

La radiación solar en extremo ultravioleta: implicaciones en la atmósfera de la Tierra

Solar spectral irradiance in EUV: impact on the Earth's atmosphere

Jenny Marcela Rodríguez-Gómez^{*1,2}

¹NASA Goddard Space Flight Center, 20771, Greenbelt, USA.

²The Catholic University of America, 20064, Washington, USA.

Recibida en 04 de Agosto, 2023. Revisado en 07 de Noviembre, 2023. Aceptado en 14 de Noviembre, 2023.

La radiación solar, específicamente la irradiancia en Extremo Ultravioleta (EUV) es importante porque influye directamente la atmósfera de la Tierra, por ejemplo el sistema de la Ionosfera-Termosfera-Mesosfera (ITM). Las variaciones en la densidad atmosférica dependen de la irradiancia solar, el viento solar y las tormentas geomagnéticas, generando calentamiento en la atmósfera neutra. Así consecuentemente los satélites que vuelan en regiones altas experimentan un incremento en la fuerza de arrastre. Estos efectos disminuyen la vida útil de los satélites e introducen significativos errores en el seguimiento orbital. Por lo tanto medidas confiables de la irradiancia solar en extremo ultravioleta en largas escalas de tiempo observadas o/y desde modelos, son necesarias para entender su efecto en la atmósfera alta, específicamente para mejorar las predicciones de la densidad neutral en la termosfera, evitar pérdidas de los satélites debido al arrastre y evitar colisiones.

Palabras claves: Corona solar, radiación Ultravioleta (UV), atmósfera de la Tierra.

Solar radiation, and specifically solar spectral irradiance in EUV, influence the Earth's atmosphere. It affects the Ionosphere-Thermosphere-Mesosphere (ITM) system. Variations in atmospheric density depend on solar irradiance, solar wind and geomagnetic storms, generating heat in the neutral atmosphere. Thus, satellites flying at high altitude regions experience drag force increase. These effects reduce the life of satellites and introduce significant errors in orbital tracking. Reliable measurements of solar spectral irradiance (EUV) over long time scales are necessary to understand its effect on the upper atmosphere. Specifically, to improve the neutral density predictions in the thermosphere, avoiding satellite loss due to the drag and avoiding collisions.

Keywords: Solar Corona, UV emission, Earth's atmosphere.

1. Introducción

La variabilidad de la irradiancia solar, específicamente en longitudes del extremo ultravioleta (EUV; siglas en inglés), influye la vida en la Tierra en diferentes formas, desde cambios en el clima en largos periodos de tiempo, las telecomunicaciones, así como la longevidad de los satélites.

La radiación solar o irradiancia es el flujo de energía emitida por el Sol y transmitida sobre la forma de radiación electromagnética. La irradiancia total (TSI; siglas en inglés) es definida como la potencia total de la energía proveniente del Sol por unidad de área a una distancia de 1 Unidad Astronómica. Mientras que la irradiancia espectral (SSI; siglas en inglés) se refiere a la radiación en longitudes de onda específicas (Rodríguez-Gómez et al. 2018 [1]; Carlesso et al. 2019 [2]). En este artículo la irradiancia espectral, en ultravioleta es explorada y sus efectos en la atmósfera de la Tierra.

La luz ultravioleta (UV; siglas en inglés) tiene longitudes de onda más cortas que la luz visible, sin embargo

la luz UV es invisible al ojo humano, aunque algunos insectos como los abejorros (abejas relativamente grandes) pueden verla¹.

La radiación ultravioleta tiene diferentes clasificaciones, por ejemplo: Ultravioleta cercano (NUV; siglas en inglés) entre 300–400 nm, ultravioleta medio (MUV; siglas en inglés) entre 200–300 nm, ultravioleta lejano (FUV; siglas en inglés) entre 100–200 nm, ultravioleta extremo (EUV; siglas en inglés) entre 10–100 nm.

La atmósfera terrestre deja pasar el ultravioleta cercano hasta unos 300 nm, más allá de eso sólo es posible detectarla con instrumentos a bordo de satélites². El ultravioleta lejano posee mayor energía y longitudes de onda más cortas. La radiación en extremo ultravioleta (EUV) cubre las longitudes de onda entre 10–120 nm del espectro electromagnético. Esta radiación es altamente energética y es absorbida en la atmósfera alta, la cual calienta e ioniza la atmósfera terrestre.

La radiación ultravioleta también se puede clasificar como UV-A, UV-B, y UV-C. Estas clasificaciones son

*Correo electrónico: jemfisi@gmail.com, rodriguezgomez@cua.edu

¹ https://science.nasa.gov/ems/10_ultravioletwaves

² <https://www.sea-astronomia.es/glosario/radiacion-ultravioleta>

comúnmente usadas en ciencias de la Tierra. UV-A juega un papel importante en la formación de cáncer en la piel pues esta radiación penetra más profundamente en la piel humana³. La radiación UV-B causa quemaduras solares y aumenta el riesgo de daño celular y otros daños celulares en organismos vivos. Afortunadamente cerca del 95% de los rayos UV-B son absorbidos por el ozono de la atmósfera de la Tierra. UV-C es la radiación más dañina y es casi completamente absorbida por la atmósfera de la Tierra⁴.

Como es sabido, el Sol es una estrella que posee una estructura estratificada compuesta por un núcleo, una zona radiativa, una zona convectiva, la fotosfera, la cromosfera, la región de transición y la corona solar (Rodríguez Gómez, 2022 [3] y referencias allí). La radiación en extremo ultravioleta es originada justamente en la corona y cromosfera solar. El espectro solar en EUV es dominado por líneas espectrales desde hidrógeno (H), helio (He), oxígeno (O), sodio (Na), magnesio (Mg), silicio (Si) e hierro (Fe). La radiación ultravioleta (UV) y extremo ultravioleta (EUV) se origina desde diferentes capas en la atmósfera del Sol. En general, la radiación UV se origina en la cromosfera alta desde plasmas con temperaturas entre $8 \times 10^3 K - 10^5 K$ y la mayoría de la irradiancia en EUV se genera en la corona alta donde el plasma alcanza el millón de grados Kelvin ($10^6 K$) (Vourlidis y Bruinsma, 2018 [4]).

La irradiancia solar varía en diferentes escalas de tiempo, en extremo ultravioleta cambia por un factor de 10 a lo largo del ciclo solar. Esta variabilidad produce similares variaciones en la ionosfera y la atmósfera alta⁵. La irradiancia también varía en orden de magnitud en escalas temporales de minutos a horas (llamadas solares), días a meses (rotación solar), y años a décadas (ciclo solar)³, ejemplo: la irradiancia en EUV varía significativamente en diferentes escalas temporales y en longitud de onda. Esto fue presentado anteriormente por Rodríguez Gómez et al. 2018 [5], específicamente en 19.3 nm y 2.1 nm a lo largo de los ciclos solares 23 y 24.

Determinaciones precisas de las órbitas de satélites es una tarea complicada debido a las perturbaciones causadas por las variaciones de la densidad de la atmósfera terrestre y el arrastre experimentado contra las espacionaves. Cuantificar estos cambios en la atmósfera es un desafío y ha sido un tópico de interés desde el inicio de la era espacial. Las variaciones en la densidad atmosférica es controlada principalmente por la irradiancia solar y por el viento solar – partículas cargadas que interactúan con la magnetosfera e ionosfera creando campos eléctricos y magnéticos responsables por el calentamiento de la atmósfera neutra (Tobiska et al. 2008 [6]).

Este artículo revisa conceptos como la estructura de la atmósfera de la Tierra: sus características generales (Sección 1), La radiación en extremo ultravioleta y su efecto en la atmósfera alta: descripción y desafíos (Sección 2), y finalmente una discusión (Sección 3).

2. Atmósfera de la Tierra: Características Generales

La atmósfera de la Tierra juega un papel importante en las comunicaciones y navegación por satélite, y esto determina el tiempo de vida de los satélites de órbita baja (*LEO Low-Earth Orbit* en inglés). La atmósfera de la Tierra está compuesta por varias capas (Figura 1) como: la troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera y exosfera.

La exosfera es la capa más externa de nuestra atmósfera. “Exo” significa afuera, es el borde mismo de nuestra atmósfera. Esta capa separa el resto de la atmósfera del espacio exterior. Tiene aproximadamente 10000 km de espesor. La exosfera tiene gases como el hidrógeno y el helio, pero están muy dispersos⁶.

La atmósfera terrestre alta está compuesta principalmente por átomos neutros y moléculas en la región llamada termosfera, esta se encuentra arriba de la mesosfera, la estratosfera y la troposfera. Dentro de la termosfera una cantidad de gas ionizado forma la región llamada ionosfera. La termosfera e ionosfera se superponen en altitud, pero ellas se distinguen entre sí por que tienen dos diferentes tipos de poblaciones de partículas (neutrales e ionizadas).

La termosfera-ionosfera es importante para la propagación de ondas de radio y la vida de los satélites de órbita baja, es una de las áreas cruciales de estudio para

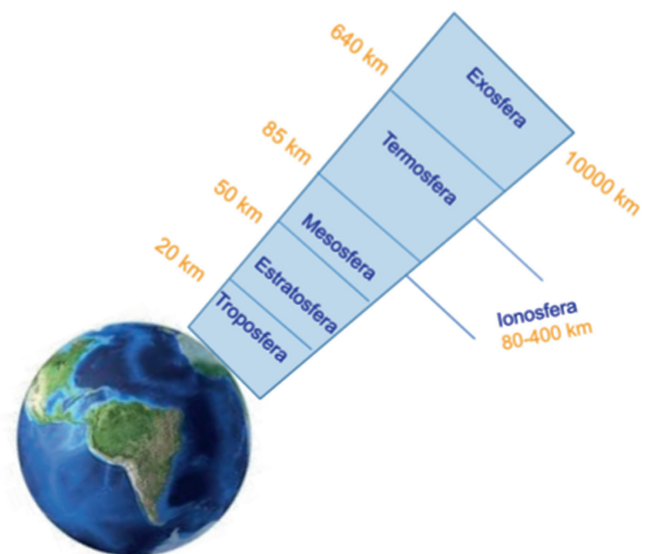


Figura 1: Capas de la atmósfera de la Tierra.

³ <https://uihc.org/health-topics/what-difference-between-uva-and-uvb-rays>

⁴ https://science.nasa.gov/ems/10_ultravioletwaves

⁵ <https://www.swpc.noaa.gov/phenomena/solar-euv-irradiance>

⁶ <https://spaceplace.nasa.gov/exosphere/en/>

el clima espacial (Moldwin, 2008 [7]). La atmósfera alta es usualmente definida como la región encima de 80 km, a esa altitud la densidad de las partículas neutrales es lo suficientemente baja para que los electrones libres, los cuales fueron creados a través de procesos de ionización, pueden sobrevivir durante un tiempo apreciable antes de combinarse con los iones.

En la atmósfera superior de la Tierra es mucho más común hacer iones cargados positivamente al quitar un electrón que es hacer iones cargados negativamente agregando un electrón. La ionización se logra cuando los electrones son liberados de su ion anfitrión por ya sea fotones solares de alta energía (principalmente rayos UV y rayos X) o energéticas partículas que se precipitan en la atmósfera y chocan con la superficie gas de redondeo. A una altitud de aproximadamente 300 km se encuentra un pico en el número de iones libres y electrones. La región alrededor de este pico en densidad de electrones es llamada ionosfera (Moldwin, 2008 [7]).

La ionosfera está dividida en varias capas, cada región está caracterizada por un máximo local en la densidad numérica de iones. La región D es la región más baja de la ionosfera y se extiende aproximadamente desde 50 a 90 km por lo tanto se extiende hacia abajo en la mesosfera. La mayor fuente de ionización en la región D es la radiación UV solar. La región E se encuentra ascendiendo en altitud, se extiende desde 90 a 120 km y se forma por radiación solar de baja energía o rayos X blandos y UV que ionizan el oxígeno molecular (O_2). El pico de densidad de la región E es aproximadamente 100 veces más grande que el pico en densidad en la región D. La región más densa en la ionosfera es la región F, se extiende desde 120 km y usualmente tiene un pico en 300 km. La región F está formada por radiación en extremo ultravioleta (*EUV*) que ioniza el oxígeno atómico (Figura 2). La ionosfera varía porque la principal fuente de ionización es la irradiancia en UV y rayos X. La irradiancia no es constante en el tiempo y cambia rápidamente debido a las llamaradas solares, eyecciones de masa coronal y sobre el ciclo solar (Moldwin, 2008 [7]; Kamide and Chian [8]).

Arriba de la troposfera y debajo de la mesosfera, se encuentra la estratosfera. Esta capa tiene 22 millas (35 km) de espesor. La estratosfera es donde se encuentra la capa de ozono, que nos protege de la radiación ultravioleta (UV) solar. Absorbiendo, la mayor parte de la radiación ultravioleta que llega a la Tierra⁷. La mesosfera se encuentra entre la termosfera y la estratosfera, “Meso” significa en el medio, esta es la capa más alta de la atmósfera en la que los gases están todos mezclados en lugar de estar estratificados por su masa⁸.

La Figura 3 muestra la radiación ultravioleta que afecta cada capa de la atmósfera terrestre y sus consecuencias, como la formación-destrucción del ozono y la creación de la ionosfera.

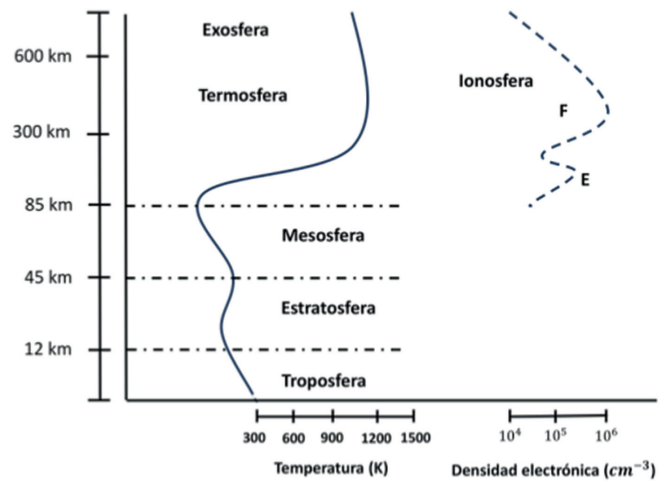


Figura 2: Comparación entre el perfil de temperatura y concentración de electrones en función de la altura.

	Capa Atmosférica	Entrada Solar
Creación de la Ionosfera	Termosfera	EUV-FUV
Creación del Ozono	Mesosfera	FUV
Destrucción del Ozono	Estratosfera	MUV
	Troposfera	NUV-Vis-IR

Figura 3: Irradiancia en Extremo Ultravioleta (*EUV*) capa atmosférica en la que actúa y sus efectos en la atmósfera de la Tierra. Ultravioleta lejano-*FUV* siglas en inglés, Ultravioleta Medio (*MUV*) y Ultravioleta Cercano (*NUV*), visible (*Vis*) e infrarrojo (*IR*).

3. La Radiación en Extremo Ultravioleta y su Efecto en la Atmósfera Alta: Descripción y Desafíos

La irradiancia solar es además la principal fuente de energía en la atmósfera, así como la circulación oceánica, la capa de ozono, la ionosfera (Figura 4), termosfera entre otros (Ermolli et al. 2013 [9]).

La Figura 4(a) muestra el hueco en la capa de ozono en el ártico en Octubre 10, 2017, las regiones azules y púrpura muestran una baja concentración de ozono. Los diferentes tipos de luz ultravioleta (UV), incluidos UV-B y UV-C, juegan un papel diferente en la capa de ozono. Los rayos UV-C son esenciales para crear ozono. Los rayos UV-B y algunos químicos naturales regulan la abundancia de ozono en la atmósfera superior.

La cantidad de ozono es un equilibrio entre estos procesos naturales de producción y pérdida. En el curso de estos procesos, los rayos UV-C y UV-B son absorbidos, evitando que lleguen a la superficie de la Tierra y dañen a los organismos vivos. El adelgazamiento de la capa de ozono ha permitido que algunos rayos UV-B lleguen al

⁷ <https://spaceplace.nasa.gov/stratosphere/en/>

⁸ <https://spaceplace.nasa.gov/mesosphere/en/>

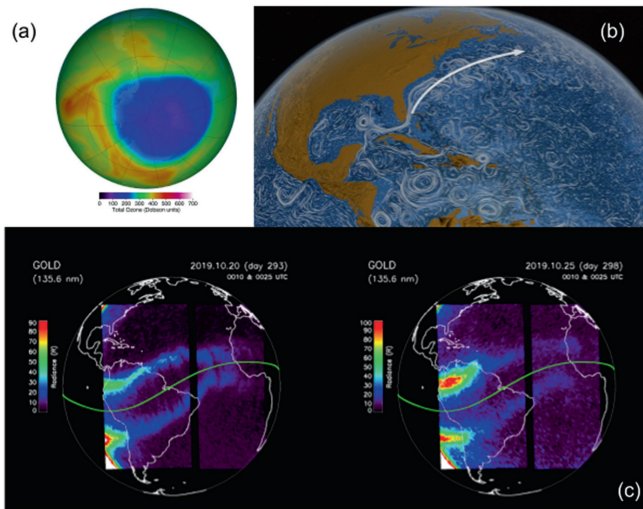


Figura 4: (a) Hueco en la capa de ozono en la Antártica, Oct 10, 2017⁹. (b) Circulación oceánica: la Corriente del Golfo¹⁰. (c) La ionosfera nocturna entre Octubre 20 y 25, 2019¹¹.

suelo⁹, ahí la importancia de la conservación de la capa de ozono.

La circulación oceánica que transporta agua tibia desde la costa este de los Estados Unidos hasta las regiones del Océano Atlántico Norte, obtenida desde un modelo 3D de alta resolución de los océanos de la Tierra. Líneas blancas distintivas trazan el flujo de las corrientes superficiales¹⁰ (Figura 4(b)).

El panel (c) en la Figura 4 muestra que la ionosfera nocturna varía mucho de una noche a otra. Estos paneles muestran la densidad y el cambio de ubicación de la ionosfera nocturna entre el 7 y el 25 de octubre de 2019. La mayoría de los iones son iones de oxígeno. Por la noche, cuando se recombinan con los electrones, emiten luz a una longitud de onda específica, 135.6 nm observados por GOLD (*Global-scale Observations of the Limb and Disk*, en inglés). Las regiones de mayor densidad de iones producen emisiones más brillantes. Las perturbaciones de radio a menudo ocurren cuando se desarrollan espacios longitudinales, como el de la costa este de América del Sur en la imagen superior izquierda. Aún no se comprende por qué la ionosfera nocturna varía tanto, incluso durante condiciones geomagnéticas calmas¹¹.

Por otro lado, eventos como los eclipses solares son una excelente oportunidad para estudiar cómo cambia la ionosfera en ausencia de la misma cantidad de radiación solar, por ejemplo el eclipse anular solar ocurrido en Octubre 14, 2023 visible en América¹² (Figura 5). Los



Credit: NASA/Bill Dunford

Figura 5: Vista fotografiada de un eclipse anular¹³

eclipses cambian la forma en que la ionosfera transmite las señales entre el espacio y la Tierra. Durante un eclipse, la ionosfera experimenta un rápido efecto de enfriamiento, lo que hace que los gases ionizados se recombinan y se vuelven menos conductores. Como resultado, la forma en que las ondas de radio pasan a través de la ionosfera cambia, afectando la propagación de señales entre el espacio y la Tierra. Este cambio puede causar interrupciones en los sistemas de comunicación, como los utilizados en GPS y comunicación por satélite.

3.1. Efecto de eventos solares en la irradiancia y sus consecuencias en la termosfera

El Sol afecta de manera directa la densidad en la atmósfera calentando directa o indirectamente la termosfera. La absorción de la radiación en extremo ultravioleta (*EUV*, siglas en inglés) en el intervalo de (10–120 nm) y ultravioleta (*UV*, siglas en inglés) entre (120–200 nm) representa el 80% de la energía de entrada en la termosfera (Vourlidis y Bruinsma, 2018 [4] y referencias allí), solo durante condiciones geomagnéticas calmas. Pero esto ocurre de manera inversa durante tormentas geomagnéticas, cuando la mayoría de la energía que entra en el sistema se forma gracias al efecto Joule (*Joule heating*, en inglés).

Knipp et al. 2004 [10] exploró a través de modelos y cuantificó los roles de las partículas, efecto Joule y la irradiancia solar en *EUV*. En general, encontró que la radiación en *EUV* corresponde a aproximadamente 78% en el ciclo solar, mientras que la contribución de las partículas corresponde al 6% en todas las fases del ciclo solar y en promedio el efecto Joule contribuye en 16%. Esto muestra la importancia de los forzantes directos e indirectos en la atmósfera superior de la Tierra y no es simple, pues existe una competencia de los diferentes forzantes, por ejemplo la influencia del viento solar compite con la radiación solar y a veces lo supera, añadiendo así un componente significativo de variabilidad del ciclo

⁹ <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2017/nasa-tsis-1-keep-s-an-eye-on-suns-power-over-ozone>

¹⁰ <https://svs.gsfc.nasa.gov/10841>

¹¹ <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2019/postcards-from-the-edge-of-space-scientists-present-new-ionosphere-images-and-science>

¹² <https://science.nasa.gov/eclipses/future-eclipses/eclipse-2023/>

¹³ <https://www.nasa.gov/news-release/nasa-scientists-to-discuss-oct-14-ring-of-fire-solar-eclipse/>

solar impreso en la atmósfera superior de la Tierra. Cuando se tiene en cuenta las fuentes geomagnéticas, los eventos máximos de calentamiento de la atmósfera superior son más extremos que aquellos que provienen únicamente de la irradiancia en EUV.

Como se mencionó anteriormente, la termosfera (90–600 km de altitud) es el lugar donde muchos satélites, incluidas la Estación Espacial Internacional (*ISS* siglas en inglés), residen. Esta capa se ve afectada directamente por la irradiancia en extremo ultravioleta en longitudes de onda debajo de ~ 200 nm, estas variaciones van desde minutos hasta años. También las variaciones del viento solar ocasionado principalmente por las eyecciones de masa coronal (*CMEs* siglas en inglés) y los flujos de alta velocidad (*HSSs* siglas en inglés) varían en escalas cortas de tiempo que van desde algunas horas hasta días (Chen et al 2012 [11]) afectando la atmósfera superior de la Tierra. Sin embargo, estos efectos son causados principalmente por las tormentas geomagnéticas causadas por la interacción del viento solar con la magnetosfera terrestre (Rodríguez Gómez et al. 2020 [12]; Rodríguez Gómez 2021 [13]; Echer and Gonzalez 2022 [14]; Rostoker, 1972 [15]).

Durante tormentas geomagnéticas, grandes cantidades de energía de la magnetosfera entran al sistema Ionosfera-Termosfera-Mesosfera (ITM). La atmósfera consecuentemente se expande y los satélites que vuelan en regiones altas experimentan un incremento en la fuerza de arrastre, lo que intensifica los efectos de arrastre orbital. Estos efectos disminuyen la vida útil de los satélites e introducen significativos errores en el seguimiento orbital (Oliveira et al. 2021 [16]).

El calentamiento de la atmósfera alta causado por la radiación EUV es importante durante el día. Aunque severas tormentas geomagnéticas proveen únicas oportunidades de estudiar el efecto directo de las llamaradas solares (*Flares* en inglés) en la termosfera. El incremento del flujo electromagnético durante las llamaradas solares y la precipitación de partículas durante la actividad geomagnética son entre las más importantes fuentes de cambios en la densidad neutral en la termosfera terrestre (Briand et al. 2021 [17]). La respuesta de la termosfera a una llamarada solar envuelve la interconexión de complejos procesos, por ejemplo la absorción de la radiación en EUV puede ser convertida en una distribución de calentamiento a través de procesos como la fotoabsorción, excitación molecular, fotodisociación, fotoionización y procesos colisionales (Sutton et al. 2006 [18]). Así, un conocimiento detallado de las variaciones en la irradiancia en extremo ultravioleta pueden ayudar a mejorar el pronóstico de las variaciones de la densidad en la termosfera en alturas mayores a 90 km.

Por otro lado, las emisiones en extremo ultravioleta son la principal fuente del calentamiento de día de la atmósfera alta (Lilensten et al. 2008 [19]), estas variaciones de calor específicamente en la termosfera ocasionan cambios en la densidad, afectando directamente los

satélites, específicamente el arrastre experimentado en su órbita (Krauss et al. 2015 [20]). El Gobierno Federal de Estados Unidos ha reconocido que las fuerzas de arrastre atmosférico durante las tormentas geomagnéticas son un peligro natural que podría afectar gravemente a los satélites y a los humanos que vuelan en la atmósfera superior al afectar sus procesos continuos de seguimiento y reentrada, además de reducir significativamente su vida útil. Algunos ejemplos son los satélites de comunicaciones y la Estación Espacial Internacional (Oliveira & Zesta, 2019 [21]).

Las perturbaciones en la densidad neutral de la termosfera terrestre son importantes para la operación de satélites, ya que incrementos en cortos periodos de tiempo pueden causar un incremento del efecto de arrastre en satélites en órbita baja, este es un aspecto muy importante para evitar colisiones y en general para aspectos de planeación de las misiones (Berger et al. 2020 [22]; Vourdilias & Bruinsma, 2018 [4]). Las variaciones termosféricas de la densidad neutra se presentan en diferentes escalas largas y cortas de tiempo. Largas escalas de tiempo (meses a años) son causadas por cambios en la irradiancia en UV en el intervalo entre 120–200 nm y Extremo Ultravioleta (EUV) entre 10–120 nm (Guo et al 2007 [23]). Mientras los cambios en la termosfera causados por las llamaradas solares toman entre 1–2 horas en alterar la densidad en la termosfera (Vourdilias & Bruinsma, 2018 [4]).

3.2. Desafíos

Los principales obstáculos para las predicciones orbitales son las medidas ininterrumpidas de irradiancia en EUV y la degradación de los instrumentos. Las medidas más populares para medir el impacto en la atmósfera terrestre son el índice $F_{10.7}$ (Tapping, 2013 [24]) que corresponde al flujo en radio 10.7 cm (2.8 GHz) y el índice Mg II (Heat & Schlesinger, 1986 [25]). **En general**, el índice Mg II corresponde a la relación entre el centro y las alas de la línea Mg II en 280 nm. El Mg II está disponible desde 1978 medidas desde el espacio y tomadas desde la Tierra, mientras que la irradiancia en 10.7 ha estado disponible desde 1947, representando un índice muy estable gracias a las calibraciones diarias y metódicas (Vourdilias & Bruinsma, 2018 [4]). El panel superior de la Figura 6 muestra el índice de Magnesio II producido a partir de las mediciones del instrumento GOES-16 EUVS, estos datos son procesados por *the NOAA Space Weather Prediction Center* y *the NOAA National Centers for Environmental Information (NCEI)*. Estos datos permiten resolver por completo la emisión del doblete de Mg II, esto permite extraer una medición más precisa de la actividad solar.

Por otro lado, el índice $F_{10.7}$ es uno de los registros más antiguos de actividad solar. Estas emisiones son originadas en la cromosfera alta y en la baja corona solar. Este índice está bien correlacionado con el

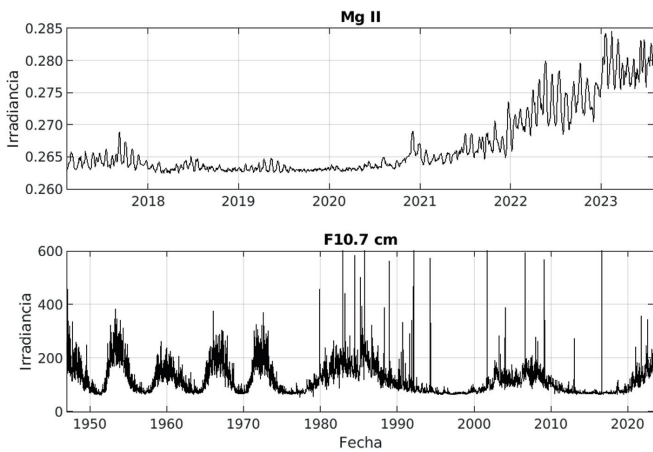


Figura 6: Irradiancia Mg II desde 2017-02-09 hasta 2023-08-01¹⁴ (panel superior) y flujo en radio 10.7 cm desde 1947-01-01 hasta 2023-08-03 (panel inferior)¹⁵.

número de manchas solares presentes en la fotosfera durante el ciclo solar, así como con la irradiancia en ultravioleta y visible. El panel inferior de la Figura 5 muestra flujo en radio 10.7 cm en unidades de flujo solar (*s.f.u* siglas en inglés), este índice se obtiene constantemente por el programa de monitoreo solar de radio, operado por *the National Research Council and Natural Resources Canada*. El índice $F_{10.7}$ se puede medir fácilmente desde la superficie de la Tierra, bajo cualquier condición climática¹⁶.

Los índices de irradiancia en EUV han sido usados en modelos termosféricos empíricos como por ejemplo el modelo JB2008 (Jacchia-Bowman 2008) es un modelo empírico de densidad termosférica, basado en las ecuaciones de difusión de Jacchia. Los índices solares impulsores se calculan a partir de datos de sensores en órbita, para la irradiancia solar en EUV a lejano (FUV), incluidas las longitudes de onda de rayos X y Lyman- α . Se desarrollan ecuaciones de temperatura exosférica para representar el calentamiento termosférico EUV y FUV. Se utilizan ecuaciones de densidad basadas en múltiples índices solares en promedio de 81 días para representar las variaciones en el ciclo de densidad semestral que resultan del calentamiento por irradiancia en EUV, y los efectos de las tormentas geomagnéticas se modelan utilizando el índice Dst como impulsor de los cambios de densidad global (Bowman & Toshiba, 2008 [26]).

Así como modelos para cuantificar el arrastre de los satélites como por ejemplo el modelo de arrastre satelital de alta precisión (HASDM) del *Air Force Space Battlelab* estima y predice (en tres días) un campo de densidad termosférica global que varía dinámicamente.

HASDM incluye un algoritmo de calibración dinámica de atmósfera (DCA) que resuelve las fases y amplitudes de las variaciones diurnas y semidiurnas de la densidad termosférica casi en tiempo real a partir de los efectos de arrastre observados en un conjunto de satélites de calibración de órbita terrestre baja (*LEO, Low-Earth Orbit* en inglés). La corrección de densidad se expresa en función de la latitud, la hora solar local y la altitud. En HASDM, relaciona el índice F10.7 generado por el modelo SOLAR2000 y el índice de tormenta geomagnética a_p . Esto permite hacer estimaciones de la densidad termosférica para mejorar significativamente la precisión de las trayectorias previstas para satélites de órbita baja (Storz et al. 2005 [27], Tobiska et al. 2021 [28]).

Aunque estos índices solares se han usado con anterioridad para modelar y estudiar sus efectos en la atmósfera alta, aún es mucho lo que se necesita explorar, para generar largas series y confiables series de irradiancia solar que ayuden a obtener mejores modelos de las variaciones de la atmósfera superior de la Tierra, cuantificar y predecir el arrastre que van a experimentar los satélites de órbita baja.

4. Discusión

En general, la irradiancia en EUV puede ser medida directamente desde el espacio únicamente, pero estas medidas se ven directamente afectadas por la degradación y la intercalibración de los instrumentos, así como la falta de medidas en algunos periodos de tiempo. Por esta razón, índices y modelos son usados para tener medidas continuas en largos periodos de tiempo y poder analizar sus efectos en la atmósfera terrestre.

La pregunta principal es: que otros índices en extremo ultravioleta (EUV), diferentes al $F_{10.7}$ y Mg II son los mejores para modelar la termosfera terrestre. Algunas longitudes de onda han sido exploradas, por ejemplo el flujo integrado entre 26–34 nm demostró ser una buena opción para modelar la densidad en termosfera a una altitud de 813 km (Dudok and Bruinsma, 2011 [29]).

Nuevas misiones y modelos pueden proveer una mejor caracterización de los procesos físicos ayudando en la toma de decisiones para reaccionar en tiempo real y predecir algunos eventos. Misiones como *Solar Orbiter (Solo)* representan una excelente oportunidad para estudiar la irradiancia solar, por ejemplo el instrumento *SPICE* provee información de la cromosfera, región de transición y corona solar en longitudes de onda del extremo ultravioleta (EUV) simultáneamente. Así como modelos de irradiancia en extremo ultravioleta (EUV) que permitan evaluar y encontrar nuevos índices para poder caracterizar la relación entre la irradiancia en extremo ultravioleta y la atmósfera terrestre. Estos son los objetivos del programa *NASA Living With a Star (LWS) Program, Focused Science Topic: "Beyond F10.7: Quantifying Solar EUV Flux and its Impact on the Ionosphere – Thermosphere – Mesosphere System"*.

¹⁴ https://lasp.colorado.edu/lisird/lati/dap/noaa_goes16_euv_s_mgii.txt?time,mgii_standard_index

¹⁵ <https://lasp.colorado.edu/lisird/>

¹⁶ <https://www.swpc.noaa.gov/phenomena/f107-cm-radio-emissions>

Sin embargo es importante resaltar que estudiar la influencia de la irradiancia solar en EUV y su impacto en la atmósfera alta, es parte fundamental del estudio del clima espacial. Esto es un esfuerzo interdisciplinario, que requiere medidas precisas para poder cuantificar y predecir variaciones en la atmósfera alta de la Tierra que pueden afectar satélites de órbita baja. Un ejemplo reciente de los efectos del clima espacial es la pérdida de satélites de *SpaceX Starlink* en febrero 3 de 2022, después del lanzamiento 38 de 49 satélites se perdieron debido a un aumento de la densidad neutral asociado con una tormenta geomagnética. Simulaciones numéricas indican que una tormenta geomagnética débil o moderada es suficiente para crear un aumento de la densidad entre 50% y 125% en altitudes 200 y 400 km. Con el incremento de la actividad solar en el ciclo 25, satélites en órbita baja pueden experimentar un incremento en el número de eventos en la termosfera. Así durante tormentas geomagnéticas es crucial establecer alertas basadas en las predicciones de la densidad neutral en la termosfera para proveer una guía y evitar pérdidas de los satélites debido al arrastre y evitar colisiones (Fang et al. 2022 [30])

Agradecimientos

Este trabajo fue apoyado por NASA Goddard Space Flight Center through Cooperative Agreement 80NSSC21M0180 to Catholic University, Partnership for Heliophysics and Space Environment Research (PHaSER) y por el *NASA Living With a Star (LWS) Program, Focused Science Topic: "Beyond F10.7: Quantifying Solar EUV Flux and its Impact on the Ionosphere – Thermosphere – Mesosphere System.*

Referencias

- [1] J.M. Rodríguez Gómez, F. Carlesso, L.E. Vieira y L. Silva, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **40**, e3312 (2018).
- [2] F. Carlesso, J.M. Rodríguez Gómez, L.E. Vieira, G. Savonov, L.A. Berni y L. Costa, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **41**, e20180220 (2019).
- [3] J.M. Rodríguez Gómez, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **44**, e20210409 (2022).
- [4] A. Vourlidas y S. Bruinsma, *Space Weather* **16**, 5 (2018).
- [5] J.M. Rodríguez Gómez, L. Vieira, A.D. Lago y J. Palacios, *The Astrophysical Journal* **852**, 137 (2018).
- [6] W.K. Tobiska, D. Bouwer y B.R. Bowman, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **70**, 803 (2008).
- [7] M. Moldwin, *An Introduction to Space Weather* (Cambridge University Press, Cambridge, 2008).
- [8] Y. Kamide y A. Chian (ed.), *Handbook of the solar terrestrial environment* (Springer, Berlin, 2007).
- [9] I. Ermolli, K. Matthes, T.D. Wit, N.A. Krivova, K. Tourpali, M. Weber, Y.C. Unruh, L. Gray, U. Langematz, P. Pilewskie et al., *Atmospheric Chemistry & Physics* **13**, 3945 (2013).
- [10] D. Knipp, W. Tobiska y B. Emery, *Solar Physics* **224**, 495 (2004).
- [11] S. Chen, K. Xu y C. Lee, *Phys. Fluids* **24**, e20180220 (2012).
- [12] J.M.R. Gómez, T. Podlachikova, A. Veronig, A. Ruzmaikin, J. Feynman y A. Petrukovich, *The Astrophysical Journal* **899**, 47 (2020).
- [13] J.M.R. Gómez, *Revista Brasileira de Ensino de Física* **43**, e20200495 (2021).
- [14] E. Echer y W.D. Gonzalez, *Advances in Space Research* **70**, 2830 (2022).
- [15] G. Rostoker, *Reviews of Geophysics* **10**, 935 (1972).
- [16] D.M. Oliveira, E. Zesta, P.M. Mehta, R.J. Licata, M.D. Pilinski, W.K. Tobiska y H. Hayakawa, *Frontiers in Astronomy and Space Science* **8**, 764144 (2021).
- [17] C. Briand, K. Doerksen y F. Deleflie, *Space Weather* **19**, e02840 (2021).
- [18] E.K. Sutton, J.M. Forbes, R.S. Nerem y T.N. Woods, *Geophysical Research Letters* **33**, L22101 (2006).
- [19] J. Liliensten, T.D. Wit, M. Kretzschmar, P. Amblard, S. Moussaoui, J. Aboudarham y F. Auchère, *Annales Geophysicae* **26**, 269 (2008).
- [20] S. Krauss, M. Temmer, A. Veronig, O. Baur y H. Lammer, *Journal of Geophysical Research: Space Physics* **120**, 8848 (2015).
- [21] D.M. Oliveira y E. Zesta, *Space Weather* **17**, 1510 (2019).
- [22] T.E. Berger, M.J. Holzinger, E.K. Sutton y J.P. Thayer, *Space Weather* **18**, e02373 (2020).
- [23] J. Guo, W. Wan, J.M. Forbes, E. Sutton, R.S. Nerem, T.N. Woods, S. Bruinsma, y L. Liu, *Journal of Geophysical Research: Space Physics* **112**, A103081 (2007)
- [24] K.F. Tapping, *Space weather* **11**, 394 (2013).
- [25] D.F. Heath y B. M. Schlesinger, *Journal of Geophysical Research* **91**, 8672 (1986).
- [26] B. Bowman y W.K. Tobiska, *Astrophysics Source Code Library*, <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2020ascl.soft07021B> (2020).
- [27] M.F. Storz, B.R. Bowman, M.J.I. Branson, S.J. Casali y W.K. Tobiska, *Advances in Space Research* **36**, 2497 (2005).
- [28] W.K. Tobiska, B.R. Bowman, D. Bouwer, A. Cruz, K. Wahl, M. Pilinski, P.M. Mehta y R.J. Licata, *Space Weather* **19**, e2020SW002682 (2021).
- [29] T. Dudok de Wit y S. Bruinsma, *Geophysical Research Letters* **38**, L19102 (2011).
- [30] T.W. Fang, A. Kubaryk, D. Goldstein, Z. Li, T. Fuller-Rowell, G. Millward, H.J. Singer, R. Steenburgh, S. Westerman y E. Babcock, *Space Weather* **20**, e2022SW003193 (2022).