance para que por presión osmótica cada día mis conocimientos estuvieran más cerca de la órbita marciana.

- **Sandro Radicella**, *el astro más ionizado*; desde un principio confió en esta aventura y me asesoró e indicó los mejores caminos a seguir desde su trabajo como Director del Laboratorio de Aeronomía y Radiopropagación del Centro Internacional de Física Teórica Abdus Salam (ICTP) en Trieste (Italia).

- **NASA y ESA**, *los astros gigantes*; son los responsables de gran parte de este trabajo, puesto que el personal que trabaja allí en todo momento estuvo disponible para facilitarme los datos que necesitaba y para resolverme los grandes enigmas de su lectura.

- **Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I**, *los puntos de Lagrange*; todos y cada uno de sus miembros ha sembrado en mi una pequeña semilla. Confío en que llegue el día que esas semillas pasen a ser un hermoso árbol que cobije a toda persona de este Departamento que pueda necesitarme al igual que yo los he necesitado. Me gustaría agradecer especialmente a *Lucía* y *Salva* todo lo que han hecho por mí este tiempo.

- **Grupo marciano**, *mis astros compañeros*; Siempre que he necesitado ayuda, por insignificante que fuera, habéis estado allí, en especial muchas gracias a *Pilar Romero*, *María Ramírez*, *Javier Mejuto* y *Gonzalo Barderas*.

- **Sergio Magdaleno,** *la estrella fugaz*; ∞ gracias por tu ayuda que ha sido tan valiosa para mí.

- **Lidia**, *mi pequeño gran astro gemelo*; sólo nosotras sabemos lo que ha costado realizar este trabajo. No encuentro las palabras necesarias para agradecerte tu amistad incondicional.

- **Las de la Uni**, *los astros errantes*; la amistad y el apoyo que me habéis dado no se puede describir. Gracias por tener siempre vuestros oídos dispuestos para oír algo sobre Marte y por todo el cariño y comprensión que siempre estáis dispuestas a dar, aunque estéis repartidas por el Mundo.

- **Mi familia**, *mis satélites*; los últimos en nombrar pero no los menos importantes puesto que a cada momento, desde hace 24 años, han estado rodeándome, aguantándome y ayudándome en todo lo posible. Quiero hacer una mención especial a mi tía **Ino**; ella es mi punto espiral asintóticamente estable y la que siempre me hace el camino más fácil.

… y a todos aquellos que de cualquier forma han contribuido a que este trabajo haya llegado hasta tus manos.

II. ÍNDICE

1. **Introducción y objetivos** 1

2. **Aproximación al planeta** 2

3. **El campo magnético de Marte** 4

   3.1 Factores que implican una dinamo interna 5

   3.2 Conclusiones sobre las anomalías magnéticas detectadas 5

4. **Interacción Marte-viento solar** 7

5. **Acercamiento a la ionosfera marciana** 9

   5.1 Apuntes generales sobre la exploración de Marte 10

   5.2 Apuntes sobre la exploración de la ionosfera marciana 10

      5.2.1 Primer acercamiento 13

      5.2.2 Segundo acercamiento 14

      5.2.3 Tercer acercamiento 14

   5.3 Proceso de formación de la ionosfera 16

6. **Análisis de la ionosfera marciana** 21

   6.1 Acceso a los datos 21

      6.1.1 Datos procedentes de Radio-ocultación 22

      6.1.2 Datos procedentes de sondeos ionosféricos 27

   6.2 Datos analizados 28

      6.2.1 Comparación de perfiles de densidad electrónica marcianos para una misma latitud en dos fechas de actividad solar distinta. 28

      6.2.2 Estudio de la posible relación entre las anomalías magnéticas de la superficie de Marte y la ionosfera 33

   6.3 Capa de meteorización M3 37

   6.4 Efectos de tormentas solares en la ionosfera marciana 37

7. **Resultados y conclusiones finales** 38

8. **Referencias** 39

III. ANEXO CD-ROM

1. **Trabajo completo:** Estudios preliminares para un modelado empírico de la densidad electrónica en la ionosfera de Marte (PDF).

2. Tabla comparativa de las características físicas y orbitales de Marte y La Tierra.

3. Programa ejemplo de MATLAB usado para ajustar a Capas de Chapman.

4. Archivo ejemplo de datos de un perfil de la MGS para usar en el programa ejemplo anterior.

5. Perfiles individuales de densidad electrónica de la ionosfera de Marte obtenidos para los días 1-20 de Marzo de 2001.

6. Perfiles individuales de densidad electrónica de la ionosfera de Marte obtenidos para los días 1-20 de Febrero de 2005.

7. Perfiles individuales de densidad electrónica de la ionosfera de Marte obtenidos para los días 6-29 de Mayo de 1999.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El planeta Marte ha atraído la mirada de todas las civilizaciones a lo largo de la historia por su movimiento errante en la bóveda celeste, su cambio de tamaño aparente observado desde la Tierra y sobre todo, por su llamativo color rojizo que en otra época le hizo valer el nombre de dios de la guerra, puesto que hacía referencia a la sangre derramada en la batalla.

La fascinación creada por Marte ha estado presente en todas las culturas, desde romanos y griegos, que fueron quienes lo bautizaron, hasta científicos del siglo XVII como C. Huygens, G. Cassini, W. Herschel, Beer, Mädler o A. Hall, quienes estudiaron sus características tanto físicas como orbitales. Más tarde, en el siglo XIX, Schiaparelli creó una cuidadosa cartografía de la superficie del planeta que sirvió para que personajes tales como C. Flammarion o P. Lowell afirmaran que existía vida inteligente y una civilización marciana que había construido canales, que eran visibles desde La Tierra, para drenar agua de los casquetes polares y enviarla hacia las ciudades. Éste sería el origen de la mayor parte de las historias sobre marcianos que todos hemos oído contar alguna vez.

Actualmente, la realidad es muy distinta. Marte ocupa un lugar notable en la investigación espacial debido a su alto parecido con La Tierra, ya que los dos tienen nubes en su atmósfera y depósitos de hielo en su polo norte, pero se diferencian en que Marte no tiene agua líquida en su superficie. Sin embargo hay grandes indicios de que, en el pasado, el agua fluyó por ella a través de los cañones y valles. Asimismo existen señales de que Marte tuvo un campo magnético global y una actividad tectónica similares a los de la Tierra. Estas evidencias son las que mueven a estudiarlo con detenimiento, pues si se consigue conocer la evolución del planeta hasta la pérdida del agua en la superficie, de su atmósfera y de su campo magnético global, podríamos prevenir un comportamiento parecido en la Tierra.

Este Trabajo Fin de Máster se centra en el estudio de la ionosfera marciana. A pesar de tener grandes diferencias con la de la Tierra (como la forma de interaccionar con el viento solar o con la superficie del planeta) también posee grandes similitudes, como la densidad de partículas a 130 km o la altura de escala a 200 km.

El objetivo final de la investigación en curso es crear un modelo empírico inicial de la densidad electrónica de la ionosfera marciana y tratar de correlacionarlo con las anomalías magnéticas de la superficie de Marte. Para ello, en este trabajo, se van a establecer las bases de dicho modelo estudiando el estado de conocimiento sobre la ionosfera de Marte, haciendo un inventario de los datos observacionales disponibles sobre densidad electrónica, clasificándolos de acuerdo con sus características, analizando algunos de los que se consideren más adecuados, e iniciando el estudio de sus parámetros fundamentales. Se va a aplicar el modelo de Capa Chapman a una muestra significativa de datos de radio-ocultación obtenidos por la sonda Mars Global Surveyor, comprobando su grado de validez para el ajuste de perfiles de densidad electrónica. Asimismo se va a analizar la situación de la ionosfera bajo distintas condiciones de latitud, longitud, hora de observación, estación del año marciano y actividad solar.

Esta investigación se enmarca en el Proyecto **MEIGA-METNET** (AYA2009-14212-C05-05) que forma parte de la misión científica MetNet (Meteorological Network) en el que participan personal científico y técnico de Finlandia (Finnish Meteorological Institute (FMI)), que lidera el proyecto, de Rusia (Lavochkin Association (LA) y Russian Space Research Institute (IKI)) y de España (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA)). El director científico del proyecto es el profesor Luis Vázquez de la Universidad Complutense de Madrid. Dicha misión pretende desplegar una red de 16 estaciones en la superficie de Marte, la primera de las cuales se enviará en el año 2011. En ella se incluirá el primer magnetómetro que se colocará sobre la superficie del planeta rojo.

Igualmente, este trabajo forma parte de las actividades del grupo de investigación "**Estudios ionosféricos y técnicas de posicionamiento global por satélite (GNSS)**" (Grupo nº 910596) dentro del programa de la universidad Complutense de Madrid y Comunidad de Madrid para la consolidación de grupos de investigación.

2. APROXIMACIÓN AL PLANETA

Marte es el cuarto planeta del sistema solar. Sus vecinos más cercanos son La Tierra y Júpiter que ocupan el tercer y quinto puesto, respectivamente, desde el Sol. Su edad, como la de todo el Sistema Solar, es de unos 4.600 millones de años.

Como el resto de planetas del Sistema Solar, Marte viaja alrededor del Sol siguiendo una **órbita** elíptica muy excéntrica (ε=0,09) que hace que su distancia al Sol pueda oscilar entre 202.620.000 km y 249.230.000 km. El tiempo que tarda en realizar una vuelta completa alrededor del Sol es de 687 días marcianos.

El **periodo de rotación** de Marte es de 24 horas 39 minutos y 35 segundos, moviéndose el planeta de oeste a este con el eje de rotación inclinado 25.19º, permitiendo que en Marte haya estaciones. Dicha inclinación es semejante a la de la Tierra, 23.45º.

Su **campo gravitatorio** es muy débil. Un objeto en su superficie pesa 1/3 del valor en la Tierra. Este hecho es el causante de la tenue **atmósfera** marciana en la que los elementos menos pesados escapan con bastante facilidad. La presión atmosférica media en la superficie es de 6,36 mb (variable desde 4,0 a 8,7 mb dependiendo de la estación) y en ella se encuentra, según los datos obtenidos por la Viking 1 Lander, dióxido de carbono (95,32%), nitrógeno (2,7%), argón (1,6 %), oxígeno (0,13%) y monóxido de carbono (0,08%). Como elementos traza se observan agua (210 partes por millón (ppm)), monóxido de nitrógeno (100 ppm), neón (2,5 ppm), deuterio (0,85 ppm), kriptón (0,3 ppm) y xenón (0,08 ppm). Esta atmósfera es de segunda generación puesto que la primera la perdió al desaparecer su campo magnético principal.

La **temperatura** en la superficie del planeta depende de la latitud y presenta variaciones estacionales y diarias. Las máximas diurnas, en el ecuador y verano, pueden alcanzar los 20ºC, mientras que las mínimas nocturnas pueden alcanzar los -80ºC. En los casquetes polares, en invierno, las temperaturas pueden bajar hasta -143ºC. El contraste de

temperaturas de la atmósfera en distintas latitudes ocasiona un sistema de **vientos** a escala global. Uno de los fenómenos más espectaculares son las **tormentas de polvo**, semejantes a tornados, que pueden alcanzar dimensiones globales y que son más frecuentes cuando Marte se encuentra más cerca del Sol.

Marte tiene un **tamaño** mucho más pequeño que el de la Tierra. En una primera aproximación se puede comparar la superficie de Marte a la emergida en la Tierra. La **superficie del planeta** presenta cráteres de impacto, campos de lava, volcanes, cauces secos de ríos y dunas de arena. Su composición es fundamentalmente basalto volcánico con un alto contenido en óxidos de hierro que proporcionan el color rojizo de su superficie. En el suelo predominan los ferrosilicatos.

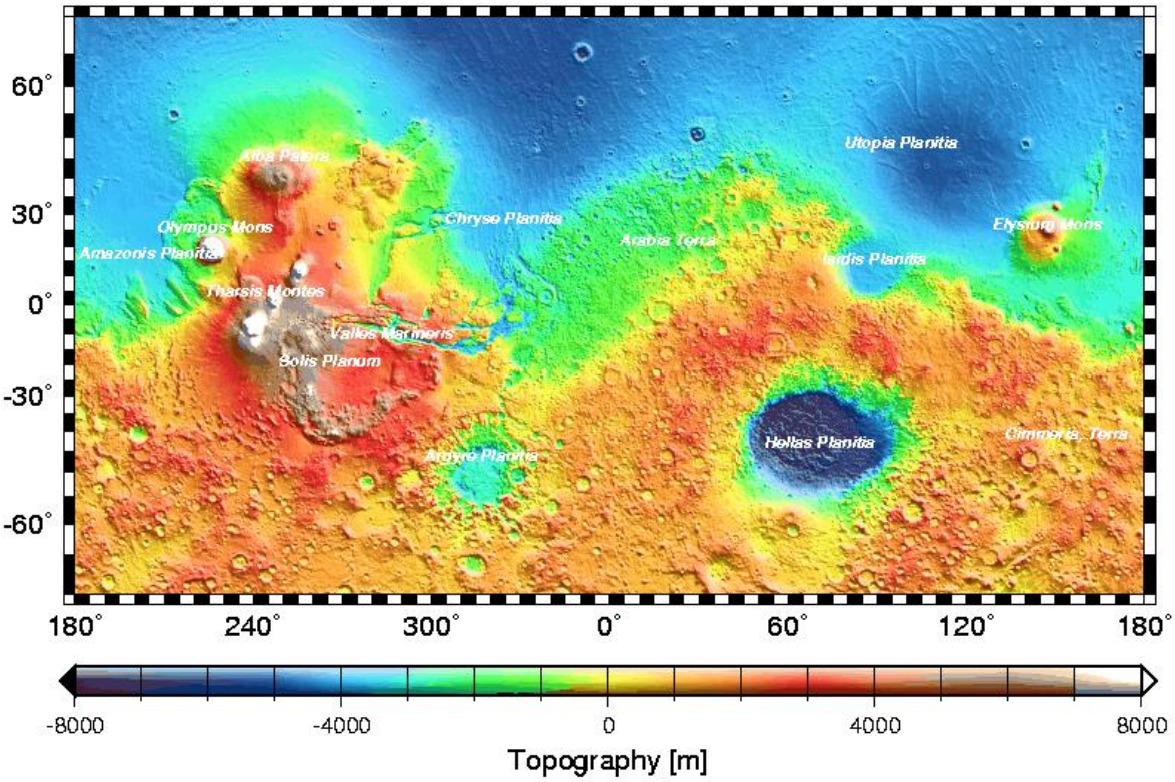

Figura 1: Imagen de la topografía de la superficie de Marte. Se señalan las zonas más relevantes. Nótese que la escala de color satura en 8 km. (http://mola.gsfc.nasa.gov/images.html).

En la superficie próxima al ecuador, existe un enorme escalón llamado *dicotomía* que divide al planeta en dos regiones claramente diferenciadas: una zona norte llana, joven y profunda y otra zona sur alta, vieja y escarpada, con cráteres similares a las regiones altas de la Luna. En general, su superficie recuerda un inmenso pedregal ya que el suelo se halla cubierto de piedras, cantos y bloques. Existe un vasto territorio montañoso conocido como *Tharsis* que contiene el sistema de cañones más grande del Sistema Solar, el *Valles Marineris*, que mide unos 4.000 km de largo y alcanza 7 km de profundidad. Destaca el volcán en escudo *Monte Olimpo* que con sus 27 km de altura, es la montaña más alta del Sistema Solar y su base tiene una anchura de 550 km (Figura 1).

La diferencia entre el punto más alto (cima del *Monte Olimpo*) y el punto más bajo (fondo del cráter *Hellas Planitia*) a una profundidad de 4 km por debajo del datum, es de alrededor de 31 km. Esta diferencia en la Tierra es de 19,7 km, es decir, la superficie de Marte es casi dos veces más abrupta que la de la Tierra.

El punto de "**nivel del mar**" en Marte o "datum", se define en términos de la altura a la que el aire tiene la presión y la temperatura del punto triple de agua: 610,5 Pa y 273,16 K.

En cuanto a su **estructura interna**, el manto de Marte probablemente tenga una composición similar al de La Tierra con predominancia de las peridotitas (olivino) y con algún componente de silicio, oxígeno, hierro y magnesio. Su principal fuente de calor debe ser el decaimiento radiactivo produciendo una temperatura del manto de 1500ºC. Los componentes más probables del núcleo son hierro, níquel y azufre. La densidad de Marte da una idea del tamaño del núcleo encontrándose con bastante fiabilidad entre 1.500 y 2.000 km. En otra época, este núcleo tuvo actividad capaz de producir un campo magnético global tal y como se observa en las rocas más antiguas de su superficie que poseen magnetismo remanente.

Por último, interesa recordar que Marte tiene dos **satélites naturales**, llamados Fobos y Deimos que fueron descubiertos por A. Hall en 1877. Ambos satélites tienen formas muy irregulares, sus órbitas se encuentran muy próximas al planeta y se mueven de oeste a este visto desde la superficie de Marte. Fobos es el mayor con un diámetro de 27 km y Deimos el más pequeño y lejano al planeta, con un diámetro de 15 km. Se piensa que son dos asteroides captados por el campo gravitatorio de Marte. Fobos siempre presenta la misma cara a Marte, debido a las fuerzas de marea que el planeta ejerce sobre él y hacen que ambos cuerpos se acerquen cada vez más. Deimos es una roca rica en carbono que al tener una pequeña inclinación respecto al ecuador marciano, no puede ser observado desde latitudes marcianas superiores a 83,7º.

Además, Marte posee algunos **asteroides troyanos** en los puntos de Lagrange L4 y L5 reconocidos oficialmente por la Unión Astronómica Internacional: 5621 "Eureka", 101429 y 121514.

3. EL CAMPO MAGNÉTICO DE MARTE

La primera misión en obtener observaciones de campo magnético por debajo de la ionosfera marciana (~170-200 km) fue la Mars Global Surveyor (MGS), lanzada en 1996, que determinó que Marte no posee actualmente un campo magnético principal de origen interno. Hasta ese momento, todas las misiones anteriores como la Mariner 9, Viking y Phobos 2, habían establecido que si Marte tuviera un campo magnético planetario, éste debía ser muy débil. En concreto, se estimaba que la intensidad de dicho campo en la superficie del planeta sería <50 nT.

Estas primeras misiones cartografiaron la superficie marciana y observaron la presencia de regiones en la corteza que habrían sido magnetizadas con variaciones de orientación e intensidad en distintas épocas de actividad magnética. A partir del estudio de la

magnetización remanente de las rocas de la superficie, se podría determinar la naturaleza del campo y por eso, se instaló en la MGS un magnetómetro triaxial fluxgate (MAG/ER) para su estudio.

A la MGS le siguieron otras misiones que también tenían entre sus objetivos el estudio del campo magnético y sobre todo, el estudio de su posible interacción con el viento solar. Entre ellas cabe destacar la primera misión Europea a Marte: Mars Express, lanzada en 2003.

3.1 Factores que implican una dinamo interna:

La *Teoría de la Dinamo* es la teoría que afirma que el campo magnético principal de un planeta, con estructura interna similar a la Tierra, se mantiene gracias a la interacción de las corrientes eléctricas existentes en su núcleo externo, originadas por el movimiento de material conductor, con las líneas de campo de un campo magnético inicial. Esta teoría fue desarrollada primeramente para el Sol por Larmor en torno a 1918 y después aplicada a La Tierra hacia 1945.

La dinamo y la generación del campo magnético en el interior, son consecuencia de la convección en un núcleo fluido metálico animado por una energía cuyo origen puede ser tanto gravitacional (diferenciación núcleo-manto) como de solidificación del núcleo interno (calor latente), pero tiene que darse un equilibrio entre ellas porque un núcleo totalmente líquido con una convección mínima no podría sostener una acción dinamo de gran escala, y lo mismo se aplicaría a un núcleo totalmente sólido. De igual forma, es necesario el estudio del campo magnético anómalo debido a la magnetización de las rocas que se han enfriado por debajo de la temperatura de Curie porque nos aporta una información muy útil del mecanismo que rige el magnetismo del planeta a escalas locales.

Determinar con precisión la existencia o no de un campo magnético global de origen interno es sumamente importante, puesto que de existir, implicaría la existencia de la acción de una dinamo en el interior del planeta.

3.2 Conclusiones sobre las anomalías magnéticas detectadas:

El resultado más significativo y sorprendente obtenido por el magnetómetro MAG/ER de la MGS fue el descubrimiento de regiones intensamente magnetizadas en la corteza marciana que daban una fuerte evidencia de que Marte tuvo en el pasado un campo global de origen interno. Contrario a lo esperado, estas regiones no se localizaban en los gigantescos edificios volcánicos de *Tharsis* o *Elysium*, sino que se encontraron sobretodo en el rango de latitud 30ºS-85ºS y de longitud 120ºW-210ºW, donde los campos alcanzan valores de hasta ~1600 nT medidos a ~100 km de altura.

Las observaciones mostraron que la mayoría de las fuentes de campo magnético cortical yacían al sur de la dicotomía en las tierras más antiguas y altas y se extendían hasta unos 60º hacia el sur desde este límite. El límite sur de esta región parece estar asociado con la formación de las cuencas de impacto *Argyre* y *Hellas*. Observaciones sobre dichas cuencas han mostrado que no hay evidencias de campos magnéticos significativos en su superficie,

sugiriendo que la dinamo cesó de operar o que su intensidad decreció de forma importante cuando las cuencas se formaron, presumiblemente por impactos gigantescos. Se estima que estos impactos tuvieron lugar menos de 300 millones de años después de que la acreción de Marte y de que su núcleo fueran completados.

Por el contrario, la zona norte de la dicotomía se caracteriza por una ausencia de magnetización cortical detectable, en especial, en toda la zona volcánica. Esta corteza es significativamente más joven que la que se encuentra al sur de la dicotomía, por lo que se piensa que cuando se creó, la dinamo ya había dejado de funcionar. En esta región existen notables excepciones en la ausencia de magnetismo cerca de 30ºE de longitud.

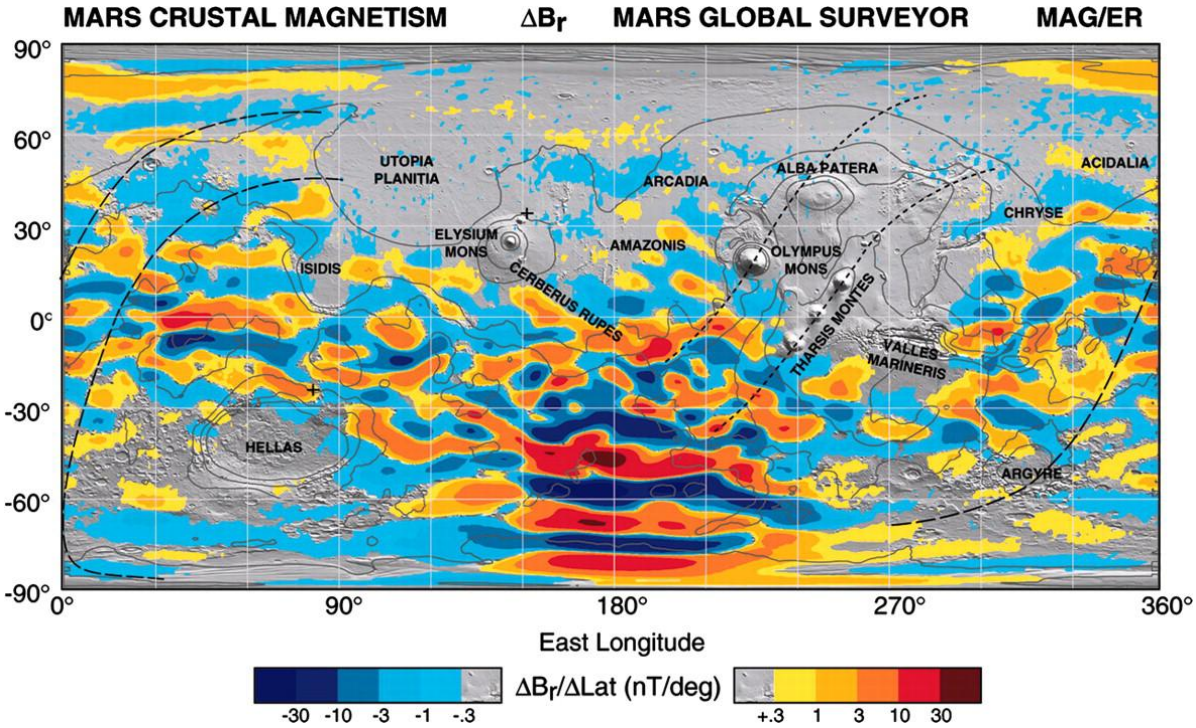

Figura 2: Mapa de campos magnéticos de Marte observados por la Mars Global Surveyor a una altura de 400 km. Es posible observar en muchos puntos de Marte la orientación de las estructuras en dirección este-oeste. (Duru (2006)).

El hallazgo más sorprendente relacionado con el magnetismo de Marte, y que renovó la idea de la existencia de una dinamo global en el pasado, lo obtuvo el magnetómetro MAG/ER de la MGS cuando observó, a bajas alturas (~100 km), patrones lineales de intensidad de magnetización en el hemisferio sur, particularmente en *Terra Sirenum* y *Terra Cimmeria* cerca de 180ºE de longitud (Figura 2). Estas estructuras magnéticas lineales sugieren que hubo procesos tectónicos similares a los asociados con la expansión de los fondos oceánicos en La Tierra. Si esta asociación es correcta, implicaría la existencia de placas tectónicas y campos magnéticos de polaridad alternante en la historia temprana de Marte.

Una de las principales consecuencias de carecer de un campo magnético global significativo es que la atmosfera marciana está en contacto directo con el flujo de plasma de

viento solar ya que el campo magnético no es lo suficientemente intenso como para crear una magnetosfera que proteja globalmente al planeta. Esta interacción da lugar a que las partículas de origen planetario puedan ser ionizadas, aceleradas por el viento solar o barridas. No obstante, como ya se ha mencionado, el campo magnético remanente de la corteza en el hemisferio sur sí es muy importante. Algunas de estas anomalías son tan intensas que resultan capaces de crear regiones en torno a ellas, donde el plasma denso queda atrapado en una "mini-magnetosfera" que actúa como obstáculo a la interacción del viento solar con Marte. La primera sonda en detectarlas fue la Mars Express, que a 294 km de altura, localizó un campo aproximado de 200 nT.

En resumen, las mayores anomalías magnéticas se observan sobre *Terra Cimmeria* y *Terra Sirenum*. Los cráteres más grandes, *Isidis Planitia*, *Argyre* y *Hellas*, no se asocian con grandes anomalías magnéticas, ni tampoco los volcanes más grandes del hemisferio norte, *Montes Tharsis*, *Monte Olimpo* y *Monte Elysium*. Para explicar esta ausencia de anomalías se han recreado al menos dos escenarios posibles. El primero nos lleva a pensar que los impactos gigantescos y las enormes características volcánicas tuvieron lugar después de que la dinamo marciana se apagara. La litosfera se habría desmagnetizado debido a efectos de cambio térmico. El segundo escenario nos lleva a pensar que los impactos y los edificios volcánicos se produjeron antes de que la dinamo marciana se encendiera. Pero este segundo escenario es menos probable, ya que tanto los gigantescos impactos como los edificios volcánicos más importantes son probablemente más jóvenes que los terrenos de la *Terra Cimmeria* y la *Terra Sirenum*, donde se observan las mayores anomalías magnéticas.

4. INTERACCIÓN MARTE-VIENTO SOLAR

Uno de los factores claves a la hora de estudiar la evolución de la ionosfera marciana es la ausencia de una magnetosfera robusta como la que encontraríamos en la Tierra, Júpiter o Saturno. En el caso de Marte, como ya se ha mencionado, sólo podemos hablar de pequeños paraguas magnéticos situados sobre las anomalías magnéticas corticales del hemisferio sur.

Se conoce como "viento solar" la emisión continua de materia desde el Sol debida a la expansión de la corona solar. Se sabe de su existencia desde 1930 cuando Chapman y Ferraro sugirieron su presencia al estudiar las tormentas magnéticas ya que durante las fulguraciones solares se producía una emisión de plasma solar que alcanzaba la Tierra un día después. Más tarde Chapman y Parker dedujeron que la corona solar no estaba en equilibrio hidrostático sino que se expandía de forma continua enviando masa desde el Sol al espacio; es decir, el viento solar se emitía de manera continua.

El viento solar es un plasma con flujo de $2x10^{12}$ a $7x10^{12}$ partículas/sm^2. La mayor parte de los iones positivos que lo forman son protones, aunque en condiciones normales existe un 5% de partículas α que puede crecer hasta el 20% en condiciones de tormenta solar. La densidad de iones positivos y de electrones varía entre $3x10^6$ m^{-3} y 10^7 m^{-3}, es decir, como media hay unas 6 partículas por cada cm^3, cantidad equivalente a los altos vacíos obtenidos en laboratorios. Como consecuencia de su elevada conductividad el viento solar "congela" el

campo magnético dipolar del Sol dando lugar al Campo Magnético Interplanetario (IMF) que se extiende por todo el Sistema Solar y tiene un valor medio de 6 nT en las cercanías de la Tierra y de 3 nT en la proximidad de Marte. La densidad de energía cinética ($\frac{1}{2}nmv^2$) es mucho mayor que la magnética ($\frac{B^2}{2\mu_0}$) por lo que el magnetoplasma está gobernado por las partículas del plasma.

La emisión del viento solar no es uniforme ni en el espacio (es particularmente importante en los agujeros coronales) ni en el tiempo ya que durante una fulguración solar o una eyección de masa coronal se emiten grandes concentraciones de protones y electrones, capaces de intensificar la velocidad y la concentración del viento solar. La región modificada de este plasma se comporta como una nube de plasma más densa y viaja como una onda supersónica.

El viento solar en su expansión por todo el Sistema Solar se encuentra con una serie de impedimentos al acercarse a los distintos planetas. En el caso de Marte, se encuentra una combinación de obstáculos atmosféricos globales con muchos otros de pequeña escala formados por los fuertes campos magnéticos presentes en su corteza. Esta interacción informa acerca de la evolución del clima marciano, determina la estructura, composición, química y dinámica de la alta atmósfera y su estudio nos sirve como laboratorio natural para la exploración de los procesos fundamentales del plasma observados en la Tierra y en el resto del Universo.

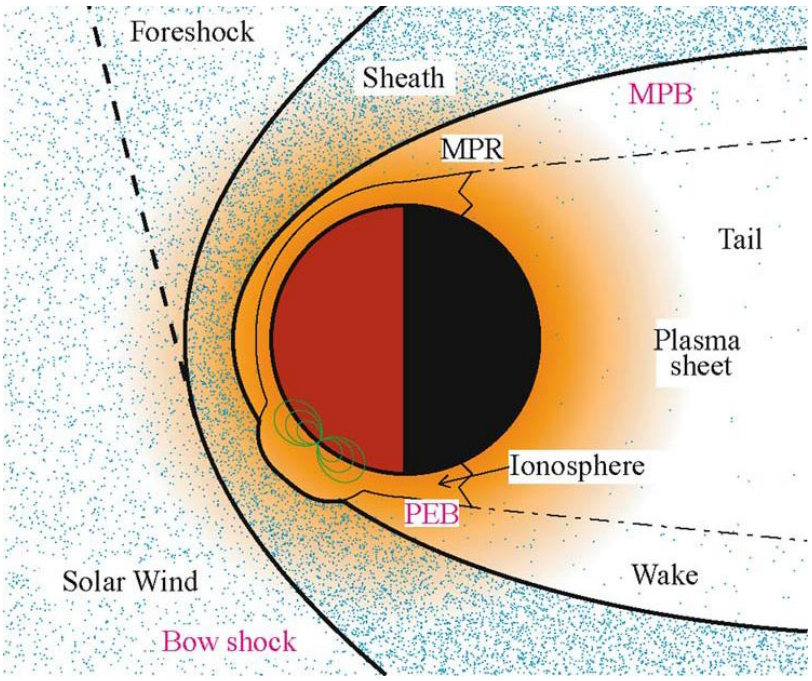

Figura 3: Dibujo de la interacción global del viento solar en Marte. En color naranja se indican las densidades de partículas neutras, en azul se indican las densidades relativas de los iones del viento solar en diferentes regiones del plasma (marcadas en negro), separadas por diferentes fronteras de plasma (marcadas en magenta). (Brain (2006)).

Las principales características de la interacción global del plasma con la alta atmósfera de Marte se resumen en la figura 3. Los iones del viento solar (marcados en azul) y el campo magnético interplanetario asociado (IMF) interactúan con la atmósfera marciana (marcada en naranja) y con la ionosfera. A partir de medidas de campo magnético tomadas por las distintas sondas allí presentes se sabe que existen diferentes regímenes de plasma y varias fronteras, como la frontera magnética (MPB) que se sitúan cerca de los 850 km en la parte diurna y separa el plasma de viento solar (H^+, He^+) de los iones de origen marciano (O^+,O_2^+). Esta es una zona de transición, llamada magneto-vaina, donde el viento solar pasa de ser supersónico a subsónico ya que llega a un medio más caliente, denso y turbulento que el anterior. En esta situación, algunas partículas del viento solar se reflejan en el primer plano de choque (foreshock). Cerca de los 400 km se localiza la frontera de fotoelectrones (PEB) que separa la ionosfera planetaria de la región de apilamiento de líneas magnéticas (MPR). En la zona nocturna se induce una especie de magneto-cola con dos lóbulos entre los cuales circulan corrientes de iones planetarios. Hay que notar, que los fuertes campos magnéticos remanentes de la corteza perturban esta interacción global a bajas alturas creando las citadas mini-magnetosferas.

5. ACERCAMIENTO A LA IONOSFERA MARCIANA

Se conoce como ionosfera a la capa de la atmósfera que se forma por ionización de la atmósfera neutra. El medio, por lo general, es eléctricamente neutro aunque está formado por un número significativo de iones positivos y de electrones libres. Todos los cuerpos del Sistema Solar que están envueltos por gas neutro, ya sea por atracción gravitacional (por ejemplo, planetas) o por algún otro proceso como la sublimación (por ejemplo, cometas), poseen una ionosfera. Esta capa ionizada, sobre todo en los planetas más internos del Sistema Solar como es el caso de Marte, muestra una gran variabilidad temporal y espacial que está predominantemente influenciada por las variaciones de la radiación solar ionizante, la variación estacional, la rotación del planeta y la distribución del campo magnético de origen interno del mismo.

Actualmente, se conoce que la zona más alta de la ionosfera marciana (el topside) se sitúa por encima de los 200 km de altura, que en esa región los procesos de transporte son significativos y que existe una gran abundancia de O y O^+. De igual modo, se sabe que la ionosfera marciana está formada por una capa principal llamada M1 localizada en torno a 135 km de altura que se forma principalmente por la radiación solar del ultravioleta extremo (EUV) con longitud de onda entre 10 y 90 nm y que en ella domina el ión O_2^+ aunque existen pequeñas concentraciones de CO_2^+ y O^+, y por una capa secundaria llamada M2 que se localiza en torno a 110 km de altura y que se forma por los rayos X solares de longitud de onda 10 nm y por la ionización de impacto debida a los fotoelectrones y a los electrones secundarios.

No obstante, este conocimiento ha estado y está condicionado por el número de misiones infructuosas mandadas a Marte y de los escasos datos que durante muchos años se han tenido procedentes de las primeras misiones con éxito, las cuales, estaban centradas en un conocimiento global del planeta. Poco a poco se ha llegado a un estudio más especializado

de los componentes de Marte instalando a bordo de las sondas, instrumental adecuado para el estudio completo de la ionosfera.

5.1 Apuntes generales sobre la exploración de Marte:

La exploración de Marte y la posibilidad de que allí hubiera vida, han captado desde siempre la atención de la humanidad, pero no fue hasta Octubre de 1960 cuando la URSS lanzó infructuosamente la primera misión con destino a este planeta, la Marsnik-1. Desde entonces, un total de 40 misiones han tenido el mismo objetivo, profundizar en los conocimientos de nuestro vecino y entender la evolución que lo ha llevado a su estado actual.

De esas 40 misiones, tan sólo 17 han tenido éxito. Esta cifra nos da una idea de la complejidad que conlleva una misión de estas características. No obstante, los éxitos superan en valor a los fracasos y permiten que la aventura continúe con otras tres misiones previstas para 2011 y otras dos para 2013 y 2015 respectivamente. En este esfuerzo por conocer las características de Marte se sitúa al Proyecto MetNet anteriormente citado.

Un problema adicional tanto para el estudio de Marte como para los demás planetas, es que no se pueden mandar sondas siempre que se desee, sino que las ventanas de lanzamiento, en el caso de Marte, ocurren cada 25 meses cuando ambos planetas se encuentran en la conjunción inferior más cercana, es decir, Marte – La Tierra – Sol alineados.

En concreto, el conocimiento adquirido sobre ionosfera y su relación con el campo magnético procedente de la superficie de Marte ha sufrido una gran variación desde las primeras observaciones con la misión Mars 1 de la URSS en Noviembre de 1962, que pasó a 200.000 km de distancia de Marte y mantuvo 61 transmisiones de radio cada dos días con La Tierra, hasta la última misión con éxito: la Phoenix de la NASA que llegó al polo norte marciano en Mayo de 2008 con el objetivo de explorar y buscar agua (y por tanto, las condiciones necesarias para la vida tal y como la conocemos) trabajando hasta Octubre de ese mismo año.

Actualmente, hay cinco instrumentos espaciales fabricados por el hombre observando en el entorno de Marte: La sonda Mars Odyssey de la NASA lanzada en Abril de 2001 con el objetivo de medir la radiación cósmica y estudiar la mineralogía del planeta; la sonda Mars Express de la ESA lanzada en Junio de 2003 con la finalidad de analizar la atmósfera y subsuelo del planeta; la sonda Mars Reconnaissance Orbiter de la NASA lanzada en Agosto de 2005 que pretendía cartografiar con alta resolución la superficie del planeta llegando a definir objetos de hasta un metro de longitud y los Rovers gemelos Spirit y Opportunity de la NASA, lanzados en Julio de 2003 con la misión de explorar y analizar la superficie del planeta. Éste último ha superado en Mayo de 2010, 21 km de recorrido sobre la superficie de Marte; sin embargo en la actualidad se teme por la continuidad de Spirit, ya que desde hace unos meses se ha perdido contacto con él al quedarse atrapado en el invierno marciano.

5.2 Apuntes sobre la exploración de la ionosfera marciana:

Al igual que el resto de constituyentes de Marte, el conocimiento de la ionosfera ha sufrido muchas variaciones según se iban obteniendo nuevos resultados.

Observaciones precisas de Marte desde telescopios situados en la Tierra son muy difíciles de llevar a cabo debido a los efectos de perturbación de la atmósfera terrestre. De esta forma, sólo se han podido tomar algunos datos de composición y temperatura de la atmósfera marciana a lo largo de la historia, a partir de ocultación estelar en el visible y desde observaciones espectroscópicas en infrarrojo, sin embargo, estos últimos generalmente se han referido a la baja atmósfera (muy por debajo de 100 km). Otra forma de obtener datos de composición de la atmósfera ha sido desde observaciones en el ultravioleta del airglow planetario. Pero no existe ninguna técnica lo suficientemente consolidada como para observar ionosferas planetarias desde la Tierra. Todo nuestro conocimiento acerca de la atmósfera y de la ionosfera de Marte viene de instrumentos a bordo de sondas espaciales lanzadas a dicho planeta.

A lo largo de la historia de la exploración de la ionosfera marciana, se han usado diversas **técnicas** que han ido evolucionando conforme la tecnología espacial avanzaba en la Tierra y que han permitido un estudio cada vez más exhaustivo de la misma. No obstante, es importante no olvidar que todas han tenido el mismo objetivo: explorar la atmósfera conductora y obtener la máxima información de la misma, puesto que gracias a su existencia se podrían dar las comunicaciones futuras entre la Tierra y Marte.

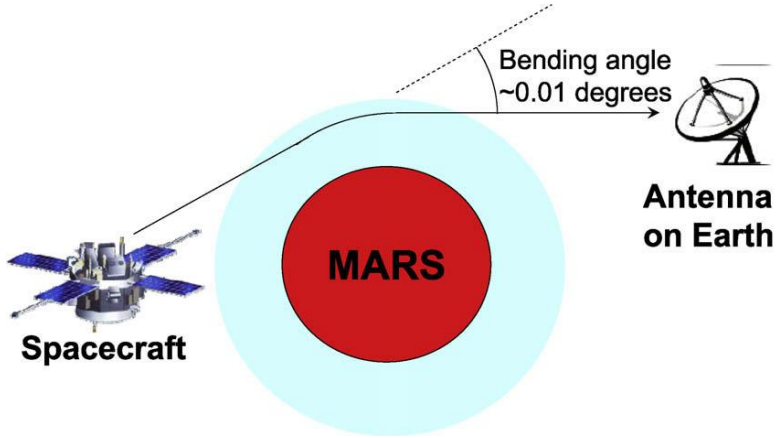

Figura 4: Ilustración del proceso de radio-ocultación. La línea de visión entre la nave y la Tierra pasa a través de la atmósfera y la ionosfera de Marte, donde la refracción hace que se doble ligeramente la trayectoria de los rayos conduciendo a un cambio medible en la frecuencia de recepción. Las propiedades atmosféricas e ionosféricas se pueden derivar de esta variación en la frecuencia. (Whiters (2009)).

Uno de los experimentos más útiles y usados a lo largo de la historia de la exploración de la alta atmósfera e ionosfera de Marte, ha sido la técnica de **radio-ocultación** (Figura 4). La primera misión en hacer uso de ella fue la Mariner IV el 15 de Julio de 1965, cuando después de su mayor acercamiento al planeta, desapareció más allá del limbo de Marte visto desde la Tierra y permaneció oculta durante 54 minutos. Inmediatamente antes del inicio y después del final de la ocultación, la señal de radio en la banda-S Doppler (2-4 GHz) mandada por la Mariner IV atravesó la atmósfera y la ionosfera de Marte, tanto en sentido hacia la nave como hacia la Tierra después de haber sido retransmitida coherentemente. La señal llegó a la Tierra unos 12 minutos más tarde, y se percibió que la señal de las ondas de radio se desvió de la trayectoria que llevaba en el espacio libre, además de producirse cambios en la frecuencia, fase y amplitud de la señal, dando así, los primeros datos sobre la densidad electrónica de la

ionosfera y su composición fundamental. Esta forma de exploración de la ionosfera se ha usado tanto en misiones con objetivo Marte como en misiones con objetivo el estudio de cualquier ionosfera planetaria. La técnica es muy simple y económica, lo que la hace ideal para este estudio.

Otra forma relativamente sencilla para conocer los componentes que forman parte de la atmósfera de Marte, es midiendo y analizando la radiación emitida por la atmósfera, o lo que es lo mismo, de su **airglow**. Dicha emisión contiene información de la región donde se genera, por lo que el estudio de las distintas emisiones atmosféricas nos permite entender mejor los fenómenos físico-químicos, que afectan a las distintas capas de dicha atmósfera. Esta técnica fue muy usada por las primeras misiones con destino el planeta rojo, corroborando los resultados obtenidos por otros medios, como por ejemplo los espectrómetros de masas que también llevaban consigo. La región espectral más común para que se produzca el airglow cuando se habla de atmósferas planetarias es el infrarrojo. El objetivo primordial de estos estudios, es comprender los procesos de excitación y desactivación de esas emisiones en la atmósfera marciana, así como conocer cuáles son sus efectos sobre el balance energético, la temperatura y la composición de dicha atmósfera a partir de las medidas tomadas por instrumentos de infrarrojos desde los distintos satélites en órbita en Marte.

Una técnica distinta a las anteriores fue usada por las Viking 1 y 2, el **analizador del retardo de potencial (RPA**) consistente en una sonda Langmuir diseñada para medir la concentración electrónica, su temperatura, las velocidades de deriva de los iones y la función de distribución de energía de los fotoelectrones ambientales. Este instrumento constaba de colectores de partículas cargadas con una apertura para cribar y rejillas que permitían el rechazo instrumental de partículas de cualquier polaridad, así como la supresión de los efectos de emisión de fotoelectrones y electrones secundarios.

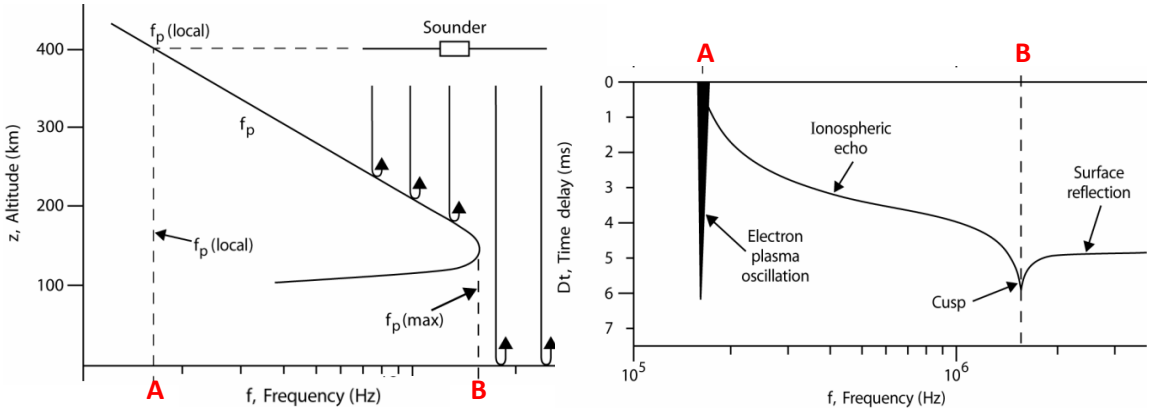

Figura 5: La figura de la izquierda corresponde a un perfil ionosférico vertical típico en el que se muestra la altura aparente de los valores en función de la frecuencia. La figura de la derecha muestra un ejemplo típico de eco ionosférico y superficie de reflexión presente en la representación del tiempo de retraso frente a la frecuencia utilizada. (Imagen modificada de Duru (2006)).

Por último, hablamos de la técnica usada por el radar de bajas frecuencias **MARSIS** (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding), a bordo de la Mars Express. Esta técnica de exploración es mucho más avanzada y precisa que las anteriores puesto que una de las dos misiones del instrumento para las que está diseñado es el estudio de la

ionosfera. Este instrumento consiste en una antena dipolar de 40 m de extremo a extremo, una antena monopolar de 7 m, un transmisor de radio, un receptor y un sistema de procesado de la señal digital. En un sondeo ionosférico típico, se transmite un pulso casi sinusoidal de 91,4 µs de duración una vez cada 7.86 ms a través de la antena dipolar. Después de la transmisión del pulso, las intensidades de los ecos retornados se detectan en un receptor digital con ancho de banda de 10.9 kHz centrado en la frecuencia del pulso transmitido. También se mide el tiempo de retraso del eco, es decir, el tiempo que tarda el eco desde que es emitido hasta que regresa tras haber rebotado en la zona donde se encuentra el máximo de densidad electrónica de una capa, de esta manera, conociendo dicho tiempo y la frecuencia a la que fue lanzado se conoce la altura del pico de máxima densidad electrónica. Es muy importante el concepto de frecuencia crítica fc, puesto que es la máxima frecuencia a la cual se produciría rebote de la señal en una capa ionosférica y coincide con el máximo de densidad electrónica de dicha capa, una frecuencia superior atravesaría la capa y una inferior daría un rebote en ella pero no en el máximo de densidad. Es un método muy preciso, semejante al que se usa en la ionosfera de la Tierra. Estos datos, se estudian a través de los ionogramas, que son representaciones gráficas del tiempo de retraso frente a la frecuencia emitida (Figura 5).

El conocimiento de las técnicas empleadas nos permite descubrir la exploración de la ionosfera marciana como resultado de tres acercamientos sucesivos.

5.2.1 Primer acercamiento:

El **primer acercamiento** a la exploración de la alta atmosfera e ionosfera marciana se produjo entre los años 1964 y 1971 con cuatro naves estadounidenses (Mariner 4, 6, 7 y 9) y dos soviéticas (Mars 2 y 3). Las tres primeras fueron sobrevuelos (flyby) al planeta y las demás orbitadores con órbitas bastante alejadas del mismo y por medio de experimentos de radio-ocultación tomaron las primeras medidas, aunque bastante escasas, de densidad electrónica de la ionosfera de Marte. Es importante tener en cuenta el ciclo de actividad solar, cuya periodicidad es de 11 años, puesto que la formación de iones en la ionosfera es directamente proporcional a la cantidad de radiación solar que llega a la alta atmósfera. De ahí que los resultados obtenidos por los vuelos de tan corta duración de las primeras sondas variaran considerablemente.

	Mariner 4	Mariner 6	Mariner 7	Mariner 9
NmM1(m^{-3})	$(9.0\pm1.0)x10^{10}$	$(1.59\pm0.2)x10^{11}$	$(1.73\pm0.2)x10^{11}$	$(1.4\text{-}1.8)x10^{11}$
hmM1 (km)	123 ± 3	136.5	137.5	155-134
NmM2 (m^{-3})	$(2.5\pm1.0)x10^{10}$	$7x10^{10}$	$7x10^{10}$	
hmM2 (km)	100 ± 3	112	112	

Tabla 1: Cuadro resumen de los valores de los picos de densidad electrónica encontrado por las primeras misiones en la ionosfera de Marte a partir de experimentos de Radio-ocultación.

Las primeras medidas de radio-ocultación hechas en la historia de otro planeta distinto a la Tierra, con el objetivo de estudiar su ionosfera, las hizo la **Mariner 4** en 1965 a 9846 km de

distancia de la superficie de Marte y en un periodo de mínima actividad solar. Uno de sus objetivos fue estudiar la ionosfera tanto en el lado diurno como en el nocturno, aunque en este último no obtuvo ningún indicio de presencia de iones.

A esta misión, le siguieron las **Mariner 6 y 7** en 1969 a una distancia de la superficie del planeta de 3430 km y en un periodo de máxima actividad solar. Llevaron a cabo cuatro sondeos de la atmósfera-ionosfera con la técnica de radio-ocultación, y al igual que su predecesora no obtuvieron evidencias de presencia de ionosfera en el lado nocturno.

En 1971, casi simultáneas, llegaron a Marte los orbitadores soviéticos **Mars 2 y 3** y el estadounidense **Mariner 9**. El primero tuvo una vida de 362 órbitas con periapsis (distancia mínima entre la sonda y Marte en la órbita) a 1.376 km y apoapsis (distancia máxima entre la sonda y Marte en la órbita) a 24.960 km y el segundo tuvo una vida de 20 órbitas con periapsis a 1.488 km y apoapsis a 192.000 km. En cuanto a la Mariner 9, el primer orbitador en otro planeta, el periapsis de su órbita estuvo a 1.387 km y el apoapsis a 17.097 km. Los principales resultados de estas observaciones aparecen en la Tabla 1.

5.2.2 Segundo acercamiento:

El **segundo acercamiento** a la exploración de la alta atmosfera y la ionosfera marcianas, se produjo con las misiones estadounidenses **Viking 1 y 2** cuando en Junio de 1976 llegaron a Marte en una época de mínimo de actividad solar. Constaban de un orbitador y un módulo terrestre cada una. Uno de sus principales objetivos fue la búsqueda de microorganismos marcianos. El orbitador de la Viking 1 fue apagado en Agosto de 1980 después de haber realizado 1400 órbitas y el de la Viking 2 dejó de transmitir el 25 de julio de 1978 habiendo completado 706 órbitas. El módulo terrestre de la Viking 1 dejó de funcionar el 13 de Noviembre de 1982 y el de la Viking 2 el 11 de abril de 1982.

Sendos orbitadores, realizaron las primeras medidas de radio-ocultación en frecuencia dual y usaron un analizador del retardo de potencial (RPA) que fue el primer sensor que midió *in situ* el contenido de iones en una ionosfera de otro planeta, al igual que midió la interacción viento solar–ionosfera. Los principales resultados que se obtuvieron fueron que Marte tenía una capa ionosférica M1 con un pico en la concentración de iones de aproximadamente 10^5 cm^{-3} a una altura de 130 km, los cuales eran en un 90% O_2^+ y en un 10% CO_2^+. A alturas superiores, en torno a 225 km, se detectaron iones de O^+ con un pico de concentración menor a 10^3 cm^{-3}. También se tomaron datos de la zona nocturna de la ionosfera, obteniendo que la densidad del plasma era muy baja como para ser detectada por radio-ocultación. Muchos perfiles de esta zona no midieron ningún pico, tan sólo una densidad de electrones de 5×10^9 m^{-3} comparable con la estructura de un cometa.

5.2.3 Tercer acercamiento:

El **tercer acercamiento** a la exploración de la alta atmósfera e ionosfera se produjo en septiembre de 1997 cuando llegó a Marte la misión de la NASA **Mars Global Surveyor (MGS)** que estuvo en su órbita durante nueve años obteniendo importantísimos resultados acerca del magnetismo de dicho planeta, de su atmósfera-ionosfera y de su superficie, y en concreto de

la existencia de agua, entre otros. La altura media a la que orbitó fue de 370 km. De la ionosfera, cabe destacar las 5600 radio-ocultaciones realizadas en dicho planeta para su estudio durante los años 1998 y 2005 que posteriormente estudiaremos en detalle.

Unos años más tarde, en Junio de 2003, la ESA (European Space Agency) mandó su primera misión con destino Marte, la **Mars Express**. Llegó al planeta en Diciembre de ese mismo año con el objetivo de orbitar el planeta a una altura media de 275 km con apoapsis sobre 10.100 km y una inclinación de 86º. Llevaba también a bordo un módulo de superficie, el Beagle 2, que estaba diseñado para excavar y analizar el suelo marciano, pero se perdió contacto con él y desapareció cerca del ecuador marciano. La misión sigue hoy en día, siete años después, en progreso. Los éxitos más notables hasta el momento de esta misión, han sido la detección de hielo en el suelo marciano, la evidencia de agua líquida en el subsuelo y el hallazgo de concentraciones de metano en la atmósfera con un posible origen en la presencia de actividad biológica. El orbitador, lleva a bordo cámaras de alta resolución para estudiar la superficie de Marte e instrumental adecuado para analizar su atmósfera y subsuelo hasta varios kilómetros de profundidad. En concreto, el módulo encargado del estudio de la ionosfera conocido como MARSIS, es un radar de bajas frecuencias y constituye el primer aparato diseñado expresamente para sondear la ionosfera de Marte.

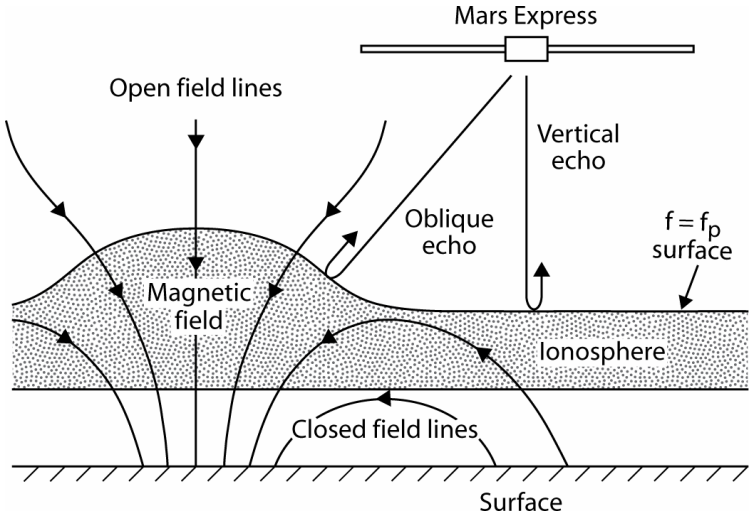

Figura 6: Dibujo que muestra la formación de protuberancias en la ionosfera marciana causadas por las líneas verticales de campo magnético. Estas regiones ionosféricas dan lugar a los ecos oblicuos. (Duru, 2006).

Un sondeo típico llevado a cabo por MARSIS dura sobre 40 minutos y comienza a una altura de 1200 km en el tramo de entrada, continúa hacia el periapsis y finaliza a la altura de 1200 km en el tramo final. Los descubrimientos realizados por él han sido muy importantes, puesto que se han encontrado multitud de diferentes ecos que nos dan información sobre la estructura y forma de dicha capa atmosférica, como los ecos verticales causados por la reflexión especular desde la ionosfera estratificada horizontalmente, los ecos desde una segunda capa en la parte más alta de la ionosfera presumiblemente asociados con los iones O^+, ecos oblicuos producidos por las zonas abultadas de la ionosfera, y una variedad de otro tipo de ecos que hoy en día están pobremente entendidos. Los ecos verticales son los que dan lugar a los perfiles de densidad de electrones que están en acuerdo razonable con el modelo

de fotoequilibrio de Chapman para ionosferas planetarias. En el lado diurno marciano, el máximo de densidad electrónica, siguiendo este modelo, es de $2x10^{11}$ m^{-3} que se analizará más adelante. En el lado nocturno marciano los ecos son muy irregulares con el máximo de densidad de electrones por debajo de 10^{10} m^{-3} y, a veces, la superficie de reflexión se aprecia en el rango de mismas frecuencias que los ecos difusos, esto ha sugerido que existen pequeños agujeros aislados en la ionosfera nocturna. Por otro lado, ha sido muy importante el descubrimiento de los ecos oblicuos puesto que se producen en la zona más alta de los abultamientos existentes en la ionosfera en regiones donde el campo magnético de Marte es fuerte y cercano a la vertical (Figura 6). La forma de estas protuberancias tiende a ser de cilindros horizontales y su importancia es enorme, puesto que pone de manifiesto que las regiones más magnetizadas de la superficie interaccionan con la ionosfera marciana.

5.3 Proceso de formación de la ionosfera:

Seguidamente se describirá el proceso de formación de la ionosfera desarrollado por Chapman para la Tierra para comprobar después si los datos de densidad electrónica de Marte pueden ajustarse con las expresiones obtenidas para la Tierra.

La principal fuente de ionización de la ionosfera, es el flujo de fotones correspondiente a la zona de radiación más energética, es decir, a la zona del espectro ultravioleta extremo (EUV) y a la de los rayos X. La consecuencia del proceso de ionización es la creación de iones y foto-electrones, los cuales pueden conducir a la ionización adicional de las partículas neutras. Además de esta, existen otras fuentes menos importantes de ionización, como por ejemplo, la energía procedente de los iones y electrones del viento solar, los rayos cósmicos o incluso los meteoritos.

El proceso de fotoionización, dependerá básicamente de la intensidad de la energía ionizante, J, y de la concentración de partículas, n, disminuyendo la primera conforme penetra en la atmósfera desde el exterior y disminuyendo la segunda con la altura medida desde la superficie del planeta. Por eso existirá una zona en la que la tasa de producción de iones por unidad de volumen alcanzará un máximo.

Una vez formada la ionosfera, los iones y electrones tienden a recombinarse y a reaccionar con otras especies gaseosas, formando átomos y moléculas. De este modo, se da un equilibrio dinámico en el cual la concentración neta de electrones libres, *densidad electrónica*, depende de la velocidad relativa de los procesos de producción y pérdida, la cual variará con el tipo de iones que existan en el plasma y sus correspondientes interacciones con el gas neutro. En términos generales, la velocidad de cambio de la densidad de electrones n se expresa por su **ecuación de continuidad**:

$$\frac{dn}{dt} = q - L - \nabla \cdot (n\boldsymbol{v}) \qquad (1)$$

donde q es la tasa de producción de iones por unidad de volumen, L la tasa correspondiente a la pérdida de los mismos por recombinación y $\nabla(n\boldsymbol{v})$ expresa la pérdida de electrones por movimiento fundamentalmente vertical, siendo *v* la velocidad media de éstos. En este estudio, vamos a asumir que el tercer término es despreciable frente a los dos primeros, hipótesis

aceptada generalmente en este tipo de estudio. En la situación de equilibrio se verifica por tanto: q=L.

- **Término q:**

Vamos a suponer que la atmósfera se encuentra en **equilibrio hidrostático** y por tanto la distribución de la densidad electrónica, n, viene dada por la expresión:

$$n = n_0 e^{-\frac{h}{H}} \tag{2}$$

donde n_0 es la densidad en el nivel de referencia, h la altura y H la altura de escala que aceptamos que es constante con la altura. Además suponemos que la radiación que llega es monocromática y cada fotón produce un solo electrón, las capas son horizontales, eléctricamente neutras, de gas homogéneo formado por un solo componente y en equilibrio, (**"modelo de Chapman"**). Si la ionosfera marciana se ajusta también a este modelo, podremos obtener mucha información acerca de su proceso de creación, de su composición y de su dinámica.

En una situación como esta, obtenemos que la velocidad de producción de iones por unidad de volumen (e^-/m^3s) se expresa como:

$$q = \eta \sigma n J \tag{3}$$

donde η es la tasa de eficiencia de ionización (e^-/eV), es decir, la fracción de energía absorbida que se utiliza para producir ionización y σ es la sección eficaz de ionización que se considera constante para cada longitud de onda.

Por otro lado, el máximo de q sobre un camino oblicuo se alcanza cuando:

$$1 = \sigma n_m H_m sec\chi \tag{4}$$

donde $n_m.H_m$ es el número de átomos en una columna vertical de sección unidad y el número total en una columna oblicua, también de sección unidad, y con su base en la zona de máxima producción es: $n_m \cdot H_m \cdot sec\chi$.

Combinando las dos últimas ecuaciones (3 y 4) y la expresión: $\frac{J_m}{J_\infty} = e^{-1}$, que confirma que en la zona de máxima de producción de iones la radiación ha penetrado una profundidad óptica igual a la unidad, obtenemos el valor máximo para la tasa de producción de iones por unidad de volumen:

$$q_m = \eta \sigma n_m \frac{J_\infty}{e} = \eta \frac{J_\infty}{eH_m} cos\chi = q_{m,0} cos\chi \tag{5}$$

siendo $q_{m,0}$ el máximo para incidencia vertical, es decir, q_m es la tasa de producción en la zona en la que más iones se forman pero la cantidad máxima que se produce en esa zona es $q_{m,0}$ que corresponde a la incidencia vertical ($\chi \to 0$).

Para calcular la altura a la que se encuentra el máximo de ionización, sustituimos (2) en (4) y despejando h_m obtenemos:

$$h_m = H \cdot Ln\frac{\sigma \cdot H \cdot n_0}{cos\chi} = H \cdot Ln(\sigma \cdot H \cdot n_0) - H \cdot Ln(cos\chi) \quad (6)$$

que nos indica que cuando el Sol está en la vertical ($\chi \rightarrow 0$), el segundo término de la derecha se hace cero, como Ln(cosχ) es negativo, entonces h_m alcanza el valor mínimo lo que equivale a afirmar que el espacio que la intensidad penetra en la atmósfera hasta producir el máximo de ionización es máximo. Se puede observar a partir de esta ecuación que la altura no depende de la intensidad de ionización J.

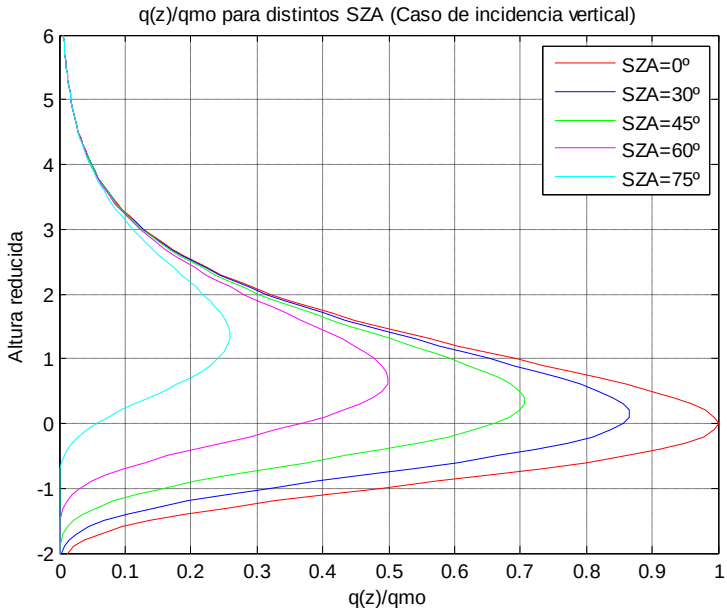

Figura 7: Distribución de $q(z)/q_\infty$, en función de la altura referida a $h_{m,0}$ para distintos ángulos cenitales solares (SZA).

Por otro lado, la expresión que relaciona la intensidad de ionización, J, con la altura y el ángulo cenital solar es:

$$J(h,\chi) = J_\infty \cdot \exp\left(-\sigma \cdot n \cdot H \cdot sec\chi\right) \quad (7)$$

Relacionando (2), (3) y (7) llegamos a las expresiones:

$$q(h,\chi) = q_m \exp(1 - y - \mathrm{e}^{-\mathrm{y}}) \quad (8)$$

$$q(h,\chi) = q_{m,0} \exp\left(1 - z - \mathrm{e}^{-\mathrm{z}} sec\chi\right) \quad (9)$$

donde *y* y *z* son las alturas reducidas: $y = \frac{h-h_m}{H}$, $z = \frac{h-h_{m0}}{H}$ (Figura 7). Estas expresiones son iguales salvo porque la segunda está en función de la incidencia vertical ($\chi \rightarrow 0$).

- **Término L:**

En el estudio de la densidad iónica hay que tener en cuenta aparte de la tasa de producción de iones, la tasa de recombinación de los mismos tal y como describe la ecuación de continuidad (1).

Vamos a considerar que las distintas capas que forman la ionosfera se comportan como Capas de Chapman, es decir, la producción de iones es de la forma de la ecuación (9). Entonces podemos introducir las siguientes simplificaciones:

- No existen iones negativos producidos por adherencia de electrones a moléculas neutras.
- Los iones positivos solo tienen una carga eléctrica.
- La Ionosfera es neutra: $n_e=n_+$.
- El coeficiente de recombinación α es constante.

A partir de estas premisas, podemos expresar L como $L = \alpha n_e n_+$, es decir, la ecuación de continuidad quedaría de la forma:

$$\frac{dn}{dt} = q(h,\chi) - \alpha n_e n_+ \tag{10}$$

Este proceso de recombinación se puede producir de las siguientes formas, siendo las dos primeras las más importantes en la mayor parte de la ionosfera:

+ Recombinación radiativa:

Es la recombinación en la que un electrón se combina directamente con un ión dando lugar a un elemento neutro y a un fotón de energía que puede a su vez ionizar otros átomos o moléculas. La ecuación tipo es:

$$e + X^+ \rightarrow X + hv$$

En este caso, la tasa de recombinación se puede expresar como: $L=\alpha[X^+][e]=\alpha nn=\alpha n^2$, siendo α el coeficiente de recombinación radiativa.

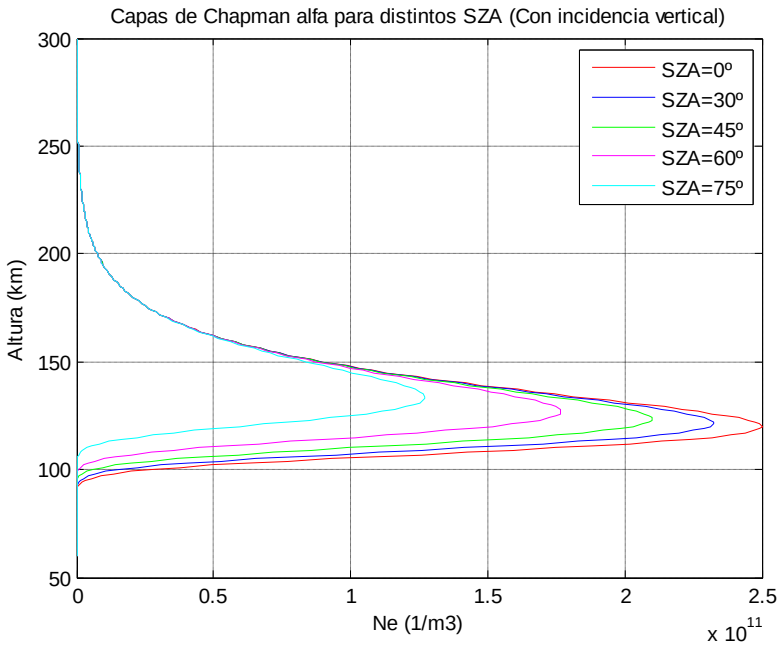

Figura 8: Distribución de la densidad electrónica en función de la altura siguiendo el modelo de Capas-α de Chapman para distintos ángulos cenitales solares (SZA).

Entonces, para la situación de equilibrio: $n = \left[\frac{q}{\alpha}\right]^{1/2}$. Por tanto si ahora sustituimos en esta expresión la (9), obtenemos:

$$n(h,\chi) = n_{m,0}\exp\left(\frac{1}{2}\left(1 - z - \mathrm{e}^{-z}sec\chi\right)\right) \tag{11}$$

donde $n_m = n_{m0}(cos\chi)^{1/2}$. Esta expresión es conocida como **Capa-α de Chapman** (Figura 8).

+ Recombinación disociativa:

En esta recombinación, una molécula ionizada se combina con un electrón dando lugar a dos partículas neutras. La ecuación tipo es:

$$e + XY^{+} \rightarrow X + Y$$

Se puede expresar la tasa de recombinación como $L=\alpha'[XY^{+}][e]= \alpha' nn= \alpha' n^2$, de donde se obtiene, igual que en el caso anterior la expresión de Capa-α de Chapman.

+ Recombinación por incorporación ("Attachment"):

Un tipo de recombinación particular es la de incorporación de un electrón a una partícula neutra dando lugar a la ionización de esa partícula. Este fenómeno sólo ocurre a bajas alturas porque enseguida conforme se gana en altura aparecen reacciones de desincorporación y para que tenga lugar es necesaria la presencia de un número significativo de partículas neutras. La ecuación tipo es:

$$e + Z \rightarrow Z^{-}$$

Si se cumple que $Z >> Z^{-}$, entonces podemos decir que la tasa de recombinación es de la forma: $L=\beta[e]= \beta n$, siendo β el coeficiente de recombinación por incorporación.

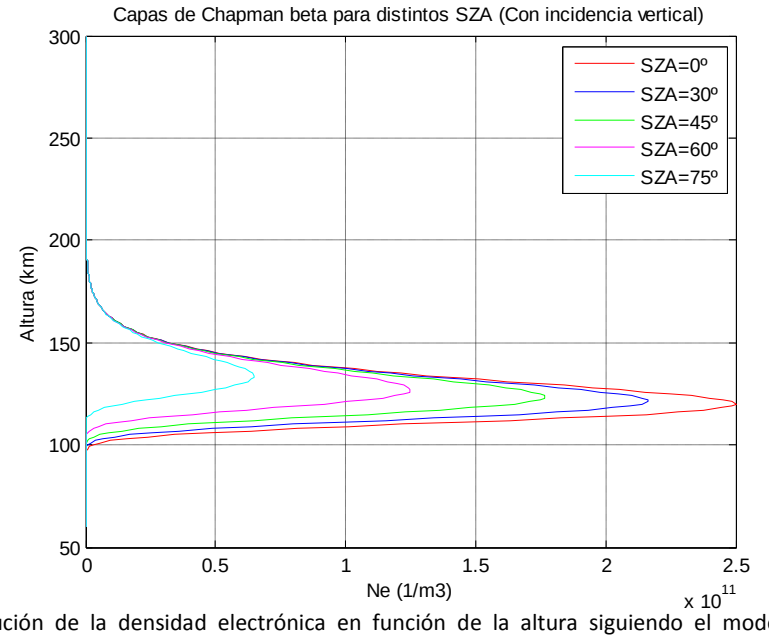

Figura 9: Distribución de la densidad electrónica en función de la altura siguiendo el modelo de Capas-β de Chapman para distintos ángulos cenitales solares (SZA).

Despejando, obtenemos: $n = \frac{q}{\beta}$. Por tanto, si sustituimos en (9) tenemos:

$$n(h,\chi) = n_{m,0}\exp\left(1 - z - \mathrm{e}^{-z} sec\chi\right) \qquad (12)$$

Es importante notar que el coeficiente β no es constante, varía con la altura y con la concentración de partículas neutras siendo más importante a bajas alturas. Esta expresión es conocida como **Capa-β de Chapman** (Figura 9).

En resumen, las recombinaciones radiativa y disociativa dan lugar a Capas-α de Chapman mientras que la recombinación por incorporación da lugar a Capas-β de Chapman. En todos los casos se pierden electrones pero en los dos primeros también se pierden iones mientras que en el último caso se crean iones. En nuestro estudio de la densidad electrónica de la ionosfera de Marte vamos a comprobar hasta qué punto la ionosfera marciana responde al modelo de Chapman. Además, estudiando cuál de los dos tipos de capas (α o β) refleja mejor la ionosfera marciana podremos indicar la presencia de partículas neutras en esta zona de la atmósfera marciana es significativa.

6. ANÁLISIS DE LA IONOSFERA MARCIANA

6.1 Acceso a los datos:

El conocimiento de las fuentes de información sobre la ionosfera de Marte constituye uno de los objetivos fundamentales de este trabajo. No ha sido tarea fácil familiarizarse con ellas puesto que para poder manejar la gran mayoría de los datos, pese a estar disponibles al público, ha sido necesario establecer contacto con los administradores de los mismos.

Afortunadamente, para lograr este fin, se ha podido contar con la ayuda de varias personas de distintas instituciones que a continuación se enumeran:

- De la ESA (European Space Agency), en concreto, de las siguientes personas:
  - **Ángeles Cuevas**, **Alejandro Cardesin**, **Erwan Treguier** y **Marina Sánchez-Bayton** del ESAC (The European Space Astronomy Centre) localizado en Villafranca del Castillo (Villanueva de la Cañada, Madrid). (*"http://www.esa.int/SPECIALS/ESAC/index.html"*).
  - **Olivier Witasse** del ESTEC (European Space Research and Technology Centre) localizado en Noordwijk (Paises Bajos). (*"http://www.esa.int/esaCP/SEMOMQ374OD_index_0.html"*).
- De la NASA (National Aeronautics and Space Administration), en concreto, de las siguientes personas:
  - **David. R Williams**, **Barbara Pope** y **Sharlene Rhodes** del NSSDC (National Space Science Data Center) localizado en Greenbelt (Maryland, Estados Unidos). (*"http://nssdc.gsfc.nasa.gov/"*).

- **Steven P. Joy** del PDS/PPI (Planetary Data System – Planetary Plasma Interactions) localizado en el IGPP (Institute of Geophysics and Planetary Physics) de UCLA (University of California) en Los Angeles (Estados Unidos). (*"http://ppi.pds.nasa.gov/"*).

- **Roberto Orosei** del Istituto Nazionale di Astrofisica (Istituto di Fisica dello Spazio Interplanetario) localizado en Roma (Italia). (*"http://www.iasf-roma.inaf.it/"*).

- **Richard L. Huff** y **Dave Morgan** de University of Iowa (Estados Unidos). (*"http://www.uiowa.edu/"*).

- **Pilar Romero** y **Javier Mejuto** del grupo de la UCM (Universidad Complutense de Madrid) que se encarga de los estudios geodésicos de Marte y forman parte del proyecto MEIGA-METNET. (*"http://www.meiga-metnet.org/"*).

Las principales fuentes de datos se han obtenido gracias a las misiones *Viking 1 Orbiter*, *Mars Global Surveyor* y *Mars Express*, anteriormente descritas. Podemos clasificar estos datos de acuerdo a la forma de obtención de los mismos, separándolos en datos procedentes de experimentos de radio-ocultación y datos procedentes de sondeos ionosféricos realizados por el radar MARSIS.

A continuación, se procede al estudio de cada conjunto de datos.

- 6.1.1 Datos procedentes de Radio-ocultación:

+ Viking 1 Orbiter:

Se disponen de 75 ficheros procedentes del conjunto de datos PSGP-00406 de la sonda Viking 1 Orbiter que se descargaron a través del servicio FTP de la NASA. El nombre completo de estos ficheros es el siguiente: *Viking Prime Mission Occultation EDR Tapes* y el intervalo de tiempo en el que fueron tomados es: del 6-10-1976 al 1-11-1976. (http://nssdc.gsfc.nasa.gov /nmc/datasetDisplay.do?id=PSPG-00406).

Estos datos, facilitados por el Equipo de Radio Ciencia de esta misión, estaban grabados en cintas magnéticas BCD y consistían en datos obtenidos de observaciones de ocultación en los que se realizaron desde cientos a miles de mediciones de frecuencia Doppler en las bandas de frecuencias de microondas S (2-4 GHz), X (7-12,5 GHz), o en ambas. Para cada medida se determinó la trayectoria y la frecuencia usada. Los datos de ocultación fueron obtenidos a partir de la señal de radio cuando la nave se estaba ocultando y des-ocultando por Marte visto desde la Tierra. A partir de estos datos se pueden sacar perfiles de altura de las temperaturas, densidades y presiones de la atmósfera incluyendo la ionosfera.

Las cintas EDR fueron escritas en GPCF Univac 1108 con las siguientes características:

7 Tracks
800 B.P.I Density
Even Parity
BCD (Translator ON)

Es decir, los datos están divididos en registros lógicos de 12 palabras (72 caracteres), los cuales están bloqueados en registros físicos de 336 palabras (2016 caracteres).Todos los datos de ocultación de la *Viking Prime Mission* fueron almacenados, según lo expuesto anteriormente, en cintas distintas con los siguientes nombres: PE0011 (12 ficheros), PE0012 (12 ficheros), PE0013 (10 ficheros), PE0014 (13 ficheros), PE0015 (14 ficheros), PE0016 (10 ficheros), PE0017 (4 ficheros). Los datos digitalizados están guardados según este criterio de nomenclatura. Existen dos tipos distintos de ficheros en estas cintas: ficheros con trayectorias y ficheros con datos de radio. A continuación, se describe el contenido de cada tipo.

La estructura que tienen los **ficheros de trayectorias** es la que sigue y están escritos en formato Fortran. Todos los vectores están centrados en Marte.

Header Records	**Number of Data Points**	**Spacecraft ID**		**Orbital Rev**	**Entry (1) Exit (2)**	
	Format (4I10)					
	0.	**Ephemeris-Universal Time (sec)**		**1-way Light-time (sec)**		
	Format (3D24.16)					
	X	**Y**		**Z**	**Mars to Sun**	
	Format (3D24.16)					
Data Records Data Point 1	**Ephemeris Time Seconds Past 1950.**	**YR**	**DOY**	**HR**	**MIN**	**SEC**
	Format (D26.14,4x,4F7.1,F14.8)					
	X	**Y**		**Z**	**Mars to Spacecraft**	
	Format (3D24.16)					
	$\dot{X}$	**$\dot{Y}$**		**$\dot{Z}$**	**Mars to Spacecraft**	
	Format (3D24.16)					
	X	**Y**		**Z**	**Mars to Earth**	
	Format (3D24.16)					
	$\dot{X}$	**$\dot{Y}$**		**$\dot{Z}$**	**Mars to Earth**	
	Format (3D24.16)					
	… To number of data points.					

Tabla 2: Estructura de los ficheros de trayectorias procedentes de la *Viking 1 Orbiter*.

Ejemplo:

```
 251      27      107      1
.0000000000000000          .4718437999952585+002   .1258596108898794+004
.1880190744151525+009   .1431003747747031+009   -.1561608035183070+007

 .84456082000000+009   76.0   280.0    .0   13.0   40.00000000
-.1458145312649582+005   -.8116252751485992+004   .4118533819366081+004
-.9475886570092271+000   -.1292269899743995+001  -.5647934059747516+000
 .3340110841273488+009   .1754712847201454+009   -.1564850286426008+007
-.2255350579634944+002   .4619125921564978+002   .7436461198411182+000
  …
```

Tabla 3: Ejemplo representativo del formato en el que se encuentran los ficheros de trayectoria de la *Viking 1 Orbiter.*

La estructura que tienen los **ficheros de datos de radio** es la que sigue. También están escritos en formato Fortran:

Header Records	**Number of Data Points**	**Spacecraft ID**	**Orbital Rev**	**Entry (1) Exit (2)**	
	Format (4I10)				
	Transmitting Station	**Receiving Station**	**Tracking Mode 1-way 2-way 3-way**	**Frequency Bands 1-S-only 2-X-only 3-both**	
	Format (4I10)				
	Uplink frequency (RF) HZ	**Downlink frequency (RF) Hz**			
	Format (2D26.18)				
Data Records Data Point 1	**Year**	**Day of Year**	**Seconds Past Midnight**	**S-band Doppler HZ**	**X-band Doppler Hz**
	Format (I2,I5,F10.4,2D26.18)				
	… To number of data points.				

Tabla 4: Estructura de los ficheros de datos de radio procedentes de la *Viking 1 Orbiter*.

Ejemplo:

```
793      27      107      1
43      43      2      3
.211162752000000000+010   .229317015746606334+010

   76  280   3300.5000   .185411064439639449+004   .679824269352977529+004
   76  280   3301.5000   .185254720812663436+004   .679303248207395330+004
   76  280   3302.5000   .185119593500718473+004   .678756318949287194+004
   76  280   3303.5000   .184954720788821577+004   .678181500481193320+004
   76  280   3304.5000   .184801709222421049+004   .677611259888236778+004
   76  280   3305.5000   .184660131847485900+004   .677094090621297613+004
…
```

Tabla 5: Ejemplo representativo del formato en el que se encuentran los ficheros de datos de radio de la *Viking 1 Orbiter.*

+ Mars Global Surveyor:

Se disponen de 5.600 ficheros procedentes de experimentos de radio-ocultación realizados por la nave MGS entre el 24-12-1998 y el 9-6-2005. Estos ficheros se pueden descargar manualmente desde la página: "*http://www.igpp.ucla.edu/cgi-bin/ditdos?dataset= MGS-M-RSS-5-EDS-V1.0*", o bien como ha sido nuestro caso, se pueden usar desde un CD-ROM que el equipo del PDS/PPI de la NASA nos facilitó personalmente.

La colección entera de datos de densidad electrónica ionosférica obtenidos a partir de radio-ocultación (EDS) durante la misión MGS, se encuentra en el volumen MGS-M-RSS-5-EDS-V1.0, que es uno de los 38 volúmenes que forman parte de: MORS_1001 – MORS_1038.

Nuestro volumen está formado por tres archivos y cinco directorios siendo el directorio EDS donde se encuentran los citados datos.

Todos los datos están acompañados de un fichero separado con los cabeceros correspondientes a esos datos y su descripción. Tienen el mismo nombre salvo la terminación que para los datos es ydddhmmC.EDS y para los rótulos es ydddhmmC.LBL (donde y es el último dígito del año, ddd es el dia del año juliano, h denota la hora siendo A si la hora son las 00, B si es la 01,… y X si son las 23, mm denota los minutos del comienzo del experimento y C es un letra que indica la versión del fichero siendo A la primera versión).

La Tabla 6 describe el número final de directorios que contienen los perfiles así como las fechas en las que se realizaron.

Start yyyy_ddd	End yyyy_ddd	Start yyyy-mm-dd	End yyyy-mm-dd	Start MY/Ls	End MY/Ls	Number	Notes
1998_358	1998_365	1998-12-24	1998-12-31	24/074	24/077	32	
1999_068	1999_086	1999-03-09	1999-03-27	24/108	24/116	43	
1999_126	1999_149	1999-05-06	1999-05-29	24/135	24/146	220	S. hemisph.
2000_306	2001_031	2000-11-01	2001-01-31	25/070	25/111	732	
2001_032	2001_157	2001-02-01	2001-06-06	25/111	25/174	840	
2002_305	2002_365	2002-11-01	2002-12-31	26/089	26/116	526	
2003_001	2003_080	2003-01-01	2003-03-21	26/116	26/156	650	
2003_081	2003_155	2003-03-22	2003-06-04	26/156	26/197	630	
2003_173	2003_183	2003-06-22	2003-07-02	26/208	26/214	76	
2004_328	2004_357	2004-11-23	2004-12-22	27/119	27/133	270	
2004_361	2005_090	2004-12-26	2005-03-31	27/135	27/185	877	
2005_091	2005_160	2005-04-01	2005-06-09	27/185	27/227	704	

Tabla 6: Tabla resumen de la cobertura de los datos. La primera columna indica el año y el día del año en el calendario juliano en el que se hizo el primer perfil del directorio, la segunda columna indica el año y el día del año en el calendario juliano en el que se hizo el último perfil del directorio, la tercera y cuarta columna dan la misma información que las dos primeras pero en formato estándar del calendario, la quinta y sexta columna indican el número de año marciano y la longitud areocéntrica del Sol en grados aproximada en el primer y último perfil de cada directorio respectivamente y la séptima columna indica el número de perfiles presentes en cada directorio.

La **cobertura de los datos** es muy amplia en las regiones de latitud 60-90º en el hemisferio norte y 65-70º en el hemisferio sur y en estos rangos, en todas las longitudes. Debido a que Marte tiene una tenue atmósfera neutra con condiciones muy extremas, no se pudieron realizar experimentos de radio-ocultación para ángulos cenitales solares mayores de 90º en el punto de medida. Esta es la principal razón de la diferencia en número de perfiles de ionosfera (5.600) y atmósfera neutra (21.243). Sin embargo, hubo otros factores que también delimitaron la cobertura de estos datos, sobre todo en la primera fase de la misión, el "pre-mapping", que se extendió hasta los comienzos de 1999. Durante el "mapping" de la misión, debido a que la órbita de Marte está fuera de la órbita de la Tierra, las ocultaciones tendieron a tomarse cerca del terminador, es decir, con muy bajos ángulos cenitales solares lo que llevó

a tener pocas observaciones cerca del mediodía excepto en latitudes polares, otro factor a tener en cuenta en esta fase, fue el nivel de ruido de las medidas de radio-ocultación el cual se incrementaba dramáticamente cerca de la conjunción solar, así como los problemas surgidos en la propia nave con los software y hardware de vuelo. La incertidumbre final estimada de los datos se incluye en una columna en cada perfil.

Los archivos EDS están almacenados en tablas con formato ASCII, precedidas por un cabecero del registro que contiene la siguiente información suplementaria:

"Star time, Stop time, Occultation time, Orbit Number, DSN antenna number, Ray path direction, Angle from diametric, Latitude of profile, Sigma latitude, Longitude of profile, sigma longitude, Sub-solar latitude, Sub-sola longitude, Spacecraft to limb distance, Spacecraft to DSN distance, Mars to Sun distance, Local true solar time, Solar zenith angle, Sun-Earth-Spacecraft angle, DSN elevation angle, Gravity field model, Pick file name, Trajectory file name, Spacecraft attitude file name."

Y los datos se distribuyen en cinco columnas que son las siguientes:

"Radius, Altitude, Latitude, Longitude, Elenctron number density, Sigma electron number density".

En los ficheros EDS se ha tomado como superficie equipotencial la correspondiente al radio ecuatorial medio de Marte: 3.396.000 m calculado a partir de un modelo de gravedad con armónicos esféricos con un término adicional centrífugo que aparece por la rotación del planeta en cuestión. La altura de los perfiles va desde los 90 hasta los 200 km con un espaciado de 1 km entre medida y medida.

A continuación se muestra un ejemplo de estos ficheros:

```
1999-03-09T19:38:00.000,1999-03-09T19:45:00.000,1999-03-09T19:35:02.311,9,45,23.2,-165.7,
73.296,-9.999,  83.888, -9.999, 23.93, 210.3,8, 107.64, 1.450E+06, 1.241E+11,
2.442E+11,3.567, 76.45, 127.0, 54.1,1, "JGM75C01.SHA", "PCK7323A.TPC",
"9066154A.IPN","          "
                3587614.,207824., 73.430,  83.058, 5.9624E+09,2.72E+09
                3586697.,206907., 73.428,  83.068, 7.7696E+09,2.72E+09
                3585779.,205989., 73.427,  83.078, 9.9235E+09,2.72E+09
                3584858.,205068., 73.425,  83.089, 1.0336E+10,2.73E+09
                3583936.,204146., 73.424,  83.099, 1.0680E+10,2.73E+09
                3583012.,203222., 73.422,  83.109, 1.1151E+10,2.73E+09
                3582087.,202296., 73.420,  83.120, 1.1189E+10,2.73E+09
                3581159.,201368., 73.419,  83.130, 1.1062E+10,2.73E+09
                3580229.,200438., 73.417,  83.141, 1.1304E+10,2.73E+09
                …
```

Tabla 7: Ejemplo representativo del formato en el que se encuentran los ficheros de radio-ocultación procedentes de la MGS.

- 6.1.2 Datos procedentes de sondeos ionosféricos:

+ Mars Express:

Los datos de sondeos ionosféricos de esta misión están disponibles en internet en la página: (“*ftp://psa.esac.esa.int/ pub/mirror /MARS-EXPRESS/MARSIS/*”) pudiendo descargarse a través del servicio FTP de la ESA.

De los ocho volúmenes de datos disponibles obtenidos a partir de los instrumentos que lleva a bordo la Mars Express, nuestros datos se encuentran en el volumen: *Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere (MARSIS)*. (“*http://www.rssd.esa.int/index. php?project=PSA&page=ftpAccess#mex*”). Este volumen consta de siete directorios de los cuales los dos primeros son datos en “crudo” de sondeos ionosféricos de la primera parte de la misión (“*MEX-M-MARSIS-2-EDR-EXT1-V1.0* y *MEX-M-MARSIS-2-EDR-V1.0*”), los tres siguientes corresponden a AIS (Active Ionospheric Sounder) realizados por la Mars Express (“*MEX-M-MARSIS-3-RDR-AIS-EXT1-V1.0*, *MEX-M-MARSIS-3-RDR-AIS-V1.0* y *MEX-M-MARSIS-3-RDR-SS-V1.0*”) y los dos últimos a contenido total de electrones (TEC) en la ionosfera (“*MEX-M-MARSIS-5-DDR-SS-TEC-EXT1-V1.0* y *MEX-M-MARSIS-5-DDR-SS-TEC-V1.0*”).

Nos vamos a centrar en los archivos AIS puesto que son los datos estándar de la misión completa. AIS es un componente del instrumento Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS), siendo sus principales objetivos el mapeo y estudio de la ionosfera de Marte así como su interacción con el Sol. Existen tres tipos de datos distintos incluidos en el volumen MARSIS AIS y son:

1) Datos de sondeos ionosféricos calibrados completamente y almacenados en formato binario.
2) Vista de los productos en forma de resumen de espectrogramas de frecuencia-tiempo. Cada vista de espectrograma abarca un pase completo del pericentro.
3) Vista de los productos en forma de ionogramas individuales.

Los datos AIS se encuentran escritos en binario, siendo necesario usar el lenguaje de programación C++ en LINUX con un ejecutable llamado readais.c que transforma el formato de los datos a ASCII. Estos ficheros de datos se encuentran en el directorio DATA y están organizados en directorios de 10 órbitas con la forma siguiente: RDRxxxx, donde xxxx son los cuatro dígitos de la órbita. El nombre de los ficheros individuales es del tipo FRM_AIS_RDR_xxxx.DAT, donde xxxx indica el número de órbita. El esquema general es el siguiente:

```
[DATA]
  |
  |-[ACTIVE_IONOSPHERIC_SOUNDER]
     |
     |-[RDRxxxX]
        |
        |-FRM_AIS_RDR_xxxx.DAT
```

Tabla 8: Esquema representativo de la localización de los datos AIS. xxxx marca el número de la órbita.

A continuación se muestra un ejemplo representativo de este tipo de datos:

```
Frame Begin Time :: 2005-173T23:00:40.959ÿ 2005-173T23:00:40.959
Transmit Frequency = 99.977 KHz
Band Number = 0
Receiver Attenuation = 26
Transmit Power Level = 0
1.9E-14 5.3E-14 7.9E-16 9.2E-16 1.4E-15 5.8E-16 7.0E-16 3.0E-16 9.9E-17 6.5E-16 2.9E-16 7.5E-16
3.2E-16 3.2E-16 4.7E-16 2.3E-16 6.1E-16 6.3E-16 2.4E-16 7.3E-16 3.7E-16 4.2E-16 4.0E-16 1.7E-16
4.3E-16 4.4E-16 1.6E-16 5.1E-16 2.8E-16 2.1E-16 3.4E-16 2.5E-16 2.4E-16 2.6E-16 2.5E-16 3.3E-16 …
```

Tabla 9: Ejemplo representativo de los datos AIS procedentes de un sondeo ionosférico realizado por el radar MARSIS a bordo de la Mars Express.

6.2 Datos analizados:

De todos los datos descritos en el apartado anterior, se han elegido en esta primera etapa de la investigación los de radio-ocultación de mayor calidad. Por ello, se han tomado los datos de radio-ocultación procedentes de la MGS puesto que la muestra disponible es mucho mayor y de mejor calidad que los procedentes del Orbiter de la Viking 1.

A partir de estos 5600 perfiles de radio-ocultación, se han escogido 559 perfiles, lo que constituye un número representativo de perfiles en distintas condiciones de latitud, longitud, hora de observación, estación del año marciano y actividad solar con el fin de compararlos entre sí y aplicar a ellos el modelo de Capa Chapman anteriormente descrito, comprobando así su grado de validez y por tanto, estudiando el comportamiento fotoquímico de la ionosfera marciana.

A continuación, se procede a analizar varias muestras de este tipo de datos. Para cada día del año, hay disponibles entre 5 y 12 perfiles de densidad electrónica de la ionosfera marciana en función de la altura. Los perfiles son de la misma latitud pero distinta longitud, es decir, el movimiento final sería como si nave estuviera fija y el planeta fuera el único que se moviera. Todos los datos usados tienen la misma hora LTST (Local True Solar Time) por las razones dadas en el apartado anterior.

6.2.1 Comparación de perfiles de densidad electrónica marcianos para una misma latitud en dos fechas de actividad solar distinta:

- **1-20 de Marzo de 2001:**

En total se dispone de 146 archivos para estas fechas. Es un intervalo de tiempo en el que el Sol se encontraba en alta actividad. Las latitudes a las que se hicieron los perfiles fueron ϕ=83º-85º, es decir, en el hemisferio norte. La longitud solar, de la cual podemos extraer la estación del año, era Ls=124º-136º, por tanto era verano (Para el hemisferio norte: Ls=0 en el equinoccio vernal, Ls=90 en el solsticio de verano, Ls=180 en el equinoccio de otoño y Ls=270 en el solsticio de invierno). Por último decir que la hora LTST fue de entre 4 y 6 horas, es decir, entre 8 y 6 horas antes de que el Sol alcanzase el cenit ($LTST=H_{Sol} + 12^h$).

Se han creado en MATLAB varios programas (ver ANEXO punto 3 en el CD adjunto) con el fin de representar estos perfiles tanto individual como colectivamente y ajustarlos a las Capas de Chapman α y β. A partir de las condiciones iniciales, que también determinan estos programas, se obtienen los resultados resumidos en la Tabla 10.

	N_mM1 (m^{-3})	h_mM1 (km)	N_mM2 (m^{-3})	h_mM2 (km)
Capas-α	$(9.9\pm0.4)x10^{10}$	134	$(4.8\pm0.3)x10^{10}$	114
Capas-β	$(9.7\pm0.4)x10^{10}$	135	$(4.7\pm0.3)x10^{10}$	113

Tabla 10: Resultados obtenidos para el pico de máxima densidad electrónica a través de ajustes no lineales a Capas de Chapman.

Todas las **incertidumbres**, que se muestran en este apartado, de densidades electrónicas se han obtenido haciendo la desviación estándar de los residuos. Para las de la altura se ha considerado, por analogía con las medidas de radio-ocultación en Tierra, un intervalo de 2-4 km. La Tabla 11 recoge las condiciones iniciales obtenidas por iteración que han dado lugar a los valores anteriores.

	$N_{m0}M1$ (m^{-3})	h_0M1 (km)	$N_{m0}M2$ (m^{-3})	h_0M2 (km)	H(M1) (km)	H(M2) (km)
Capas-α	$1.8x10^{11}$	118.3	$8.6x10^{10}$	100.0	12.9	11.7
Capas-β	$3.2x10^{11}$	111.1	$1.6x10^{11}$	95.7	20.3	14.4

Tabla 11: Parámetros ionosféricos determinados en el ajuste que actúan como condiciones iniciales del mismo.

A partir de estos resultados, y comparando éstos con otro tipo de observaciones como por ejemplo de composición, temperatura… se llega a la conclusión de que las dos capas ionosféricas visibles (M1 y M2) se pueden ajustar perfectamente a Capas de Chapman, pero más a las alfa que a las beta puesto que las condiciones iniciales obtenidas, como la altura de escala, son más adecuadas y se adaptan mejor a las demás observaciones. Esto quiere decir, tal y como veíamos en el capítulo *"Formación de la Ionosfera"* que las ecuaciones de recombinación que rigen esta ionosfera son las de disociación y radiación, es decir, que las partículas neutras no juegan un papel principal en la dinámica ionosférica.

A continuación, se muestra la representación de los 146 perfiles correspondientes a este intervalo de tiempo estudiado y su correspondiente ajuste a capas de Chapman. La línea de ajuste es la que ofrece un 95% de fiabilidad (Figura 10).

Se puede ver como la variación en estos 20 días tanto en altura como en densidad electrónica es muy pequeña, tal es así, que los residuos asociados a cada punto observado y al ajuste se encuentran muy cercanos a 0, tal y como se observa en los histogramas siguientes (Figura 11).

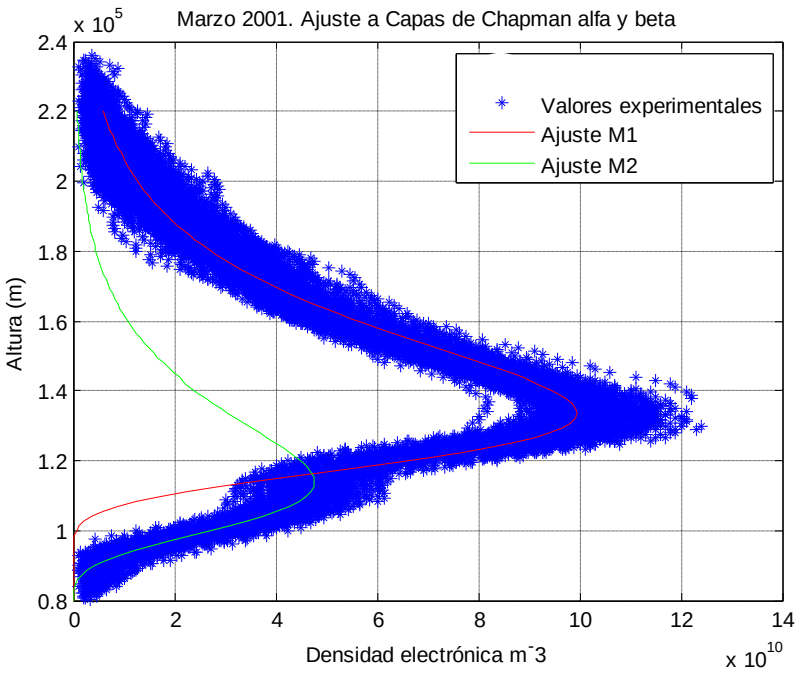

Figura 10: Representación de los datos observacionales obtenidos por la MGS mediante radio-ocultación entre el 1 y el 20 de Marzo de 2001. Las líneas rojas y verdes son los ajustes realizados a Capas de Chapman en MATLAB.

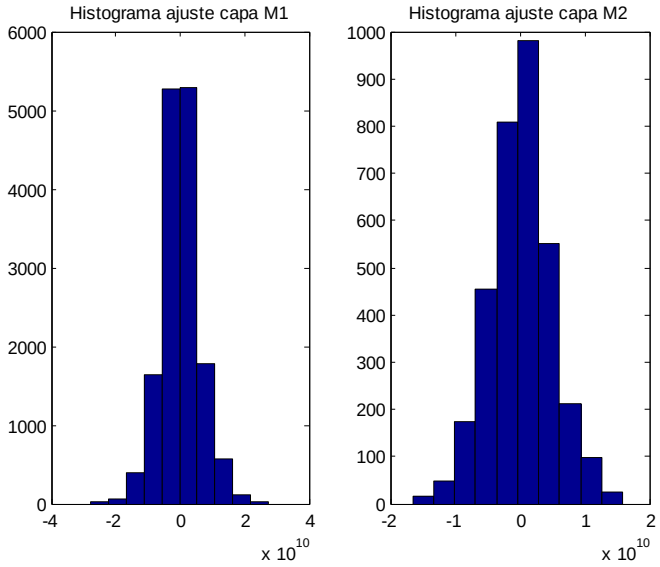

Figura 11: Histograma con que representan para las capas M1 (izquierda) y M2 (derecha) el número de puntos que tienen un residuo determinado. Se observa que en ambos casos, la gran mayoría de puntos están en los intervalos cercanos a cero.

- **1-20 de Febrero de 2005 (2 años marcianos más tarde):**

En total se dispone de 182 archivos para estas fechas. En este intervalo de tiempo el Sol se encontraba en baja actividad. Las latitudes a las que se hicieron los perfiles fueron en torno a 79º-80º, es decir, también en el hemisferio norte. La longitud solar fue de Ls=153º-163º, por tanto también verano y la hora LTST fue de entre 8 y 10 horas, lo que equivale a un intervalo de entre 4 y 2 horas antes de que el Sol alcanzase el cenit.

Como puede comprobarse, las condiciones eran muy similares en los dos casos salvo por la diferencia de dos años marcianos y por tanto, eran idóneos para estudiar el comportamiento de la ionosfera en esas latitudes bajo distintas condiciones de actividad solar. Los resultados obtenidos en esta etapa aparecen en las Tablas 12 y 13.

	N_mM1 (m^{-3})	h_mM1 (km)	N_mM2 (m^{-3})	h_mM2 (km)
Capas-α	$(8.2\pm0.4)x10^{10}$	137	$(3.5\pm0.3)x10^{10}$	122
Capas-β	$(8.1\pm0.4)x10^{10}$	138	$(3.4\pm0.3)x10^{10}$	120

Tabla 12: Resultados obtenidos para el pico de máxima densidad electrónica a través de ajustes no lineales a Capas de Chapman.

	$N_m(M1)$ (m^{-3})	$h_0(M1)$ (km)	$N_m(M2)$ (m^{-3})	$h_0(M2)$ (km)	H(M1) (km)	H(M2) (km)
Capas-α	$1.5x10^{11}$	121.3	$6.4x10^{10}$	106.5	12.4	16.2
Capas-β	$2.7x10^{11}$	115.3	$1.1x10^{11}$	97.2	18.8	19.4

Tabla 13: Parámetros ionosféricos determinados en el ajuste que actúan como condiciones iniciales del mismo.

Como en el caso anterior y usando las mismas hipótesis, se llega a la conclusión de que las dos capas ionosféricas visibles (M1 y M2) se pueden ajustar adecuadamente a Capas-α de Chapman. De igual forma, se muestra la representación de los 182 perfiles correspondientes a este intervalo de tiempo y su correspondiente ajuste a capas de Chapman y los histogramas correspondientes a los residuos de este ajuste (Figuras 12 y 13).

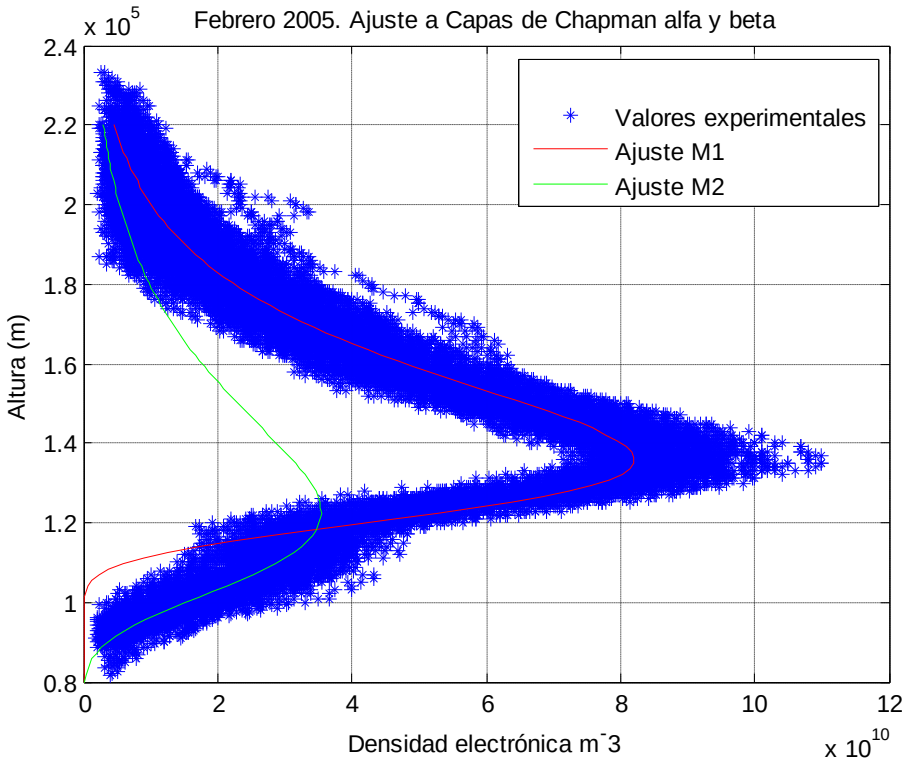

Figura 12: Representación de los datos observacionales obtenidos por la MGS mediante radio-ocultación entre el 1 y el 20 de Febrero de 2005. Las líneas rojas y verdes son los ajustes realizados a Capas de Chapman en MATLAB.

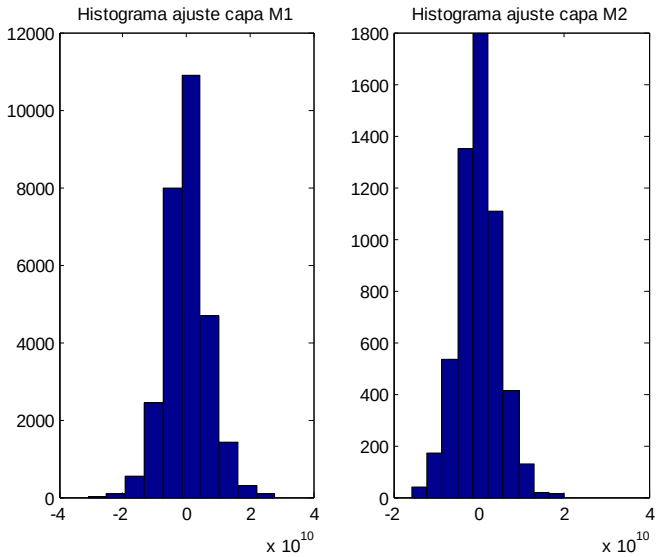

Figura 13: Histogramas que representan para las capas M1 (izquierda) y M2 (derecha) el número de puntos que tienen un residuo determinado. Se observa que en ambos casos, la gran mayoría de puntos están en los intervalos cercanos a cero.

- **Comparación de los perfiles obtenidos en los dos años anteriores:**

A la vista de los resultados anteriores, vamos a realizar una comparación de los perfiles de densidad electrónica con características similares pero para dos años de distinta actividad solar (Tabla 14).

	N_mM1 (m^{-3})	h_mM1 (km)	N_mM2 (m^{-3})	h_mM2 (km)
Marzo 2001	$(9.9\pm0.4)x10^{10}$	134	$(4.8\pm0.3)x10^{10}$	114
Febrero 2005	$(8.2\pm0.4)x10^{10}$	137	$(3.5\pm0.3)x10^{10}$	122

Tabla 14: Tabla comparativa de resultados obtenidos para el pico de máxima densidad electrónica a través de ajustes no lineales a Capas de Chapman en dos periodos de distinta actividad solar.

En primer lugar, tal y como era de esperar, el máximo de densidad electrónica en el periodo de alta actividad solar (Marzo 2001) es mayor (~18% el pico M1 y ~26% el pico M2) que en el periodo de mínima actividad solar (Febrero 2005), puesto que al recibir más cantidad de viento solar, y por tanto, más cantidad de radiación, hay más posibilidad de ionización de la alta atmósfera.

De igual forma, se observa que la altura de dicho máximo de densidad electrónica está a menos altura (~2% el pico M1 y ~7% el pico M2) en alta actividad solar que en baja. Esta observación es similar al comportamiento de la ionosfera de la Tierra donde esta variación es debida al balance entre ionización y procesos de recombinación, y en última instancia, a la variación con la altura de los coeficientes de recombinación. Allí se observa que el pico de máxima ionización está mucho más bajo a mediodía que es cuando se alcanza el máximo de ionización, que a horas tempranas o tardías del día. La semejanza de la variación de altura observada en Marte permite suponer un comportamiento similar en los coeficientes de recombinación. Otro factor a tener en cuenta en Marte, debido a que su magnetosfera es más tenue que la de la Tierra, es que el viento solar en condiciones de alta actividad solar penetra

más en la atmósfera marciana que en condiciones de baja actividad solar lo que lleva también a suponer que al oponer "menos" resistencia a la entrada del viento solar, el pico de máxima densidad electrónica se encontrará a menor altura.

Nótese que la variación de la capa M2 es más significativa que la de la capa M1. Como veremos después, la capa M2 es más sensible a los cambios en las condiciones del viento solar.

6.2.2 Estudio de la posible relación entre las anomalías magnéticas de la superficie de Marte y la ionosfera:

Tal y como se mencionó en el capítulo dedicado al campo magnético de Marte, las únicas muestras de magnetización en la corteza de Marte se encuentran en el hemisferio sur. Vamos a utilizar los únicos datos disponibles de esta región para estudiar la influencia de dichas anomalías en la ionosfera, para ello disponemos del siguiente conjunto de datos.

- **6-29 de Mayo de 1999:**

En total se dispone de 220 archivos para estas fechas que corresponden a los únicos perfiles realizados en el hemisferio sur de Marte y además son los únicos realizados en invierno (Ls=134º-146º). El intervalo de tiempo para el estudio corresponde a un periodo de alta actividad solar. Las latitudes a las que se hicieron los perfiles fueron ϕ=de -64º a -69º y la hora LTST fue en torno a las 12 horas, es decir, en torno al cenit y por tanto, en condiciones de máxima ionización.

En un primer paso, se han representado todos los datos juntos tal y como se ha hecho en los dos casos anteriores. A simple vista se observa que por estar este hemisferio en invierno y, por tanto, la radiación solar que llega es menor, el máximo de densidad electrónica en todos los perfiles es ~32% menor que en verano (comparado con la fecha de máxima actividad solar). No obstante, cuantitativamente se han obtenido los resultados que se listan en las Tablas 15 y 16.

	N_mM1 (m^{-3})	h_mM1 (km)	N_mM2 (m^{-3})	h_mM2 (km)
Capas-α	$(6.8\pm0.7)x10^{10}$	134	$(3.2\pm0.5)x10^{10}$	118
Capas-β	$(6.7\pm0.7)x10^{10}$	137	$(3.2\pm0.5)x10^{10}$	115

Tabla 15: Resultados obtenidos para el pico de máxima densidad electrónica a través de ajustes no lineales a Capas de Chapman.

	$N_m(M1)$ (m^{-3})	$h_0(M1)$ (km)	$N_m(M2)$ (m^{-3})	$h_0(M2)$ (km)	H(M1) (km)	H(M2) (km)
Capas-α	$1.2x10^{11}$	117.6	$5.8x10^{10}$	98.1	14.1	16.7
Capas-β	$2.2x10^{11}$	110.5	$1.0x10^{11}$	91.8	21.4	20.4

Tabla 16: Parámetros ionosféricos determinados en el ajuste que actúan como condiciones iniciales del mismo.

Tal y como se hizo en los casos anteriores y usando las mismas hipótesis, se puede considerar que las dos capas ionosféricas (M1 y M2) siguen el modelo de Capas-α de Chapman. De igual forma, se muestra la representación de los 220 perfiles correspondientes a este intervalo de tiempo y su correspondiente ajuste a estas capas de Chapman y los histogramas correspondientes a los residuos de este ajuste (Figuras 14 y 15).

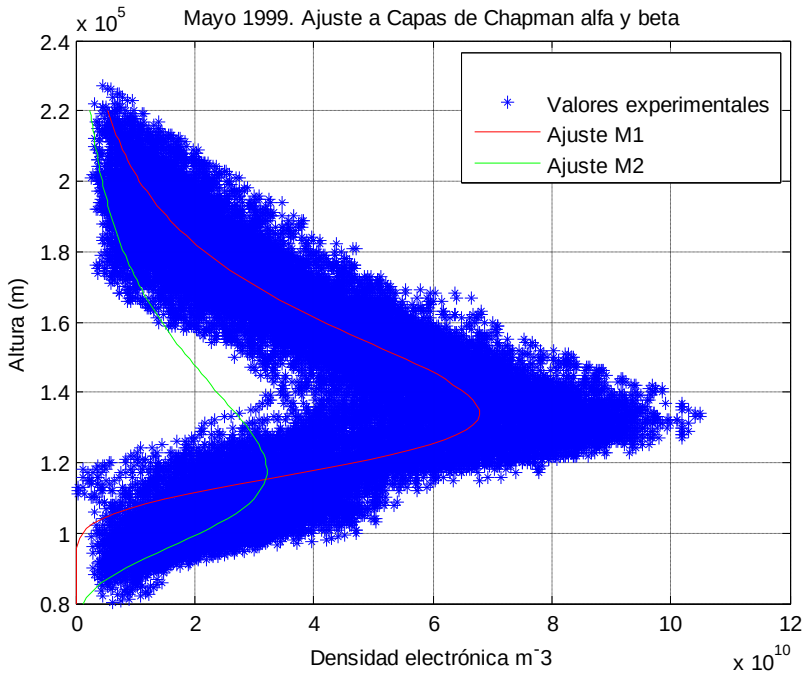

Figura 14: Representación de los datos observados obtenidos por la MGS mediante radio-ocultación entre el 6 y el 29 de Mayo de 1999. Las líneas rojas y verdes son los ajustes realizados a Capas de Chapman en MATLAB.

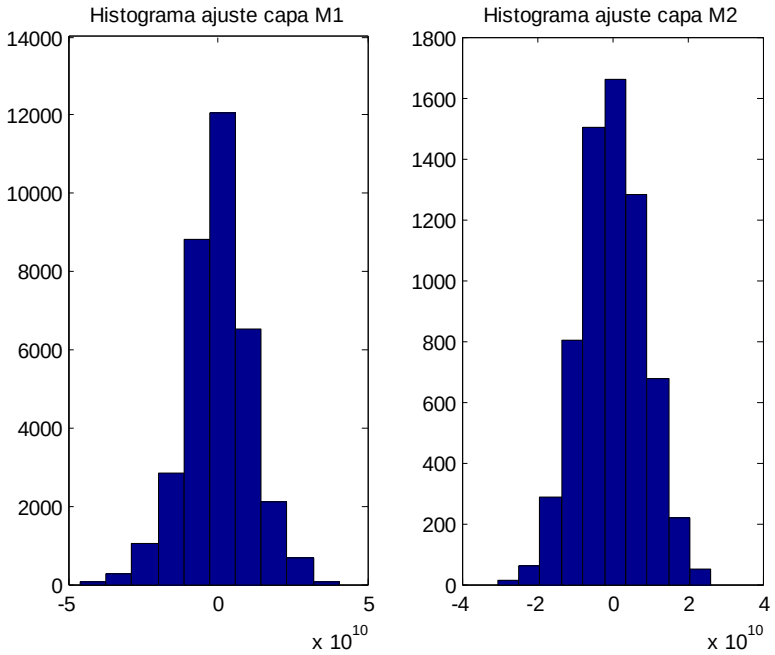

Figura 15: Histogramas que representan para las capas M1 (izquierda) y M2 (derecha) el número de puntos que tienen un residuo determinado. Se observa que en ambos casos, la gran mayoría de puntos están en los intervalos cercanos a cero.

Una vez representados todos los perfiles de densidad electrónica se observa que la variación en altura de los mismos es bastante mayor que en los demás casos. Este fenómeno puede relacionarse muy probablemente con las anomalías magnéticas corticales presentes.

Para el estudio del efecto que causan en la ionosfera estas anomalías magnéticas, se han separado los perfiles que se sitúan sobre las longitudes que corresponden a zonas anómalas magnéticamente (L= 120º-210º, para las latitudes de ϕ=de -64º a -69º) de los que corresponden a las zonas sin campo magnético apreciable. En concreto, 57 perfiles corresponden al primer caso y 163 al segundo caso. A continuación (Figura 16), se muestran los perfiles correspondientes a ambas, observando que los que se encuentran sobre zonas magnetizadas tienen más ruido que los demás. Tal y como se obtiene de los ajustes, en los perfiles en zonas magnetizadas se obtiene para M1 una densidad electrónica ~3.5% menor que en zonas sin magnetización. La altura de este pico está un 1% más arriba. Para la capa M2 la densidad sobre las anomalías magnéticas es un 20% menor y la altura un 7% menor que en las zonas sin magnetización remanente.

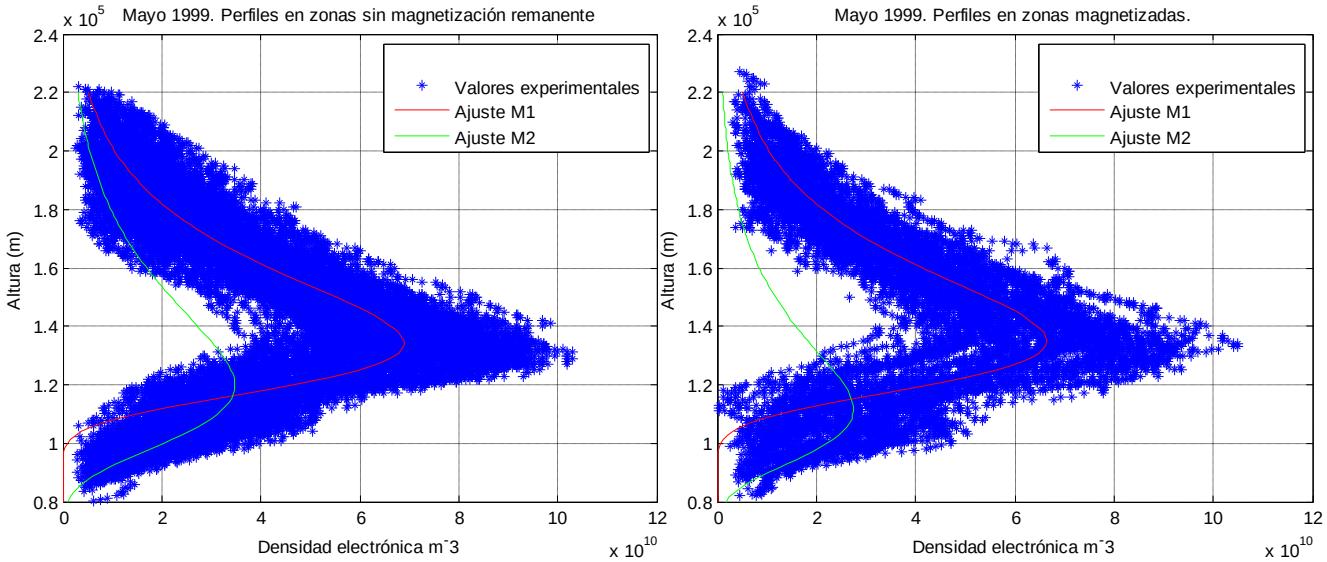

Figura 16: Representación de los datos observados obtenidos por la MGS mediante radio-ocultación entre el 6 y el 29 de Mayo de 1999. La primera gráfica muestra los perfiles sobre zonas sin magnetización remanente y la segunda sobre zonas con magnetización remanente. Las líneas rojas y verdes son los ajustes realizados a Capas de Chapman en MATLAB.

Tal y como se ha estudiado en el apartado correspondiente al Campo Magnético de Marte, en el hemisferio sur existen zonas magnéticas de polaridad alterna. Como los perfiles a estudio se encuentran en dicha zona, se van a separar los realizados sobre anomalías magnéticas positivas (29 perfiles) de los realizados sobre anomalías negativas (28 perfiles). El hecho más llamativo que se observa (Figura 17), es que en los perfiles sobre anomalías magnéticas positivas existe un reforzamiento de la capa M2 que por el contrario, en los realizados sobre anomalías negativas es un retraimiento. De hecho, en esta capa la densidad de electrones es un 5.4% menor y la altura un 4% mayor en las zonas negativas que en las positivas.

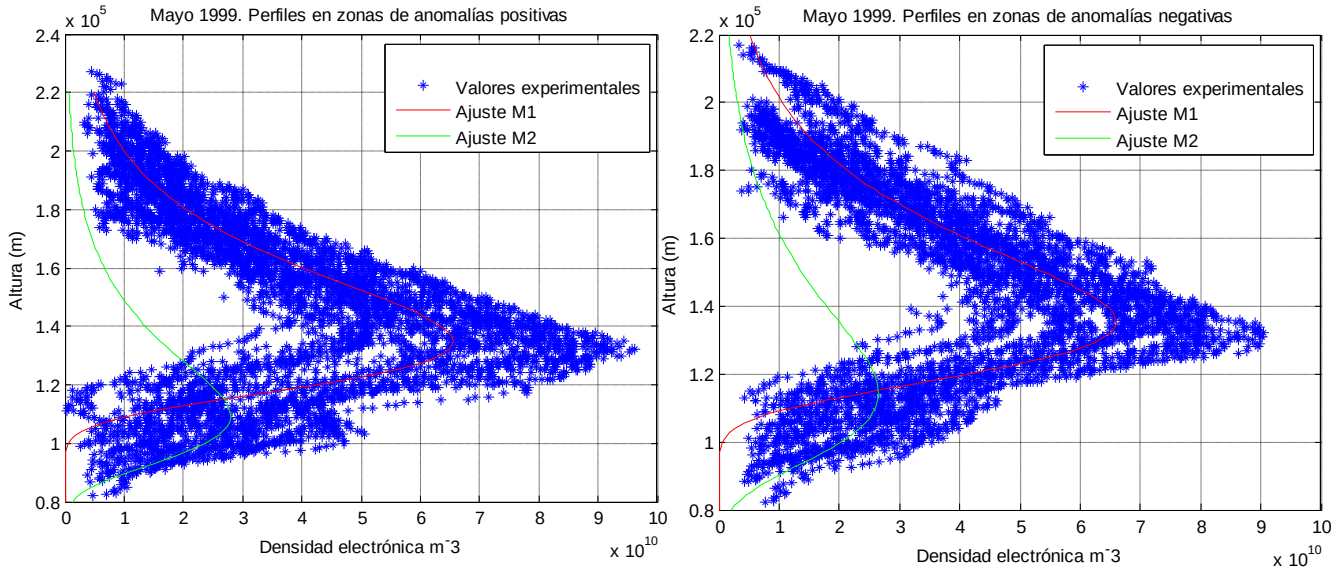

Figura 17: Representación de los datos observacionales obtenidos por la MGS mediante radio-ocultación entre el 6 y el 29 de Mayo de 1999 sobre zonas magnetizadas de la corteza. La primera gráfica muestra los perfiles sobre zonas de magnetización remanente positiva y la segunda sobre zonas de magnetización remanente negativa. Las líneas rojas y verdes son los ajustes realizados a Capas de Chapman en MATLAB.

A partir de dichos ajustes en MATLAB se han obtenido los siguientes resultados para los dos picos ionosféricos que aparecen en la Tabla 17.

	N_mM1 (m^{-3})	h_mM1 (km)	N_mM2 (m^{-3})	h_mM2 (km)
Todos juntos	$(6.8\pm0.7)x10^{10}$	134	$(3.2\pm0.5)x10^{10}$	118
Sin magnetizar	$(6.9\pm0.7)x10^{10}$	134	$(3.5\pm0.5)x10^{10}$	120
Magnetizados	$(6.7\pm0.7)x10^{10}$	135	$(2.8\pm0.5)x10^{10}$	111
Anom. Negativas	$(6.6\pm0.7)x10^{10}$	135	$(2.7\pm0.5)x10^{10}$	114
Anom. Positivas	$(6.6\pm0.7)x10^{10}$	135	$(2.8\pm0.5)x10^{10}$	110

Tabla 17: Resultados obtenidos para los dos picos de máxima densidad electrónica a través de ajustes no lineales a Capas de Chapman en varios casos distintos.

Este análisis de los perfiles correspondientes a zonas de la ionosfera situadas sobre anomalías magnéticas, aunque es necesariamente preliminar puesto que no forma parte de los objetivos del Trabajo de Máster, pone de manifiesto que las anomalías introducen claras perturbaciones en la distribución electrónica de la atmósfera conductora próxima a ellas y permite observar que el signo de la anomalía juega un papel importante en estas perturbaciones. Sin duda el análisis detallado de estos fenómenos representa una línea de trabajo futuro de gran interés y que apenas ha estado abordada hasta la fecha.

6.3 Capa de meteorización M3:

Como se ha venido estudiando, en general, en Marte se observan tan solo dos capas ionosféricas, la M1 y la M2, pero en contadas ocasiones, en 10 de cada 120 perfiles, puede aparecer una tercera capa esporádica a una altura de entre 65 y 110 km. La densidad electrónica promedio de esta capa es de $0.8x10^{10}$ e^-/m^3 y parece que se forma a partir de meteoros y de polvo de la atmósfera, de ahí, que principalmente esté compuesta por iones atómicos metálicos derivados de la ablación de meteoros. (Pätzold et al (2005)).

La Figura 18 muestra el perfil obtenido para un día (14/2/2005) en el que se puede observar dicha capa M3. La detección de este fenómeno, el análisis de su relación con características del proceso de fotoionización (hora, estación, latitud) y/o con procesos meteorológicos en la superficie (viento, "dust devil", etc), constituye otra interesante línea de investigación.

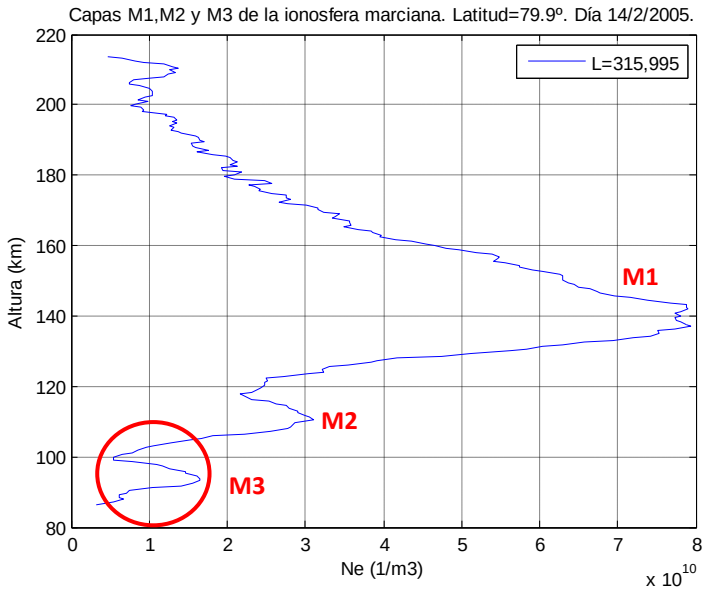

Figura 18: Perfil de densidad electrónica obtenido mediante radio-ocultación por la MGS el 14 de Febrero de 2005. En él se puede observar una tercera capa de ionización (rodeada en rojo) que se sitúa en torno a 90 km de altura. A esta capa en la literatura se la conoce como M3 o de meteorización.

6.4 Efectos de tormentas solares en la ionosfera marciana:

Tal y como se comento en el capítulo dedicado a la interacción Marte-viento solar, una variación en el viento solar, como por ejemplo con una tormenta magnética, es capaz de producir variaciones en la ionosfera. Hasta ahora, estas variaciones sólo se habían observado en la Tierra, pero tal y como indican Mendillo et al. (2006), también se han podido observar en Marte. Las fulguraciones solares cambian la radiación solar incidente sobre un planeta aumentando el flujo de radiación en todas las longitudes de onda, pero no en la misma proporción, ya que los fotones más energéticos son los que se refuerzan más, y ello conduce a la formación de una capa ionosférica mayor a baja altura.

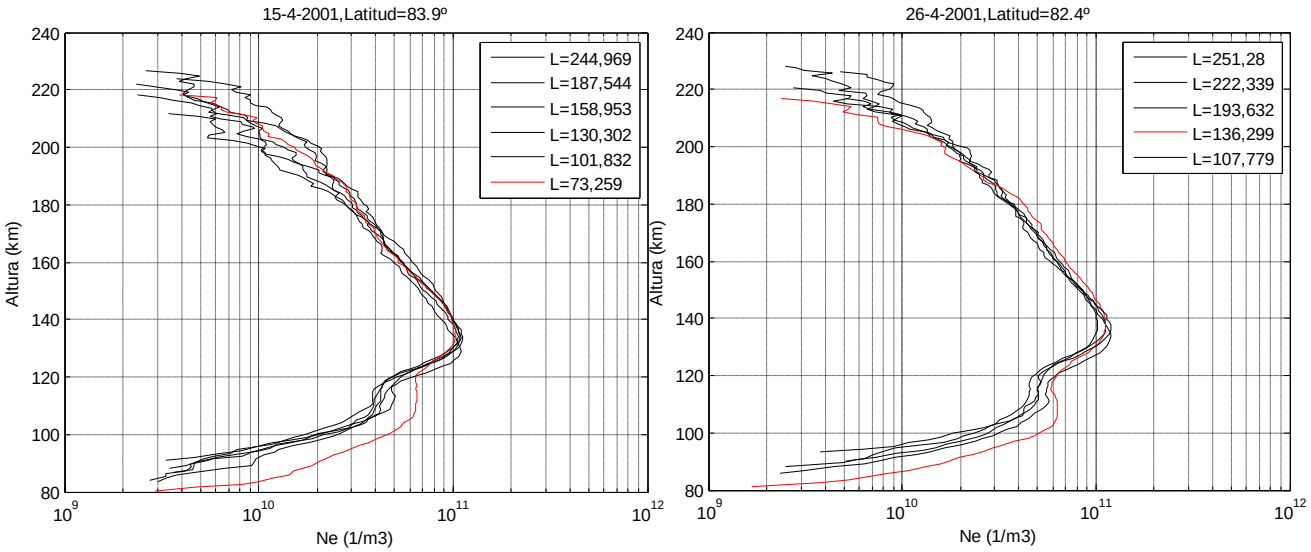

Figura 19: Perfiles de densidad electrónica obtenidos mediante radio-ocultación por la MGS el 15 y 26 de Abril de 2001 respectivamente. En las gráficas aparece la evolución de la ionosfera ese día para la misma latitud y se observa como varía la capa M2 en un perfil al poco tiempo de registrarse en Marte la llegada de las partículas derivadas de una fulguración solar. La leyenda muestra las distintas longitudes a las que se registraron los perfiles.

En este caso, se ha podido observar con datos de la MGS (figura 19) que los días 15 y 25 de Abril de 2001, aproximadamente 20 minutos después de registrarse en Marte el pico de flujo debido a una fulguración solar en el primer caso, y tan solo 90 segundos después en el segundo caso, se obtuvo un incremento en la capa M2 de la ionosfera de Marte. Cuando dicha capa creció, la componente de ultravioleta extremo de la llamarada ya había regresado a los niveles ambientales, pero no la componente de los rayos X blandos que fue la que contribuyó a la formación de la misma. A partir de la radiación de rayos X duros medida por la sonda GOES a 1 UA, se supo que se habría creado una tercera capa, cerca de 60 km de altura, por debajo del umbral de detección de MGS. Este hecho también se puede observar en la Tierra cuando los rayos X duros crean incrementos considerables en la ionización a baja altura, provocando la llamada "capa D de absorción" de señales de radio. Este fenómeno abre un nuevo campo de investigación en la aeronomía de las capas ionosféricas más próximas a la superficie marciana.

7. RESULTADOS Y CONCLUSIONES FINALES

El planeta Marte ha atraído la mirada de todas las civilizaciones a lo largo de la historia pero no ha sido hasta las últimas décadas cuando se ha producido el verdadero acercamiento al mismo ampliando el conocimiento científico con medias *in situ* obtenidas de las distintas misiones realizadas con éxito, que como hemos visto, han ido llegando al planeta rojo.

En concreto, el conocimiento acerca de la ionosfera marciana se ha visto generosamente ampliado con las últimas misiones, Mars Global Surveyor y Mars Express. Gracias a los datos obtenidos por el experimento de radio-ocultación de la primera, en este trabajo hemos podido analizar las variaciones generales de esta capa atmosférica.

La realización de este Trabajo de Máster ha permitido conseguir los siguientes objetivos:

- Familiarizarse con las características del planeta Marte, en particular con su campo magnético y su ionosfera.
- Conocer los datos existentes en la actualidad para profundizar en el análisis de la ionosfera marciana. Este conocimiento abarca sus características, su calidad, la forma de obtenerlos y el método para utilizarlos. Además, se han establecido los contactos necesarios con la ESA y la NASA para posteriores estudios.
- Realizar un análisis preliminar de la ionosfera marciana mediante el empleo de una muestra extensa de los datos de radio-ocultación. Este estudio ha permitido comprobar la validez de la aproximación α-de Chapman para la ionosfera marciana. Asimismo, se ha podido iniciar el estudio de la relación entre las características de los perfiles y las anomalías magnéticas; se ha puesto de relieve la existencia de una capa de meteorización M3 y se ha comprobado la influencia de las Tormentas Solares en dichos perfiles.

Todo ello permite concluir que además de alcanzar el objetivo principal de este Trabajo que era iniciar la investigación sobre la ionosfera de Marte preparando los conocimientos previos, las bases de datos y los fundamentos metodológicos necesarios, también ha sido posible dar los primeros pasos en dicha investigación. Algunos resultados de la investigación en curso serán presentados en la IX reunión científica de la SEA (Sociedad Española de Astronomía) que se celebrará en Madrid los días 13-17 del próximo mes de Septiembre.

8. REFERENCIAS

+ Textos:

- Acuña, M.H., J.E.P. Connerney, P. Wasilewski, R.P. Lin, D. Mitchell, K.A. Anderson, C.W. Carlson, J. McFadden, H. Rème, C. Mazelle, D. Vignes, S.J. Bauer, P. Cloutier, N.F. Ness, 2001, "Magnetic field of Mars: Summary of results from the aerobraking and mapping orbits", *J. Geophys. Res.,* 106, 23403-23417.
- Bauer, J., 2008, "**Analysis of ionospheric sounding data from Mars Express**" Tesina de Master, Universidad de Kiruna, 31 pp.
- Bogdanov, A.V., O.L. Vaisberg, 1975, "Structure and Variations of Solar Wind-Mars Interaction Region", *J. Geophys. Res.,* 80, No 4.
- Brain, D.A., 2006, "Mars Global Surveyor measurements of the martian solar wind interaction", *Space Science Reviews*, 126, 77-112.
- Duru,F., D.A. Gurnett, T.F. Averkamp, D.L. Kirchner, R.L. Huff, A.M. Persoon, J.J Plaut, G. Picardi, 2006, "Magnetically controlled structures in the ionosphere of Mars", *J. Geophys. Res.,* 111, p. A12204.
- Duru,F., 2006, "**Magnetically controlled structures in the Ionosphere of Mars**", Tesina de Master, Universidad de Iowa, 47 pp.
- Gurnett,D.A., R.L. Huff, D.D. Morgan, A.M. Persoon, T.F. Averkamp, D.L. Kirchner, F. Duru, F. Akalin, A.J. Kopf, E. Nielsen, A. Safaeinili, J.J. Plaut, G. Picardi, 2008, "An overview of radar

soundings of the martian ionosphere from the Mars Express spacecraft", *Adv. Space Research*, 41, 1335-1346.

- Hanson, W.B., S. Sanatani, D.R. Zuccaro, 1977, "The Martian Ionosphere as Observed by the Viking Retarding Potential Analyzers", *J. Geophys. Res.,* 82, NO 28.
- Hanson, W.B., G.P. Mantas, 1988, "Viking electron temperature measurements: evidence for a magnetic field in the martian ionosphere", *J. Geophys. Res*., 93, 7538-7544.
- Herraiz, M., 2009, "**Apuntes de Geomagnetismo: Campo Externo"**. UCM.
- Kliore, A.J., D.L. Cain, G.S. Levy, V.R. Eshleman, G. Fjeldbo, F.D. Drake, 1965a, "Occultation experiment: Results of the first direct measurements of Mars' atmosphere and ionosphere", *Science*, 149, 1243-1248.
- Kliore, A.J., D.L. Cain, G.S. Levy, V.R. Eshleman, G. Fjeldbo, F.D. Drake, 1965b, "The Mariner IV occultation experiment", *Astronaut. Aeronaut.*, 7, 72-80.
- Kopf, A.J., 2008, "**Transient layers in the topside ionosphere of Mars**", Tesina de Master, Universidad de Iowa, 22 pp.
- Langlais, B., M.E. Purucker, M. Mandea, 2004, "Crustal magnetic field of Mars", *J. Geophys. Res.,* 109, p.E02008.
- Martinis, C.R., J.K. Wilson, M.J. Mendillo, 2003, "Modeling day-to-day ionospheric variability on Mars", *J. Geophys. Res.,* 108, p. A101383.
- McConnell, J.C., 1976, "The ionospheres of Mars and Venus", *Ann. Rev. Earth planet. Sci*., 4, 319-346.
- Mendillo, M., S. Smith, J. Wroten, H. Rishbeth, 2003, "Simultaneous ionospheric variability on Earth and Mars", *J. Geophys. Res.,* 108, p. A121432.
- Mendillo, M., X. Pi, S. Smith, C. Martinis, J. Wilson, D. Hinson, 2004, "Ionospheric effects upon a satellite navigation system at Mars", Radio Science, 39, p. RS2028.
- Mendillo, M., P. Withers, D. Hinson, H. Rishbeth, B. Reinisch, 2006, "Effects of Solar Flares on the Ionosphere of Mars", *Science*, 311, 1135-1138.
- Ness, N.F., M.H. Acuña, J.E.P. Connerney, A.J. Kliore, T.K. Breus, A.M. Krymskii, P. Cloutier, S.J. Bauer, 2000, "Effects of magnetic anomalies discovered at Mars on the structure of the Martian ionosphere and solar wind interaction as follows from radio occultation experiments", *J. Geophys. Res.,* 105, 15991-16004.
- Pätzold, M., S.Tellmann, B.Häusler, D.Hinson, R.Schaa, G.L. Tyler, 2005, "A sporadic third layer in the ionosphere of Mars", *Science*, 310, 837-838.
- Pi, X., C.D. Edwards, G.A. Hajj, C. Ao, L.J. Romans, J.L Callas, A.J. Mannucci, A.W. Asmar, D.S. Kahan, 2008, "A Chapman-Layers ionospheric model for Mars", JPL publication, 08-24.
- Whitten, R.C., L. Colin, 1974, "The ionospheres of Mars and Venus", *Rev. Geophys. Space Phys*., 12, 155-191.
- Witasse, O., T. Cravens, M. Mendillo, J. Moses, A. Kliore, A.F. Nagy, T. Breus, 2008, "Solar System Ionospheres", *Space Sci Rev*, 139. 235-265.
- Withers,P., 2009, "A review of observed variability in the dayside ionosphere of Mars", *Adv. Space Research*, 44, 277-307.
- Withers,P., J. Espley, R. Lillis, D. Morgan, 2009, "The ionosphere of Mars and its importance for climate evolution", white paper submitted to Planetary Science Decadal Survey.

+ Páginas web:

- ftp://psa.esac.esa.int/pub/mirror/MARS-EXPRESS/MARSIS/
- http://mola.gsfc.nasa.gov/images.html
- http://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/datasetDisplay.do?id=PSPG-00406
- http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html
- http://www.igpp.ucla.edu/cgi-bin/ditdos?dataset= MGS-M-RSS-5-EDS-V1.0
- http://www.meiga-metnet.org/
- http://www.nasa.gov/worldbook/mars_worldbook.html