



Investigation of the Ionospheric Response over Iran to Solar and Geomagnetic Indices Using the SAMI2 Numerical Model

Mohammadi, M.¹  | Mahmoudian, A. R.¹ 

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: a.mahmoudian@ut.ac.ir

(Received: 7 July 2025, Revised: 11 Nov 2025, Accepted: 30 Dec 2025, Published online: 30 May 2026)

Summary

In this study, the effects of the solar radiation index F10.7 and the geomagnetic index A_p on ionospheric characteristics were examined using two-dimensional SAMI modeling, with a focus on the critical frequency foF2, the peak electron density height hmax, and the electron density distribution. In this analysis, F10.7 values of 40, 100, 200, 300, and 400 were investigated for two different days of the year—Day 15 (January 15, winter) and Day 196 (July 15, summer)—and at two times of day, morning (09:00) and afternoon (15:30), with a fixed geomagnetic index of $A_p = 100$ at a longitude of 60° and latitude of 36° . These two days and two times intervals were selected to compare the effects of solar radiation and geomagnetic activity under varying seasonal and diurnal conditions; Day 15 represents winter conditions, while Day 196 corresponds to summer, allowing observation of the ionosphere's differing responses to solar radiation.

The results indicate that foF2 increases approximately linearly and positively with increasing solar radiation, whereas hmax exhibits a nonlinear, exponential response, showing particularly significant growth during afternoon hours and at high levels of radiation. Furthermore, hmax was found to be more sensitive to time of day and season than foF2.

In the SAMI2 modeling section, the combined effects of geomagnetic index A_p (100, 200, and 400) and solar radiation F10.7 (100 and 200) on electron density distribution were examined for two days of the year—Day 196 (summer) and Day 349 (winter)—at a longitude of 51° . Day 196 represents summer conditions, and Day 349 represents winter. Selecting these two days enabled comparison of ionospheric behavior under different levels of solar input energy and plasma dynamics.

The results show that increasing A_p produces two differential density peaks near the equator and minima at mid-latitudes, while increasing F10.7 not only enhances the baseline density but also amplifies the magnitude of A_p -induced variations. Comparison of the two days revealed that Day 349 exhibits a stronger response to geomagnetic disturbances than Day 196, demonstrating the dependence of ionospheric structure on temporal conditions and the combined influence of solar radiation and geomagnetic activity.

These findings highlight the importance of accurate and comprehensive ionospheric modeling that accounts for the effects of solar radiation and geomagnetic activity, and they can be applied to improve communication systems, navigation, and space weather monitoring. Moreover, this research represents the first detailed simulation-based investigation of the ionospheric response over Iran under combined geomagnetic and solar-radiation conditions, addressing a critical regional gap in space-weather studies. Understanding these dynamics is essential for countries located in low- and mid-latitude zones, where ionospheric variability strongly affects HF communication, GNSS performance, and technological infrastructure. The results therefore offer valuable insights for enhancing national space-weather forecasting capabilities and strengthening the resilience of communication and navigation systems.

Keywords: critical frequency (foF2), geomagnetic index (A_p), Maximum electron density height (hmax), SAMI2 model, solar radiation (F10.7).

Cite this article: Mohammadi, M., & Mahmoudian, A. R. (2026). Investigation of the Ionospheric Response over Iran to Solar and Geomagnetic Indices Using the SAMI2 Numerical Model. *Journal of the Earth and Space Physics*, 52(1), 45-64. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.396785.1007696>

E-mail: (1) m.mohammadi1839170@gmail.com



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.
Publisher: University of Tehran Press.
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.396785.1007696>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

بررسی پاسخ لایه یونوسفر در منطقه ایران به شاخص‌های خورشیدی و ژئومغناطیسی با استفاده از مدل عددی SAMI2

معصومه محمدی^۱ | علیرضا محمودیان^۱ ✉

۱. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: a.mahmoudian@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۴/۴/۱۶، بازنگری: ۱۴۰۴/۸/۲۰، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۱۰/۹، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۳/۹)

چکیده

در این پژوهش، اثر تابش خورشیدی (F10.7) و فعالیت ژئومغناطیسی (Ap) بر ویژگی‌های اصلی یونوسفر با تمرکز بر $foF2$ ، $hmax$ و توزیع چگالی الکترونی با بهره‌گیری از مدل دوبعدی SAMI2 بررسی شد. برای تحلیل تغییرات ناشی از تابش خورشیدی، مقادیر مختلف F10.7 شامل ۴۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ در دو روز متفاوت سال (روز ۱۵ زمستان) و روز ۱۹۶ (تابستان) و در دو بازه زمانی صبح (۰۹:۰۰) و بعدازظهر (۱۵:۳۰)، با شاخص $Ap=100$ و در طول جغرافیایی ۶۰ درجه و عرض ۳۶ درجه مطالعه شد. انتخاب این دو روز امکان مقایسه پاسخ زمانی و فصلی یونوسفر را فراهم کرد. نتایج نشان دادند که $foF2$ رابطه‌ای تقریباً خطی و افزایشی با F10.7 دارد، در حالی که $hmax$ رفتاری غیرخطی و نمایی داشته و به‌ویژه در ساعات بعدازظهر و در سطوح بالاتر تابش افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد. همچنین $hmax$ نسبت به زمان روز و فصل حساسیت بیشتری دارد.

در ادامه، تأثیر ترکیبی F10.7 (۱۰۰ و ۲۰۰) و Ap (۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰) بر ساختار قائم چگالی الکترونی با استفاده از مدل SAMI2 برای دو روز ۱۹۶ (تابستان) و ۳۴۹ (زمستان) در طول جغرافیایی ۵۱ درجه بررسی شد. نتایج بیانگر آن است که افزایش Ap موجب شکل‌گیری دو قله تفاضلی چگالی در نواحی استوایی و ایجاد کمینه در عرض‌های میانی می‌شود. همچنین افزایش F10.7 علاوه بر تقویت چگالی پایه، دامنه تغییرات ناشی از Ap را افزایش می‌دهد. مقایسه فصلی نشان داد که روز ۳۴۹ واکنش شدیدتری نسبت به روز ۱۹۶ دارد، که نشان‌دهنده وابستگی رفتار یونوسفری به ترکیب شرایط خورشیدی و ژئومغناطیسی است.

واژه‌های کلیدی: ارتفاع بیشینه چگالی الکترونی ($hmax$)، تابش خورشیدی (F10.7)، شاخص ژئومغناطیسی (Ap)، فرکانس بحرانی ($foF2$)، مدل SAMI2.

۱. مقدمه

نام‌گذاری کردند. آنها نتیجه‌گیری کردند که ناپایداری‌های ریلی-تیلور عامل ایجاد این اختلالات هستند (هارندز، ۱۹۷۴؛ هایلز، ۲۰۰۰).

از آن زمان، مطالعات متعددی با هدف توسعه مدل‌های عددی جهت تحلیل و پیش‌بینی رفتار لایه F یونوسفر انجام شده است. اسکناپیکو و اوساکو (۱۹۷۶) و همچنین یوکویاما و همکاران (۲۰۱۵)، بر شبیه‌سازی رفتار ناحیه ESF با استفاده از مدل‌های پیچیده تأکید داشته‌اند. با این حال، مدل جهانی SAMI3 که توسط هوبا و جویس (۲۰۱۰) توسعه یافته است، امکان شبیه‌سازی ساختارهای

یونوسفر، یکی از لایه‌های بالایی جو زمین، نقش اساسی در انتقال امواج رادیویی و عملکرد سامانه‌های مخابراتی و ناوبری ایفا می‌کند. تغییرات زمانی-مکانی و ناپایداری‌ها در این لایه، به‌ویژه در ناحیه F، می‌توانند موجب اختلال در عملکرد سامانه‌های فضا محور شوند و اهمیت بررسی و پیش‌بینی رفتار آن را دوچندان می‌کنند.

بی‌نظمی‌های لایه F استوایی مدت‌ها مورد توجه محققان بوده است. برای نخستین بار، بوکر و ولز (۱۹۳۸) پس از غروب خورشید، بی‌نظمی‌هایی را در این ناحیه شناسایی کردند و پدیده حاصل را پراکندگی استوایی (ESF) F

استناد: محمدی، معصومه و محمودیان، علیرضا (۱۴۰۵). بررسی پاسخ لایه یونوسفر در منطقه ایران به شاخص‌های خورشیدی و ژئومغناطیسی با استفاده از مدل عددی SAMI2.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.396785.1007696> ۶۴-۴۵، (۱)۵۲، مجله فیزیک زمین و فضا،

رایانامه: (۱) m.mohammadi1839170@gmail.com



کاهش شدید این مقادیر در سال‌های ۲۰۰۷-۲۰۰۹ عمدتاً ناشی از کاهش چگالی ترموسفری و یونیزاسیون در حداقل چرخه خورشیدی ۲۴/۲۳ بوده است. این نتایج اهمیت اثرات ترکیبی تابش خورشیدی و فعالیت ژئومغناطیسی را در شکل‌دهی ویژگی‌های بلندمدت یونوسفر برجسته می‌کند. همچنین، طی طوفان‌های ژئومغناطیسی، نوسانات چگالی الکترونی و اختلال در سیگنال‌های یونوسفری منجر به افزایش خطا در سامانه‌های موقعیت‌یابی GNSS می‌شوند و دقت ناوبری کاهش می‌یابد. این موضوع ضرورت توجه به اثرات همزمان F10.7 و Ap در مدل‌سازی یونوسفر و بهبود عملکرد سامانه‌های ناوبری را نشان می‌دهد (وانگ و همکاران، ۲۰۲۳). با این حال، در حالی که بسیاری از مدل‌های تجربی یونوسفر، از جمله مدل ISRIM، وابستگی به این دو شاخص را به صورت پارامترهای مستقل در نظر می‌گیرند، بررسی اثرات هم‌زمان و برهم‌کنش آنها به طور گسترده مورد توجه قرار نگرفته است (ژانگ و هولت، ۲۰۰۸).

در این مطالعه، به منظور بررسی اثر تابش خورشیدی و فعالیت ژئومغناطیسی بر پارامترهای کلیدی یونوسفر، از نسخه دوبعدی مدل SAMI استفاده شده است. تمرکز اصلی بر روی سه پارامتر مهم شامل فرکانس بحرانی لایه F2 (foF2)، ارتفاع بیشینه چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) (hmax)، و همچنین توزیع چگالی الکترونی بوده است.

تحلیل‌ها در روزها و ساعات مختلف، تحت شرایط گوناگون تابشی (F10.7) و ژئومغناطیسی (Ap) انجام شد تا رفتار زمانی-مکانی یونوسفر با دقت بیشتری مورد ارزیابی قرار گیرد. بررسی هم‌زمان اثرات F10.7 و Ap، امکان تحلیل دقیق دامنه و الگوی تغییرات چگالی الکترونی و تشخیص رفتارهای غیرخطی یونوسفر را فراهم می‌کند، در حالی که مطالعات تک‌مرحله‌ای محدود به یک مقدار F10.7 یا یک سطح Ap یا یک زمان روز خاص، اثرات ترکیبی و فصل‌محور یونوسفر را آشکار نمی‌ساخت. تحلیل هم‌زمان فصلی (زمستان و تابستان) و زمانی (صبح و عصر) در یک مطالعه مدل‌سازی یکپارچه، اطلاعات تازه‌ای ارائه

بزرگ‌مقیاس یونوسفری را فراهم کرده و درک دقیق‌تری از فرایندهای حاکم بر رفتار دینامیکی یونوسفر ارائه می‌دهد.

یونوسفر در نواحی کم‌عرض جغرافیایی، به‌ویژه در حدود $\pm 20^\circ$ درجه از خط استوا، تحت تأثیر فواره پلاسما استوایی قرار دارد که ناشی از رانش قائم $E \times B$ میان میدان الکتریکی شرق-غرب و مؤلفه شمال-جنوب میدان مغناطیسی است و منجر به شکل‌گیری ناهنجاری یونش استوایی (EIA) می‌شود. سازوکار تشکیل فواره پلاسما شامل صعود سریع یونوسفر استوایی به لایه‌های بالایی و بازتولید پلاسما در ارتفاعات پایین‌تر است (بالان و همکاران، ۱۹۹۸) و منجر به شکل‌گیری لایه F3 می‌شود که در شرایط آرام ضعیف است (لین و همکاران، ۲۰۰۰؛ باتیستا و همکاران، ۲۰۰۲؛ راما رائو و همکاران، ۲۰۰۵؛ اوتموتو و همکاران، ۲۰۰۷؛ تامپی و همکاران، ۲۰۰۷).

برای بررسی اثر عوامل خورشیدی و ژئومغناطیسی بر یونوسفر، شاخص‌های F10.7 و Ap اهمیت بالایی دارند. شاخص F10.7 که نمایانگر شدت تابش امواج رادیویی خورشید در طول موج ۱۰/۷ سانتی‌متر است، یکی از شاخص‌های کلیدی برای سنجش فعالیت خورشیدی و تأثیر آن بر لایه‌های فوقانی جو به‌ویژه یونوسفر محسوب می‌شود. این شاخص به‌طور مستقیم با تولید یون در جو بالایی و تغییرات چگالی الکترونی در ارتباط است. شاخص Ap نیز بیانگر سطح فعالیت ژئومغناطیسی زمین بوده و از داده‌های مغناطیسی جهانی استخراج می‌شود. این شاخص نشان‌دهنده شدت اغتشاشات مغناطیسی ناشی از طوفان‌های خورشیدی است که می‌تواند بر توزیع و حرکت پلاسما در یونوسفر تأثیر بگذارد. افزایش مقادیر Ap معمولاً منجر به تغییرات شدید در ساختار چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) به‌ویژه در نواحی استوایی و میانی می‌شود.

مطالعات قبلی نشان داده‌اند که تغییرات بلندمدت یونوسفر به‌طور هم‌زمان تحت تأثیر تابش خورشیدی و فعالیت ژئومغناطیسی قرار دارند. بررسی‌های دامبولدت و سوئسمان (۲۰۱۲a) نشان داد که افزایش اثر گلخانه‌ای با افزایش مقادیر جهانی foF2 و hmF2 هم‌خوانی دارد و

SAMI2 پلاسما را در امتداد میدان دوقطبی زمین از یک نیمکره به نیمکره دیگر مدل می‌کند، شامل رانش ناشی از حضور میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی متعامد $E \times B$ که باعث ایجاد یک لوله شار (هم در ارتفاع و هم در طول) می‌شود. این فرایند همچنین شامل اینرسی یون در معادله تکانه یون برای حرکت در امتداد خط میدان دوقطبی است. نکته پایانی مربوط به دینامیک پلاسما در ارتفاعات بسیار بالا است که در آن ناحیه اینرسی یون می‌تواند مهم باشد. به‌عنوان مثال، مدل SAMI2 برای اولین بار نشان داده است که امواج صوتی یونی، که توسط اینرسی یونی ایجاد می‌شوند، ممکن است در یونوسفر بالا (بیش از ۱۰۰۰ km) در طلوع و غروب خورشید تولید شوند (هوبا و همکاران، ۲۰۰۰b). در مدل SAMI2، گازهای خنثی با استفاده از مدل پراکندگی نامنسجم طیف سنج جرمی (MSIS86) و بادهای خنثی توسط مدل Wind Horizontal (HWM93) مشخص می‌شوند.

یکی از معادلات اصلی مورد استفاده در مدل SAMI2، معادله پیوستگی یون است که به‌صورت رابطه (۱) نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \nabla \cdot (n_i V_i) = P_i - L_i n_i \quad (1)$$

در رابطه ۱، n_i چگالی یونی و V_i سرعت یونی و P_i نرخ تولید یون و L_i نرخ از بین رفتن یون (اتلاف یونها) می‌باشد.

معادله تکانه یونی مورد استفاده در مدل SAMI2 به‌صورت رابطه برداری (۲) قابل نوشتن است.

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_i}{\partial t} + V_i \cdot \nabla V_i = & -\frac{1}{\rho_i} \nabla p_i + \frac{e}{m_i} E \\ & + \frac{e}{m_i c} V_i \times B + g - v_{in} (V_i - V_n) \\ & - \sum_j v_{ij} (V_i - V_j) \end{aligned} \quad (2)$$

در رابطه ۲، V_i و V_j سرعت یون i و j ، چگالی جرم یون i ، ρ_i فشار یون i ، p_i بار الکتریکی الکترون، m_i جرم یون i ، E میدان الکتریکی، B میدان مغناطیسی، g شتاب گرانشی، v_{in} فرکانس برخورد یون و خنثی، v_{ij} فرکانس برخورد یون و یون و شامل تجمیع بر روی گونه‌های یونی است به‌طوری که v_{ij} برابر با v_{ji} نیست.

می‌دهد، از جمله تفاوت واکنش یونوسفر نسبت به آشفتگی ژئومغناطیسی و تابش خورشیدی در شرایط زمانی و فصلی مختلف و تشخیص رفتارهای غیرخطی و تقویت اثرات پایه چگالی، که تنها با بررسی چند بعد به‌طور هم‌زمان امکان‌پذیر است.

این پژوهش برای نخستین بار یک مطالعه عددی دوبعدی در طول و عرض جغرافیایی ارائه می‌دهد که اثرات هم‌زمان تابش خورشیدی (F10.7) و فعالیت ژئومغناطیسی (Ap) را بررسی می‌کند و نشان می‌دهد ارتفاع بیشینه لایه F2 (h_{max}) پاسخ غیرخطی به تغییرات تابش خورشیدی دارد، در حالی که تغییرات هم‌زمان این دو پارامتر در الگوهای تفاضلی چگالی الکترونی یونوسفر بازتاب می‌یابد.

نتایج ارائه‌شده در مطالعه حاضر شامل محاسبه بیشینه‌ها و کمینه‌های تفاضلی چگالی الکترونی در یونوسفر است، که امکان مشاهده مستقیم اثر فواره پلاسما ($E \times B$ drift) را فراهم می‌کند. در حالی که مطالعات پیشین، مانند ریشبت و مندیلو (۲۰۰۱)، تغییرات کلی NmF2 را در پاسخ به شاخص‌های خورشیدی F10.7 و ژئومغناطیسی Ap بررسی کرده‌اند، تحلیل جزئیات الگوی تفاضلی دو قله و کمینه در عرض‌های مختلف و ارتباط آن با رانش‌های فواره‌ای ارائه نشده است. بنابراین، نتایج حاضر دانش موجود درباره واکنش یونوسفر در عرض‌های نزدیک استوا و اثرات رانش $E \times B$ را تکمیل می‌کند و امکان تحلیل ساختارهای مکانی چگالی الکترونی را که در مطالعات قبلی کمتر مورد توجه بوده، فراهم می‌آورد.

۲. روش پژوهش

۱-۲. مقدمه ای بر مدل SAMI2

در این مطالعه شبیه‌سازی یونوسفر با استفاده از مدل دو بعدی SAMI2 انجام شده است. SAMI2 پلاسمای دینامیکی و تکامل شیمیایی هفت گونه یونی (He^+ ، H^+ ، N^+ ، O^+ ، N_2^+ ، NO^+ و O_2^+) را در محدوده ارتفاعی km ۱۰۰ تا چند هزار کیلومتر بررسی می‌کند. معادلات پایستگی یون و تکانه برای هر هفت گونه حل شده است و همین‌طور معادله دما برای H^+ ، He^+ ، O^+ و الکترون‌ها حل می‌شود.

است، که در رابطه ۷، n_e چگالی الکترون و P_{photo} نرخ کل فوتونی‌زاسیون و ϵ ضریب کارایی (efficiency factor) است.

معادله دمای یون را می‌توان به صورت رابطه (۸) نوشت: (بانکس و گُکارِتس، ۱۹۷۳؛ میلوارد و همکاران، ۱۹۹۶).

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} + V_i \cdot \nabla T_i + \frac{2}{3} T_i \nabla \cdot V_i + \frac{2}{3} \frac{1}{n_i k} \nabla \cdot Q_i = Q_{in} + Q_{ii} + Q_{ie} \quad (۸)$$

که در آن شرایط گرمایش، به دلیل برخورد های یون-خنثی (Q_{in})، برخورد یون-یون (Q_{ii}) و برخورد یون-الکترون (Q_{ie}) ایجاد می‌شود.

۲-۲. داده‌های شبیه‌سازی

۲-۲-۱. شبیه‌سازی و تحلیل تغییرات یک‌بعدی پارامترهای یونوسفر تحت تأثیر تابش خورشیدی F10.7 در بخش اول تحلیل، تأثیر شاخص تابش خورشیدی F10.7 بر پارامترهای یونوسفر در دو زمان مختلف روز (۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰) و در دو روز متفاوت سال، شامل روز ۱۵ و روز ۱۹۶، با شاخص ژئومغناطیسی برابر ۱۰۰ و طول جغرافیایی ۶۰ درجه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه بررسی شد. برای این منظور از مدل شبیه‌سازی دوبعدی SAMI استفاده شد که قادر به پیش‌بینی تغییرات پارامترهای کلیدی یونوسفر مانند فرکانس بحرانی foF2 و ارتفاع بیشینه چگالی الکترونی hmax است.

شبیه‌سازی مدل SAMI2 به سال تقویمی خاص حساس نیست، بلکه به روز سال و مقادیر شاخص‌های خورشیدی و ژئومغناطیسی وابسته است. با تعیین این شاخص‌ها برای یک روز مشخص، مدل اثر شرایط مورد مطالعه را شبیه‌سازی می‌کند؛ این شرایط می‌تواند مربوط به روز ۱۵ سال ۲۰۱۵ یا حتی روز ۱۵ سال ۲۰۲۴ باشد. بنابراین، با تعریف مقادیر F10.7 و Ap، مدل قادر است پاسخ یونوسفر به شرایط مشخص تابش و فعالیت ژئومغناطیسی را شبیه‌سازی کند.

در این بررسی، مقادیر مختلفی از شاخص F10.7 شامل ۴۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ به عنوان ورودی به مدل داده شد. نتایج شبیه‌سازی به صورت نمودارهای یک‌بعدی ارائه شد

معادله تکانه الکترون مورد استفاده در مدل SAMI به صورت رابطه (۳) قابل نوشتن است.

$$0 = -\frac{1}{n_e m_e} \nabla p_e - \frac{e}{m_e} E - \frac{e}{m_e c} V_e \times B \quad (۳)$$

که در رابطه ۳، n_e چگالی الکترون، m_e جرم الکترون، p_e فشار الکترون، V_e سرعت الکترون‌ها، C سرعت نور است. اینرسی الکترون به دلیل جرم کوچک الکترون نادیده گرفته می‌شود. همچنین در رابطه (۳)، برخورد الکترون نادیده گرفته می‌شود، زیرا فرکانس برخورد الکترون کمتر از فرکانس ژيروسکوپ الکترون است.

معادله دمای الکترون مورد استفاده در مدل SAMI به صورت رابطه (۴) قابل نوشتن است.

$$\frac{\partial T_e}{\partial t} - \frac{2}{3} \frac{1}{n_e k} b_s \frac{\partial}{\partial s} \kappa_e \frac{\partial T_e}{\partial s} = Q_{en} + Q_{ei} + Q_{phe} \quad (۴)$$

در رابطه ۴، κ_e رسانش گرمایی الکترون، T_e دمای الکترون، k ثابت بولتزمن، b_s ضریب شار مغناطیسی (Magnetic flux factor) و Q_{en} گرمایش به دلیل برخورد الکترون و خنثی، Q_{ei} گرمایش به دلیل برخورد الکترون و یون و Q_{phe} به دلیل گرمایش فوتوالکترون است.

عبارات گرمایش ناشی از برخورد، در رابطه ی (۵) و (۶) بیان می‌شوند: (بانکس و گُکارِتس، ۱۹۷۳؛ بیلی و بالان، ۱۹۹۶؛ میلوارد و همکاران، ۱۹۹۶).

$$Q_{en} = \sum_q \frac{2m_e m_q}{(m_e + m_q)^2} v_{eq} (T_q - T_e) \quad (۵)$$

$$Q_{ei} = \sum_j \frac{7.7 \times 10^{-6} n_j}{A_j T_e^{3/2}} (T_j - T_e) \quad (۶)$$

در رابطه ۵ و ۶، v_{eq} فرکانس برخورد بین الکترون و خنثی، T_j دمای یون j ، T_q دمای خنثی q ، که در آن q نشان‌دهنده جمع بر روی خنثی‌ها و j نشان‌دهنده جمع بر روی یون‌ها است.

مدل گرمایش فوتوالکترون در رابطه (۷) از میلوارد و همکاران (۱۹۹۶) گرفته شده است. در ارتفاعات کمتر از ۳۰۰ کیلومتر فرض بر این است که انرژی فوتوالکترون به صورت محلی با نرخ داده شده توسط

$$Q_{phe} = \frac{2}{3n_e} \epsilon P_{photo} \quad (۷)$$

پارامترهای یونوسفر تحت تأثیر تابش خورشیدی با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 ارائه شده است. نمودارهای شکل‌های ۱ و ۲ مربوط به پارامترهای foF2 و hmax در دو زمان مختلف روز (۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰) هستند. هر شکل شامل دو نمودار جداگانه است که یکی نمایانگر تغییرات پارامترها در روز ۱۵ (۱۵ ژانویه، زمستان) و دیگری مربوط به روز ۱۹۶ سال (۱۵ ژوئیه، تابستان) می‌باشد. نمودارها به صورت یک‌بعدی رسم شده‌اند. این نمودارها تغییرات چگالی الکترونی را در طول ارتفاع یونوسفر نشان می‌دهند و به روشنی اثر تابش خورشیدی F10.7 را بر پارامترهای کلیدی یونوسفر قابل مشاهده می‌کنند.

انتخاب دو روز متفاوت (روز ۱۵ و روز ۱۹۶ سال) به منظور بررسی اثر تابش خورشیدی F10.7 بر پارامترهای یونوسفر در شرایط زمانی و فصلی متفاوت انجام شد. روز ۱۵ سال، ۱۵ ژانویه (زمستان) و روز ۱۹۶ سال، ۱۵ ژوئیه (تابستان) است. این انتخاب امکان مقایسه مستقیم تغییرات foF2 و hmax در دو فصل مختلف را فراهم می‌کند و نشان می‌دهد که چگونه پاسخ یونوسفر به تابش خورشیدی با فصل و زمان روز متفاوت است.

نتایج بررسی و تحلیل داده‌های یونوسفری، که با شبیه‌سازی‌های مدل SAMI2 انجام شد، به روشنی نشان داد که دو پارامتر اصلی لایه F2 یونوسفر، یعنی فرکانس بحرانی foF2 و ارتفاع بیشینه چگالی الکترونی hmax، تحت تأثیر متغیرهای خورشیدی، زمانی و فصلی تغییر می‌کنند.

شاخص تابش خورشیدی F10.7 که نماینده تابش EUV و X-ray است، نقش تعیین‌کننده‌ای در رفتار پارامترهای یونوسفری مانند foF2 و hmax ایفا می‌کند. بررسی سطوح مختلف تابشی F10.7 (۴۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰) در دو بازه زمانی (۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰) و در دو روز متفاوت از سال (روزهای ۱۵ و ۱۹۶) با فرض ثابت بودن شاخص ژئومغناطیسی Ap برابر با ۱۰۰ و در طول جغرافیایی ثابت ۶۰ درجه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه، نشان داد که هر دو پارامتر foF2 و hmax نسبت به افزایش تابش خورشیدی واکنش صعودی نشان می‌دهند، اما

که محور افقی آن لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترون و محور عمودی آن ارتفاع بر حسب کیلومتر از ۷۰ تا ۱۵۰۰ کیلومتر است.

نمودارهای شکل ۱ و ۲ تغییرات پارامترهای یونوسفر را به ترتیب در ساعات ۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰ نشان می‌دهند، به طوری که در هر دو شکل، نمودار الف مربوط به روز ۱۵ و نمودار ب مربوط به روز ۱۹۶ است.

۲-۲-۲. شبیه‌سازی و تحلیل تأثیر شاخص ژئومغناطیسی Ap بر پارامترهای یونوسفر در دو مقدار شاخص تابش خورشیدی F10.7

در بخش دوم تحلیل، تأثیر هم‌زمان شاخص تابش خورشیدی F10.7 و شاخص ژئومغناطیسی Ap بر توزیع چگالی الکترونی یونوسفر بررسی شد. این بررسی در روزهای ۱۹۶ و ۳۴۹ سال با طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه انجام شد تا علاوه بر اثرات فعالیت ژئومغناطیسی، تأثیر تغییرات شاخص تابش خورشیدی نیز مورد توجه قرار گیرد.

شبیه‌سازی‌ها با استفاده از مدل SAMI2 انجام شد که در آن مقادیر شاخص Ap در سطوح ۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰ و مقادیر F10.7 در دو مقدار ۱۰۰ و ۲۰۰ به مدل داده شد. نتایج به صورت نمودارهای دوبعدی چگالی الکترونی با محور قائم ارتفاع بر حسب کیلومتر و محور افقی عرض جغرافیایی ارائه شد.

برای تحلیل عمیق‌تر، تفاوت چگالی الکترونی بین ترکیبات مختلف مقادیر Ap و F10.7 محاسبه و به صورت نمودارهای تفاضلی رنگی نمایش داده شد تا اثرات ترکیبی فعالیت تابش خورشیدی و شرایط ژئومغناطیسی بر یونوسفر به وضوح مشخص شود.

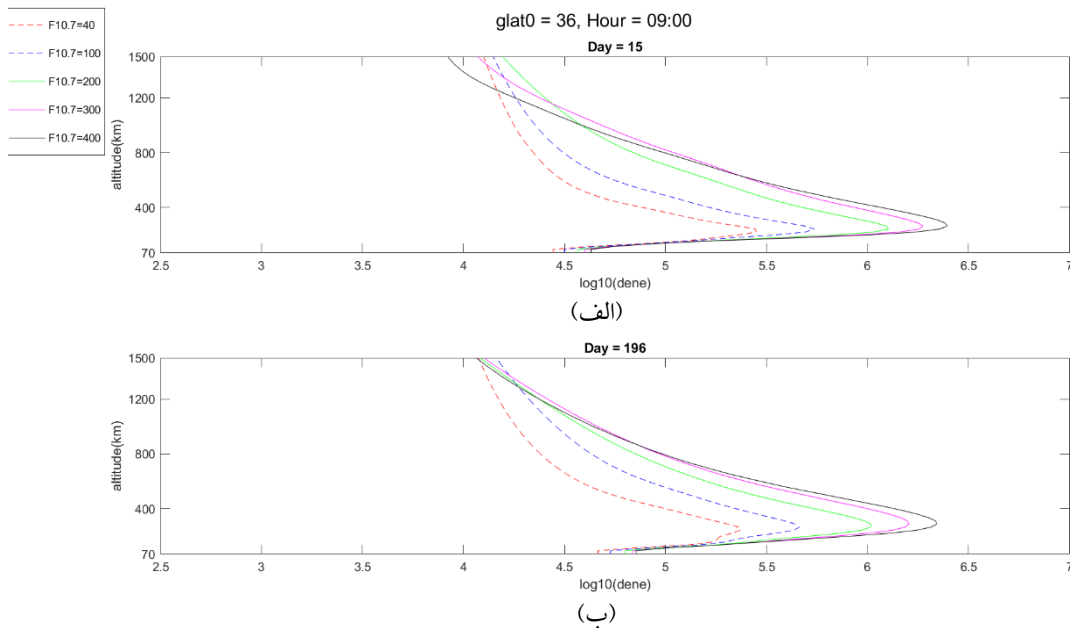
۳. نتایج و بحث

۳-۱. بررسی تغییرات پارامترهای foF2 و hmax تحت تأثیر تابش خورشیدی در دو زمان (۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰) و دور روز (۱۵ و ۱۹۶) در این بخش، نتایج مربوط به تحلیل تغییرات یک‌بعدی

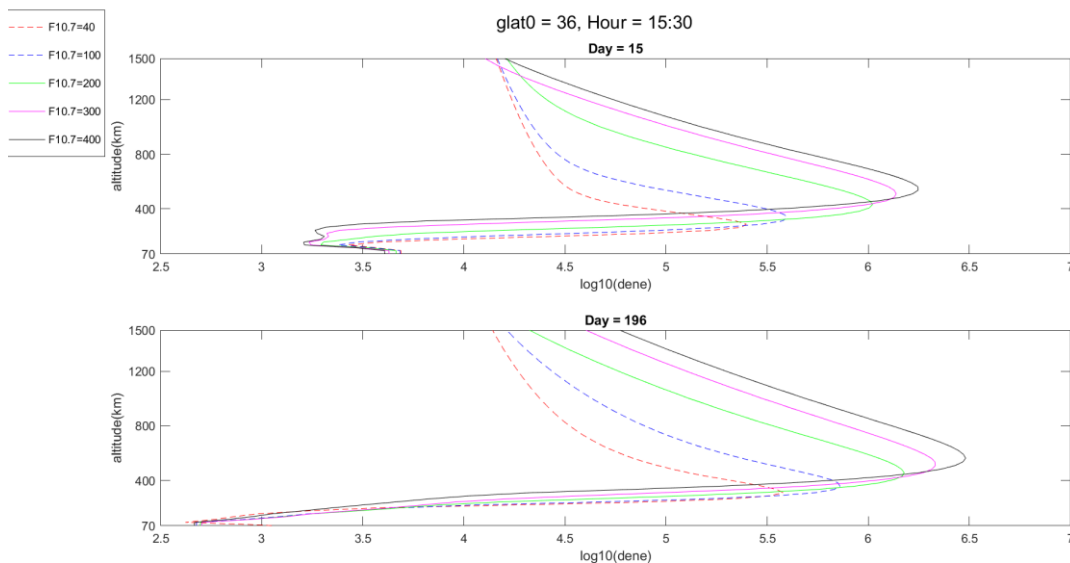
این افزایش با ویژگی‌ها و روندهای کاملاً متفاوتی همراه است. شکل ۱ و شکل ۲ تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax را به ترتیب در ساعات ۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰ نشان می‌دهند. نمودارها برای سطوح مختلف تابش خورشیدی

در F10.7 با استفاده از مدل SAMI2 شبیه‌سازی شده‌اند. در هر دو شکل نمودار (الف) مربوط به روز ۱۵ و نمودار (ب) مربوط به روز ۱۹۶ است. محور عمودی ارتفاع یونوسفر بر حسب کیلومتر و محور افقی لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترونی را نشان می‌دهد.

این افزایش با ویژگی‌ها و روندهای کاملاً متفاوتی همراه است. شکل ۱ و شکل ۲ تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax را به ترتیب در ساعات ۰۹:۰۰ و ۱۵:۳۰ نشان می‌دهند. نمودارها برای سطوح مختلف تابش خورشیدی



شکل ۱. تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در ساعت ۰۹:۰۰، شبیه‌سازی شده با مدل SAMI2. محور عمودی ارتفاع یونوسفر (کیلومتر) و محور افقی لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترونی را نشان می‌دهد. (الف) تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در روز ۱۵ سال (ب) تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در روز ۱۹۶ سال.



شکل ۲. تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در ساعت ۱۵:۳۰، شبیه‌سازی شده با مدل SAMI2. محور عمودی ارتفاع یونوسفر (کیلومتر) و محور افقی لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترونی را نشان می‌دهد. (الف) تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در روز ۱۵ سال (ب) تغییرات چگالی الکترونی و موقعیت foF2 و hmax در روز ۱۹۶ سال.

به منظور تحلیل دقیق تر و کمی، مقادیر $foF2$ و $hmax$ در تمامی سطوح تابشی در چهار جدول مجزا ارائه شده اند. در هر جدول، علاوه بر مقدار عددی $foF2$ و $hmax$ درصد تغییر این پارامترها نسبت به مقدار مبنای $F10.7=40$ نیز محاسبه و نمایش داده شده است. روش محاسبه درصد تغییر به این صورت است که مقدار پارامتر در هر سطح تابش خورشیدی از مقدار آن در $F10.7=40$ کم شده، حاصل بر مقدار مبنای تقسیم و در ۱۰۰ ضرب

می شود.

ارائه مقادیر $F10.7=40$ به عنوان مقدار پایه امکان مقایسه واضح و کمی تغییرات $foF2$ و $hmax$ برای سایر سطوح تابشی (۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰) را فراهم می آورد و نشان می دهد که چگونه پاسخ یونوسفر به افزایش تابش خورشیدی تغییر می کند. جدول های ۱ و ۲ مربوط به ساعت ۰۹:۰۰ و جدول های ۳ و ۴ مربوط به ساعت ۱۵:۳۰ هستند.

جدول ۱. مقادیر پارامترهای $foF2$ و $hmax$ به همراه درصد تغییرات آنها نسبت به مقدار پایه ($F10.7=40$) در روز ۱۵ سال، ساعت ۰۹:۰۰ شبیه سازی شده با مدل SAMI2.

F10.7	foF2	$\Delta foF2(\%)$	hmax	$\Delta hmax(\%)$
F10.7= ۴۰	۵/۴۴۹	-	۲۲۰/۷۶۵	-
F10.7= ۱۰۰	۵/۷۳۶	۵/۲۶	۲۴۲/۸۶۸	۱۰/۰۱
F10.7= ۲۰۰	۶/۱۰۴	۱۲/۰۲	۲۴۲/۸۶۸	۱۰/۰۱
F10.7= ۳۰۰	۶/۲۷۵	۱۵/۱۵	۲۶۵/۲۹۴	۲۰/۱۷
F10.7= ۴۰۰	۶/۳۹۴	۱۷/۳۴	۲۶۵/۲۹۴	۲۰/۱۷

جدول ۲. مقادیر پارامترهای $foF2$ و $hmax$ به همراه درصد تغییرات آنها نسبت به مقدار پایه ($F10.7=40$) در روز ۱۹۶ سال، ساعت ۰۹:۰۰ شبیه سازی شده با مدل SAMI2.

F10.7	foF2	$\Delta foF2(\%)$	hmax	$\Delta hmax(\%)$
F10.7= ۴۰	۵/۳۷۳	-	۲۴۲/۸۶۸	-
F10.7= ۱۰۰	۵/۶۶۳	۵/۳۹	۲۶۵/۲۹۴	۹/۲۳
F10.7= ۲۰۰	۶/۰۱۶	۱۱/۹۶	۲۸۸/۰۵۹	۱۸/۶۰
F10.7= ۳۰۰	۶/۲۰۶	۱۵/۵۰	۲۸۸/۰۵۹	۱۸/۶۰
F10.7= ۴۰۰	۶/۳۴۳	۱۸/۰۵	۲۸۸/۰۵۹	۱۸/۶۰

جدول ۳. مقادیر پارامترهای $foF2$ و $hmax$ به همراه درصد تغییرات آنها نسبت به مقدار پایه ($F10.7=40$) در روز ۱۵ سال، ساعت ۱۵:۳۰ شبیه سازی شده با مدل SAMI2.

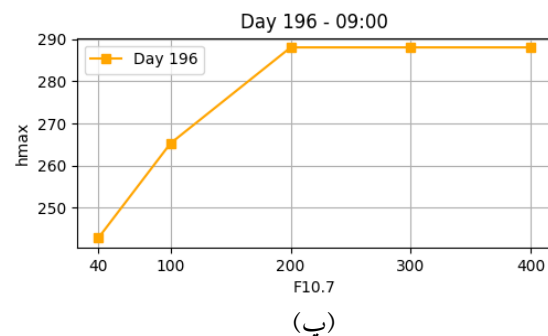
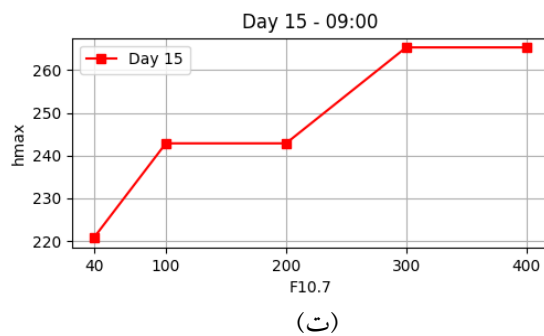
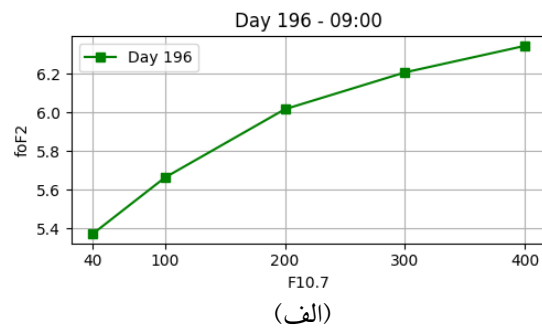
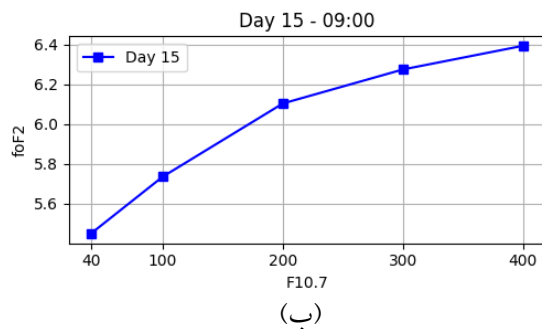
F10.7	foF2	$\Delta foF2(\%)$	hmax	$\Delta hmax(\%)$
F10.7= ۴۰	۵/۳۹۷	-	۲۸۸/۰۵۹	-
F10.7= ۱۰۰	۵/۶۰۰	۳/۷۶	۳۳۴/۶۱۹	۱۶/۱۶
F10.7= ۲۰۰	۶/۰۲۱	۱۱/۵۶	۴۳۲/۱۸۶	۵۰/۰۳
F10.7= ۳۰۰	۶/۱۳۸	۱۳/۷۲	۵۰۹/۶۰۱	۷۶/۹۰
F10.7= ۴۰۰	۶/۲۴۶	۱۵/۷۳	۵۳۶/۲۸۹	۸۶/۱۷

جدول ۴. مقادیر پارامترهای $foF2$ و $hmax$ به همراه درصد تغییرات آنها نسبت به مقدار پایه ($F10.7=40$) در روز ۱۹۶ سال، ساعت ۱۵:۳۰ شبیه سازی شده با مدل SAMI2.

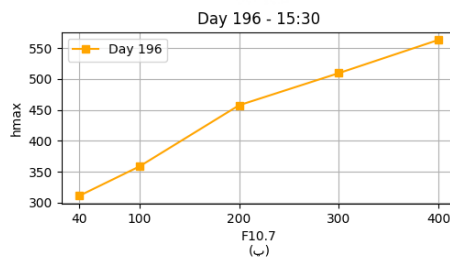
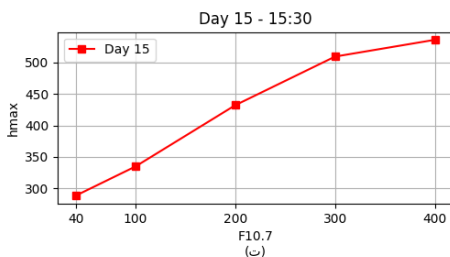
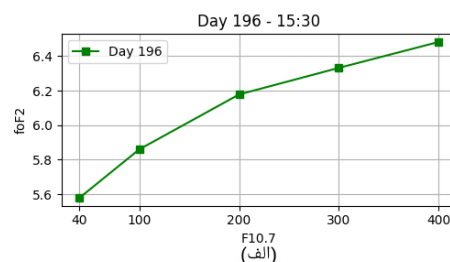
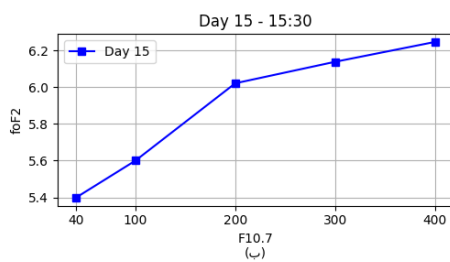
F10.7	foF2	$\Delta foF2(\%)$	hmax	$\Delta hmax(\%)$
F10.7= ۴۰	۵/۵۷۹	-	۳۱۱/۱۷۰	-
F10.7= ۱۰۰	۵/۸۶۰	۵/۰۳	۳۵۸/۴۳۵	۱۵/۱۸
F10.7= ۲۰۰	۶/۱۷۸	۱۰/۷۳	۴۵۷/۵۷۳	۴۷/۰۴
F10.7= ۳۰۰	۶/۳۳۲	۱۳/۴۹	۵۰۹/۶۰۱	۶۳/۷۶
F10.7= ۴۰۰	۶/۴۸۲	۱۶/۱۸	۵۶۳/۴۵۲	۸۱/۰۷

نمودارهای (پ) و (ت) مربوط به h_{max} هستند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، مقادیر $foF2$ و h_{max} در روز ۱۹۶ (۱۵ ژوئیه، تابستان) به‌طور قابل‌توجهی بیشتر از روز ۱۵ (ژانویه، زمستان) است و در ساعت ۱۵:۳۰ نیز افزایش اندکی بیشتر نسبت به ساعت ۰۹:۰۰ مشاهده می‌شود.

با توجه به داده‌های عددی ارائه شده در جداول ۱ و ۲ و ۴، برای نمایش بهتر روند تغییرات پارامترهای $foF2$ و h_{max} نمودارهای شکل ۳ و ۴ رسم شده‌اند. شکل ۳ (ساعت ۰۹:۰۰) و شکل ۴ (ساعت ۱۵:۳۰) چهار نمودار را شامل می‌شوند: نمودارهای (الف) و (ب) مربوط به $foF2$ و



شکل ۳. تغییرات پارامترهای $foF2$ و h_{max} در ساعت ۰۹:۰۰ برای سطوح مختلف تابش خورشیدی $F_{10.7}$. رسم شده بر اساس داده‌های جدول‌ها. نمودارهای (الف) و (ب) مربوط به $foF2$ و نمودارهای (پ) و (ت) مربوط به h_{max} هستند. نمودارهای (الف) و (پ) مربوط به روز ۱۹۶ سال ۱۵ ژوئیه، تابستان) و نمودارهای (ب) و (ت) مربوط به روز ۱۵ سال ۱۵ ژانویه، زمستان) می‌باشند.



شکل ۴. تغییرات پارامترهای $foF2$ و h_{max} در ساعت ۱۵:۳۰ برای مقادیر مختلف تابش خورشیدی $F_{10.7}$. نمودارهای (الف) و (ب) مربوط به روز ۱۹۶ سال ۱۵ ژوئیه، تابستان) و نمودارهای (پ) و (ت) مربوط به روز ۱۵ سال ۱۵ ژانویه، زمستان) هستند. نمودارهای (الف) و (ب) برای $foF2$ و نمودارهای (پ) و (ت) برای h_{max} رسم شده است.

نتایج نشان داد که:

- پارامتر foF2 نسبت به افزایش تابش F10.7 رفتاری تقریباً خطی و یکنواخت دارد. برای مثال، در ساعت ۰۹:۰۰ روز ۱۹۶، مقدار foF2 از ۵/۳۷۳ در F10.7=40 به ۶/۳۴۳ در F10.7=400 افزایش یافت (رشد ۱۸.۰۵٪). در همان روز و در ساعت ۱۵:۳۰ نیز از ۵/۵۷۹ به ۶/۴۸۲ رسید (رشد ۱۶/۱۸٪).

- در مقابل، پارامتر hmax رفتاری کاملاً غیرخطی و نمایی با افزایش F10.7 نشان داد. برای نمونه، در ساعت ۱۵:۳۰ روز ۱۵، hmax از ۲۸۸/۰۵۹ km در F10.7=40 به ۵۳۶/۲۸۹ km در F10.7=400 رسید (رشد ۸۶/۱۷٪). همین روند در روز ۱۹۶ نیز مشاهده شد (رشد ۸۱/۰۷٪).

- پارامتر hmax نسبت به زمان روز حساس تر از foF2 است؛ به طوری که در F10.7=400، مقدار hmax در روز ۱۵ از ۲۶۵/۲۹۴ km در ساعت ۰۹:۰۰ به ۵۳۶/۲۸۹ km در ساعت ۱۵:۳۰ افزایش یافت (بیش از ۱۰۲٪)، در حالی که foF2 در همین بازه حدود ۲/۳۷٪ کاهش داشت.

- تفاوت‌های فصلی نیز آشکار است؛ به خصوص در تابستان (روز ۱۹۶)، که مقدار hmax و foF2 بیشتر از روز ۱۵ (زمستان) بود. برای نمونه، در ساعت ۱۵:۳۰ و F10.7=400، مقدار foF2 در روز ۱۵ برابر ۶/۲۴۶ و در روز ۱۹۶ برابر ۶/۴۸۲ (رشد ۳/۷۸٪) بود. مقدار hmax نیز به ترتیب ۵۳۶/۲۸۹ و ۵۶۳/۴۵۲ km بود (تفاوت ۱۶۳/۲۷٪).

- نرخ تغییرات hmax در سطوح بالای تابش (از F10.7=200 تا ۴۰۰) بسیار تندتر از سطوح پایین بود، که بیانگر پاسخ نمایی آن است؛ در حالی که foF2 روندی تدریجی و تقریباً خطی را دنبال کرد.

۲-۳. بررسی اثر ترکیبی شاخص ژئومغناطیسی Ap و تابش خورشیدی F10.7 بر ساختار چگالی الکترونی در یونوسفر

برای بررسی اثرات هم‌زمان شاخص ژئومغناطیسی Ap و

تابش خورشیدی F10.7 بر ساختار چگالی الکترونی، از مدل دوبعدی SAMI استفاده شد. شبیه‌سازی‌ها در دو روز مختلف از سال شامل روز ۱۹۶ و روز ۳۴۹ در طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه انجام شدند. برای هر روز، دو مقدار تابش F10.7 معادل ۱۰۰ و ۲۰۰ در نظر گرفته شد. همچنین در هر حالت، سه مقدار برای شاخص Ap برابر با ۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰ در نظر گرفته شد. برای مقایسه اثر فعالیت ژئومغناطیسی، تفاضل چگالی الکترونی برای حالت Ap=400 نسبت به Ap=100 و Ap=200 محاسبه شد.

ترتیب‌بندی بیشینه‌ها و کمینه‌های تفاضل چگالی الکترونی بر اساس مقدار مطلق آنها انجام شده است؛ به گونه‌ای که بیشینه اول مربوط به بزرگ‌ترین مقدار مثبت در عرض‌های جغرافیایی مثبت و بیشینه دوم مربوط به بزرگ‌ترین مقدار مثبت در عرض‌های جغرافیایی منفی است. به طور مشابه، کمینه اول منفی‌ترین مقدار در عرض‌های مثبت و کمینه دوم منفی‌ترین مقدار در عرض‌های منفی را نشان می‌دهد.

مقادیر تفاضلی چگالی الکترون در مقاله با دقت شش رقم معنادار ارائه شده‌اند تا روندها و تغییرات بین روزها و شرایط تابش خورشیدی به‌طور دقیق مشخص شود. شبیه‌سازی‌های عددی به‌طور ذاتی دارای عدم قطعیت هستند که ناشی از فرضیات مدل و پارامترهای ورودی می‌باشد. برای ارزیابی این عدم قطعیت می‌توان به مطالعات اعتبارسنجی مشاهداتی مدل SAMI2 اشاره کرد (هو و همکاران، ۲۰۲۴). این مطالعات نشان می‌دهند که خروجی‌های مدل، به ویژه نسخه فوتوشیمیایی اصلاح‌شده، با مشاهدات NmF2 در عرض‌های میانی توافق مناسبی دارد. بنابراین، گرچه مقادیر مطلق مدل ممکن است تحت تأثیر خطای عددی باشند، اما روندها و تغییرات مدل بین روزهای مختلف و شرایط تابش خورشیدی بسیار فراتر از سطح عدم قطعیت مدل هستند و از نظر فیزیکی و آماری معنادار تلقی می‌شوند.

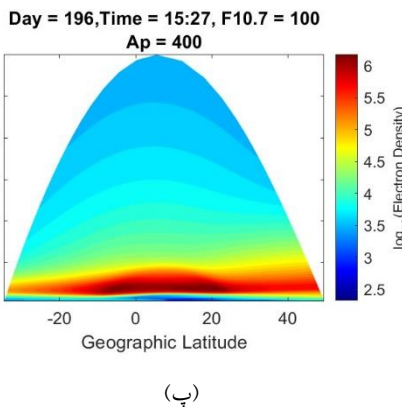
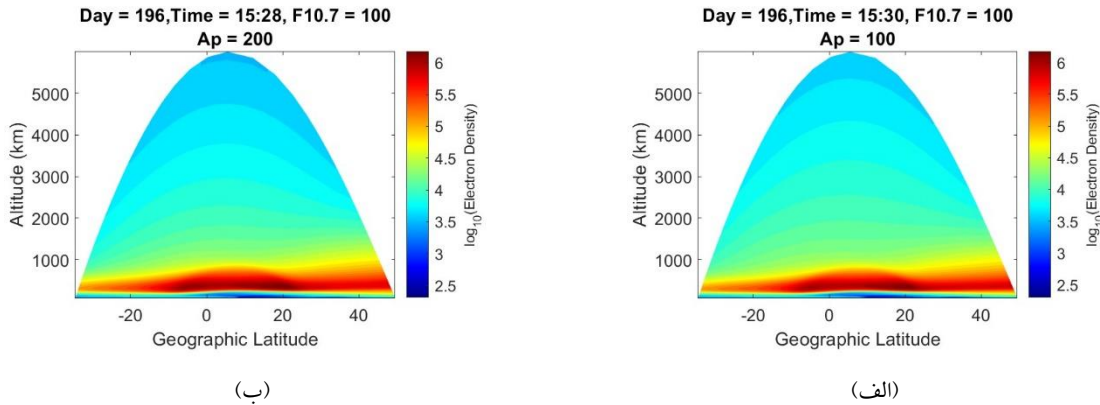
در تمامی نمودارها، محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی، محور عمودی ارتفاع و کالبر بار مقدار چگالی الکترونی را نشان می‌دهد.

در این شکل محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی، محور عمودی ارتفاع و کالریار لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترونی را نشان می‌دهد.

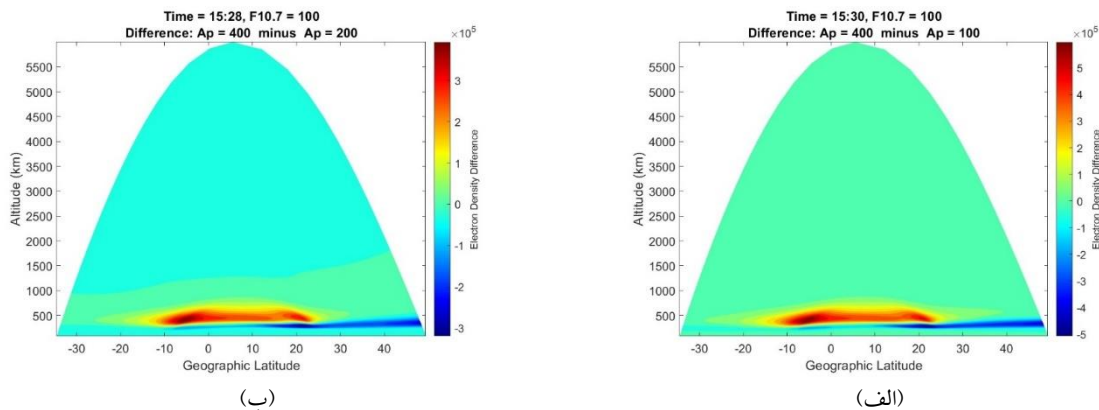
برای بررسی اثر افزایش A_p در روز ۱۹۶، تفاضل چگالی بین حالت‌های $A_p=400$ با $A_p=100$ و $A_p=200$ برای $F10.7=100$ در شکل ۶ رسم شده‌اند.

۱-۲-۳. بررسی اثر ترکیبی شاخص ژئومغناطیسی A_p و تابش خورشیدی $F10.7$ بر چگالی الکترونی در روز ۱۹۶ (تابستان)

توزیع چگالی الکترونی در روز ۱۹۶، در شرایط A_p برابر با ۲۰۰، ۴۰۰ و $F10.7=100$ در شکل ۵ ارائه شده است.



شکل ۵. توزیع چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) در روز ۱۹۶، در طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه و ساعت ۱۵:۳۰، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 و در شرایط تابش خورشیدی ثابت $F10.7=100$. در این شکل، سه حالت مختلف از شاخص ژئومغناطیسی A_p بررسی شده‌اند. (الف) $A_p=100$ ، (ب) $A_p=200$ و (پ) $A_p=400$.



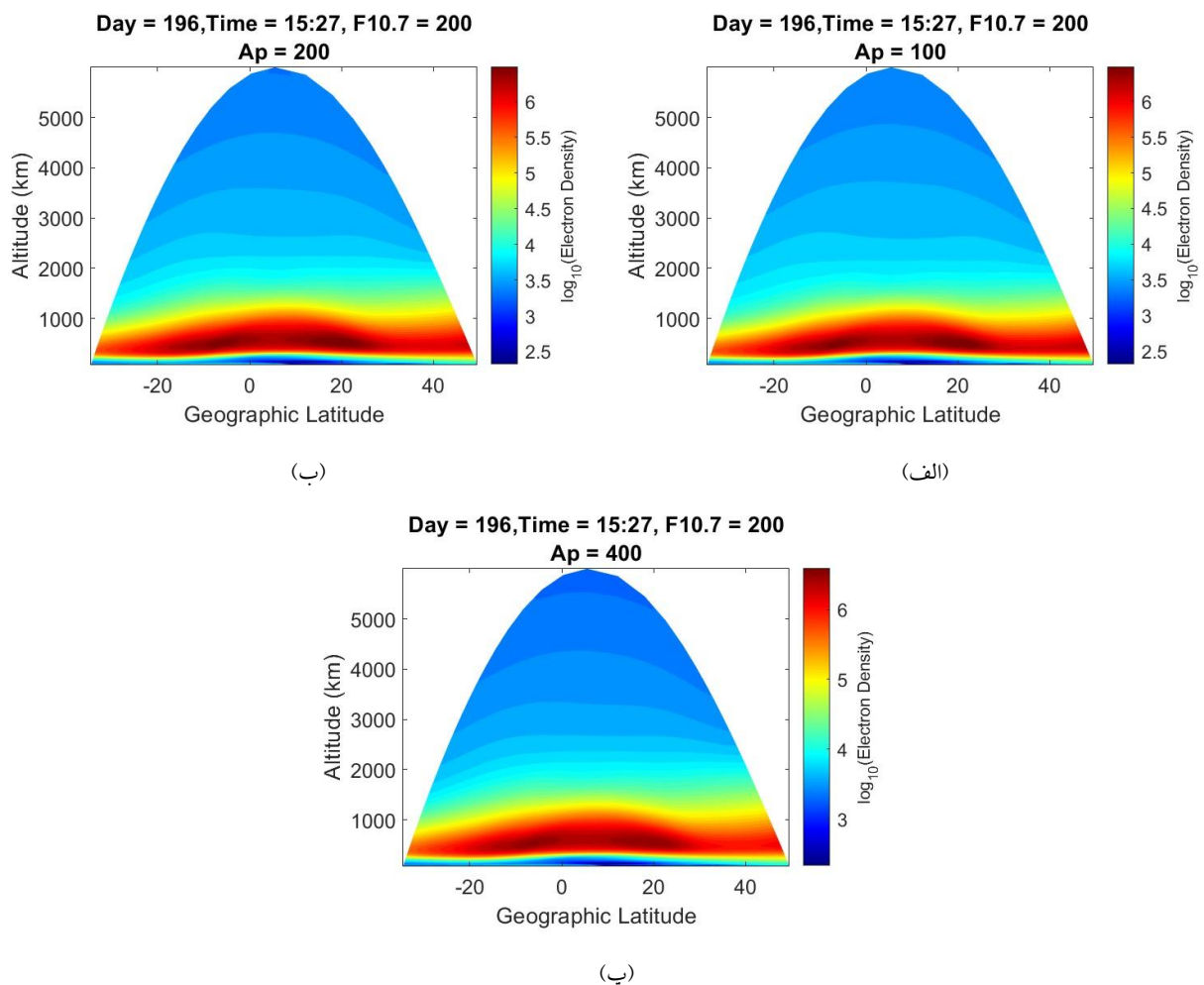
شکل ۶. نمودار دوبردی اختلاف چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) یونوسفر برای روز ۱۹۶، در طول جغرافیایی ۵۱ درجه و شاخص تابشی $F10.7$ برابر با ۱۰۰، در ساعت ۱۵:۳۰. (الف): تفاضل چگالی الکترونی بین حالات $A_p=100$ و $A_p=400$ ، (ب): تفاضل چگالی الکترونی بین حالات $A_p=200$ و $A_p=400$.

عرض جغرافیایی $۵/۳۸-$ درجه و ارتفاع $۴۱۴/۸۷$ کیلومتر و ۳۲۴۳۹۱ در عرض $۲۱/۰۹$ درجه شمالی و ارتفاع $۴۵۴/۴۶$ کیلومتر است. همچنین، دو کمینه نیز به ترتیب برابر با $۱۰۵۲۹۹-$ در عرض $۵/۵۷-$ درجه جنوبی و ارتفاع $۲۴۶/۲۱$ کیلومتر و $۳۱۹۷۷۴-$ در عرض $۲۱/۴۷$ درجه شمالی و ارتفاع $۲۹۲/۲۴$ کیلومتر به دست آمده‌اند. توزیع چگالی الکترونی در شرایط A_p برابر با ۱۰۰ ، ۲۰۰ و ۴۰۰ و $F10.7=200$ در ساعت $۱۵:۳۰$ روز ۱۹۶ در شکل ۷ ارائه شده است.

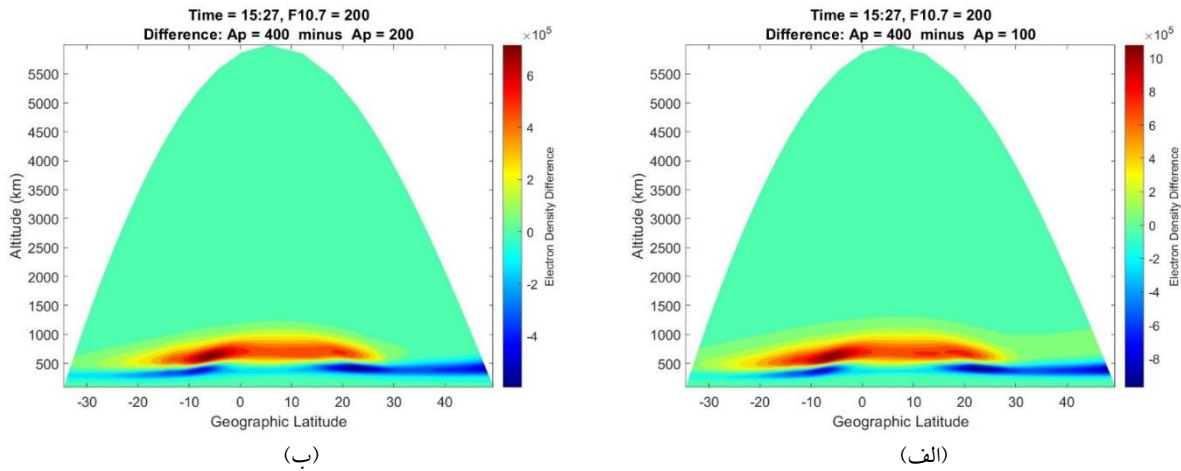
برای بررسی اثر افزایش A_p در روز ۱۹۶ ، تفاضل چگالی بین حالت‌های $A_p=400$ با $A_p=100$ و $A_p=200$ برای $F10.7=200$ در شکل ۸ رسم شده‌اند.

در شرایط تابش کم ($F10.7=100$)، بیشینه تفاضل چگالی الکترونی بین حالت‌های $A_p=100$ و $A_p=400$ برابر با ۶۵۰۵۰۴ در عرض جغرافیایی $۵/۲۳-$ درجه و ارتفاع $۴۱۰/۲۳$ کیلومتر مشاهده شد. بیشینه دوم با مقدار ۵۰۶۲۲۸ در عرض $۲۰/۷۸$ درجه شمالی و ارتفاع $۴۴۵/۹۴$ کیلومتر قرار دارد. کمینه‌های تفاضل به ترتیب برابر با $۱۶۰۷۳۰-$ در عرض $۵/۴۱-$ درجه جنوبی و ارتفاع $۲۴۳/۵۴$ کیلومتر، و $۵۰۷۶۶۹-$ در عرض $۲۲/۰۶$ درجه شمالی و ارتفاع $۲۸۱/۱۲$ کیلومتر هستند (شکل ۶-الف).

همان‌طور که در شکل ۶-ب مشاهده می‌شود، تفاضل چگالی الکترونی بین حالات $A_p=400$ و $A_p=200$ در روز ۱۹۶ دارای دو بیشینه مشخص به ترتیب برابر با ۴۲۷۶۸۳



شکل ۷. توزیع چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) در روز ۱۹۶ ، در طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه و ساعت $۱۵:۳۰$ ، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 و در شرایط تابش خورشیدی ثابت $F10.7=200$. در این شکل، سه حالت مختلف از شاخص ژئومغناطیسی A_p بررسی شده‌اند. (الف) $A_p=100$ ، (ب) $A_p=200$ و (پ) $A_p=400$.



شکل ۸. نمودار دوبعدی اختلاف چگالی الکترونی (برحسب سانتی‌متر مکعب) یونوسفر برای روز ۱۹۶، در طول جغرافیایی ۵۱ درجه و شاخص تابشی F10.7 برابر با ۲۰۰، در ساعت ۱۵:۳۰. الف) تفاضل چگالی الکترونی بین حالات Ap=100 و Ap=400، ب) تفاضل چگالی الکترونی بین حالات Ap=200 و Ap=400.

۳-۲-۲. بررسی اثر ترکیبی شاخص ژئومغناطیسی Ap و تابش خورشیدی F10.7 بر چگالی الکترونی در روز ۳۴۹ (زمستان)

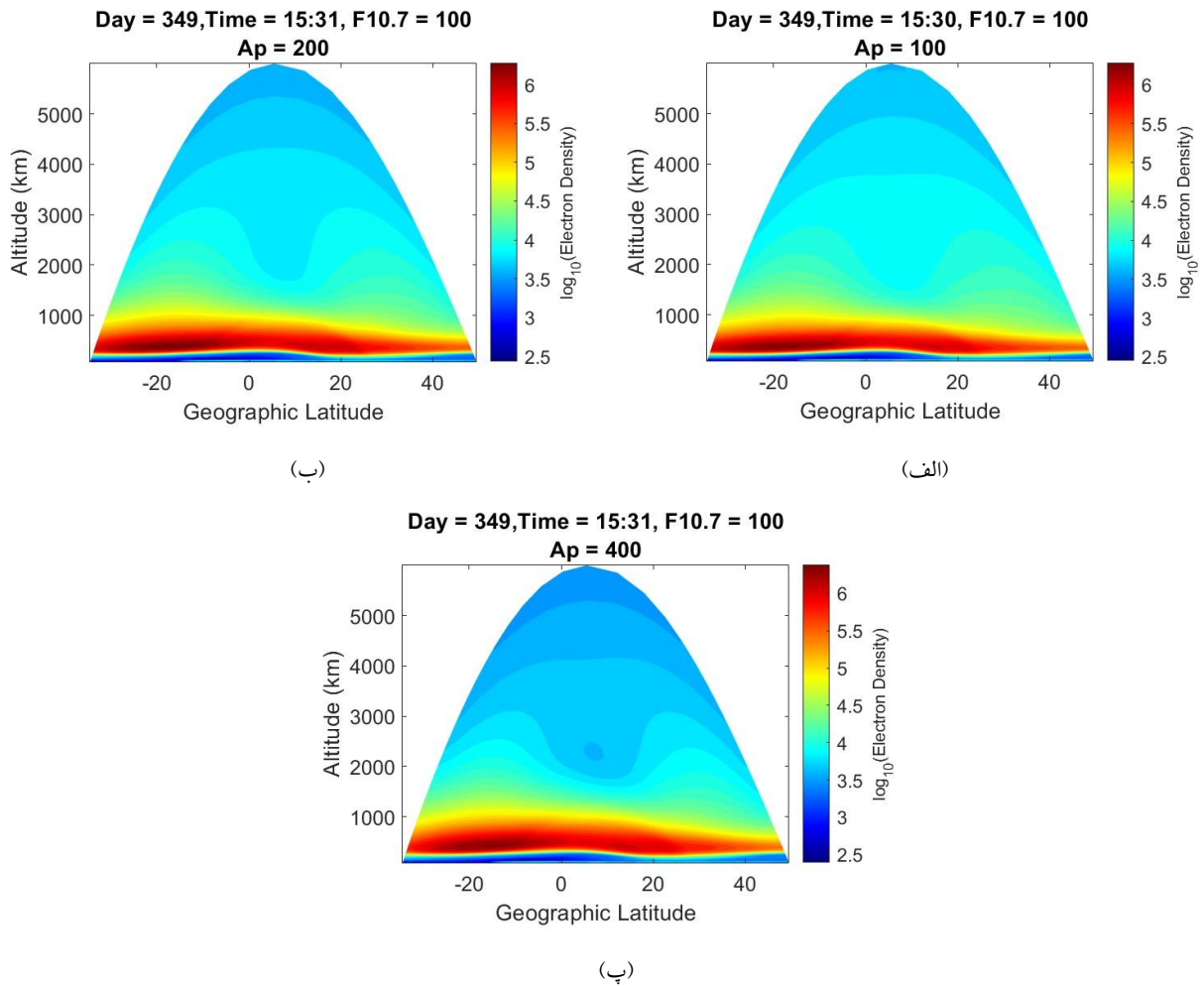
در شکل ۹، توزیع چگالی الکترونی در روز ۳۴۹ و در ساعت ۱۵:۳۰، تحت شرایط تابش خورشیدی ثابت F10.7=100 و برای سه مقدار مختلف از شاخص ژئومغناطیسی Ap شامل ۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 نشان داده شده است. این شکل تأثیر سطوح مختلف فعالیت ژئومغناطیسی بر ساختار چگالی الکترونی را نشان می‌دهد.

در شکل ۹، محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی، محور عمودی ارتفاع (برحسب کیلومتر) و کالر بار مقدار لگاریتم پایه ۱۰ چگالی الکترونی را نشان می‌دهد.

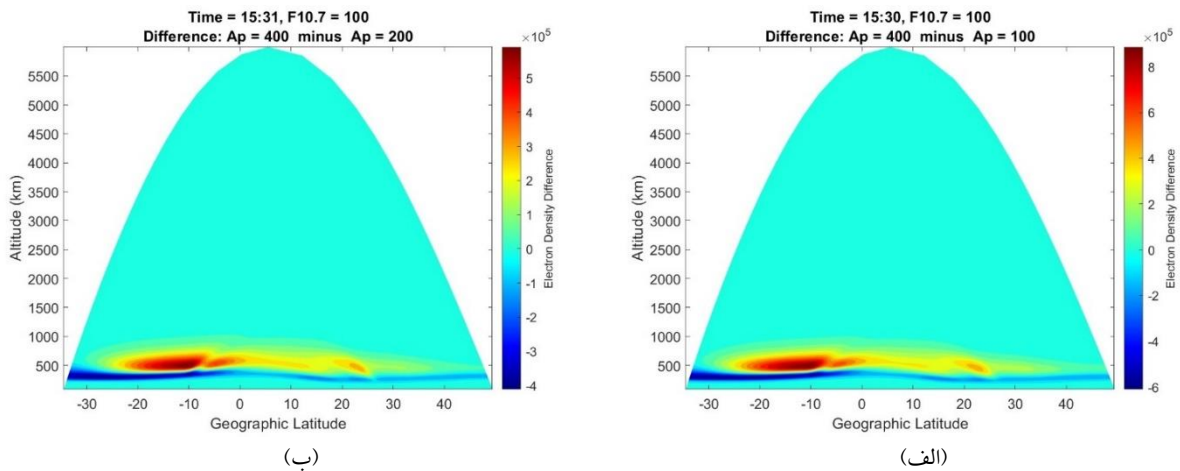
برای بررسی اثر افزایش شاخص Ap در روز ۳۴۹، تفاضل چگالی الکترونی بین حالت‌های Ap=100 و Ap=400، و نیز بین Ap=200 و Ap=400، در شرایط تابشی F10.7=100، در شکل ۱۰ نمایش داده شده است.

در حالت تابش بالا (F10.7=200)، بیشینه تفاضل چگالی الکترونی بین حالت Ap=100 و Ap=400، مقدار ۱۱۷۹۰۲۰ در عرض ۶/۲۴- درجه و ارتفاع ۶۰۷/۳۶ کیلومتر دارد. بیشینه دوم در عرض ۰/۰۲- درجه شمالی و ارتفاع ۷۱۲/۰۵ کیلومتر با مقدار ۸۳۲۰۸۵ قرار دارد. کمینه‌های این تفاضل برابر با ۷۷۹۱۹۲- در عرض ۷/۹۱- درجه جنوبی و ارتفاع ۳۷۴/۲ کیلومتر، و ۹۷۳۱۰۲- در عرض ۲۲/۶۷ درجه شمالی و ارتفاع ۴۰۸/۳۰ کیلومتر هستند (شکل ۸-الف).

در مقایسه Ap=200 با Ap=400، بیشینه اول تفاضل چگالی الکترونی برابر با ۷۷۹۳۷۶ در عرض ۶/۳۸- درجه و ارتفاع ۶۱۳/۲۷ کیلومتر، و بیشینه دوم برابر با ۵۵۸۵۷۲ در عرض ۰/۰۲- درجه شمالی و ارتفاع ۷۱۲/۰۵ کیلومتر می‌باشد. کمینه‌ها نیز به ترتیب برابر با ۴۵۲۵۱۶- در عرض ۸/۰۶- درجه جنوبی و ارتفاع ۳۷۷/۳۴ کیلومتر و ۵۹۶۷۴۶- در عرض ۲۲/۸۳ درجه شمالی و ارتفاع ۴۱۱/۴۶ کیلومتر قرار گرفته‌اند (شکل ۸-ب).



شکل ۹. توزیع چگالی الکترونی در روز ۳۴۹، در طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه و ساعت ۱۵:۳۰، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 و در شرایط تابش خورشیدی ثابت $F10.7 = 100$. در این شکل، سه حالت مختلف از شاخص ژئومغناطیسی Ap بررسی شده‌اند. (الف) $Ap=100$ ، (ب) $Ap=200$ و (پ) $Ap=400$



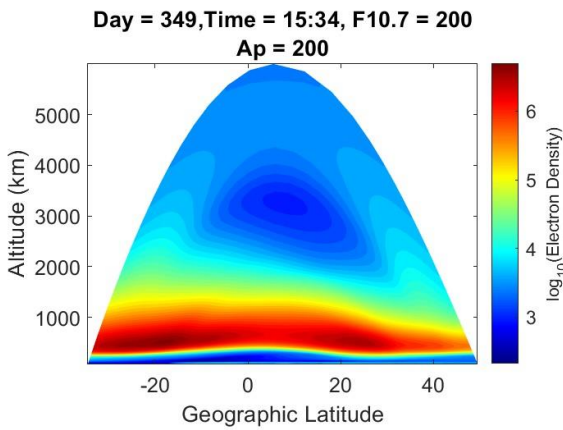
شکل ۱۰. نمودار دویبعدی اختلاف چگالی الکترونی یونسفر برای روز ۳۴۹، در طول جغرافیایی ۵۱ درجه و شاخص تابشی $F10.7$ برابر با ۱۰۰، در ساعت ۱۵:۳۰. (الف) تفاضل چگالی الکترونی بین حالات $Ap=100$ و $Ap=400$ ، (ب) تفاضل چگالی الکترونی بین حالات $Ap=200$ و $Ap=400$.

و ۴۴۹/۰۳ کیلومتر هستند. کمینه‌ها نیز به ترتیب ۴۱۱۷۳۱- و ۱۴۵۶۳۲- در عرض‌های ۲۶/۶۵- و ۱۵/۳۴ با ارتفاع‌های ۲۹۲/۷۴ و ۲۷۱/۷۵ کیلومتر دیده می‌شوند (شکل ۱۰-ب). در شکل ۱۱، توزیع چگالی الکترونی در روز ۳۴۹ و در ساعت ۱۵:۳۰، تحت تابش خورشیدی ثابت $F10.7=200$ و برای سه مقدار مختلف از شاخص ژئومغناطیسی A_p شامل ۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 ارائه شده است.

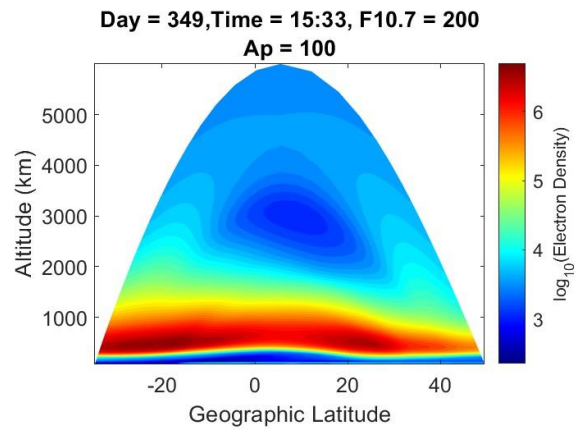
به‌منظور بررسی تأثیر افزایش شاخص A_p در روز ۳۴۹، اختلاف چگالی الکترونی بین حالت‌های $A_p=400$ و $A_p=100$ ، و نیز بین $A_p=400$ و $A_p=200$ ، تحت تابش خورشیدی $F10.7=200$ ، در شکل ۱۲ ترسیم شده است.

در شرایط تابش پایین ($F10.7=100$)، بیشینه تفاضل چگالی الکترونی بین $A_p=100$ و $A_p=400$ برابر با ۹۵۸۳۳۴ در عرض ۱۰/۵۷- درجه جنوبی و ارتفاع ۴۸۵/۹۵ کیلومتر است. بیشینه دوم با مقدار ۴۷۸۵۳۴ در عرض ۲۲/۳۴ درجه شمالی و ارتفاع ۴۵۷/۳۰ کیلومتر دیده می‌شود. کمینه‌های این حالت برابر با ۶۰۹۶۶۱- در عرض ۲۳/۸۹- و ارتفاع ۲۸۸/۲۴ کیلومتر، و ۲۰۷۹۴۸- در عرض ۱۵/۱۷ شمالی و ارتفاع ۲۶۶/۰۸ کیلومتر هستند (شکل ۱۰-الف).

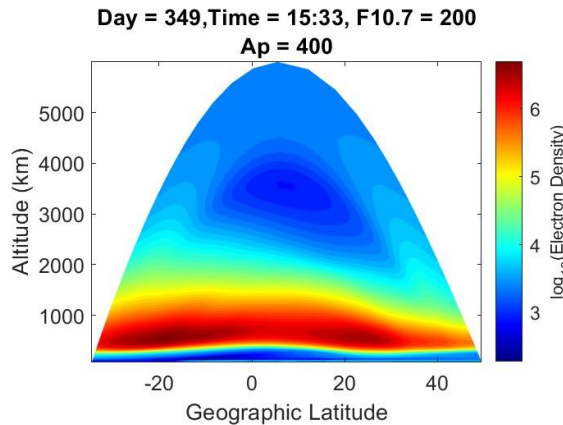
برای حالت $A_p=400-A_p=200$ ، بیشینه‌های تفاضل چگالی الکترونی برابر با ۶۳۹۱۶۱ و ۳۲۲۲۸۰ به ترتیب در عرض‌های ۱۰/۱۱- و ۲۳/۲۸ درجه و ارتفاع‌های ۵۰۹/۱۸



(ب)

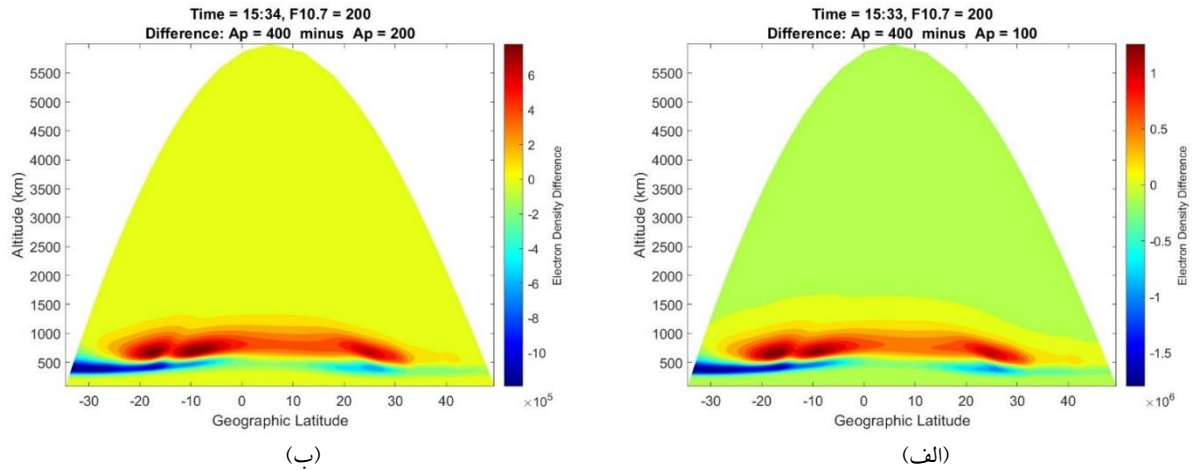


(الف)



(ب)

شکل ۱۱. توزیع چگالی الکترونی در روز ۳۴۹، در طول جغرافیایی ثابت ۵۱ درجه و ساعت ۱۵:۳۰، با استفاده از شبیه‌سازی مدل SAMI2 و در شرایط تابش خورشیدی $F10.7=200$. در این شکل، سه حالت مختلف از شاخص ژئومغناطیسی A_p بررسی شده‌اند. (الف) $A_p=100$ ، (ب) $A_p=200$ و (پ) $A_p=400$.



شکل ۱۲. نمودار دوبعدی اختلاف چگالی الکترونی یونسفر برای روز ۳۴۹، در طول جغرافیایی ۵۱ درجه و شاخص تابشی F10.7 برابر با ۲۰۰، در ساعت ۱۵:۳۰. (الف): تفاضل چگالی الکترونی بین حالات Ap=100 و Ap=400، (ب): تفاضل چگالی الکترونی بین حالات Ap=200 و Ap=400.

در شرایط تابش زیاد (F10.7=200)، بیشینه تفاضل چگالی الکترونی بین Ap=100 و Ap=400 به ترتیب ۱۴۰۶۵۹۷ در عرض ۱۶/۹۷- درجه جنوبی و ارتفاع ۶۶۹/۸۹ کیلومتر، و ۱۱۳۳۰۲۰ در عرض ۲۴/۷۱ درجه شمالی و ارتفاع ۶۵۸/۱۵ کیلومتر است. کمینه‌ها نیز به ترتیب ۱۸۰۳۵۳۳- و ۹۴۸۴۹۵- در عرض‌های ۳۱/۰۱- و ۲۵/۸۹ با ارتفاع‌های ۳۵۹/۳۱ و ۳۸۰/۷۹ کیلومتر مشاهده می‌شوند (شکل ۱۲- الف). برای حالت Ap=400-Ap=200، بیشینه تفاضل چگالی به ترتیب برابر با ۸۷۳۵۶۷ و ۷۰۰۱۸۱ در عرض‌های ۸/۷۷-

و ۲۵/۰۳ درجه و ارتفاع‌های ۷۰۳/۴۱ و ۶۶۶/۰۵ کیلومتر هستند. کمینه‌ها نیز با مقادیر ۱۱۹۳۴۶۱- و ۵۹۶۷۳۹- در عرض‌های ۳۱/۱۲- و ۲۵/۶۰ و ارتفاع‌های ۳۹۲/۶۰ و ۴۰۴/۰۶ کیلومتر مشاهده شده‌اند (شکل ۱۲- ب). برای مقایسه بهتر، مقادیر تفاضل چگالی الکترونی برای روزهای ۱۹۶ و ۳۴۹، در مقادیر شاخص خورشیدی F10.7 برابر با ۱۰۰ و ۲۰۰ و برای مقایسه‌های Ap=400-100 و Ap=400-200، در جدول ۵ و جدول ۶ ارائه شده‌اند. جدول ۵ مقادیر بیشینه و جدول ۶ مقادیر کمینه را نشان می‌دهد.

جدول ۵. بیشینه‌های تفاضل چگالی الکترونی (برحسب سانتی متر مکعب) برای روزهای ۱۹۶ و ۳۴۹، در مقادیر F10.7 برابر با ۱۰۰ و ۲۰۰ و برای مقایسه‌های Ap=400-200 و Ap=400-100. بیشینه‌ها بر اساس مقدار مطلق مرتب شده‌اند: بیشینه اول در عرض مثبت، بیشینه دوم در عرض منفی.

بیشینه تفاضل چگالی الکترونی روز ۳۴۹ برحسب سانتی متر مکعب	بیشینه تفاضل چگالی الکترونی روز ۱۹۶ برحسب سانتی متر مکعب	Ap	F10.7
۹۵۸۳۳۴	۶۵۰۵۰۴	۴۰۰-۱۰۰	۱۰۰
۴۷۸۵۳۴	۵۰۶۲۲۸	۴۰۰-۱۰۰	۱۰۰
۶۳۹۱۶۱	۴۲۷۶۸۳	۴۰۰-۲۰۰	۱۰۰
۳۲۲۲۸۰	۳۲۴۳۹۱	۴۰۰-۲۰۰	۱۰۰
۱۴۰۶۵۹۷	۱۱۷۹۰۲۰	۴۰۰-۱۰۰	۲۰۰
۱۱۳۳۰۲۰	۸۳۲۰۸۵	۴۰۰-۱۰۰	۲۰۰
۸۷۳۵۶۷	۷۷۹۳۷۶	۴۰۰-۲۰۰	۲۰۰
۷۰۰۱۸۱	۵۵۸۵۷۲	۴۰۰-۲۰۰	۲۰۰

جدول ۶. کمینه‌های تفاضل چگالی الکترونی برای روزهای ۱۹۶ و ۳۴۹، در مقادیر F10.7 برابر با ۱۰۰ و ۲۰۰ برای مقایسه‌های Ap=400-100 و Ap=400-200. کمینه‌ها بر اساس مقدار مطلق مرتب شده‌اند: کمینه اول در عرض مثبت و کمینه دوم در عرض منفی.

کمینه تفاضل چگالی الکترونی روز ۳۴۹ برحسب سانتی متر مکعب	کمینه تفاضل چگالی الکترونی روز ۱۹۶ برحسب سانتی متر مکعب	Ap	F10.7
-۶۰۹۶۶۱	-۱۶۰۷۳۰	۴۰۰-۱۰۰	۱۰۰
-۲۰۷۹۴۸	-۵۰۷۶۶۹	۴۰۰-۱۰۰	۱۰۰
-۴۱۱۷۳۱	-۱۰۵۲۹۹	۴۰۰-۲۰۰	۱۰۰
-۱۴۵۶۳۲	-۳۱۹۷۷۴	۴۰۰-۲۰۰	۱۰۰
-۱۸۰۳۵۳۳	-۷۷۹۱۹۲	۴۰۰-۱۰۰	۲۰۰
-۹۴۸۴۹۵	-۹۷۳۱۰۲	۴۰۰-۱۰۰	۲۰۰
-۱۱۹۳۴۶۱	-۴۵۲۵۱۶	۴۰۰-۲۰۰	۲۰۰
-۵۹۶۷۳۹	-۵۹۶۷۴۶	۴۰۰-۲۰۰	۲۰۰

Ap=400 برای تفاضل Ap=400 - ۱۶۰/۷۳۰ و ۵۰۷/۶۶۹ می‌باشند. برای تفاضل Ap=200 - ۳۴۹ برابر ۶۳۹/۱۶۱ و ۳۲۲/۲۸۰ و کمینه‌ها ۴۱۱/۷۳۱ - و ۱۴۵/۶۳۲ - و روز ۱۹۶ بیشینه‌های ۴۲۷/۶۸۳ و ۳۲۴/۳۹۱ و کمینه‌ها ۱۰۵/۲۹۹ - و ۳۱۹/۷۷۴ - هستند.

با مقایسه تابش زیاد و پایین، مشاهده می‌شود که افزایش تابش F10.7 نه تنها چگالی پایه را افزایش می‌دهد، بلکه دامنه تغییرات ناشی از اختلاف Ap را نیز تقویت می‌کند. به‌طور کلی، روز ۳۴۹ نسبت به روز ۱۹۶ هم در تابش پایین و هم در تابش زیاد، واکنش شدیدتری به تغییرات ژئومغناطیسی نشان می‌دهد. این رفتار زیرخطی (sub-linear) افزایش تابش خورشیدی (F10.7) و دامنه پاسخ یونوسفری به آشفتگی ژئومغناطیسی (Ap) از دیدگاه فیزیکی قابل تفسیر است و لزوماً به معنای ناسازگاری داده‌ها نیست. اگرچه افزایش F10.7 از ۱۰۰ به ۲۰۰ باعث افزایش قابل توجه چگالی زمینه‌ای یونوسفر می‌شود، اما تشدید پاسخ یونوسفر به تغییرات Ap به‌صورت خطی با تابش خورشیدی افزایش نمی‌یابد.

در شرایط تابش خورشیدی بالا، یونوسفر وارد حالتی می‌شود که در آن برخی فرایندهای کلیدی مانند یونیزاسیون، رسانندگی الکتریکی و پاسخ میدان-باد تا حدی به اشباع نزدیک می‌شوند. در این وضعیت، افزایش بیشتر تابش خورشیدی اگرچه چگالی پایه را افزایش

نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که افزایش شاخص ژئومغناطیسی Ap تأثیر قابل‌توجهی بر چگالی الکترونی یونوسفر دارد؛ به‌گونه‌ای که بیشینه‌های تفاضلی در نواحی نزدیک به خط استوا و کمینه‌ها در عرض‌های میانی و ارتفاع‌های پایین‌تر شکل می‌گیرند. این الگو با سازوکار فواره پلاسما توضیح داده می‌شود، زیرا رانش $E \times B$ موجب انتقال پلاسما از ناحیه استوایی به ارتفاعات بالاتر و توزیع آن در دو سوی استوا می‌شود. مقایسه روزهای ۱۹۶ و ۳۴۹ در هر دو سطح تابش نشان می‌دهد که روز ۳۴۹ پاسخ قوی‌تری نسبت به تغییرات Ap دارد.

در تابش زیاد (F10.7=200) و تفاضل Ap=400 - ۱۰۰، بیشینه‌های روز ۳۴۹ برابر ۱/۴۰۶/۵۹۷ و ۱/۱۳۳/۰۲۰ و کمینه‌ها ۱/۸۰۳/۵۳۳ - و ۱/۸۰۳/۴۹۵ - هستند، در حالی که روز ۱۹۶ بیشینه‌ها ۱/۱۷۹/۰۲۰ و ۱/۸۳۲/۰۸۵ و کمینه‌ها ۷۷۹/۱۹۲ - و ۹۷۳/۱۰۲ - می‌باشند. برای تفاضل Ap=400 - Ap=200، روز ۳۴۹ بیشینه‌های ۸۷۳/۵۶۷ و ۷۰۰/۱۸۱ و کمینه‌های ۱/۱۹۳/۴۶۱ - و ۵۹۶/۷۳۹ - و روز ۱۹۶ بیشینه‌های ۷۷۹/۳۷۶ و ۵۵۸/۵۷۲ و کمینه‌های ۴۵۲/۵۱۶ - و ۵۹۶/۷۴۶ - را نشان می‌دهد.

در تابش پایین (F10.7=100)، برای تفاضل Ap=400 - Ap=100، بیشینه‌های روز ۳۴۹ حدود ۹۵۸/۳۳۴ و ۴۷۸/۵۳۴ و کمینه‌ها ۶۰۹/۶۶۱ - و ۲۰۷/۹۴۸ - هستند، در حالی که روز ۱۹۶ بیشینه‌ها ۶۵۰/۵۰۴ و ۵۰۶/۲۲۸ و کمینه‌ها

به دقت بالاتر باید اثر هم‌زمان تابش خورشیدی، فعالیت ژئومغناطیسی و فصل سال را لحاظ کنند، به‌ویژه در شرایط تابش بالا و فعالیت ژئومغناطیسی شدید، که پاسخ یونوسفر تقویت و غیرخطی تر می‌شود.

۴. نتیجه‌گیری

در این مطالعه، تأثیر شاخص تابش خورشیدی F10.7 و شاخص ژئومغناطیسی Ap بر ویژگی‌های لایه F یونوسفر با تمرکز بر فرکانس بحرانی foF2، ارتفاع بیشینه چگالی الکترونی hmax و توزیع چگالی الکترونی، با استفاده از مدل‌سازی دوبعدی SAMI بررسی شد. در بخش نخست، مقادیر F10.7 برابر با ۴۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ در دو روز مختلف سال—روز ۱۵ (۱۵ ژانویه، زمستان) و روز ۱۹۶ (۱۵ ژوئیه، تابستان)—و در دو زمان صبح (۰۹:۰۰) و بعدازظهر (۱۵:۳۰) تحت شاخص ژئومغناطیسی ثابت $Ap=100$ و در طول جغرافیایی ۶۰ درجه و عرض ۳۶ درجه تحلیل شد. هدف از انتخاب این دو روز و دو بازه زمانی، مقایسه رفتار یونوسفر تحت شرایط متفاوت تابش خورشیدی و زمان‌مندی فصلی و روزانه بود. نتایج نشان داد که foF2 با افزایش F10.7 روندی یکنواخت و تقریباً خطی دارد، در حالی که hmax رفتاری غیرخطی، نمایی و بسیار حساس به زمان و فصل از خود نشان می‌دهد؛ به‌ویژه در ساعات بعدازظهر، رشد hmax نسبت به صبح چشمگیرتر است.

در بخش دوم، با استفاده از SAMI2 تأثیر ترکیبی شاخص ژئومغناطیسی Ap (۱۰۰، ۲۰۰ و ۴۰۰) و تابش خورشیدی F10.7 (۱۰۰ و ۲۰۰) بر توزیع چگالی الکترونی در دو روز ۱۹۶ (تابستان) و ۳۴۹ (زمستان) در طول جغرافیایی ۵۱ درجه مورد ارزیابی قرار گرفت. برای بررسی کمی شدت پاسخ یونوسفر به فعالیت ژئومغناطیسی، از تفاضل چگالی الکترونی به‌عنوان شاخص پاسخ استفاده شده است. نتایج نشان داد که با افزایش Ap، دو قله تفاضلی چگالی الکترونی در حوالی استوا ایجاد شده و کمینه‌ها در عرض‌های میانی پدید می‌آیند که ناشی از پدیده فواره‌ای انتقال پلاسما است. همچنین افزایش F10.7 علاوه بر تقویت چگالی پایه، دامنه

می‌دهد، اما توان سیستم برای تقویت نوسانات ناشی از آشفتگی ژئومغناطیسی به‌دلیل افزایش بازترکیب، محدودیت در انتقال انرژی و تغییر کارایی میدان‌های الکتریکی نفوذی کاهش می‌یابد. در نتیجه، دامنه تغییرات تفاضلی ناشی از Ap با افزایش F10.7 رشدی کمتر از خطی نشان می‌دهد.

از سوی دیگر، در تابش خورشیدی بالا، افزایش چگالی الکترون موجب تقویت فرایندهای بازخوردی مانند افزایش نرخ برخوردها و کاهش کارایی میدان‌های الکتریکی قطبی در نفوذ به عرض‌های پایین می‌شود. این امر می‌تواند به نوعی «اثر اشباع» در پاسخ یونوسفری منجر شود که مانع از دو برابر شدن دامنه تغییرات ناشی از Ap با دو برابر شدن F10.7 می‌شود.

بنابراین، افزایش دامنه تغییرات به میزان حدود ۱/۵ تا ۱/۷ برابر در برابر دو برابر شدن F10.7 را می‌توان به‌عنوان نشانه‌ای از رفتار غیرخطی سیستم یونوسفری و وجود محدودیت‌های فیزیکی در تشدید پاسخ به آشفتگی‌های ژئومغناطیسی تفسیر کرد. این نتیجه با ماهیت پیچیده و کوپل‌شده یونوسفر-ترموسفر سازگار است و نشان می‌دهد که پاسخ یونوسفر به آشفتگی ژئومغناطیسی به‌طور هم‌زمان به سطح تابش خورشیدی و شرایط دینامیکی پس‌زمینه وابسته است، نه صرفاً به مقدار مطلق F10.7.

نتایج کل مطالعه نشان می‌دهند که پاسخ یونوسفر به شاخص تابشی خورشیدی (F10.7)، فعالیت ژئومغناطیسی (Ap) و فصل وابسته است. افزایش F10.7 و Ap اثر ترکیبی بر چگالی الکترونی (NmF2) و ارتفاع بیشینه لایه F2 (hmax) دارد، در حالی که فصل و زمان روز دامنه و شدت این پاسخ را تعدیل می‌کنند.

به‌طور کمی، مقایسه شرایط تابستانی و زمستانی نشان می‌دهد که هرچند مقادیر پایه foF2 و hmax در تابستان بزرگ‌تر است، تفاضل چگالی الکترونی ناشی از تغییرات Ap در زمستان به‌طور قابل توجهی بیشتر است، که بیانگر حساسیت بالاتر یونوسفر در این فصل به اغتشاشات ژئومغناطیسی می‌باشد. بر این اساس، نتایج مطالعه حاضر تأکید می‌کنند که مدل‌های پیش‌بینی یونوسفر برای دستیابی

مهمی در شدت این پاسخ دارد. این موضوع بر ضرورت در نظر گرفتن هم‌زمان تابش خورشیدی، فعالیت ژئومغناطیسی و فصل در تحلیل‌ها و مدل‌های پیش‌بینی یونوسفر تأکید می‌کند. مکانیسم فیزیکی پیشنهادی برای تشدید دامنه تغییرات توسط F10.7 شامل افزایش تولید پلاسما در لایه F2 و تقویت رانش‌های $E \times B$ است. این فرایندها موجب می‌شوند که تغییرات ژئومغناطیسی Ap اثرات بزرگ‌تری بر توزیع چگالی یونوسفر داشته باشند. علاوه بر این، اثرات فصلی و زمانی نقش تعیین‌کننده‌ای دارند و سبب می‌شوند که واکنش یونوسفر در زمستان نسبت به تابستان شدیدتر باشد. بنابراین، نتایج شبیه‌سازی‌ها همراه با داده‌های مشاهده‌ای، نشان می‌دهند که برای پیش‌بینی دقیق وضعیت یونوسفر، باید اثرات تابش خورشیدی، فعالیت ژئومغناطیسی و فصل به‌طور هم‌زمان در مدل‌ها لحاظ شوند. جمع‌بندی نتایج این پژوهش بر ضرورت در نظر گرفتن اثرات هم‌زمان تابش خورشیدی و آشفتگی‌های ژئومغناطیسی در چارچوب مدل‌های پیش‌بینی یونوسفری تأکید دارد. این یافته‌ها می‌توانند نقش مهمی در بهبود عملکرد سامانه‌های ارتباط رادیویی، ناوبری ماهواره‌ای و پایش شرایط محیط فضایی ایفا کنند و گامی مؤثر در ارتقای دقت مدل‌سازی یونوسفری در مناطق با عرض جغرافیایی متوسط از جمله ایران به‌شمار می‌روند.

مراجع

- Bailey, J. J., & Balain, N. (1996). A low-latitude ionosphere-plasmasphere model. In R. W. Schunk (Ed.), *STEP: Handbook of Ionospheric Models* (p. 173). Utah State University, Logan, Utah.
- Balan, N., Batista, I. S., Abdu, M. A., MacDougall, J., & Bailey, G. J. (1998). Physical mechanism and statistics of occurrence of an additional layer in the equatorial ionosphere. *Journal of Geophysical Research*, 103, 29, 169.
- Banks, P. M., & Cocks, W. J. (1973). *Aeronomy*. Academic Press, San Diego, California.
- Batista, I. S., Abdu, M. A., McDougall, J., & Souza, J. R. (2002). Long term trends in the frequency of occurrence of the F3 layer over Fortaleza. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64, 1409.
- Booker, H. J., & Wells, H. J. (1938). Scattering of

تغییرات ناشی از Ap را تشدید می‌کند. مقایسه دو روز مطالعه شده نشان داد که روز ۳۴۹ واکنش قوی‌تری به تغییرات ژئومغناطیسی نسبت به روز ۱۹۶ دارد؛ به‌طوری‌که بیشینه و کمینه‌های تفاضلی چگالی و گستره تغییرات در زمستان بزرگ‌تر است. نتایج نشان می‌دهند که دامنه تفاضل چگالی ناشی از تغییرات Ap در فصل زمستان بزرگ‌تر از تابستان است و این تفاوت در سطوح بالاتر تابش خورشیدی تشدید می‌شود. این تفاوت واکنش روز ۳۴۹ (زمستان) نسبت به روز ۱۹۶ (تابستان) عمدتاً ناشی از ساختار فصلی یونوسفر است. خروجی‌های مدل SAMI نشان می‌دهند که در زمستان، ارتفاع مؤثر لایه F کمتر و نسبت گونه‌های یونی O^+/H^+ در ارتفاع‌های پایین‌تر بالاتر است، که حساسیت یونوسفر به میدان‌های الکتریکی و بادهای خنثی ناشی از آشفتگی ژئومغناطیسی (Ap) را افزایش می‌دهد. این شرایط پایه موجب می‌شود که هر دو بیشینه و کمینه تفاضل چگالی به‌طور هم‌زمان دامنه بزرگ‌تری داشته باشند. در تابستان، توزیع ارتفاعی گسترده‌تر و نرخ بازترکیب بالاتر سبب کاهش دامنه تغییرات می‌شود، بنابراین پاسخ یونوسفر به تغییرات Ap نسبت به زمستان ضعیف‌تر است. بدین ترتیب، این نتایج دانش پیشین درباره رفتار یونوسفر در عرض‌های متوسط را تکمیل می‌کنند، زیرا نشان می‌دهند که پاسخ یونوسفر به F10.7 و Ap را نمی‌توان به‌صورت مستقل و خطی تفسیر کرد و فصل سال نقش تعدیل‌کننده

- radio waves by the F-region of the ionosphere. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity*, 43, 249.
- Heinsel, D. L. (2000). An overview and synthesis of plasma irregularities in equatorial spread F. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62(12), 1037–1056.
- Hernandez, J. (1974). Theory of equatorial spread F (Preprint). Max-Planck Institute for Extraterrestrial Physics, Munich, Germany.
- Hu, Y., Xu, T., Sun, S., Zhu, M., Deng, Z., & Xu, Z. (2024). Improvement of SAMI2 with Comprehensive Photochemistry at Mid-Latitudes and a Preliminary Comparison with Ionosonde Data. *Atmosphere*, 15(1), 67.
- Huba, J. D., Joyce, J., & Feder, J. A. (2000). Ion sound waves in the topside equatorial ionosphere. *Geophysical Research Letters*, in

- press.
- Huba, J. D., & Joyce, J. (2010). Global modeling of equatorial plasma bubbles. *Geophysical Research Letters*, 37, L17104. <https://doi.org/10.1029/2010GL044627>
- Lynn, K. J. W., Harris, T. J., & Sjarifudin, M. (2000). Stratification of the F2 layer observed over Southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 105, 27,147.
- Milford, J. H., Moft, R. J., Quiggan, W., & Fuller-Rowell, T. J. (1996). A coupled thermospheric-ionospheric-plasmasphere model (CTIP). In R. W. Schunk (Ed.), *STEP: Handbook of Ionospheric Models* (p. 139). Utah State University, Logan, Utah.
- Rama Rao, P. V. S., Niranjana, K., Prasad, D. S. V. V. D., Brahmanandam, P. S., & Gopikrishna, S. (2005). Features of additional stratification in ionospheric F2 layer observed for half a solar cycle over Indian low latitudes. *Journal of Geophysical Research*, 110, A04307. <https://doi.org/10.1029/2004JA010646>
- Rishbeth, H., & Mendillo, M. (2001). Patterns of F2-layer variability. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(15), 1661–1680.
- Scannapieco, A. J., & Ossakow, S. L. (1976). Nonlinear equatorial spread F. *Geophysical Research Letters*, 3, 451
- Thampi, S. V., Balan, N., Ravindran, S., Pant, T. K., Devasia, C. V., Sreelatha, P., Sridharan, R., & Bailey, G. J. (2007). An additional layer in the low-latitude ionosphere in Indian longitude: Total electron content observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 112, A06301. <https://doi.org/10.1029/2006JA011974>
- Uemoto, J., Ono, T., Maruyama, T., Saito, S., Iizima, M., & Kumamoto, A. (2007). Magnetic conjugate observation of the F3 layer using the SEALION ionosonde network. *Geophysical Research Letters*, 34, L02110. <https://doi.org/10.1029/2006GL028783>
- Wang, Y., Yuan, Y., Li, M., Zhang, T., Geng, H., Wang, G., & Wen, G. (2023). Effects of Strong Geomagnetic Storms on the Ionosphere and Degradation of Precise Point Positioning Accuracy during the 25th Solar Cycle Rising Phase: A Case Study. *Remote Sensing*, 15(23), 5512. <https://doi.org/10.3390/rs15235512>
- Yokoyama, T., Shinagawa, H., & Jin, H. (2015). Nonlinear growth, bifurcation and pinching of equatorial plasma bubble simulated by three-dimensional high-resolution bubble model. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119, 10474–10482. <https://doi.org/10.1002/2014JA020708>
- Zhang, S.-R., & Holt, J. M. (2008). Ionospheric climatology and variability from long-term incoherent scatter radar observations. *Annales Geophysicae*, 26, 1525–1540.