

تحلیل مقایسه‌ای پراسنج یون‌سپهری VTEC و پراسنج هواشناختی بارش در اصفهان و شیراز

صدیقه امیدی^۱، محمدحسین معاریان^{۲*} و سعید فرزانه^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده فیزیک، دانشگاه یزد، ایران

۲. استادیار، دانشکده فیزیک، دانشگاه یزد، ایران

۳. دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۳/۱۲/۲۷، پذیرش نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده

مقاله حاضر در راستای کشف بود یا نبود پیوند بین تحولات پارامترهای یون‌سپهری با پدیده هواشناختی بارش، تغییرات بیشینه‌های روزانه محتوای کلی الکترونی قائم (VTEC) یون‌سپهری حاصل از پردازش داده‌های خام دو ایستگاه GPS را با تغییرات بارش ثبت شده در دو ایستگاه همدیدی واقع در محل ایستگاه‌های GPS، که در بازه زمانی مورد بررسی از نظر میزان بارش تفاوت قابل توجهی داشتند، مورد تحلیل و مقایسه قرار داده است. این تحلیل‌ها در شرایط آرام ژئومغناطیسی صورت گرفت و در نتیجه مشاهده شد که بین تغییرات بیشینه‌های VTEC یون‌سپهری و وقوع بارش، رابطه‌ای سامان‌مند وجود دارد؛ به‌گونه‌ای که پس از وقوع آفت‌وخیزهایی با دامنه مخصوص در بیشینه VTEC، پیک‌های بارشی رخ داده‌اند. همچنین در ایستگاهی که تغییرات بیشینه‌های VTEC یون‌سپهری به نسبت ملایم بود، شرایط پایدار وردسپهری مشاهده شد، درحالی‌که در همان بازه زمانی در ایستگاهی که تغییرات بیشینه‌های پیش‌گفته به نسبت شدت داشت، ناپایداری وردسپهری حاکم بود.

واژه‌های کلیدی: VTEC، GPS، یون‌سپهر، وردسپهر، بارش.

۱. مقدمه

صاف تارسانایی کم در هوای داخل ابر به وجود می‌آورد. برای نگه‌داشتن مقدار ثابت جریان Jz و برآورده کردن قانون اهم، میدان الکتریکی E در داخل ابر باید از مقدار این میدان در هوای صاف بیشتر شود. این حالت یک گرادیان قائم میدان الکتریکی در لبه‌های بالایی و پایینی ابر ایجاد می‌کند، که براساس قانون الکترواستاتیکی گاوس، با بار فضایی در این مناطق مرتبط می‌شود. تولید بار فضایی روی لبه‌های ابر منجر به انتقال بار به قطره‌های ابر و هوامیزها در این مناطق می‌شود. بار، روی برخوردی ذره‌ذره تاثیر می‌گذارد (مانند جمع‌آوری ذرات و قطره‌ها به واسطه قطره‌های دیگر و جلوگیری از تبخیر ذرات). این سازوکارهای فیزیکی می‌توانند باردار شدن لبه‌های ابر لایه‌ای را با خواص ابر پیوند دهند (ریکرافت و همکاران ۲۰۱۲). این امر را نیکول و هاریزون (۲۰۰۹a) به‌طور تجربی نشان دادند. فرایندهای میکروفیزیکی مرتبط با بار الکتریکی در ابر از جمله هسته‌سازی یونی و جاروب الکتریکی را دانشمندان

ابراهیم تندی، که اختلاف پتانسیلی بیش از ۱۰۰ مگاوات بین بارهای مثبت در بالای ابر و بارهای منفی در نزدیکی کف ابر تولید می‌کنند (ورمل ۱۹۳۰)، یکی از چشمه‌های مهم جریان‌های بالاسو در جو هستند. هر یک از حدود ۱۰۰۰ توفان تندی که به‌طور هم‌زمان فعال هستند، یک جریان بالاسوی D.C حدود ۱ آمپری به سمت یون‌سپهر ایجاد می‌کنند. یون‌سپهر یک رسانای عالی است و در پتانسیل ۲۵۰+ کیلوولت نسبت به سطح زمین قرار دارد (ریکرافت و همکاران؛ ۲۰۰۰، سینگ و همکاران؛ ۲۰۱۱). مدار الکتریکی جوی جهانی، تحت تاثیر ذرات باردار پرنرژی فضایی است که تغییرپذیری زیادی با زمان و مکان نشان می‌دهند (ریکرافت و همکاران ۲۰۱۲). انتظار می‌رود که لبه‌های ابر پوششی شکل به‌خاطر شار جریان یون قائم، Jz، مربوط به مدار الکتریکی جوی جهانی، باردار شوند (ژو و تینسلی ۲۰۰۷). به‌خاطر اتصال یون به قطره‌ها، یک لایه ابر، یک گرادیان رسانایی قائم در رسانایی الکتریکی هوا، از رسانایی زیاد در هوای

مشترک بین دانشمندان روسی، ژاپنی و انگلیسی با استفاده از داده‌های بسامد کم و بسامد بسیار کم (VLF/LF) حاصل از شبکه تابشگرها و دریافت کننده‌های VLF/LF واقع در شرق دور، آثار هواشناختی در یونسپهر پایین را مورد بررسی قرار دادند. آنها روشن ساختند که سیگنال‌های VLF/LF بازتاب یافته از یونسپهر به تغییرات فشار جو، رطوبت، سرعت باد و دما حساس اند. منطقه تحت بررسی آنها با فعالیت زیاد چرخند زمستانی در عرض‌های میانه و فعالیت شدید تایفون در تابستان و پاییز در عرض‌های پایین مشخص شد.

به دنبال بررسی آثار هواشناختی در یونسپهر، تحقیق حاضر پدیده هواشناختی بارش را از دیدگاه یونسپهری مورد پژوهش قرار می‌دهد و در این راستا به بررسی همبستگی اُفت‌وخیز پراسنج هواشناختی بارش و اُفت‌وخیز پراسنج یونسپهری VTEC حاصل از داده‌های GPS می‌پردازد. از آنجا که VTEC تحت تاثیر عوامل گوناگونی از جمله آشفتگی‌های ژئومغناطیسی تغییر می‌کند، به یقین می‌باید برای تفکیک همبستگی بین اُفت‌وخیز بارش و VTEC شرایط ژئومغناطیسی آرام برقرار باشد. بدین منظور ابتدا در روزهای مورد بررسی با در نظر گرفتن دو شاخص پُر کاربرد فعالیت ژئومغناطیسی، شرایط ژئومغناطیسی بررسی می‌شود و سپس در یک دوره ۴۱ روزه و در دو ایستگاه همدیدی که از نظر میزان بارش در یک بازه زمانی یکسان، تفاوت زیادی دارند، اُفت‌وخیز VTEC هم‌زمان با اُفت‌وخیز بارش مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

۲. داده‌ها

در این تحقیق سه نوع داده یونسپهری، ژئومغناطیسی و هواشناسی مورد استفاده قرار گرفته است. داده‌های یونسپهری پس از پردازش داده‌های خام GPS حاصل شدند، درحالی که داده‌های ژئومغناطیسی و هواشناسی، داده‌های اندازه‌گیری شده بوده‌اند. در ادامه به معرفی و نحوه استخراج داده‌های پیش گفته پرداخته می‌شود.

گوناگون به‌طور مفصل مورد بررسی قرار داده‌اند. ینسلی (۲۰۰۰) و ینسلی و همکاران (۲۰۰۱) بر فرایندی که جاروب الکتریکی نامیده می‌شود به‌منزله رابطنی الکتریکی که موجب بارش می‌شود متمرکز شدند.

یونسپهر در نقش یکی از لایه‌های بسیار تاثیرگذار جو و یکی از اجزای مدار الکتریکی جو جهانی، از دیرباز به روش‌های گوناگون و از دیدگاه‌های متفاوت مورد تحقیق و بررسی قرار گرفته است. یکی از موضوع‌هایی که در سال‌های اخیر توجه بسیاری از دانشمندان را در سراسر جهان به خود جلب کرده، بررسی آثار هواشناختی در یونسپهر پایین است. در همین راستا جفت‌شدگی وردسپهریونسپهر بر اثر نفوذ میدان الکتریکی حاصل از بار الکتریکی شکل گرفته در بالای چرخند حاره‌ای (Tropical Cyclone)-TC در یونسپهر را سوروکین و همکاران (۲۰۰۶) به‌صورت نتیجه‌ای از تشدید همرفت بیان کرد که این منجر به افزایش غلظت الکترون در بیشینه لایه F روی مرکز TC می‌شود. وانینا-دارت و همکاران (۲۰۱۱) با بررسی آثار چرخند حاره‌ای بر یونسپهر، روشن ساختند که سرشت تغییرات یونسپهری، به چرخند حاره‌ای به مرحله فضازمانی حالت چرخند و به فاصله بین مرکز چرخند و نقطه اندازه‌گیری‌های یونسپهر وابسته است. پولیاکوا و پروالوا در تحقیقی در ۲۰۱۳ با استفاده از داده‌های محتوای کلی الکترون (Total Electron Content) -

TEC- شبکه بین‌المللی دریافت کننده‌های GPS، دو بسامدی و بایگانی هواشناسی NCEP/NCAR، آشفتگی‌های محتوای کلی الکترونی یونسپهری مربوط به چرخندهای حاره‌ای را مورد بررسی قرار دادند و دریافتند تحت شرایط آرام ژئومغناطیسی وقتی چرخند حاره‌ای در بیشینه شدت خود قرار دارد، تغییرات TEC در دوره‌های گوناگون افزایش می‌یابد. همچنین بیشترین دامنه تغییرات وقتی اتفاق می‌افتد که سرعت باد در چرخند حاره‌ای و مساحت تحت پوشش چرخند بیشینه است. علاوه بر این رازنوی و همکاران (۲۰۱۴) در تلاشی

$$p_2 = \rho + c(dt - dT) + \quad (۲)$$

$$c(\tau_{p2}^s + \tau_{p2}^r) + I_2 + d_{trop} + \varepsilon_{p2}$$

$$\varphi_1 = \rho + c(dt - dT) + c(T_{L1}^s + T_{L1}^r) + \quad (۳)$$

$$\lambda_1 N_1 - I_1 + d_{trop} + \varepsilon_{L1}$$

$$\varphi_2 = \rho + c(dt - dT) + c(T_{L2}^s + T_{L2}^r) + \quad (۴)$$

$$\lambda_2 N_2 - I_2 + d_{trop} + \varepsilon_{L2}$$

$$I_i = \frac{40.3}{f_i^2} STEC \quad (۵)$$

در رابطه‌های (۱ تا ۵) p_1 و p_2 شبه‌فاصله اندازه‌گیری شده با استفاده از کُد p مدوله شده روی دو موج حامل L_1 و L_2 ، ϕ_1 و ϕ_2 فاز موج حامل دو موج حامل L_1 و L_2 ، ρ فاصله هندسی ماهواره تا گیرنده، C سرعت نور، dt و dT به ترتیب اختلاف ساعت ماهواره و گیرنده با زمان GPS، τ^s و τ^r به ترتیب آریبی وابسته به بسامد ماهواره و گیرنده در مشاهدات شبه‌فاصله کُد و T^s و T^r به ترتیب آریبی وابسته به بسامد ماهواره و گیرنده در مشاهدات فاز موج حامل، به علت تاخیر سخت‌افزاری ماهواره و گیرنده، I_1 و I_2 تاخیر یون‌سپهری دو موج حامل L_1 و L_2 ، λ_1 و λ_2 طول موج دو موج حامل L_1 و L_2 ، N_1 و N_2 ابهام فاز دو موج حامل L_1 و L_2 ، d_{trop} خطای وردسپهر و ε_p و ε_L نیز مجموع خطای چندمسیری و نوفه اندازه‌گیری در مشاهدات شبه‌فاصله کُد و فاز موج حامل است.

برای محاسبه محتوای کلی الکترونی اریب (Slant Total Electron Content - STEC) شبه‌فاصله کُد هموار شده با فاز موج حامل، در ترکیب خطی مستقل از هندسه (Geometry-Free Linear Combination) مشاهدات GPS، فاصله هندسی ماهواره و گیرنده و همچنین همه خطاهای مستقل از بسامد حذف می‌شود. ترکیب خطی مستقل از هندسه شبه‌فاصله کُد $(p_4 = p_1 - p_2)$ و فاز موج حامل $(\phi_4 = \phi_1 - \phi_2)$ که مشاهده یون‌سپهری (Ionospheric Observable) نیز نامیده می‌شوند، به صورت رابطه‌های زیرند (سراتولو و همکاران، ۲۰۰۶):

$$p_4 = p_1 - p_2 = I_1 - I_2 + \quad (۶)$$

$$c(t_{p1}^s - t_{p2}^s) + c(t_{p1}^r - t_{p2}^r) + \varepsilon_p$$

۱.۲. داده یون‌سپهری

داده یون‌سپهری مورد استفاده در این تحقیق، محتوای کلی الکترونی قائم (Vertical Total Electron Content) -VTEC- است که از پردازش داده‌های خام مربوط به ایستگاه‌های GPS دائمی شیراز با نام اختصاری SHRZ و اصفهان با نام اختصاری SFHN استخراج شده است. محتوای کلی الکترونی قائم عبارت از تعداد الکترون‌های موجود در ستون یون‌سپهری به سطح مقطع ۱ مترمربع از ارتفاع ۶۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتری جو است.

شبه‌فاصله کُد (Code Pseudo range) و فاز موج حامل (Carrier Phase)، مشاهدات پایه GPS هستند که از آنها در محاسبه شبه‌فاصله بین ماهواره و گیرنده استفاده می‌شود. از روش همبستگی کُد دریافتی از ماهواره با کُد تولید شده در گیرنده، مدت‌زمان سیر سیگنال از ماهواره تا گیرنده محاسبه می‌شود و با ضرب این زمان در سرعت نور، شبه‌فاصله ماهواره تا گیرنده به دست می‌آید (هافمن-ولنهاف و همکاران، ۲۰۰۸). فاصله تعیین شده از این راه، تحت تاثیر منابع گوناگون خطا و متفاوت از فاصله هندسی ماهواره تا گیرنده است. معادله مشاهده شبه‌فاصله کُد P که روی دو موج حامل L_1 و L_2 مدوله می‌شود، به ترتیب در رابطه‌های ۱ و ۲ آورده شده است. طول موج حامل کوتاه‌تر از طول موج کُد است و با دقت یک‌صدم دور (Cycle) قابل اندازه‌گیری است اما امکان استخراج مدت‌زمان سیر سیگنال از ماهواره تا گیرنده با استفاده از موج حامل وجود ندارد و گیرنده GPS، فقط فاز موج حامل و تغییرات بعدی آن را اندازه‌گیری می‌کند. تعداد دورهای کامل طی شده موج حامل که ابهام فاز نام دارد، نیز مجهول است که به روش‌های گوناگونی در پردازش اطلاعات GPS برآورد می‌شود. با ضرب فاز-موج حامل برحسب دور در طول موج مربوط، معادله مشاهده فاز موج حامل برحسب واحد طول برای دو موج حامل L_1 و L_2 ، به ترتیب به صورت رابطه (۳) و رابطه (۴) خواهد بود (هافمن-ولنهاف و همکاران، ۲۰۰۸).

$$p_1 = \rho + c(dt - dT) + \quad (۱)$$

$$c(\tau_{p1}^s + \tau_{p1}^r) + I_1 + d_{trop} + \varepsilon_{p1}$$

$$p_4 = 40.3 \text{ STEC} \left[\frac{f_2^2 - f_1^2}{f_1 f_2} \right] + br + bs + \varepsilon_p \quad (7)$$

$$\varphi_4 = \varphi_1 - \varphi_2 = I_2 - I_1 + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 + c(T_{L1}^s - T_{L2}^s) + c(T_{L1}^r - T_{L2}^r) + \varepsilon_L \quad (8)$$

$$\varphi_4 = -40.3 \text{ STEC} \left[\frac{f_2^2 - f_1^2}{f_1 f_2} \right] + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 + Br + Bs + \varepsilon_L \quad (9)$$

در رابطه‌های فوق $bs = c(\tau_{p1}^s - \tau_{p2}^s)$ و

$$br = c(\tau_{p1}^r - \tau_{p2}^r)$$

تفاضلی (Frequency Biases Differential Inter) در

مشاهدات شبه‌فاصله کُند و $Bs = c(T_{L1}^s - T_{L2}^s)$ و

$$Br = c(T_{L1}^r - T_{L2}^r)$$

تفاضلی در مشاهدات فاز موج حامل و ناشی از تاخیر

سخت‌افزاری ماهواره و گیرنده GPS هستند. STEC را

می‌توان با استفاده از رابطه ۷ یا ۹ محاسبه کرد. میزان

خطای مشاهدات فاز موج حامل به مراتب کمتر از

مشاهدات شبه‌فاصله کُند است اما به علت ابهام فاز، امکان

محاسبه STEC با استفاده از مشاهدات فاز موج حامل

وجود ندارد و نیازمند پردازش‌های قبلی برای محاسبه

ابهام فاز است. با توجه به امکان استخراج STEC از

ترکیب خطی مستقل از هندسه، نرم کردن مشاهدات

یون‌سپهری کُند با استفاده از مشاهدات یون‌سپهری فاز که

به روش Carrier to Code Leveling Process معروف

است (سراولولو و همکاران، ۲۰۰۷)، می‌تواند روش

مناسبی برای استخراج STEC دقیق موردنیاز در

مدل‌سازی یون‌سپهر باشد. این روش در منبع شماره ۵

قابل دسترسی است و برای رعایت اختصار در اینجا

آورده نشده است. با به‌کارگیری این روش، مشاهده

مستقل از هندسه کُند نرم‌شده با فاز \tilde{p}_4 به دست خواهد

آمد که مشاهده یون‌سپهری کُند نرم‌شده با مشاهده

یون‌سپهری فاز موج حامل نامیده می‌شود (۱۰). با

جای‌گذاری تاخیر یون‌سپهری برحسب STEC، رابطه

(۱۱) برای مشاهده یون‌سپهری کُند نرم‌شده حاصل

می‌شود و در نهایت STEC برحسب TECU که

است، از رابطه ۱۲ قابل محاسبه خواهد

بود:

$$\tilde{p}_4 = \langle p_4 + \varphi_4 \rangle_{\text{arc}} - \varphi_4 \approx I_1 - I_2 + \quad (10)$$

$$br + bs + \langle \varepsilon_p \rangle_{\text{arc}} - \varepsilon_L$$

$$\tilde{p}_4 = \text{STEC} 40.3 \left(\frac{f_2^2 - f_1^2}{f_1 f_2} \right) + \quad (11)$$

$$br + bs + \langle \varepsilon_p \rangle_{\text{arc}} + \varepsilon_L$$

$$\text{STEC} = \quad (12)$$

$$\left(\tilde{p}_4 - br - bs - \langle \varepsilon_p \rangle_{\text{arc}} + \varepsilon_L \right) \frac{f_1^2 f_2^2}{40.3(f_2^2 - f_1^2)}$$

مقادیر آریبی تفاضلی کُند ماهواره‌های GPS به منزله

یکی از محصولات IGS در دسترس است. در این

پژوهش مقادیر آریبی تفاضلی کُند گیرنده‌ها در مرحله

پیش پردازش و قبل از مدل‌سازی یون‌سپهر تعیین می‌شود.

فرایند نرم کردن مشاهدات یون‌سپهری کُند با استفاده از

مشاهدات یون‌سپهری فاز در یک کمان پیوسته مشاهداتی

یعنی در بازه زمانی که در آن خطای جهش فاز رخ نداده

و در نتیجه ابهام فاز ثابت است، صورت می‌پذیرد. در این

مقاله از روش زیر که مبتنی بر ترکیب مشاهدات یک

ایستگاه است، برای کشف جهش فاز استفاده شده است.

در این روش تفاضل مشاهدات شبه‌فاصله کُند و فاز موج

حامل برای هریک از دو موج حامل L_1 و L_2 تشکیل

می‌شود (رابطه‌های ۱۵ و ۱۶).

$$\varphi_1 - p_1 = \lambda_1 N_1 - 2I_1 + \quad (15)$$

$$c(T_{L1}^s + T_{L1}^r - t_{p1}^s - t_{p1}^r) + \varepsilon_{p1}$$

$$\varphi_2 - p_2 = \lambda_2 N_2 - 2I_2 + \quad (16)$$

$$c(T_{L2}^s + T_{L2}^r - t_{p2}^s - t_{p2}^r) + \varepsilon_{p2}$$

در رابطه‌های فوق ابهام فاز و آریبی تداخل بسامدی

را می‌توان ثابت فرض کرد و انتظار می‌رود که تغییرات

تاخیر یون‌سپهری نیز در یک بازه زمانی محدود، کوچک

باشد. در نتیجه اگر جهش فاز اتفاق نیفتد، تغییرات زمانی

مقادیر رابطه‌های (۱۵) و (۱۶) بسیار کم خواهد بود. تغییر

ناگهانی در این مقادیر نشان‌دهنده جهش فاز و ابهام فاز

جدید است و کمان پیوسته مشاهداتی بعدی، از این لحظه

مشاهده، شروع خواهد شد (هافمن-ولن‌هاف، ۲۰۰۸).

در نهایت با ضرب تابع تصویر در STEC مقدار VTEC

۳.۲. داده هواشناسی

داده هواشناسی مورد استفاده در این تحقیق، بارش ثبت شده در ایستگاه‌های همدیدی شیراز و اصفهان است.

هر سه دسته داده ذکر شده در این تحقیق مربوط به ۱ ژانویه تا ۱۰ فوریه سال ۲۰۱۱ مصادف با ۱۱ دی تا ۲۱ بهمن سال ۱۳۸۹ هستند. شاخص‌های فعالیت ژئومغناطیسی، شاخص‌های جهانی‌اند که توصیف کننده فعالیت ژئومغناطیسی هستند. باین حال داده‌های VTEC و بارش، دقیقاً مربوط به محل ایستگاه اصفهان با طول جغرافیایی ۵۱ درجه و ۴۲ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۱ دقیقه شمالی و همچنین ایستگاه شیراز با طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۳۶ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۹ درجه و ۳۲ دقیقه شمالی هستند. لازم به ذکر است که موقعیت ایستگاه همدیدی و GPS، هم در مورد اصفهان و هم شیراز بر هم منطبق است.

۳. نتایج و بحث

شکل ۱ شاخص‌های فعالیت ژئومغناطیسی Kp و Dst را در روزهای ۱ ژانویه تا ۱۰ فوریه ۲۰۱۱ نشان می‌دهد. محور قائم نشان‌دهنده دوره ۴۱ روزه مورد بررسی از ۱ ژانویه تا ۱۰ فوریه ۲۰۱۱ است. محور افقی مربوط به شاخص Kp، ۸ مقدار را برای هر روز به دست می‌دهد. برای شاخص Dst روی محور افقی ۲۴ مقدار برای هر روز وجود دارد. با توجه به شکل، Kp در روزهای ۶ و ۷ ژانویه و ۴ و ۵ فوریه از ۴ تجاوز کرده است. همچنین منفی‌ترین مقادیر شاخص Dst در ۶ و ۷ ژانویه به ترتیب -۱۲ و -۳۸، و در ۴ و ۵ فوریه -۵۹ و -۵۱ است که نشان‌دهنده حالت فعال در ۶ ژانویه و وقوع توفان ژئومغناطیسی ضعیفی در روزهای ۷ ژانویه و ۴ و ۵ فوریه است. تغییرات در GPS-TEC اُفت‌وخیزهایی مشابه با تغییرات شاخص‌های ژئومغناطیسی نشان می‌دهد (چوی و همکاران ۲۰۱۱). بنابراین در روزهای پیش‌گفته انتظار می‌رود مقادیر بیشینه VTEC به نسبت بزرگ باشد.

در شکل ۲ مقادیر بیشینه VTEC در دوره ۴۱ روزه برای ایستگاه شیراز نشان داده شده است. در این شکل

به دست می‌آید؛ مطابق رابطه (۱۷):

$$MF = \frac{STEC}{VTEC} = \frac{1}{\cos Z'} \quad (17)$$

$$\sin z' = \frac{R_E}{R_E + H} \sin z \quad (18)$$

در رابطه‌های فوق R_E شعاع متوسط زمین، z و z' زاویه‌های سمت‌الرأس ماهواره در موقعیت کاربر و نقطه یون‌سپهری است. همچنین H ارتفاع متوسطی است که تقریباً به ارتفاع چگالی بیشینه الکترونی مربوط است و وابسته به عرض، فصل و شرایط فعالیت خورشیدی و ژئومغناطیسی، بین ۲۵۰ تا ۵۰۰ کیلومتر است (سیبر، ۲۰۰۳؛ اسکاتر، ۱۹۹۹؛ هافمن-ولنهاف و همکاران، ۲۰۰۸).

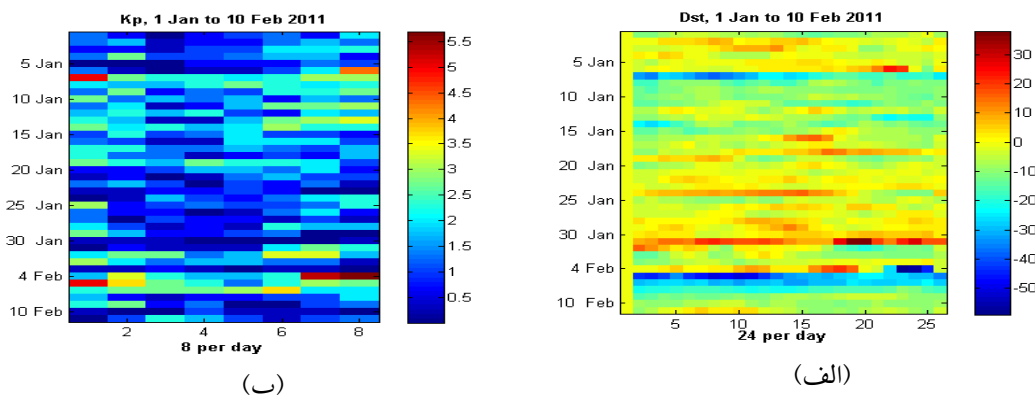
۲.۲. داده ژئومغناطیسی

واضح است که سامانه مغناطیس سپهریون‌سپهر و برهمکنش آنها قویاً تحت کنترل فعالیت خورشید است (هارگریوس و ۱۹۹۲). یون‌سپهر، که وجودش ناشی از تابش پرتو ایکس و فرابنفش گسیل شده از خورشید است، عمدتاً هم با تراز فعالیت خورشیدی و هم با تراز آشفتگی ژئومغناطیسی تعیین می‌شود (پرون و فرانسیسچی، ۱۹۹۸). شاخص‌های مغناطیسی اندازه‌های ساده‌ای از فعالیت مغناطیسی‌اند که نوعاً در دوره‌های زمانی کمتر از چندساعت اتفاق می‌افتند و با مغناطیس‌سنج‌ها در مشاهدات زمینی ثبت می‌شوند (می‌آد، ۱۹۸۰؛ میک فرون، ۱۹۹۵). تغییراتی که شاخص‌ها اندازه‌گیری می‌کنند ریشه در یون‌سپهر و مغناطیس‌سپهر زمین دارد. داده‌های ژئومغناطیسی مورد استفاده در این مقاله دو شاخص فعالیت ژئومغناطیسی با نماد Kp و Dst هستند. Kp سه‌ساعته، دارای ۸ مقدار برای هر روز است و مقادیر بیشتر از ۴ در مورد این شاخص نشان‌دهنده وقوع توفان ژئومغناطیسی است. شاخص Dst شامل یک جدول ماهانه شامل ۲۴ مقدار برای هر روز است. مقادیر ممکن است مثبت و یا منفی باشند و در زمان وقوع یک توفان ژئومغناطیسی به شدت منفی می‌شوند (می‌آد، ۱۹۸۰). شاخص ژئومغناطیسی Kp از وبگاه <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr> و شاخص ژئومغناطیسی Dst از وبگاه <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstae/index.html> دریافت شده است.

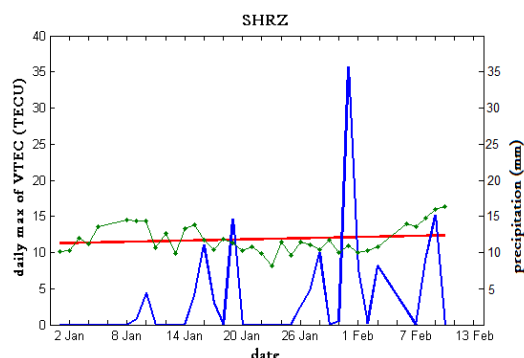
میلی متر است. در واقع نقطه‌های زیر خط برازش، هم از نظر تعداد روزهای بارشی و هم از نظر میزان بارش، نسبت به نقطه‌های بالای این خط در درجه بالاتری قرار دارند.

ایستگاه اصفهان در بازه زمانی مورد بررسی نسبت به ایستگاه شیراز بسیار کم بارش است، بنابراین تغییرات VTEC و بارش این دو ایستگاه مورد مقایسه قرار می‌گیرد. در شکل ۳، سری زمانی بیشینه‌های VTEC و بارش در ایستگاه اصفهان نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل ۳ نیز دیده می‌شود در روزهای مورد بررسی در ایستگاه اصفهان سه پیک بارشی بالای ۲ میلی متر در روزهای ۱۵ و ۲۷ ژانویه و ۱ فوریه رخ داده است. جالب توجه است که در این ایستگاه کم بارش نیز دو پیک بارشی بلندتر در روزهایی رخ داده‌اند که بیشینه VTEC آنها در نقطه‌های زیر خط برازش قرار دارد. نکته دیگر روند ملایم‌تر بیشینه‌های VTEC در ایستگاه اصفهان نسبت به این روند در ایستگاه شیراز است.

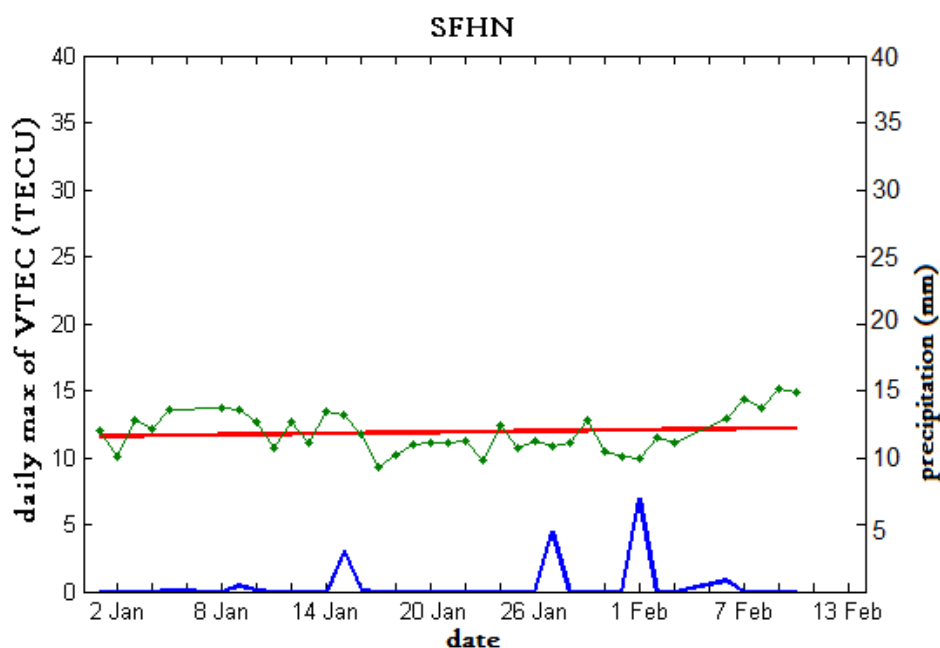
مقادیر مربوط به روزهای وقوع توفان ژئومغناطیسی حذف و بهترین خط از مقادیر دیگر عبور داده شده است. در شکل ۲ خط سبز رنگ نشان‌دهنده مقادیر بیشینه VTEC در واحد TECU (10^{16} الکترون بر متر مربع) است. در حالی که خط سرخ رنگ بهترین خط عبور داده شده (خط برازش) از آنها است و نمودار آبی رنگ، سری زمانی بارش ایستگاه شیراز را در واحد میلی متر، در ایام مورد بررسی نشان می‌دهد. در بازه مورد بررسی ۱۴ روز بارشی با میزان بارش بیش از ۲ میلی متر گزارش شده است. با توجه به شکل ۲ دیده می‌شود که ۸ روز از بارش‌های رخ داده مربوط به روزهایی هستند که بیشینه VTEC آنها زیر خط برازش قرار می‌گیرد. یک روز بارشی روی خط برازش و ۵ روز بالای این خط اتفاق افتاده است. مجموع بارش‌های روزهای بالای خط برازش ۳۴/۵ میلی متر است. این در حالی است که مجموع بارش‌های رخ داده در نقطه‌های مربوط به زیر این خط ۸۶/۳



شکل ۱. وضعیت شاخص‌های فعالیت ژئومغناطیسی از ۱ ژانویه تا ۱۰ فوریه ۲۰۱۱. (الف) Dst و (ب) Kp.



شکل ۲. مقایسه سری زمانی بیشینه‌های VTEC (نمودار سبز) و بارش (نمودار آبی)، خط برازش (خط سرخ رنگ)، ایستگاه شیراز

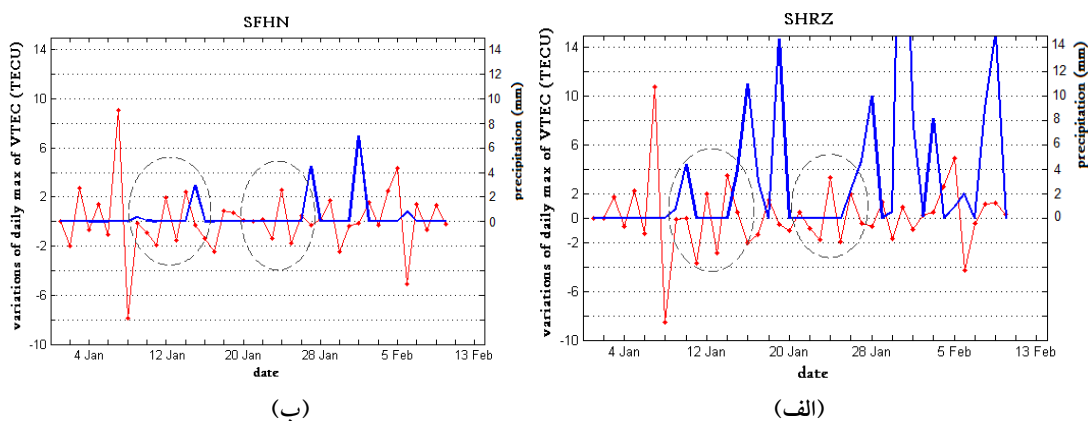


شکل ۳. مقایسه سری زمانی بیشینه‌های VTEC (نمودار سبز) و بارش (نمودار آبی)، خط برازش (خط سرخ‌رنگ)، ایستگاه اصفهان

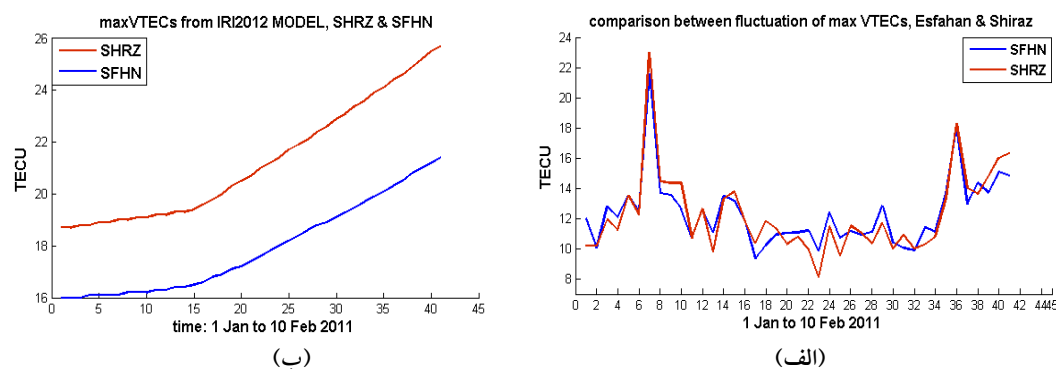
نظر بارشی در این دو ایستگاه در روزهای بعدی افتاده جالب توجه است. بارش ۴، ۱۱، ۳ و حدود ۱۵ میلی‌متری به ترتیب در ۱۵، ۱۶، ۱۷ و ۱۹ ژانویه که در ایستگاه شیراز رخ می‌دهد و فقط بارش ۳ میلی‌متری که در ۱۵ ژانویه در اصفهان اتفاق افتاده است.

با دنبال کردن روند دیگری در تغییرات بیشینه VTEC از ۲۱ تا ۲۷ ژانویه نتایج مشابهی دیده می‌شود. با تحلیلی مشابه مورد قبلی همان‌طور که در تصویر هم به‌وضوح پیدا است در شیراز نسبت به اصفهان اُفت‌وخیزهای شدیدتری در تغییرات بیشینه VTEC دیده می‌شود و روند بارشی که بعد از آن اتفاق افتاده جالب توجه است. بارش ۲/۴، ۴/۷، ۱۰، ۳۵/۷ و ۷/۶ میلی‌متر به ترتیب در روزهای ۲۶، ۲۷، ۲۸ و ۳۱ ژانویه و ۱ فوریه در ایستگاه شیراز و فقط بارش ۴/۵۱ و ۷ میلی‌متر به ترتیب در روزهای ۲۷ ژانویه و ۱ فوریه در ایستگاه اصفهان. لازم به ذکر است، علی‌رغم اینکه میزان بارش در ایستگاه شیراز در ۳۱ ژانویه ۳۵/۷ میلی‌متر است، در شکل ۵-الف دیده نمی‌شود و علت این است که برای بهتر نشان دادن تغییرات بیشینه VTEC و برای قابل مقایسه بودن با شکل ۵-ب، محدوده محور قائم بین ۱۰- تا ۱۵ قرار داده شده است.

تغییرات بیشینه VTEC همراه با بارش برای هر دو ایستگاه شیراز و اصفهان در شکل ۴ مقایسه شده است. منظور از تغییر بیشینه VTEC در یک روز، مقدار تغییر بیشینه VTEC در آن روز نسبت به روز قبل است. در شکل ۴ با مقایسه تغییرات بیشینه VTEC از ۹ تا ۱۶ ژانویه در ایستگاه شیراز (الف) و اصفهان (ب) دیده می‌شود که روند اُفت‌وخیز تغییرات بیشینه VTEC در هر دو ایستگاه یکسان است اما مقدار اُفت‌وخیز به‌وضوح در ایستگاه شیراز شدیدتر است. اُفتی که در ۱۱ ژانویه در شیراز رخ داده ۲ واحد منفی‌تر از همین اُفت در اصفهان است. علی‌رغم اینکه مقدار تغییر بیشینه VTEC در ۱۲ ژانویه در هر دو ایستگاه مساوی است اما این تغییر نسبت به تغییر روز قبل خود در شیراز ۶ واحد بیشتر است و در اصفهان ۴ واحد؛ در ۱۳ ژانویه مقدار تغییر منفی در اصفهان به ۲- نرسیده اما در شیراز حدود ۳- است. ۱۴ ژانویه در شیراز تغییری نزدیک به ۴ واحد دیده می‌شود درحالی‌که در همین روز در اصفهان به ۳ نرسیده است. همچنین اُفتی که در روز پانزدهم رخ می‌دهد و در ۱۶ ژانویه ادامه پیدا می‌کند در شیراز نسبت به اصفهان هم منفی‌تر است و هم نسبت به روز ۱۴ ژانویه تفاوت بیشتری دارد. اتفاقی که از



شکل ۴. مقایسه روند تغییرات بیشینه VTEC با روند بارش؛ (الف) شیراز و (ب) اصفهان، سرخرنگ: روند تغییرات بیشینه VTEC، آبی: روند بارش



شکل ۵. مقایسه سری زمانی بیشینه‌های VTEC در ایستگاه‌های شیراز (سرخرنگ) و اصفهان (آبی‌رنگ)، حاصل از پردازش داده‌های GPS (الف) و اجرای مدل یونسپهری IRI2012 (ب)

الکتریکی جوّی جهانی به حساب می‌آید، تحولات آن نیز می‌تواند بر پارامترهای این مدار از جمله جریان رسانش پایین سوی Z که با فرایندهای میکروفیزیکی ابر ارتباط پیدا می‌کند، تاثیر گذار باشد. بنابراین با فرض اینکه تحولات VTEC یونسپهری را بتوان با تحولات بارش پیوند داد، در این تحقیق دو دسته داده مربوط به VTEC یونسپهری و بارش ثبت شده در دو نقطه مشخص مورد مقایسه و تحلیل قرار گرفت.

با تحلیل‌های پیشین و همچنین در نظر گرفتن بارش‌های هر دو ایستگاه، نظر به اینکه شرایط جوّی در ایستگاه شیراز نسبت به ایستگاه اصفهان ناپایداری بیشتری نشان می‌دهد، به نظر می‌رسد بین اُفت و خیز بیشینه VTEC یونسپهری با ناپایداری وردسپهری، رابطه‌ای وجود دارد. به‌گونه‌ای که هرچه بیشینه VTEC یونسپهری روند

همچنین در شکل ۵، سری زمانی بیشینه‌های VTEC ایستگاه‌های اصفهان و شیراز حاصل از پردازش داده‌های GPS (الف) با همین روند ولی حاصل از اجرای مدل یونسپهری IRI2012 (ب) مقایسه شده است.

در شکل ۵-الف مشاهده می‌شود که روند تغییرات بیشینه‌های VTEC در هر دو ایستگاه اُفت و خیزهای زیادی دارد، همچنین روندهای تغییر در هر ایستگاه نسبت به دیگری هم تفاوت‌های محسوسی داشته است. با این حال آنچه در شکل ۵-ب مربوط به خروجی حاصل از اجرای مدل IRI2012 است، فقط تفاوتی را در مقدار دو نمودار نشان می‌دهد و روندها، تفاوت محسوسی ندارند.

۴. نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه یونسپهر یکی از اجزای مهم مدار

بیشترین میزان بارش و تعداد روزهای بارشی در زمانی اتفاق افتاده که بیشینه VTEC کمتر از بهترین روند عبور داده شده از آنها بوده است. در واقع چیزی که مهم و تاثیرگذار به نظر می‌رسد وقوع تغییرات شدید در بیشینه VTEC است. نتیجه دیگر درباره میزان اُفت‌وخیزها است. به نظر می‌رسد که وقوع اُفت‌وخیز تغییرات بیشینه VTEC برای تحت تاثیر قرار دادن بارش، یک مقدار بحرانی دارد که کمتر از آن تاثیر کمی خواهد داشت.

نتیجه دیگری که از این تحقیق به دست می‌آید درجه زیاد اثری است که تغییرات به نظر کوچک بیشینه VTEC می‌تواند داشته باشد. به این معنی که با مقایسه تغییرات در ایستگاه شیراز و اصفهان دیده می‌شود که تفاوت تغییرات در بیشترین حالت ۲ واحد است اما تفاوتی که در بارش دو ایستگاه دیده می‌شود قابل توجه است.

تشکر و قدردانی

نگارندگان از سازمان نقشه‌برداری کشور به سبب در اختیار گذاشتن داده‌های خام GPS و همچنین از سازمان هواشناسی کشور به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های هواشناسی تشکر می‌کنند.

مراجع

- Choi, B. K., Lee, S. J. and Park, J. U., 2011, Monitoring the ionospheric total electron content variations over the Korean Peninsula using a GPS network during geomagnetic storms, *Earth Planets Space*, 63, 469-476.
- Ciraolo, L., Azpicueta, F., Brunini, C., Meza, A. and Radicella, S. M., 2006, Calibration errors on experimental slant total electron content (TEC) determined with GPS, *Geodesy, J.*, 81, 111-120.
- Hargreaves, J. K., 1992, *The solar-terrestrial environment*, Cambridge University Press, UK-Cambridge.
- Hofmann-Wellenhopf, B., Lichtenegger, B. and Wasle, E., 2008, *GNSS - global navigation satellite systems GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer-Verlag Wien.
- Mayaud, P. N., 1980, *Derivation, meaning and use of geomagnetic indices*, Washington, DC, American Geophysical Union.
- McPherron, R. L., 1995, *Standard indices of geomagnetic activity, introduction to space physics*, Cambridge University Press, UK -

یکنواخت و ملایم‌تری را طی کند، جو پایدارتری در وردسپهر مشاهده می‌شود و برعکس هرچه بیشینه‌های VTEC تغییرات تیزتری داشته باشند ناپایداری جوی بیشتری در وردسپهر دیده می‌شود. حال اینکه وقوع بارش تغییرات VTEC را تحت تاثیر قرار می‌دهد یا اُفت‌وخیز VTEC بر وقوع پدیده هوشناختی بارش تاثیر می‌گذارد نیازمند بررسی بیشتر در جهت کشف سازوکار فیزیکی این پیوند است. بر این اساس می‌توان گفت که می‌باید در تحقیقات مربوط به تشکیل ابر و بارش، علاوه بر عوامل رطوبت، صعود رطوبت، سرمایش و وجود هوامیزها، عامل وضعیت تغییرات محتوای کلی الکترونی یون‌سپهری هم در حکم عاملی تعیین کننده در منطقه مورد نظر بررسی شود.

با تحلیل تغییرات بیشینه VTEC در ایستگاه شیراز مشاهده می‌شود، در شرایط آرام ژئومغناطیسی پس از وقوع اُفت‌وخیزهای به نسبت شدید بیشینه VTEC، بارش رخ داده است. یعنی در صورت وابستگی وقوع بارش به وقوع اُفت‌وخیزهای بیشینه VTEC این همبستگی با تاخیر اتفاق می‌افتد. یعنی ابتدا در طول چند روز اُفت‌وخیزهای به نسبت شدید بیشینه VTEC مشاهده می‌شود و پس از آن بارش رخ می‌دهد. همان‌طور که پیش از این گفته شد،

Cambridge.

- Rycroft, M. J., Nicoll, K. A., Aplin, K. L. and Harrison, R. G., 2012, Recent advances in global electric circuit coupling between the space environment and the troposphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 90-91, 198-211.
- Nicoll, K. A. and Harrison, R. G., 2009a, Vertical current flow through extensive layer clouds, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71, 2040-2046.
- Perrone, L. and Franceschi, G. D., 1998, Solar, ionospheric and geomagnetic indices, *Annali di geofisica*, 41, 5-6.
- Polyakova, A. S. and Perevalova, N. P., 2013, Comparative analysis of TEC disturbances over tropical cyclone zones in the North-West Pacific Ocean, *Advances in Space Research*, 52, 1416-1426.
- Rozhnoi, A., Solovieva, M., Levin, B., Hayakawa, M. and Fedun, V., 2014, Meteorological effects in the lower ionosphere as based on VLF/LF signal observations, *Natural Hazards and Earth System Sciences. J.*, 2, 2789-2812.

- Rycroft, M. J. and Israelsson, S., Price, C., 2000, The global atmospheric electric circuit, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 62, 1563-1576.
- Schaer, S., 1999, Mapping and predicting the Earth's ionosphere using the global positioning system, Ph.D. Thesis, Astronomical Institute, University of Berne, Switzerland.
- Seeber, G., 2003, *Satellite geodesy: foundations, methods and application*, Walter de Gruyter, Berlin and New York, 589.
- Singh, A. K., Singh, D., Singh, R. P. and Mishra Sandhya., 2011, Electro dynamical coupling of Earth's atmosphere and ionosphere: an overview, *International Journal of Geophysics*, 2011, <http://dx.doi.org/10.1155/2011/971302>.
- Sorokin, V. M., Yaschenko, A. K., Chmyrev, V. M. and Hayakawa, M., 2006, DC electric field formation in the mid-latitude ionosphere over typhoon and earthquake regions, *Phys. Chem. Earth*, 31, 454-461.
- Tinsley, B. A., 2000, Influence of the solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics of the troposphere, *Space Science Reviews*, 94, 231-258.
- Tinsley, B. A., Rohrbaugh, R. P. and Hei, M., 2001, Electroscavenging in clouds with broad droplet size distributions and weak electrification, *Atmosph. Res.*, 59-60, 115-135.
- Vanina-Dart, L. B., Romanov, A. A. and Sharkov, E. A., 2011, Influence of a tropical cyclone on the upper ionosphere according to tomography sounding data over Sakhalin Island in November 2007, *Geomagnet. Aeronom*, 51, 774-782.
- Wormell, T. W., 1930, Vertical electric currents below thunderstorms and showers, *Proceedings of the Royal Society, A* 127, 567-590
- Zhou, L. and Tinsley, B. A., 2007, Production of space charge at the boundaries of layer clouds, *Journal of Geophysical Research*, 112, D11203, <http://dx.doi.org/10.1029/2006JD007998>.