

## مطالعه موردی تأثیر برخی خصوصیات دینامیکی و خردفیزیکی ابر بر آذرخش

### درون‌ابری با استفاده از مدل WRF

مرتضی حسینی<sup>۱</sup>، مریم قرایلو<sup>۲\*</sup> و مجید مزرعه فراهانی<sup>۳</sup>

۱. دانش آموخته کارشناسی ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۶/۵/۲۴، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

#### چکیده

از مشخصه‌های بارز توفان‌های تندری، آذرخش است. فعالیت آذرخش معمولاً ۱۰ تا ۲۰ دقیقه زودتر از بارش صورت می‌گیرد و همچنین آذرخش‌های درون‌ابری زودتر از آذرخش‌های ابر به زمین رخ می‌دهند. در این پژوهش به منظور مطالعه اثر برخی خصوصیات دینامیکی و خردفیزیکی ابر بر میدان الکتریکی و آذرخش درون‌ابری از مدل WRF برای شبیه‌سازی دو رخداد توفان تندری با مقادیر CAPE متفاوت در منطقه تهران استفاده شد. در این راستا، طرح‌واره تفکیک بار بر اساس نظریه غیر القایی پیشنهادی توسط ساندرز و همکاران (۱۹۹۱) تهیه و در مدل جایگذاری شد و شدت میدان الکتریکی درون‌ابری محاسبه شد. نتایج حاصل از شبیه‌سازی‌ها و بررسی نیمرخ قائم نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ نشان‌دهنده‌ی حضور گویچه‌های برف در ترازهایی پایین‌تر از تراز تجمع بلورهای یخ بود. همچنین، نیمرخ قائم بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف نشان داد که بیشینه بار منتقل شده به گویچه برف با تراز تجمع گویچه‌های برف هم‌خوانی دارد. بررسی سری زمانی پارامترهای ذکر شده نیز نشان داد زمان-هایی که سرعت قائم بالارو افزایش پیدا می‌کند، نسبت آمیختگی گویچه برف و همچنین بار انتقال‌یافته به آن افزایش پیدا کرده است. مقایسه دو مطالعه موردی نشان داد که قرارگیری بیشینه مقادیر سرعت قائم بالارو مابین ارتفاع بیشینه تجمع گویچه‌های برف و بلورهای یخ تأثیر بیشتر و بارزتری بر بار انتقال‌یافته و میزان فعالیت آذرخش درون‌ابری دارد. بررسی و تحلیل قطبش بارها نیز نشان داد که ساختار غالب بارهای الکتریکی عمدتاً به صورت دو قطبی بوده و این نوع قطبش بیان می‌کند که در موردهای بررسی شده، عمدتاً آذرخش‌های درون‌ابری رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: آذرخش، گویچه برف، بلور یخ، سرعت قائم، مدل WRF، LPI.

#### ۱. مقدمه

مردم می‌باشد. رخداد آذرخش معمولاً ۱۰ تا ۲۰ دقیقه زودتر از بارش صورت می‌گیرد و این امر مهارت پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت در این زمینه را می‌طلبد. شکل‌گیری آذرخش طی فرآیندی تحت عنوان فرآیند باردارسازی، نحوه ایجاد بارها در ابر تندری، توضیح داده می‌شود. در باردارسازی ابرهای تندری، دو فرآیند القایی و غیر القایی نقش اساسی ایفا می‌کنند. در فرآیند القایی وجود یک میدان خارجی که قبل از القا وجود دارد، قطبش بارها را به ذرات القا می‌کند و سپس تفکیک بار رخ می‌دهد. درحالی‌که در فرآیند غیر القایی برخورد آب شهاب‌ها (بلورهای یخ و گویچه برف در حضور آب آبرسرد) منجر به تفکیک بار می‌شود (ماسون و داش،

آذرخش در حقیقت تخلیه الکتریکی بین بارهای ناهمنام است، جرقه‌ای عظیم که معمولاً در مرحله بلوغ توفان‌های تندری اتفاق می‌افتد. آذرخش ممکن است درون‌ابری، از ابری به ابر دیگر، از ابر به هوای اطراف و یا از ابر به زمین باشد. بیشتر آذرخش‌ها درون‌ابری‌اند، طوری که تنها حدود ۲۰ درصد از کل آذرخش‌ها از ابر به زمین است. وقوع آذرخش می‌تواند همراه با بارش‌های سنگین باران و تگرگ باشد و به دلیل شدت زیاد جریان الکتریکی (تقریباً ۲۰ kA) و دمای بالای ایجاد شده پس از وقوع (تقریباً ۳۰۰۰۰ °C) در آذرخش‌راه، از مهم‌ترین خطرات طبیعی برای نیروگاه‌های تولید انرژی الکتریسته، صنعت هواپیمایی، مزارع بادی، مدیریت جنگل‌داری و عموم

با استناد به نقشه تجمعی سالانه آهنگ رخداد آذرخش وبگاه NOAA که شامل آذرخش‌های درون‌ابری و ابر به زمین است، مناطقی از جنوب، غرب و شمال غرب ایران با میانگین حدود ۶ الی ۱۰ آذرخش بر واحد کیلومتر مربع در سال، بیشترین رخداد آذرخش در ایران را دارا هستند. از آنجایی که سالانه خسارت‌های جانی و مالی زیادی به واسطه این رخدادها وارد می‌شود، نیاز به مطالعه بیشتر آذرخش در ایران احساس می‌شود. از این رو در این پژوهش میدان الکتریکی درون ابر با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF شبیه‌سازی و تأثیر دینامیک ابر بر آن مطالعه و ارزیابی می‌شود. لازم به ذکر است که پیش‌بینی آذرخش در پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت تا حد کمی برآورده شده است. در این زمینه، شاخص‌هایی از قبیل KI، LI و CAPE توسط هواشناسان به منظور پیش‌بینی احتمال رخداد توفان‌های تندی به کار می‌رود، ولی این شاخص‌ها بر مبنای شاخص‌های ناپایداری ترمودینامیکی تعریف شده‌اند و بر اساس خردفیزیک تفکیک بار در توفان‌های تندی به دست نیامده‌اند (آکرم و نوکس، ۲۰۰۶، برایت و همکاران، ۲۰۰۵). در این راستا، شاخص پتانسیل رخداد آذرخش (LPI) که اندازه‌ای از میزان قابلیت باردارسازی در درون ابر است، توسط یایر و همکاران و لین و یایر در سال ۲۰۱۰ معرفی شد. مقایسه خروجی این شاخص (که طرح‌واره مربوط به آن در مدل WRF گنجانده شده است) با میدان الکتریکی محاسبه‌شده می‌تواند در تحلیل نتایج کارساز و کمک‌کننده باشد.

در این پژوهش میدان الکتریکی درون ابر با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF شبیه‌سازی و تأثیر فرآیندهای دینامیکی درون ابر بر آن مطالعه و ارزیابی می‌شود. بدین صورت که شدت میدان الکتریکی داخل ابر با استفاده از خروجی‌های مدل WRF و طرح‌واره ساندرز (ساندرز و همکاران، ۱۹۹۱) محاسبه خواهد شد. از مقایسه شدت میدان الکتریکی درون‌ابری و میدان الکتریکی آستانه تعریف شده توسط مارشال

۲۰۰۰؛ منسل و همکاران، ۲۰۰۵). در این فرآیند ناحیه باردار که شامل ذرات یخ، گویچه برف و آب آبرسرد است، لایه‌ای بین خطوط هم‌دمای صفر و  $-20^{\circ}\text{C}$  را در برمی‌گیرد. با توجه به اندازه و سرعت‌های متفاوت ذرات، بلورهای کوچک (با بار مثبت) توسط فراهنج‌ها به بالای ابر منتقل می‌شوند، درحالی که گویچه‌های برف و ذرات سنگین‌تر با بار منفی به پایه ابر فرو می‌افتند. بلورهای کوچک یخ در کل دارای بار خالص مثبت و گویچه‌های بزرگ‌تر برف و تگرگ‌ها بار خالص منفی به دست می‌آورند (ساندرز و همکاران، ۲۰۰۶). پس از شکل‌گیری ناحیه‌های مثبت و منفی خالص در ابر و عبور میدان الکتریکی از میدان آستانه، آذرخش رخ می‌دهد. میانگین میدان الکتریکی آستانه برای درون ابر ۱۰۰ کیلوولت بر متر و بیشینه مقدار آن ۱۵۰ کیلوولت بر متر تخمین زده شده است (مارشال و روست، ۱۹۹۱).

برای بررسی ارتباط بین خردفیزیک و دینامیک ابر با فراوانی آذرخش، میلر و همکاران (۲۰۰۱) با انجام چندین شبیه‌سازی یک ابر تندی با استفاده از یک مدل دو بعدی ابر نتیجه گرفتند که دو عامل اصلی کنترل‌کننده فراوانی آذرخش، فراهنج‌ها و غلظت تعداد گویچه‌های برف هستند. در همین راستا، بسیاری از مطالعات بر پایه داده‌های مشاهداتی نیز تلاش کرده‌اند تا ارتباط بین میزان درخش‌های آذرخش و پارامترهای توفان نظیر بیشینه سرعت قائم (پرایس و ریند، ۱۹۹۲)، میزان فراهنج‌ها (دیرلینگ و همکاران، ۲۰۰۸؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۴)، مقدار بارش سرد (وینس و همکاران، ۲۰۰۵) و آهنگ بارش همرفتی (پیترسن و راتلج، ۱۹۹۸) را بررسی کنند. به‌طور خاص، فراهنج‌ها عامل کلیدی در ایجاد میدان الکتریکی درون ابر هستند؛ با رشد گویچه‌های برف و بلورهای یخ، برخورد ذرات در مرز فراهنج‌ها افزایش یافته و بر مبنای نیروی گرانش زمینه تفکیک بارها در مقیاس ابر فراهم می‌شود (دیرلینگ و پیترسن، ۲۰۰۸).

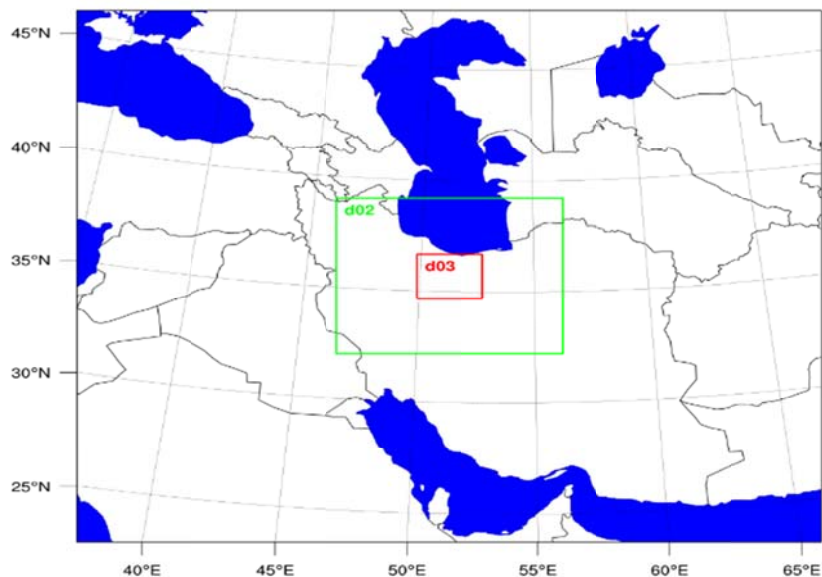
و روست (۱۹۹۱)، زمان‌های رخداد آذرخش درون‌ابری بررسی می‌شوند. سپس تأثیر برخی متغیرهای دینامیکی و خردفیزیکی ابر از جمله بیشینه سرعت فراهنج‌ها و نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ بر باردارسازی ابر مطالعه می‌شود. برای راستی‌آزمایی نتایج استخراج شده می‌توان در هر رخداد آذرخش، از شاخص LPI استفاده کرد (قرایلو و همکاران، ۱۳۹۵). این شاخص معرف میزان انرژی جنبشی فراهنج در ابر تندی است.

## ۲. داده‌ها و روش تحقیق

در ابتدا سه مورد مطالعاتی در منطقه تهران بنا بر اطلاعات دریافتی از سازمان هواشناسی (در قالب کدهای همدیدی و متار) که شامل گزارش‌های متعدد توفان تندی و آذرخش بودند، انتخاب شدند. این موارد عبارتند از رخداد‌های توفان تندی روزهای ۱۵ و ۱۷ آوریل ۲۰۱۲، و ۱۸ سپتامبر ۲۰۱۵. برای تمامی موارد، خروجی سنجنده LIS بررسی شد. پس از انجام شبیه‌سازی برای سه مورد انتخاب شده، مشخص شد که مقادیر بیشینه سرعت قائم در مورد سال ۲۰۱۵ بسیار کوچک است (کمتر از ۳ متر بر ثانیه). با توجه به اهمیت بیشینه سرعت قائم در بررسی اثر دینامیک ابر بر آذرخش درون‌ابری و همچنین عدم دسترسی به داده‌های سنجنده LIS از ابتدای سال ۲۰۱۵ به بعد و از آنجا که برای درستی‌سنجی نتایج، بررسی شاخص LPI با مشاهدات سنجنده LIS انجام خواهد شد، این مورد بررسی بیشتر نشد. لازم به ذکر است که دو مورد رخداد آذرخش ۱۵ و ۱۷ آوریل ۲۰۱۲ به دلیل فعالیت آذرخش قابل ملاحظه در منطقه تهران و همچنین قابل ملاحظه بودن مقادیر سرعت بالارو

در فراهنج‌ها انتخاب شدند. جهت تهیه داده‌های مورد نیاز برای این تحقیق از شبیه‌سازی توسط مدل WRF با استفاده از داده‌های تحلیل نهایی FNL با تفکیک یک درجه (در راستای طول و عرض جغرافیایی) استفاده شد. شایان ذکر است که شبیه‌سازی‌ها به مدت ۳۶ ساعت انجام شد و ۱۲ ساعت اول شبیه‌سازی به‌عنوان زمان Spin-up در نظر گرفته شد. مطالعه موردی اول روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ و مورد دوم ۱۷ آوریل ۲۰۱۲ است. پیکربندی اجرای مدل شامل ۳ آشیانه (با مرکزیت ایستگاه مهرآباد تهران) با تفکیک افقی به ترتیب ۲۷، ۹ و ۳ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱). آشیانه‌ها از بزرگ‌ترین به کوچک‌ترین به ترتیب دارای ۱۱۰، ۱۰۰ و ۸۸ نقطه شبکه‌ای در راستای مداری و ۱۰۰، ۸۸ و ۷۶ نقطه شبکه‌ای در راستای نصف‌النهاری هستند و تعداد ۳۵ تراز در راستای قائم در هر سه آشیانه در نظر گرفته شده است.

برای شبیه‌سازی تابش طول موج بلند از طرح‌واره RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) (مالور و همکاران، ۱۹۹۷) و تابش طول موج کوتاه از طرح‌واره دودیا (۱۹۸۹) استفاده شده است. طرح‌واره مونین-اباخوف (یانچ، ۱۹۹۶) برای شبیه‌سازی شارهای لایه سطحی و طرح‌واره انرژی جنبشی تلاطمی ملور-یامادا-یانچ (ملور و یامادا، ۱۹۸۲؛ یانچ، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۴) برای شبیه‌سازی شارهای لایه مرزی استفاده شده است. شارهای سطح زمین با استفاده از مدل سطح زمین NOAA (چن و دودیا، ۲۰۰۱) که توسط لیو و همکاران در سال ۲۰۰۶ اصلاح شده، به دست می‌آیند. همچنین طرح‌واره همرفت کین-فریچ (۱۹۹۳) برای دو آشیانه بیرونی در شبیه‌سازی همرفت به کار گرفته شد و برای طرح‌واره خردفیزیک نیز از طرح‌واره تامپسون و همکاران (۲۰۰۴) استفاده شد.



شکل ۱. موقعیت مکانی ۳ آشیانه انتخابی برای اجرای مدل WRF.

مبنای نظریه غیر القایی، سازوکار اصلی در طی برخوردهای بین یخ و گویچه‌های برف در حضور آب مایع آبرسد، در نظر گرفته شده است (ساندرز و همکاران ۱۹۹۱، میلر و همکاران ۲۰۰۱، قرایلو و همکاران ۱۳۹۳).

#### ۲-۱. انتقال بار الکتریکی در درون ابر

با توجه به روابط پیشنهادی ساندرز و همکاران (۱۹۹۱) معادله بار کل انتقال یافته به گویچه برف در اثر برهمکنش با بلور یخ ( $Q$ ) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q = Fd^m v^n q \quad (۴)$$

که  $F$ ،  $m$  و  $n$  ثابت هستند و مقادیر آنها در جدول ۱ آورده شده است.  $d$  قطر گویچه برف (متر)،  $v$  سرعت نسبی گویچه برف به بلور یخ (متر بر ثانیه) است. البته با توجه به بزرگی سرعت حد گویچه برف نسبت به بلور یخ، محاسبات بر اساس سرعت حد گویچه برف صورت گرفته است.

شاخص LPI، انرژی جنبشی بالارو در ابر همرفتی در حال توسعه و درون ناحیه جدایی بار ابرهای همرفتی توسعه یافته، در فاصله دمایی ۰ و -۲۰ درجه سلسیوس بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شود (پایر و همکاران، ۲۰۱۰):

$$LPI = \frac{1}{V} \int \int \int \alpha w^2 dx dy dz, \quad (۱)$$

$$\alpha = (2Q_i Q_l)^{0.5} / (Q_i + Q_l), \quad (۲)$$

$$Q_i = q_g \{ [(q_s q_g)^{0.5} / (q_s + q_g)] + [(q_i q_g)^{0.5} / (q_i + q_g)] \}. \quad (۳)$$

که  $V$  حجم ابر بین خطوط هم‌دمای ۰ و -۲۰ درجه سلسیوس،  $w$  سرعت قائم و  $\alpha$  یک کمیت بدون بعد است.  $Q$  نسبت آمیختگی کلی جرم آب مایع،  $Q_i$  نسبت آمیختگی کسری یخ است.  $q_i$ ،  $q_g$  و  $q_s$  به ترتیب نسبت‌های آمیختگی گویچه برف، یخ و برف (برحسب kg/kg) هستند. تفکیک بار بر

جدول ۱. مقادیر ثابت‌های پیشنهاد شده (برگرفته از ساندرز و همکاران، ۱۹۹۱).

اندازه بلور بر حسب میکرون	m	n	F	علامت بار
$d < 160$	۳/۸	۲/۵	$4/9 \times 10^{13}$	+
$150 < d < 450$	۱/۹	۲/۵	$4 \times 10^6$	+
$d > 450$	۰/۴۴	۲/۵	۵۲/۸	+
$d < 250$	۲/۵	۲/۸	$5/2 \times 10^8$	-
$d > 250$	۰/۵	۲/۸	۲۴	-

$$d^2 = v_g \times \left( \frac{3C_D \rho_v}{4g\rho_g} \right) \quad (6)$$

که  $v_g$  سرعت حد گویچه برف،  $\rho_g$  چگالی آن و  $C_D$  ثابتی است که ضریب پسا نام گرفته و مقدار آن  $0/6$  است. پس از اجرای مدل WRF با پیکربندی و پارامترسازی‌های فیزیکی در نظر گرفته شده، پارامترهای مورد نیاز (شامل نسبت‌های آمیختگی ابر، باران، گویچه برف و یخ و همچنین چگالی هوا و دما) برای محاسبه بار کل انتقال یافته به گویچه برف با استفاده از کد نویسی در محیط NCL استخراج شد. تمامی متغیرهای استخراج شده ذکر شده به صورت چهار بعدی (زمان، ترازهای ارتفاعی، عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی) هستند؛ از این رو برای ساده‌تر شدن محاسبات روی دو بعد طول و عرض جغرافیایی میانگین‌گیری شده و متغیرها تنها بر حسب زمان و ترازهای ارتفاعی هستند.

بر اساس مدل ارائه شده توسط ساندرز و همکاران (۱۹۹۱)، انتقال بار ( $q$ ) به گویچه برف به صورت تابعی از  $EW$  (محتوای آب مایع مؤثر بر حسب گرم بر متر مکعب) و دما (درجه سلسیوس) محاسبه می‌شود. چگونگی محاسبه  $q$  برای تعیین بارهای مثبت و منفی در جدول ۲ آمده است. محتوای آب مایع مؤثر که با محتوای آب مایع ابر برابر گرفته شده است، به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$EW = LWC = \rho(q_c + q_r) \quad (5)$$

که  $q_c$  نسبت آمیختگی آب ابر،  $q_r$  نسبت آمیختگی آب باران و  $\rho$  چگالی هوا است. در این پژوهش قطر گویچه برف با استفاده از طرح‌واره خوردفیزیک لین و همکاران (۱۹۸۳) محاسبه می‌شود؛ در این طرح‌واره بر اساس نسبت آمیختگی گویچه برف و چگالی هوا، سرعت حد گویچه برف بر حسب متر بر ثانیه به صورت زیر محاسبه می‌شود:

جدول ۲. شرایط مشخص شده بر حسب دما و محتوای آب مایع در محاسبه مقدار بار انتقال یافته به گویچه برف برای بارهای مثبت و منفی (برگرفته از ساندرز و همکاران، ۱۹۹۱).

وضعیت بار	محتوای آب مایع (g/m3)	دما (°C)	انتقال بار به گویچه برف (fC)
بار منفی	$0.046 < EW < 0.1369$	$T > -15.19$	$q = (419.4 \times EW) + 7.9$
	$0.1369 < EW < 0.221$	$T > -15.19$	$q = (419.4 \times EW) - 92.6$
	$EW < CEW^+$	$-19.99 < T < -15.99$	$q = 3.02 - (31.76 \times EW) + (26.53 \times EW^2)$
بار مثبت	$0.06 < EW < 0.12$	$T < -19.99$	$q = (2041.8 \times EW) - 128.7$
	$0.12 < EW < 0.16$	$T < -19.99$	$q = (-2900.2 \times EW) + 462.9$
	$EW < CEW$	$-19.99 < T < -15.99$	$q = (20.22 \times EW) - (1.36 \times (-T)) + 10.05$
$CEW^+$ مقدار بحرانی محتوای آب مایع ابر است.		$CEW = -0.49 + (6.64E - 2) \times (-T)$	

### ۳-۱. تحلیل همدیدی

با توجه به اینکه توفان‌های تندی در مقیاس محلی و میان‌مقیاس شکل می‌گیرند، برای تحلیل الگوهای همدیدی مشاهده شده، از نقشه‌های ترسیم‌شده حاصل از داده‌های تحلیل نهایی FNL (با تفکیک افقی یک درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی) در فواصل زمانی ۶ ساعت استفاده شد. برای اختصار تنها بررسی شرایط همدیدی مورد ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ می‌پردازیم.

در ساعت ۱۲:۰۰ UTC حضور مراکز کم و پرفشار سطحی به ترتیب در شرق و غرب ایران، شرایط مناسبی را برای صعود در مرکز و شمال ایران فراهم کرده است (شکل ۲-الف). علاوه بر این هسته پرفشار واقع در جنوب دریاچه بایکال تقویت شده و حرکت بسیار کند بندال شکل گرفته (در اثر نفوذ پر ارتفاع جنب‌حاره‌ای) کاملاً مشهود است. ریزش هوای سرد به درون ناوه تراز میانی (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) شکل گرفته بر روی ایران آن را عمیق‌تر کرده است (شکل ۲-ب). در واقع وجود پشته دمایی (با توجه به نقشه ضخامت) واقع در جلوی ناوه ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث تقویت آن شده است. به‌طور کلی جریانات گرم جنوبی در جلوی ناوه و جریانات سرد شمالی در پشت ناوه حضور دارند. گرادیان نصف‌النهاری ارتفاع ژئوپتانسیلی ناوه تراز میانی جو (۵۰۰ هکتوپاسکال) ناپایداری در منطقه شمال شرق ایران را نشان می‌دهد و اشاره‌های پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، جریانات صعودی (همگرا شدن جریانات) در جلوی ناوه را به همراه دارند. در منطقه جنوب شرق ایران که گرادیان ناوه به شکل مداری است، انرژی سامانه بیشتر به شکل باد ظاهر شده است (بزرگی بردار بادها این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۲-ج)). شکل ۲-د نیز نشان می‌دهد که هسته جت تراز فوقانی (در اینجا جت جنب‌حاره) با سرعت تقریبی ۵۰ متر بر ثانیه بر روی کشور امارات قرار گرفته است. جت تراز فوقانی باعث مکش هوا به سمت سطوح زیرین شده و همگرایی در سطوح زیرین را به همراه دارد؛ به این ترتیب که

به‌منظور محاسبه میدان الکتریکی، ابتدا پتانسیل الکتریکی ( $\varphi$ ) با استفاده از رابطه پواسون (رابطه ۷) و با استفاده از روش تکرار جاکویی محاسبه و سپس با توجه به رابطه میدان الکتریکی با پتانسیل الکتریکی (رابطه ۸)، میدان الکتریکی داخل ابر محاسبه شد:

$$\nabla^2 \varphi = \frac{-\rho}{\epsilon_0} \quad (7)$$

که  $\epsilon_0$  مقدار ثابت دی‌الکتریک هواست که مقدار آن  $10^{-12} \times 8.854$  فاراد بر متر می‌باشد. برای تعیین زمان‌هایی که آذرخش اتفاق افتاده، نیاز به مقایسه میدان الکتریکی شبیه‌سازی شده با یک مقدار آستانه داریم؛ از این رو از مقادیر آستانه پیشنهاد شده توسط مارشال و همکاران (۱۹۹۵) برای این مقایسه استفاده شد. در هر نقطه شبکه‌ای که میدان الکتریکی شبیه‌سازی شده از میدان محاسباتی آستانه فراتر رود، آذرخش اتفاق می‌افتد. میدان الکتریکی آستانه (بر حسب کیلو ولت بر متر) بر اساس توزیع قائم چگالی هوا به صورت زیر قابل محاسبه است.  $z$  ارتفاع بر حسب کیلومتر است:

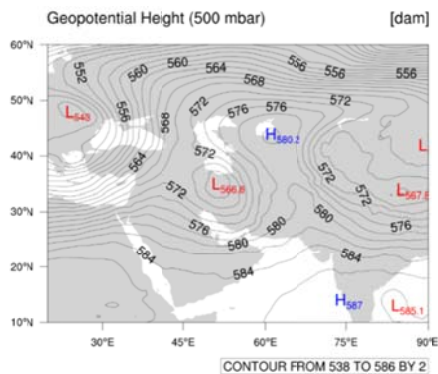
$$E(z) = \pm 167 \rho(z), \quad \rho(z) = 1.208 \exp\left(\frac{-z}{8.4}\right) \quad (8)$$

### ۳. تحلیل و تفسیر نتایج

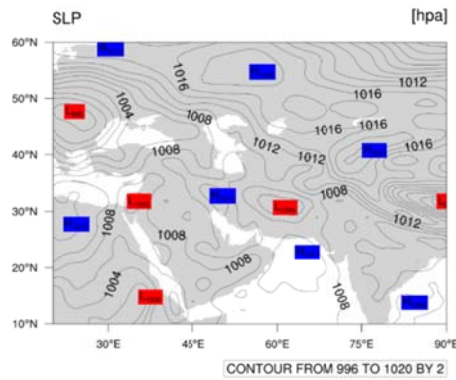
در این بخش ابتدا به بررسی و تحلیل شرایط همدیدی موردی مطالعاتی می‌پردازیم. سپس نیمرخ‌های قائم و سری زمانی مربوط به نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و یخ، بیشینه سرعت‌های قائم بالارو و بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف بررسی می‌شوند. مشاهده زمان وقوع آذرخش درون‌ابری با مقایسه میدان الکتریکی درون‌ابری و میدان آستانه در گام بعد محقق خواهد شد. در مرحله راستی‌آزمایی، نتایج شاخص LPI با مشاهدات سنجنده LIS مقایسه خواهد شد. همچنین، مقایسه‌ای از ارتباط بین فعالیت آذرخش درون‌ابری و بیشینه سرعت‌های بالارو برای دو مورد مطالعاتی انتخاب شده صورت می‌گیرد.

لازم به ذکر است که علاوه بر شاخص CAPE شاخص CIN نیز برای همین ساعت ترسیم شد که در ناحیه مورد بحث مقادیر بسیار کم بودند (شکل آورده نشده است). همچنین در شکل ۲-۲ تغذیه رطوبتی خوب سامانه با توجه به جهت بردارهای باد در منطقه مورد بررسی کاملاً مشهود است.

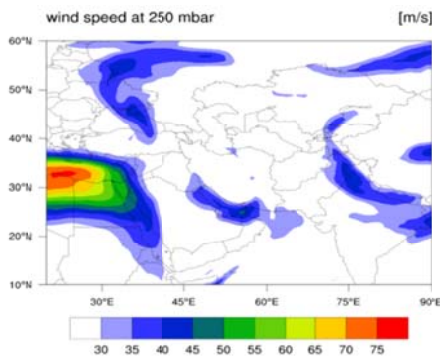
قرارگیری در ناحیه‌های دهانه ورودی سمت راست جریان جتی و دهانه خروجی سمت چپ جریان جتی همراه با حضور کم‌فشار سطحی، نشان‌دهنده ناپایداری جوی در آن منطقه می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۲-۲ و ملاحظه می‌شود، شاخص CAPE در ساعت ۱۲:۰۰ UTC مقادیر قابل‌ملاحظه‌ای در منطقه مورد مطالعه داشته است.



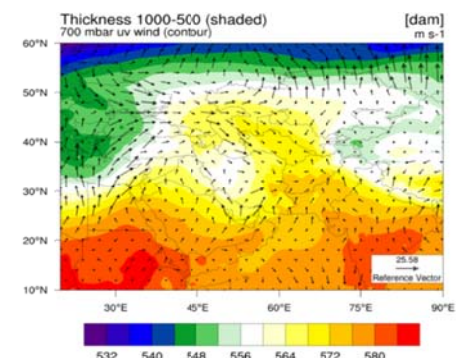
(ب)



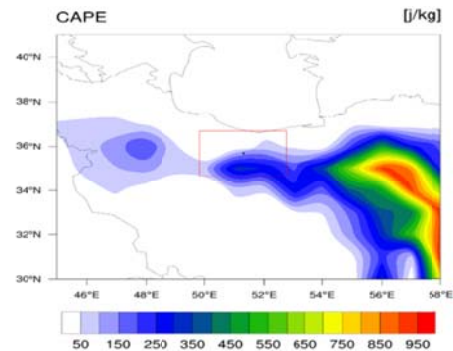
(الف)



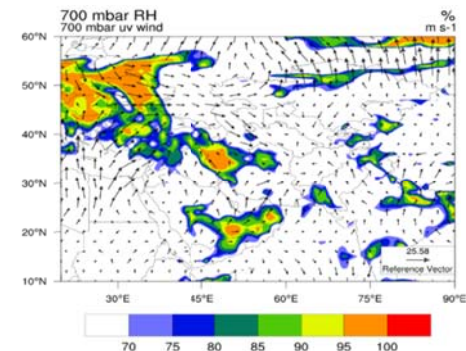
(د)



(ج)



(و)



(ه)

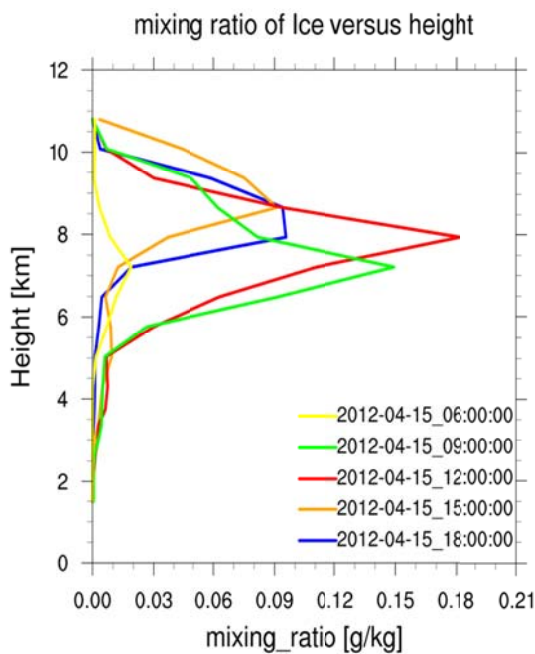
شکل ۲. نقشه‌های سطوح مختلف جو در ساعت ۱۲ UTC روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲، (الف) فشار سطح دریا (هکتوپاسکال)، (ب) ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ج) ضخامت ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال (بر حسب ژئوپتانسل دکامتر) و باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه)، (د) تندی باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال (متر بر ثانیه) و (ه) رطوبت نسبی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (مقادیر کمتر از ۷۰ درصد برای بررسی بهتر حذف شده‌اند) همراه با بردارهای باد و (و) الگوی شاخص CAPE (بر حسب ژول بر کیلوگرم).

۱۵ UTC بیشترین مقادیر را در این روز داشته‌اند. بیشینه مقادیر سرعت در فراهنج‌ها نیز در ارتفاع ۵ تا ۷ کیلومتری (فاصله مابین محل حضور گویچه‌های برف و بلورهای یخ) رخ داده است (شکل ۳-ج). این ارتفاع هسته اصلی فراهنج‌ها با دمایی مابین ۱۵- تا ۲۰- درجه سلسیوس است که محل قرارگیری تراز دمای بازگشتی نیز هست. در دماهای بیشتر از تراز دمای بازگشتی (به عبارتی در بخش پایینی ابر تندری)، گویچه برف به صورت مثبت و بلور یخ به صورت منفی باردار می‌شود؛ بنابراین بار کل منتقل شده به گویچه برف با استفاده از روابطی که گفته شد، محاسبه شد و نیمرخ قائم آن (میانگین‌گیری شده روی طول و عرض جغرافیایی) ترسیم شد (شکل ۳-د). مقادیر بار کل انتقال یافته به گویچه برف عمدتاً به صورت مثبت بوده است. البته مقادیر منفی کمی نیز در ساعت‌های ۰۹:۰۰ و ۱۲:۰۰ UTC مشاهده می‌شود. قرارگیری بیشینه مقادیر آن در ارتفاع ۴ کیلومتری با محل حضور مقادیر بیشینه نسبت آمیختگی گویچه‌های برف (که بین ارتفاع ۳ تا ۵ کیلومتری است) انطباق بسیار خوبی دارد.

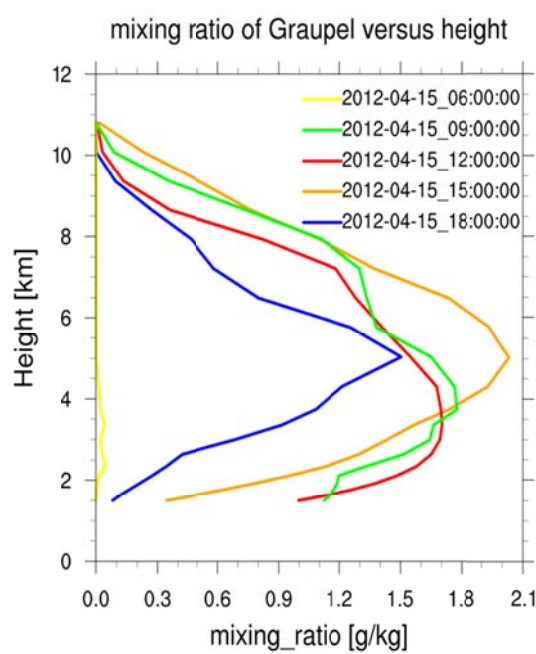
بررسی نقشه‌های skew-T و شاخص‌های ناپایداری در این روز برگرفته از وبگاه دانشگاه وایومینگ (URL1) در ایستگاه مهرآباد تهران در ساعت ۱۲:۰۰ UTC حاکی از مهیا بودن شرایط مناسب برای وقوع توفان تندری و همرفت متوسط تا شدید بوده است. شاخص KI نیز که شاخص مناسبی برای احتمال وقوع توفان‌های همرفتی به‌شمار می‌رود، در ساعت ۱۲:۰۰ گرینویچ ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ مقدار ۳۳/۳ را به خود اختصاص داده است که بر طبق مقادیر پیشنهادی لین و همکاران (۲۰۱۱) بیانگر همرفت متوسط است.

### ۲-۳. تحلیل شرایط فیزیکی - دینامیکی

نیمرخ قائم نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ بر حسب ارتفاع در شکل ۳- الف و ب (برای داخلی‌ترین آشپانه شبیه‌سازی) نشان‌دهنده‌ی حضور گویچه‌های برف در ترازهایی پایین‌تر از تراز تجمع بلورهای یخ است (۳ تا ۵ کیلومتری و ۷ تا ۹ کیلومتری). همچنین نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ در ساعت‌های ۹، ۱۲ و

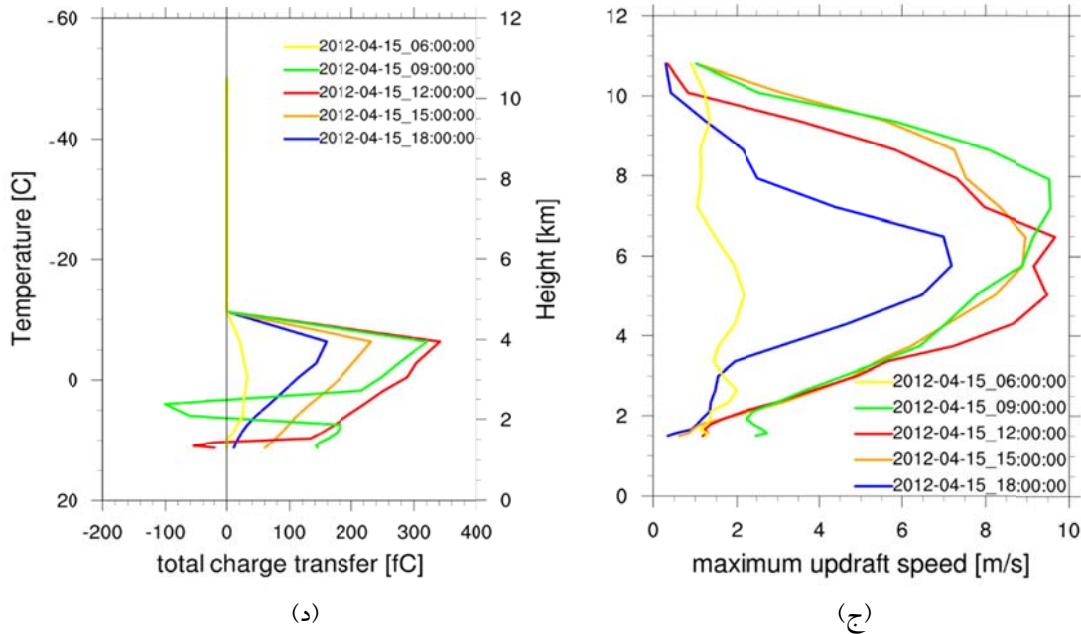


(ب)



(الف)





شکل ۳. الف: الگوی نیمرخ‌های قائم نسبت آمیختگی گویچه برف، ب: نسبت آمیختگی بلور یخ، ج: بیشینه سرعت در فراهنج‌ها و د: بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف در اثر برهم‌کنش با بلور یخ. تمامی شکل‌ها بین ساعت ۰۹:۰۰ تا ۱۸:۰۰ گرینویچ (هر ۳ ساعت یک‌بار) برای روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ می‌باشند.

همسو است؛ به این صورت که آنها عنوان کردند که فراهنج‌های قابل‌ملاحظه در ارتباط با تولید چگالی جریان است که در نهایت به فعالیت الکتریکی توفان منجر می‌شود. همچنین نتایج آنها نشان داد که حجم فراهنج‌های شدید که ناشی از سرعت‌های قائم بالارو قوی است، قادر به تولید آب‌شهاب‌های بیشتری (در ناحیه فاز آمیخته) است و بنابراین تعداد برخوردها (بین بلورهای یخ و گویچه‌های برف) بیشتر شده و جدایی بار بیشتری نیز صورت خواهد گرفت. همچنین میلر (۲۰۰۱)، منسل و همکاران (۲۰۱۰) و منسل و زیگلر (۲۰۱۳) در پژوهش‌های خود تأکید کردند که باردارسازی در ابر تندری با غلظت عددی گویچه‌های برف و بلورهای یخ همبستگی مثبت دارد.

از آنجایی که مجموعه روابط استفاده شده برای به دست آوردن بار کل انتقال‌یافته مربوط به گویچه برف است، بنابراین می‌توان گفت بار کل انتقال‌یافته به بلور یخ نیز تقریباً برابر با بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف است؛ زیرا

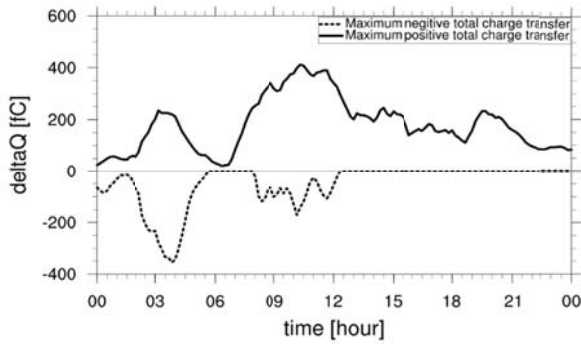
سری زمانی نسبت آمیختگی گویچه‌های برف و بلورهای یخ در شکل ۴- الف، بین ساعت‌های ۰۷:۰۰ تا ۱۵:۰۰ گرینویچ به حداکثر مقدار خود رسیده است و انتظار می‌رود که در همین بازه زمانی بیشترین تعداد آذرخش (درون‌ابری و ابر به زمین) رخ دهد؛ زیرا شرط اساسی رخداد آذرخش وجود گویچه برف و بلور یخ در ابر تندری با مقادیر قابل‌ملاحظه است. در قسمت (ب) شکل ۴ سری زمانی بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف به‌خوبی با سری زمانی نسبت آمیختگی آن در قسمت (الف) سازگاری دارد. زمان‌هایی که سرعت بالارو افزایش پیدا می‌کند (شکل ۴- الف، منحنی خط‌چین سیاه)، نسبت آمیختگی گویچه برف (منحنی توپر خاکستری) و همچنین بار انتقال‌یافته به آن (شکل ۴- ب) نیز افزایش پیدا کرده است. این مطلب با توجه به اینکه افزایش فراهنج‌ها منجر به برخورد بیشتر ذرات شده و بار انتقال‌یافته به ذرات را نیز افزایش می‌دهد، کاملاً توجیه‌پذیر است. لازم به توضیح است که این نتیجه با نتایج پژوهش دیرلینگ و همکاران در سال ۲۰۰۸

مبنای ایجاد و تفکیک بارها بر اساس همین دو ذره است و بنا بر اصل پایستاری بار الکتریکی می‌بایست بلورهای یخ نیز باری مساوی و مخالف با بار گویچه‌های برف کسب کنند.

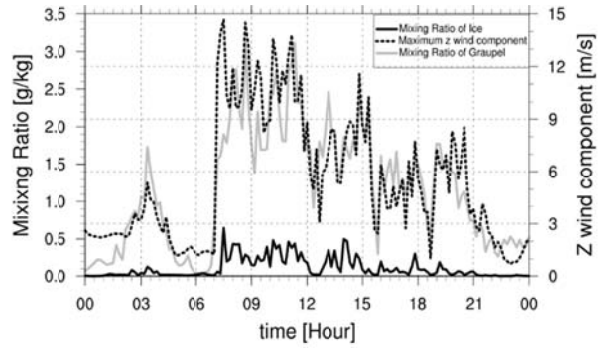
با توجه به اینکه تمرکز گویچه‌های برف در بخش پایینی ابر تندری (در دماهای بیشتر از دمای بازگشتی) بیشتر است و در این بخش گویچه‌های برف به صورت مثبت باردار می‌شوند؛ از این رو بار انتقال یافته به آنها نیز در مجموع مثبت شده است (شکل ۴-ب). به طور کلی در بخش پایینی ابر تندری گویچه‌های برف به صورت مثبت و بلورهای یخ به صورت منفی باردار می‌شوند و بلورهای یخ توسط فراهنج‌ها به بخش میانی و فوقانی ابر منتقل می‌شوند. آذرخش درون‌بری و برقراری میدان الکتریکی عمدتاً بین بارهای مثبت بخش فوقانی و بارهای منفی بخش میانی و پایینی ابر تندری رخ می‌دهد.

پس از محاسبه بار کل انتقال یافته به گویچه برف، میدان الکتریکی درون ابر و آستانه محاسبه می‌شود. شکل ۴-ج به خوبی زمان‌هایی را که میدان الکتریکی از مقدار آستانه فراتر رفته است، نشان می‌دهد. عمده فعالیت آذرخش‌های درون‌بری بین ساعت ۰۸:۰۰ تا ۱۳:۰۰ UTC رخ داده است. یافته‌های پژوهش میلر در سال ۲۰۰۱ که با به‌کارگیری مجموعه روابط ساندرز و همکاران (۱۹۹۱) انجام شد، نشان می‌دهد که پس از ایجاد دوقطبی معمول در ابر تندری و عبور میدان الکتریکی از حد آستانه درخش‌های آذرخش و تخلیه بار صورت می‌گیرد. همچنین آنها شدت فراهنج‌ها را قوی‌ترین پارامتری که به شدت با فراوانی آذرخش در ارتباط است، معرفی کردند. نتایج پژوهش حاضر نیز این نتایج را تأیید می‌کند (مقایسه شکل ۴-الف و ج).

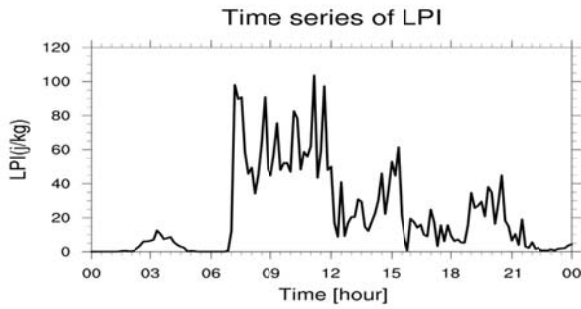
برای راستی‌آزمایی نتایج با مشاهدات حاصل از سنجنده LIS، ابتدا می‌بایست سری زمانی شاخص LPI با بارکل انتقال یافته به گویچه برف (با سری زمانی میدان الکتریکی محاسبه شده) مقایسه شوند. مقایسه شاخص LPI با خروجی سنجنده LIS به این دلیل است که این شاخص تنها شاخصی است که بر مبنای فرآیندهای باردارسازی ابر تندری محاسبه می‌شود و خروجی آن نمایش قابل قبولی از فعالیت آذرخش می‌باشد. سری زمانی شاخص LPI برای روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ در شکل ۴-د تطابق خوبی با سری‌های زمانی ارائه شده در شکل ۴ که به نوعی فعالیت آذرخش را تعیین می‌کنند، دارد. با اینکه شاخص LPI به خوبی توانسته سیر تحول زمانی بار کل انتقال یافته به گویچه برف و همچنین میدان الکتریکی را نشان بدهد، اما الگوی پهنه حاصل از خروجی شاخص LPI و مشاهدات سنجنده LIS هماهنگی مناسبی ندارند (جابه‌جایی مکانی الگوها قسمت‌های (ه) و (و) در شکل ۴). دمنتیوا و همکاران (۲۰۱۵) نشان دادند که مقادیر بیشینه و موقعیت مکانی شاخص LPI به شدت نسبت به طرح‌واره‌های خردفیزیکی انتخاب شده در اجرای مدل WRF حساس است؛ از این رو یکی از دلایل این عدم تطابق می‌تواند طرح‌واره انتخابی در مطالعه حاضر باشد. همچنین آنها عنوان کردند که این شاخص به صورت میانگین در مقایسه با مشاهدات آذرخش یک فروتخمین از تعداد درخش‌های آذرخش را نتیجه می‌دهد. برای مطالعه موردی ۱۷ آوریل نیز همانند ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ بررسی و تحلیل‌ها انجام شد. برای اختصار از ذکر نتایج آن خودداری می‌شود و در قسمت آتی که مقایسه دو مطالعه موردی می‌باشد، بررسی‌ها با جزئیات بیشتر ارائه خواهد شد.



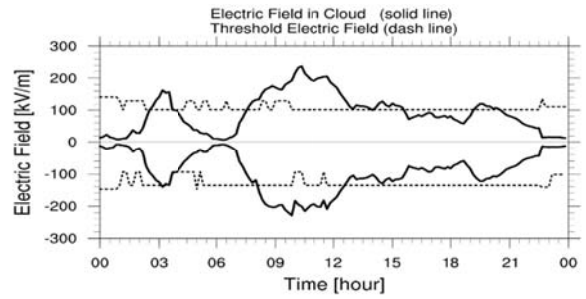
(ب)



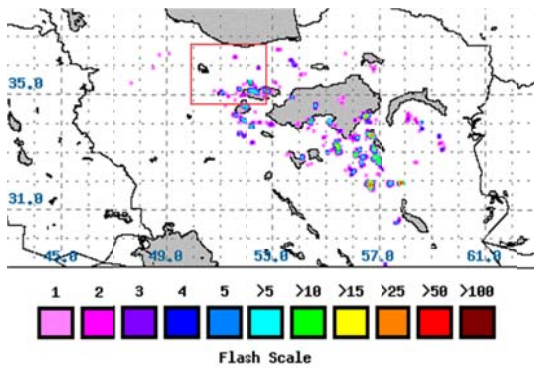
(الف)



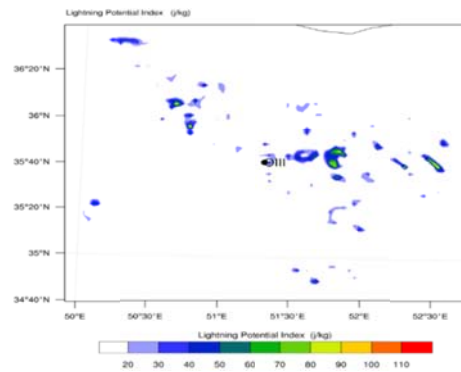
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۴. سری‌های زمانی (الف) نسبت آمیختگی گویچه برف (منحنی توپر خاکستری)، بلور یخ (منحنی توپر سیاه) و بیشینه سرعت قائم بالارو (منحنی خطچین سیاه)، (ب) بیشینه بار کل انتقال‌یافته مثبت (منحنی توپر) و منفی (منحنی خطچین) به گویچه برف، (ج) میدان الکتریکی درون ابر (منحنی توپر) و میدان الکتریکی آستانه (منحنی خطچین) و (د) شاخص LPI (برحسب J/kg) برای کل بازه زمانی ۱۵ آوریل. (ه) الگوی پهنه حاصل از شاخص LPI در داخلی‌ترین آشیانه شبیه‌سازی مدل WRF، (و) الگوی پهنه آذرخش کلی سنجنده LIS در نیمه شمالی کشور و مستطیل قرمز رنگ مطابق با داخلی‌ترین آشیانه شبیه‌سازی مدل WRF است (اعداد بالای رنگ‌ها تعداد آذرخش را نشان می‌دهند). شکل‌های (ه) و (و) مجموع روزانه (۲۴ ساعته) هستند.

## ۳-۳. مقایسه نتایج دو مورد مطالعاتی

در این بخش، مقایسه‌ای بین نتایج دو رخداد آذرخش مورد مطالعه ارائه می‌شود. طبق جدول ۳- الف هرچند مقادیر بیشینه نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ در مطالعه موردی ۱۵ آوریل از ۱۷ آوریل کمتر است، اما بیشینه مقدار سرعت بالارو در ۱۵ آوریل بیش از ۱۷ آوریل است (۱۵ متر بر ثانیه در مقابل ۱۳ متر بر ثانیه). این امر موجب شده تا بیشینه بار مثبت انتقال‌یافته به گویچه برف نیز بسیار بیشتر باشد ( $400^{\circ}\text{C}$  در برابر  $300^{\circ}\text{C}$ ). بازه زمانی که سرعت‌های قائم بالارو بیشتر از ۲ متر بر ثانیه بوده (بیشینه مقادیر فراهنج‌ها)، در هر دو مورد مطالعاتی با بازه‌ای که بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف فراتر از  $10^{\circ}\text{C}$  شده است کاملاً هم‌هنگی دارد (برای مثال در ۱۵

آوریل ۲۰۱۲ بین ساعت ۰۷:۰۰ تا ۲۱:۰۰ UTC). این نتیجه با پژوهش وانگ در سال ۲۰۱۴ که با بررسی دو توفان تندری نشان داد که به‌طور کلی سرعت‌های قائم بالارو نقش اساسی در فرآیند باردارسازی ایفا می‌کند، همسو است. عامل دیگری که باعث شده بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف در مورد مطالعاتی ۱۵ آوریل بیشتر باشد، ارتفاع قرارگیری بیشینه مقادیر سرعت‌های بالارو در فرا هنج‌هاست (۵-۸ km) که در ترازهای پایین ارتفاع بیشینه تجمع گویچه‌های برف (۳-۶ km) و بلورهای یخ (۷-۹ km) قرار گرفته است؛ این امر سبب شده برخورد بین گویچه‌های برف و بلورهای یخ بیشتر شود و با توجه به اینکه بیشینه سرعت بالارو در این مورد بیشتر بود ( $15\text{m/s}$ )، این روند را تشدید کرده است.

جدول ۳. الف: مقایسه مقادیر بیشینه، بازه زمانی (بر حسب گرینویچ) مقادیر بیشینه و محدوده ارتفاعی مقادیر بیشینه مربوط به نسبت‌های آمیختگی گویچه برف، بلور یخ، بیشینه مقادیر سرعت در فراهنج‌ها و بیشینه مقدار بار انتقال‌یافته به گویچه برف و ب: بیشینه مقدار شاخص LPI و بازه زمانی مقادیر بیشینه آن ( $>20\text{J/kg}$ ) و بیشینه مقدار میدان الکتریکی به همراه زمان رخداد آذرخش درون‌ابری برای دو مورد ۱۵ و ۱۷ آوریل ۲۰۱۲.

پارامتر رخداد	بیشینه مقدار نسبت آمیختگی گویچه برف			بیشینه مقدار نسبت بلور یخ			بیشینه مقدار سرعت بالارو			بیشینه بار انتقال‌یافته به گویچه برف		
	بازه زمانی ( $>2\text{ g/kg}$ )	محدوده ارتفاعی (km)	مقدار (g/kg)	بازه زمانی ( $>0.5\text{ g/kg}$ )	محدوده ارتفاعی (km)	مقدار (g/kg)	بازه زمانی ( $w>2\text{m/s}$ )	محدوده ارتفاعی (km)	مقدار (m/s)	بازه زمانی ( $q>100^{\circ}\text{C}$ )	محدوده ارتفاعی (km)	مقدار (fC)
۱۵ آوریل	۰۷:۰۰ الی ۱۶:۰۰	۳-۶	۳	۰۷:۰۰ الی ۰۸:۰۰	۷-۹	۰/۶	۰۷:۰۰ الی ۲۱:۰۰	۵-۸	۱۵	۰۷:۰۰ الی ۲۱:۰۰	۳-۴ (q+)	+۴۰۰
۱۷ آوریل	۰۷:۰۰ الی ۱۰:۰۰	۳-۵	۱/۵ ۳	۰۷:۰۰ الی ۱۰:۰۰	۷-۹	۰/۷	۰۷:۰۰ الی ۱۷:۰۰	۶-۹	۱۳	۰۷:۰۰ الی ۱۷:۰۰	۳-۴ (q+)	+۳۰۰
(الف)												
پارامتر رخداد	بازه زمانی (UTC) رخداد آذرخش درون‌ابری	بازه زمانی (UTC) مقادیر شاخص LPI ( $>20\text{ J/kg}$ )	بیشینه مقدار میدان الکتریکی (kV/m)	بیشینه مقدار شاخص LPI (J/kg)								
	۰۷:۳۰ - ۱۳:۰۰	۰۷:۰۰ - ۲۱:۰۰	۲۴۰	۱۰۰								
۱۵ آوریل	۰۷:۳۰ - ۱۳:۰۰	۰۷:۰۰ - ۲۱:۰۰	۲۴۰	۱۰۰								
۱۷ آوریل	۰۷:۳۰ - ۱۵:۳۰	۰۷:۰۰ - ۱۶:۰۰	۱۴۰	۶۵								
(ب)												

پژوهش‌های میلر و همکاران (۲۰۰۱)، منسل و همکاران (۲۰۱۰)، منسل و زیگلر (۲۰۱۳) و وانگ (۲۰۱۴) سازگار است.

زمان‌های رخداد آذرخش به‌خوبی با زمان‌های بیشینه شدن مقادیر نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ، مقادیر سرعت در فراهنج‌ها و بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف مطابقت دارد. شاخص LPI به‌خوبی می‌تواند تحول زمانی مطابق با بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف و همچنین میدان الکتریکی را نتیجه دهد؛ هرچند در مقایسه با مشاهدات سنجنده LIS خطای جابه‌جایی مکانی وجود دارد.

در نهایت با مقایسه دو مورد مطالعاتی مشخص شد که بیشینه مقادیر سرعت در فراهنج‌ها در مطالعه موردی ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ مابین تراز تجمع گویچه‌های برف و بلورهای یخ بود؛ درحالی‌که در مطالعه موردی دوم در ترازهای زیرین ابر (جایی که بیشترین تجمع بلورهای یخ بود) رخ داد. بیشینه مقدار میدان الکتریکی در مورد مطالعاتی ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ از مورد ۱۷ آوریل بیشتر بود و شاخص LPI نیز این برتری را پیش‌بینی کرد.

به‌طور کلی مقایسه دو مورد مطالعاتی نشان داد مقادیر بیشینه سرعت‌های بالارو و موقعیت آنها در فراهنج‌ها در میزان بار انتقال‌یافته و در نهایت بر آذرخش درون‌ابری نقش مهمی ایفا می‌کند؛ به این صورت که مقادیر قابل-ملاحظه سرعت‌های بالارو، برخورد بیشتر ذرات را به دنبال داشته و بار انتقال‌یافته به ذرات را نیز افزایش می‌دهد و همچنین قرارگیری بیشینه مقادیر سرعت بالارو مابین تراز تجمع گویچه‌های برف و بلورهای یخ سبب خواهد شد تا برخورد بیشتری بین گویچه‌های برف و بلورهای یخ صورت بگیرد.

#### مراجع

قرایلو، م.، پگاه فر، ن. و بیدختی، ع.ع.، ۱۳۹۳، مدل‌سازی انتقال بار الکتریکی درون ابر (آذرخش) و پیاده‌سازی آن در یک مدل پیش‌یابی یک‌بعدی ابر قائم، مجله

همان‌طور که انتظار می‌رفت بر طبق جدول ۳- ب بیشینه مقدار میدان الکتریکی در مورد مطالعاتی ۱۵ آوریل ۲۰۱۲ از مورد ۱۷ آوریل بیشتر است و شاخص LPI نیز این موضوع را تأیید کرده است. بازه زمانی بیشینه مقادیر شاخص LPI (با مقادیر بیشتر از ۲۰ J/kg) به‌خوبی با بازه زمانی بیشینه سرعت‌های بالارو و بیشینه بار کل انتقال‌یافته به گویچه برف در جدول ۳- الف هماهنگ است. از این‌رو این شاخص علی‌رغم خطای جابه‌جایی مکانی، تحول زمانی فعالیت آذرخش را در ناحیه مورد مطالعه به‌خوبی پیش‌بینی کرده است.

#### ۴. جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

با توجه به اطلاعات دریافتی از سازمان هواشناسی و مشاهدات سنجنده LIS دو مورد رخداد توفان تندری در روزهای ۱۵ و ۱۷ آوریل ۲۰۱۲ در منطقه تهران به کمک مدل WRF با استفاده از داده‌های FNL شبیه‌سازی شدند. بررسی الگوهای همدیدی و همچنین شاخص‌های ناپایداری نشان داد که شرایط برای ایجاد همرفت و وقوع توفان تندری تا حد زیادی در دو روز ذکر شده مهیا بوده است؛ شدت میدان الکتریکی داخل ابر با استفاده از خروجی‌های مدل WRF و بر مبنای روابط ساندرز و همکاران (۱۹۹۱) محاسبه شد. از مقایسه شدت میدان الکتریکی داخل ابر و میدان الکتریکی آستانه، زمان‌های رخداد آذرخش درون‌ابری به دست آمد.

بررسی نیم‌رخ قائم بار کل انتقال‌یافته به گویچه‌های برف نشان داد که بیشینه بار منتقل‌شده به آنها با تراز تجمعشان هم‌خوانی دارد. همچنین بررسی سری زمانی نسبت‌های آمیختگی گویچه برف و بلور یخ و بیشینه سرعت‌های قائم بالارو نشان داد زمان‌هایی که سرعت قائم بالارو افزایش پیدا می‌کند، نسبت آمیختگی گویچه برف و همچنین بار انتقال‌یافته به آن نیز افزایش پیدا کرده است. این مطلب با توجه به اینکه افزایش فراهنج‌ها منجر به برخورد بیشتر ذرات شده و بار انتقال‌یافته به ذرات را نیز افزایش می‌دهد، کاملاً توجیه‌پذیر است و نتایج در این بخش با نتایج

- رخداد آذرخش با استفاده از مدل میان‌مقیاس WRF در منطقه ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۴۲، شماره ۱، صفحات ۲۱۳-۲۲۰.
- Ackerman, S. and Knox, J. A., 2006, *Meteorology: understanding the atmosphere*. Cengage Learning.
- Bright, D. R., Wandishin, M. S., Jewell, R. E. and Weiss, S. J., 2005, January. A physically based parameter for lightning prediction and its calibration in ensemble forecasts. Preprints, Conf. on Meteor. Appl. of Lightning Data, Amer. Meteor. Soc., San Diego, CA (Vol. 3496, p. 30).
- Chen, F. and Dudhia, J., 2001, Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4), 569-585.
- Deierling, W. and Petersen, W. A., 2008, Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D16).
- Deierling, W., Petersen, W. A., Latham, J., Ellis, S. and Christian, H. J., 2008, The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D15).
- Demytyeva, S. O., Ilin, N. V. and Mareev, E. A., 2015, Calculation of the Lightning Potential Index and electric field in numerical weather prediction models. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 51(2), p. 186.
- Dudhia, J., 1989, Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077-3107.
- Janjic, Z. I., 1996, The Mellor-Yamada level 2.5 turbulence closure scheme in the NCEP Eta Model. *WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION-PUBLICATIONS-WMO TD*, 4-14.
- Janjić, Z. I., 1990, The step-mountain coordinate: physical package. *Monthly Weather Review*, 118(7), 1429-1443.
- Janjić, Z. I., 1994, The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122(5), 927-945.
- Kain, J. S. and Fritsch, J. M., 1993, Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. In *The representation of cumulus convection in numerical models*, 165-170, American Meteorological Society.
- Lin, P. F., Chang, P. L., Jou, B. J. D., Wilson, J. W. and Roberts, R. D., 2011, Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Weather and Forecasting*, 26(1), 44-60.
- Lin, Y. L., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1983, Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(6), 1065-1092.
- Liu, Y., Chen, F., Warner, T. and Basara, J., 2006, Verification of a mesoscale data-assimilation and forecasting system for the Oklahoma City area during the Joint Urban 2003 field project. *Journal of applied meteorology and climatology*, 45(7), 912-929.
- Lynn, B. and Yair, Y., 2010, Prediction of lightning flash density with the WRF model. *Advances in Geosciences*, 23, 11-16.
- Mansell, E. R., Ziegler, C. L. and Bruning, E. C., 2010, Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(1), 171-194.
- Mansell, E. R. and Ziegler, C. L., 2013, Aerosol effects on simulated storm electrification and precipitation in a two-moment bulk microphysics model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(7), 2032-2050.
- Mansell, E. R., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L. and Straka, J. M., 2005, Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D12).
- Marshall, T. C. and Rust, W. D., 1991, Electric field soundings through thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96 (D12), 22297-22306.
- Marshall, T. C., McCarthy, M. P. and Rust, W. D., 1995, Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D4), 7097-7103.
- Mason, B. L. and Dash, J. G., 2000, Charge and mass transfer in ice-ice collisions: Experimental observations of a mechanism in thunderstorm electrification. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D8), 10185-10192.
- Mellor, G. L. and Yamada, T., 1982, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20(4), 851-875.
- Miller, K., Gadian, A., Saunders, C., Latham, J. and Christian, H., 2001, Modelling and

- observations of thundercloud electrification and lightning. *Atmospheric Research*, 58(2), 89-115.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663-16682.
- Petersen, W. A. and Rutledge, S. A., 1998, On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D12), 14025-14040.
- Price, C. and Rind, D., 1992, A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D9), 9919-9933.
- Saunders, C. P. R., Bax-Norman, H., Emersic, C., Avila, E. E. and Castellano, N. E., 2006, Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132(621), 2653-2673.
- Saunders, C. P. R., Keith, W. D. and Mitzeva, R. P., 1991, The effect of liquid water on thunderstorm charging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D6), 11007-11017.
- Thompson, G., Rasmussen, R. M. and Manning, K., 2004, Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review*, 132(2), 519-542.
- URL1: [http:// weather. uwyo. edu/ upperair/ sounding. html](http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)
- Wang, F., 2014, The comparison and the analysis of the simulation results of two thunderstorm cells and a non-thunderstorm cell.
- Wiens, K. C., Rutledge, S. A. and Tessendorf, S. A., 2005, The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(12), 4151-4177.
- Yair, Y., Lynn, B., Price, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Morin, E., Mugnai, A. and Llasat, M. D. C., 2010, Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D4).

## Case study of the impact of some of dynamical and microphysical properties of cloud on the intra-cloud lightning using WRF model

Hosseini, M.<sup>1</sup>, Gharaylou, M.<sup>2\*</sup> and M. Farahani, M.<sup>3</sup>

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

2. Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 15 Aug 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

### Summary

Lightning is one of the distinct characteristics of thunderstorms. This phenomenon is the most important natural hazards for the power stations, the airline industry, wind farms, forestry management and public due to the high current and temperature at lightning channels. Lightning activity usually occurs 10 to 20 minutes earlier than precipitation and so is needed for the skill of short-term forecasts.

In this research, to study some of dynamical and microphysical properties of intra-cloud electric field and lightning, the Mesoscale WRF model was used for simulation of two thunderstorm events (on 15 and 17 April 2012) with different CAPE in Tehran area. It is noteworthy that these case studies have been chosen according to data taken from the Iranian Meteorological Organization (IRIMO) and Lightning Imaging Sensor (LIS). Simulations were conducted using the WRF model initiated by FNL data and are provided in 1 degree space and 6-hour time resolution. Each of the simulations was performed for 36 hours and the first 12 hours of simulation were considered as the spin-up time. It uses one-way nesting for 3 meshes of 27-, 9- and 3-km horizontal grid spacings. Thirty-five vertical levels with a maximum height of 50 hPa were used for all domains. Then, the charge separation scheme was coded based on Saunders et al. (1991) relations. Then, the intensity of the intra-cloud electric field was calculated using outputs of the WRF model simulations and Saunders's scheme for two selected case studies.

Comparison of the intensity of the intra-cloud electric field and threshold electric field, resulted the time of occurrence of intro-cloud lightning. Also, the effect of maximum values of graupel and ice mixing ratios and maximum values of vertical velocity on charge separation was investigated. To verify the results, output of LPI index was compared to LIS data. Vertical profiles of graupel and ice mixing ratios showed the presence of graupels in the lower levels compared to ice crystals. Also, vertical profile of the charge transferred per collision showed that the maximum values of that is consistent with the presence level of graupels. Moreover, time series of above mentioned parameters showed that the increase of vertical velocity lead to not only the increase of the graupel mixing ratio but also the increase of charge transferred per collision. The results also showed that the time of lightning occurrence well matched with the occurrence time of maximum values of the above mentioned parameters. The LPI index well predicted the time evolution of lightning activity in the study area despite of a relative inability to predict the likely area of lightning activity. Comparison between two case studies showed that the presence of updraft core between the core of graupels and ice crystals had more influence on charge transferred and intro-cloud lightning activity. Analysis of charge polarization also showed that the co-existence of graupel and ice crystal was necessary for charge separation. It also showed that the dominant structure of the electric charges were mainly bipolar, and this kind of polarization resulted in the occurrence of intro-cloud lightning based on previous researches.

**Keywords:** Lightning, Graupel, Ice crystal, vertical velocity, WRF model, LPI.

---

\* Corresponding author:

gharaylo@ut.ac.ir