

مدل‌سازی انتقال بار الکتریکی درون ابر (آذرخش) و پیاده‌سازی آن در یک مدل پیش‌یابی یک‌بعدی ابر قائم

مریم قرایلو^{۱*}، نفیسه پگاه‌فر^۲ و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۳

^۱استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲استادیار، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران، ایران

^۳استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۲/۱۴، پذیرش نهایی: ۹۲/۷/۱۶)

چکیده

یکی از پدیده‌های جوی آذرخش است. برخورد گویچه‌های برف با ذرات یخ (یا برف) در جریان‌های بالاروی قائم و در حضور آب مایع ابراشباع، موجب تفکیک بارهای الکتریکی در ابرها و ایجاد آذرخش می‌شود. علی‌رغم اینکه آذرخش از مشخصه‌های سامانه‌های شدید آب و هوایی به شمار می‌رود، اما امکان پیش‌بینی پتانسیل وقوع آن در پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت تا حد کمی برآورده شده است. لذا هدف اصلی در این تحقیق، بررسی تفکیک بار درون ابر (در مقیاس خردفیزیک) و پیاده‌سازی آن در قالب یک مدل یک‌بعدی ابر به‌منظور مشخص کردن چگالی بار در یک توفان تندری است. درنهایت با استفاده از مقایسه بین شدت میدان الکتریکی (ناشی از بارهای ایجاد شده در داخل ابر) و میدان بار الکتریکی آستانه، زمان شکل‌گیری آذرخش برای یک مورد تحقیقاتی برآورد می‌شود. در این پژوهش میانگین بار انتقالی حاصل از برخورد گویچه برف و بلور یخ با کاربست روابط پارامتری سندرز و همکاران (۱۹۹۱) و با استفاده از یک گمانه‌زنی ایده‌آل شبیه‌سازی شد. این شبیه‌سازی به‌مدت ۷۰ دقیقه با گام زمانی ۱ ثانیه و قدرت تفکیک مکانی ۲۵۰ متر در راستای قائم تا ارتفاع ۱۵ کیلومتری صورت گرفت. برای بررسی رخداد آذرخش پارامترهای سرعت قائم نسبی گویچه‌های برف نسبت به هوای درون ابر، نسبت‌های اختلاط گویچه برف و یخ، میدان الکتریکی حاصل از برخورد گویچه برف و بلور یخ و میانگین بار انتقالی در این برخورد محاسبه شد. تحلیل نتایج نشان داد که در این مورد تحقیقاتی رخدادهای آذرخش در بین زمان‌های ۳۵ تا ۵۰ دقیقه بعد از زمان آغازگری رخ داده است. نکته قابل‌توجه حضور هم‌زمان گویچه‌های برف و بلور یخ در درون ابر در آغازگری میدان الکتریکی است. با برقراری این شرط و ایجاد برخورد بین این ذرات میدان الکتریکی درون ابر به‌وجود می‌آید. به محض اینکه شدت میدان الکتریکی (مثبت یا منفی) از حد آستانه تعریف شده مارشال و همکاران (۱۹۹۵) بیشتر شود، آذرخش اتفاق می‌افتد. با گذشت زمان و کاهش نسبت‌های اختلاط گویچه‌های برف و بلورهای یخ میدان الکتریکی درون ابر در ارتفاع‌های بالا تضعیف شده و میدان الکتریکی در ارتفاع‌های پایین‌تر (به‌واسطه ریزش ذرات بارشی) تشکیل می‌شود. شکل‌گیری میدان منفی با توجه به علامت منفی بار الکتریکی انتقال‌یافته در برخورد قابل‌توجه است.

واژه‌های کلیدی: مدل یک‌بعدی ابر، مدل‌سازی انتقال بار درون ابر، آذرخش درون ابر، گویچه برف، بلور یخ، شدت میدان الکتریکی درون ابر

Electrical charge transfer modeling (lightning) in cloud and its implementation in a one-dimensional prognostic cloud model

Gharaylou, M.¹, Pegahfar, N.² and Bidokhti, A. A.³

¹Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Assistant Professor, Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, Tehran, Iran

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

(Received: 04 May 2013, Accepted: 08 Oct 2013)

E-mail: gharaylo@ut.ac.ir

دورنگار: ۰۲۱-۸۸۶۳۰۴۷۹

تلفن: ۰۹۱۲۵۰۴۹۵۵۱

*نگارنده رابط:

Summary

One of the most dazzling events in the atmosphere is lightning. During updrafts in the life cycle of cumulus clouds, collision of graupels and ice crystals in the presence of liquid water results in vertical separation of electrical charges and lightning. There are four types of lightening depending on the location of discharge.

The first type is cloud-to-ground lightning or fork lightning that happens due to electrical discharge between the cloud base and the negatively charged earth. Where the regions with opposite electrical charge within a cloud are connected, intra-cloud lightning occurs. The third one is lightning between clouds with opposite electric charge namely cloud-to-cloud lightening or sheet or heat lightening and the last one is known as cloud-to-air lightening.

In spite of the fact that lightning is considered as a part of severe weather systems, but it is hard to be predicted in short-term prediction. A thunderstorm could contain several tens of Coulombs of charge. The negative charge region has a temperature of -5 to -10°C while the positive charge region is located 2-3km upper than the negative charge location. In the gravity separation theory (principle of this research) some microphysical processes lead to charge separation. Negative charges are carried by heavier particles (cloud droplets, ice crystals and ions). Therefore during precipitation, negative charges accumulate in the lower levels while positive charges moved upwards by updrafts within the cloud.

In this paper, it is shown that the charge transfer due to interaction of charged particles (collision of graupels and ice crystals) is the most important ionization process. Two processes of non-inductive and inductive ionization are almost considered. In non-inductive ionization process, collision of hydrometeors results in charge separation. Whilst in the inductive one the existence of an external field induces polarization, and then charge separation occurs. However, non-inductive process that happens because of collision between the graupels and ice crystals in the presence of liquid water has the most significant role in the charge transfer (Sanders et al. 1991, Miller et al. 2001). In this work, the non-inductive ionization mechanism is applied.

In this research outputs of a one-dimensional cloud model were used (including vertical velocity, mixing ratios of graupels and ice, liquid water content, terminal velocity of graupels and temperature) to simulate the charge transfer intracloud (at microphysics scale). The vertical one-dimensional cloud model (Explicit Time-dependent Model (ETM)) is based on Chen and Sun (2002) equations (Gharaylou et al., 2009). The cloud in this model is considered as a cylindrical column of air with a constant radius. Non-hydrostatic pressure is assumed within the cloud column while the environment is in hydrostatic equilibrium. In the cloud model, the microphysical processes such as evaporation/sublimation, deposition/condensation, melting, freezing, aggregation, accretion and Bergeron process, entrainment and detrainment and lateral and vertical eddy mixing effects have been considered. In the ETM model convection is initiated using a potential temperature perturbation based on Chen and Sun (2004) relation.

To proceed, an idealized sounding was used as the input data. This profile consists of temperature, relative humidity and ambient pressure. Surface temperature and relative humidity are equal to 298 K and 94.5%. Its temperature profile was determined according to dry adiabatic lapse rate below 1 km, saturated adiabatic lapse rate from 1 to 10 km and isothermal for upper levels. The relative humidity increased linearly below 1 km and afterwards decreased with a rate of 5%. The vertical velocity initialized based on Ogura and Takahashi (1971) relations.

In this research, the mean charge transferred per collision of graupels and ice crystals was simulated using parametric equations suggested by Sanders et al (1991). The simulation has been done for 70 minutes with 1 second time step. The vertical resolution was typically 250 meter up to 15 km above ground level. The studied parameters consist of relative vertical velocity of graupels, mixing ratios of graupels and ice, electric field and mean charge transfer per collision.

The results showed that lightning happened between 35-50 minutes inward simulation. It is worth to note that simultaneous presence of graupels and ice crystals guarantees the initiation of electric field in the cloud. Once the electric field intensity (positive or negative) exceeded the threshold electric field defined by Marshall et al. (1995), lightning occurred. Decrease of mixing ratios of graupels and ice crystals leads to weakened electric field in the upper levels. Precipitation also results in electric fields form at the lower altitudes. The negative sign of electric field can be inferred from the negative charge transfer in collisions.

Keywords: 1-D prognostic cloud model, Intracloud charge transfer modeling, Intracloud lightning, Graupel, Ice crystal, Intracloud electric field

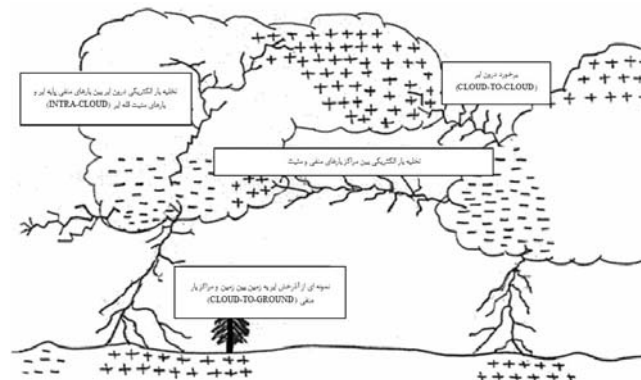
۱ مقدمه

آذرخش‌هایی که مناطق با بارالکتریکی مخالف را در درون یک ابر به هم متصل می‌کند، «آذرخش درون ابری» نامیده می‌شود که فراوانی آن، چندین برابر آذرخش ابر به زمین است.

ایجاد آذرخش بین دو یا چند ابر با بار الکتریکی مخالف را «آذرخش ابر به ابر» می‌نامند که «آذرخش پهن» یا «آذرخش داغ» (Sheet or Heat Lightning) نیز نامیده می‌شود که بیشتر هوایماها را مورد اصابت قرار می‌دهد. البته احتمال وقوع آن کمتر از دو نوع دیگر است. آخرین نوع آذرخش، آذرخش ابر به هوا نامیده می‌شود.

برحسب موقعیت مناطقی با بار الکتریکی مخالف در هر تخلیه الکتریکی، چهار نوع آذرخش وجود دارد (شکل ۱):

تخلیه الکتریکی بین پایه ابر با بار الکتریکی منفی و زمین، «آذرخش ابر به زمین» یا «آذرخش چنگالی» (Fork Lightning) گویند که همانند ریشه درختان و به شکل مجاری چندگانه است. معمولاً هنگامی که با برخی از عوامل مانند باد شدید، بخش فوقانی ابر تندی که دارای بار الکتریکی مثبت است از بین می‌رود، تخلیه الکتریکی بین ابر و زمین ایجاد می‌شود.



شکل ۱. نمای طرحوار از انواع آذرخش در انواع توفان‌های تندی (درون ابر، ابر به زمین، ابر به ابر و ابر به هوا) برگرفته از سایت ناسا

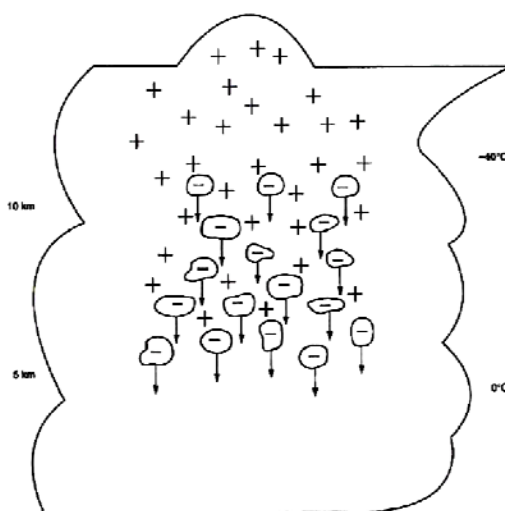
(<http://www.gr.ssr.upm.es/~jambrina/rayos/thunder.msfc.nasa.gov/primer.html>)

در برهم کنش ذرات باردار مهم‌ترین فرایند باردارسازی است. در باردارسازی در توفان‌های تندری دو فرایند غیرالقایی (non-inductive) و القایی (inductive) مهم است. در فرایند غیرالقایی برخورد آب شهاب‌ها منجر به تفکیک بار می‌شود درحالی‌که در فرایند القایی وجود یک میدان خارجی که قبل از القا وجود دارد، قطبش بارها را به ذرات القا می‌کند و سپس تفکیک بار رخ می‌دهد. با وجود این فرایندهای غیر القایی که از برهم کنش بین ذرات یخ و گویچه برف در حضور آب مایع رخ می‌دهد، در فرایند انتقال بار اولیه نقش برجسته‌ای دارد (سندرز و همکاران ۱۹۹۱ و میلر و همکاران ۲۰۰۱). در این پژوهش مورد آخر به‌منزله سازوکار اصلی مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

در این راستا در این پژوهش بعد از توصیف داده‌های گمانه‌زنی ایده‌آل استفاده شده در بخش ۲، توضیح مختصری از مدل یک‌بُعدی ابر، مدل انتقال بار الکتریکی و شرایط آغازگری آذرخش در بخش ۳ بیان می‌شود. نتایج حاصل از شبیه‌سازی آذرخش برای گمانه‌زنی ایده‌آل در بخش ۴ و در انتها جمع‌بندی نتایج در بخش ۵ عرضه می‌شود.

توزیع بار در یک ابر تندری به‌نحوی است که اغلب بارها چند 10^8 C (کولمب) هستند و ناحیه بارهای منفی دارای دمای 0°C تا -10°C است و ناحیه بارهای مثبت ۲-۳ کیلومتر بالای آن قرار دارد. در فرضیه گرانثی فرض شده است که برخی از فرایندهای خردفیزیکی موجب جدایی بار می‌شوند. بارهای منفی روی ذرات سنگین‌تر (قطرات ابر، بلورهای یخ و یون‌ها) گذاشته می‌شوند. بنابراین در هنگام سقوط به سمت پایین در ابر، بار منفی در نواحی پایین تجمع می‌کند و با حرکت بالارو بارهای مثبت در قسمت بالای ابر قرار می‌گیرند.

آذرخش وقتی رخ می‌دهد که میدان الکتریکی در برخی مناطق از یک مقدار آستانه بیشتر شود. در جو خشک و یا محیط آزمایشگاهی میدان الکتریکی لازم برای تولید جرقه‌ای بین الکترودها 3000 کیلوولت بر متر است. با وجود این در ابرهای تندری مقادیر بحرانی با مرتبه بزرگی کوچک‌تری رخ می‌دهد (لاتام، ۱۹۷۷). مارشال و روست (۱۹۹۱) میانگین میدان الکتریکی لازم درون ابر را 100 کیلوولت بر متر و مقدار بیشینه آن را 150 کیلوولت بر متر برآورد کردند. در این پژوهش انتقال بار

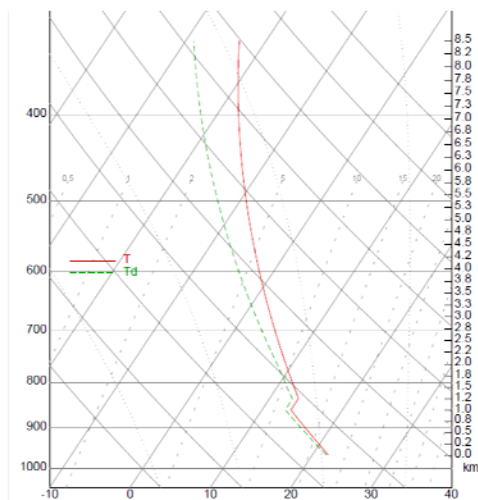


شکل ۲. نمای طرحواره‌ای از جدایی بار توسط نیروی گرانث (ویلیامز، ۱۹۸۹).

فرایندهای قائم به وسیله پخش پیچکی بر مبنای نظریه k که اختلاف بین بیشینه‌ها و کمینه‌ها را کاهش می‌دهد، نمایش داده می‌شود. پخش پیچکی به صورت یک فرایند پادگرادیان است و گسترش ابر را با پخش تکانه، گرما و بخار آب متوقف می‌کند (شی اینو، ۱۹۷۸). متغیرهای پیش‌یابی در مدل، سرعت قائم (w)، دمای پتانسیلی معادل یخ (θ_{ei})، نسبت‌های اختلاط بخار آب (q_v)، آب ابر (q_c)، یخ ابر (q_i)، باران (q_r)، برف (q_s) و گویچه برف (q_g) هستند. پارامترسازی خردفیزیک مورد استفاده در این مدل نیز براساس طرحواره خردفیزیک لین و همکاران (۱۹۸۳) و راتلیج و هوبس (۱۹۸۴) با برخی تغییرات (چن و سان، ۲۰۰۲) است که در این طرحواره برهم‌کنش‌های بین شش آب شهاب از جمله تبخیر/تصدید، نهشت/میعان، انجماد، ذوب، انبوهش، برافزایش و فرایندهای برجران در نظر گرفته شده است.

همرفت در مدل ETM با استفاده از یک پریشیدگی دمای پتانسیلی بر مبنای رابطه زیر آغازگری می‌شود (چن و سان، ۲۰۰۴):

$$\theta' = 0.367 \sin\left(\frac{\pi z}{2000}\right), \quad z \leq 2000m \quad (2)$$



شکل ۳. گمانه‌زنی ایده‌آل استفاده شده برای آغازگری مدل یک‌بُعدی ابر که خط پُر سرخ، دما ($^{\circ}C$) و خط‌چین سبز، دمای نقطه شبنم ($^{\circ}C$) را نشان می‌دهد.

۲ داده‌ها، گمانه‌زنی ایده‌آل

یک گمانه‌زنی ایده‌آل درحکم داده‌های ورودی دما، رطوبت نسبی و فشار محیط (شکل ۳) مورد استفاده قرار می‌گیرد. این نمایه همچنین در تحقیقی دیگر مورد استفاده پارک و دروگک میسر (۱۹۹۷) قرار گرفته است. دمای سطح زمین برابر با ۲۹۸ درجه کلونین و رطوبت هوا ۹۴٫۵ درصد فرض شده است. آهنگ افت دما با ارتفاع برابر با آهنگ افت دمای بی‌دررو در زیر ۱ کیلومتر و آهنگ افت دمای تر در بالای ۱ کیلومتری تا ۱۰ کیلومتر و بالاتر از آن به صورت هم‌دما است. این مقدار رطوبت با ارتفاع تا ۱ کیلومتر به‌طور خطی افزایش و از آن به بعد با آهنگ ۰٫۵٪ کاهش می‌یابد. در زمان آغازگری، مولفه قائم سرعت (w) برحسب متر بر ثانیه با استفاده از روابط اوگورا و تاکاهاشی (۱۹۷۱) به صورت زیر در نظر گرفته شده است:

$$\left. \begin{aligned} w &= z \times (2 - z) & \text{اگر } z < 2 \text{ km} \\ w &= 0.0 & \text{در غیر این صورت} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

۳ توصیف مدل

۱-۳ مدل یک‌بُعدی ابر

مدل ابر یک‌بُعدی قائم (مدل صریح وابسته به زمان، Explicit Time-dependent Model (ETM) بر مبنای چن و سان (۲۰۰۲) نوشته شده است (قرایلو، ۱۳۸۹). در این مدل، ابر به صورت ستونی استوانه‌ای از هوا با شعاع ثابت مدل می‌شود. فشار غیرهیدروستاتیک در محیط داخل ابر در نظر گرفته شده و فرض می‌شود که محیط پیرامون ستون ابر در تعادل هیدروستاتیک باشد. درون‌آمیختگی از راه دو سازوکار صورت می‌گیرد: اختلاط جانبی به علت تبادل تلاطمی در مرز ابر فرایند دینامیکی درون شارش و برون شارش در نتیجه پایستگی جرم.

این ویژگی مدل را تقریباً ۱/۵ بُعدی می‌کند.

ابر (LWC)، برحسب گرم بر متر مکعب) در هر تراز با استفاده از رابطه زیر به دست می آید:

$$LWC = \rho[q_c + q_r + q_i + q_s + q_g] \quad (5)$$

در رابطه (۵) چگالی هوا است. پارامتری سازی مورد استفاده در محاسبه q برای تولید بارهای مثبت و منفی براساس شکل ۴ در جدول ۱ آمده است.

معادله انتقال بار کل به گویچه برف در اثر برهم کنش با بلور یخ از رابطه (۶) محاسبه می شود (سندرز و همکاران، ۱۹۹۱):

$$\Delta Q = Fd^m v^n q \quad (6)$$

که در آن، مقادیر ثابت m ، n و F در جدول ۲ آمده است. در این رابطه d اندازه قطر گویچه برف (متر)، v سرعت نسبی گویچه برف به بلور یخ (متر بر ثانیه) است. با توجه به اینکه بزرگی سرعت حد گویچه برف از مقدار سرعت حد بلور یخ بسیار بیشتر است، سرعت نسبی گویچه برف به بلور یخ با سرعت گویچه برف تقریب زده می شود.

نتیجه کاربست روابط پارامتری انتقال بار حاصل از برخورد گویچه برف و بلور یخ برگرفته از سندرز و همکاران (۱۹۹۱) برای شبیه سازی ایده آل ابر کومه ای در این پژوهش در شکل ۵ نشان داده شده است. این شکل توزیع بار کل تولید شده را برحسب دما و آب محتوی ابر نشان می دهد. مطابق این شکل با افزایش آب محتوی ابر علامت بار تولید شده از مثبت به منفی تغییر می کند. در مقادیر کم آب محتوی ابر توزیع بار انتقال یافته در دماهای منفی با نتایج سندرز و همکاران (۱۹۹۱) هم خوانی دارد. لازم به ذکر است که توزیع قائم آب محتوی ابر در مورد این تحقیق تا ۱/۵ گرم بر مترمکعب و توزیع دمایی شامل دماهای مثبت نیز است.

گمانه زنی داده های دما، رطوبت نسبی و فشار محیط ورودی این مدل را تشکیل می دهد. برای شبیه سازی ایده آل محاسبات در راستای قائم در محدوده ۱۵ کیلومتر از سطح زمین با تفکیک ۲۵۰ متر (۶۱ تراز) صورت گرفت. در حالت شبیه سازی مورد تحقیقاتی واقعی تفکیک قائم ثابت نبوده است. گام زمانی انتخابی برابر با ۱ ثانیه و طول زمان انتگرال گیری برابر با ۷۰ دقیقه است. در این اجرا مقدار شعاع ستون ابر ۳۰۰۰ متر در نظر گرفته شده است.

۳-۲ مدل انتقال بار الکتریکی در درون ابر

جایاراتنه و همکاران (۱۹۸۳)، کیت و سندرز (۱۹۹۰) و سندرز و همکاران (۱۹۹۱) آزمایش های زیادی برای ارزیابی سازوکارهای باردارسازی غیرالقایی به انجام رساندند. کارهای اندکی در زمینه ارزیابی مدل های عددی براساس روابط به دست آمده از نتایج آزمایشگاهی صورت گرفته است (از جمله آلبرشت و همکاران، ۲۰۰۸). کاربردی کردن نتایج حاصل از آزمایش ها در بخش مدل سازی، نکات بحث برانگیز بی شماری به ویژه در مورد پارامتری سازی های گوناگون وجود دارد. در این پژوهش قطر گویچه برف (d) با استفاده از روابط لین و همکاران (۱۹۸۳) به شکل زیر تعیین می شود:

$$d = v^{1/2} * \left(\frac{3C_D \rho}{4g\rho_g}\right)^{1/2} \quad (4)$$

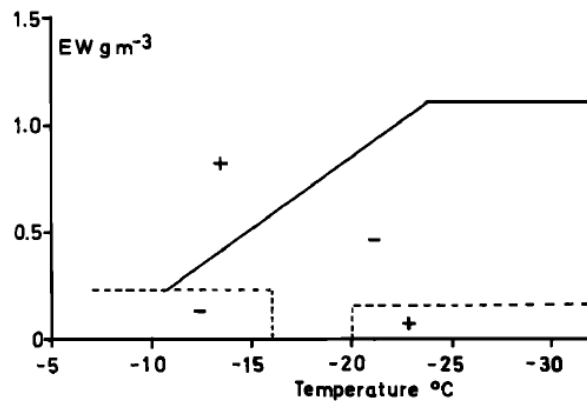
که در آن، v سرعت حد گویچه برف، ρ_g چگالی آن و C_D ضریب کشال است که برابر ۰/۶ در نظر گرفته شده است.

در مدل به کار رفته در این پژوهش، انتقال بار به گویچه برف (q) به صورت تابعی از LWC (گرم بر متر مکعب) و دما (درجه سلسیوس) محاسبه می شود (سندرز و همکاران، ۱۹۹۱). مقدار محتوی آب مایع

جدول ۱. شرایط مشخص شده برحسب دما و محتوی آب مایع در محاسبه مقدار بار انتقال یافته به گویچه برف برای بارهای مثبت و منفی (برگرفته از سندرز و همکاران، ۱۹۹۱).

وضعیت بار	دما ($^{\circ}\text{C}$)	محتوی آب مایع (g/m^3)	انتقال بار به گویچه برف (fC)
بار منفی	$T > -15/99$	$0.046 < \text{LWC} < 0.1369$	$q = (419.4 \times \text{LWC}) + 7.9$
	$T > -15/99$	$0.14 < \text{LWC} < 0.221$	$q = (419.4 \times \text{LWC}) - 92.6$
	$-19/99 < T < -15/99$	$\text{LWC} < \text{CEW}$	$q = 3.02 - (31.76 \times \text{LWC}) + (26.53 \times \text{LWC}^2)$
بار مثبت	$T < -19/99$	$0.06 < \text{LWC} < 0.12$	$q = (2041.8 \times \text{LWC}) - 128.7$
	$T < -19/99$	$0.12 < \text{LWC} < 0.16$	$q = (-2900.2 \times \text{LWC}) + 462.9$
	$-19/99 < T < -15/99$	$\text{LWC} < \text{CEW}$	$q = (20.22 \times \text{LWC}) - (1.36 \times (-T)) + 10.05$

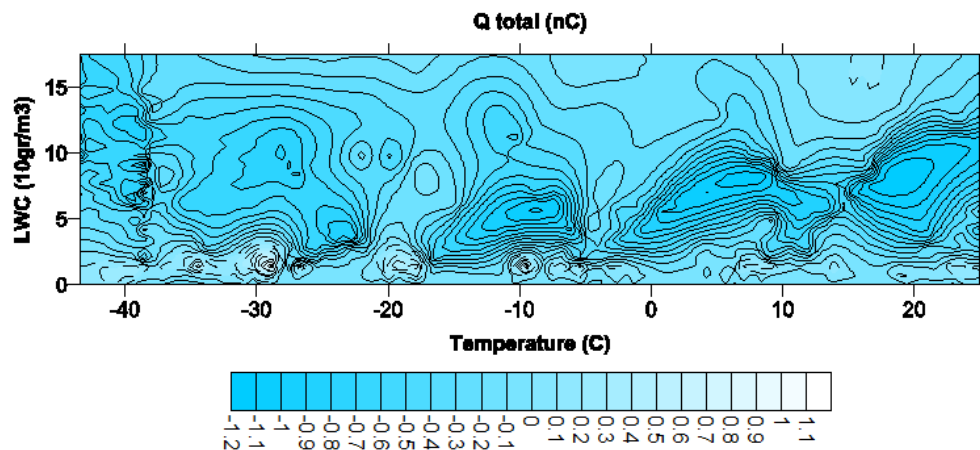
CEW، مقدار بحرانی محتوی آب مایع ابر را نشان می دهد.



شکل ۴. توزیع علامت بار انتقال یافته به یک گویچه برف در اثر برخورد با یک بلور یخ به صورت تابعی از دما و محتوی آب مایع موثر (EW) (سندرز و همکاران، ۱۹۹۱).

جدول ۲. مقادیر ثابت های پیشنهاد شده سندرز و همکاران (۱۹۹۱).

علامت بار	F	n	m	اندازه بلور برحسب میکرون
+	$4/9 \times 10^{13}$	۲/۵	۳/۸	کوچک تر از ۱۶۰
+	$4/0 \times 10^6$	۲/۵	۱/۹	بین ۱۵۰ و ۴۵۰
+	۵۲/۸	۲/۵	۰/۴۴	بزرگ تر از ۴۵۰
-	$5/2 \times 10^8$	۲/۸	۲/۵	کوچک تر از ۲۵۰
-	۲۴	۲/۸	۰/۵	بزرگ تر از ۲۵۰



شکل ۵. بار کل تولید شده (nC، نانو کولمب) در ابر کومه‌ای در شبیه‌سازی ایده‌آل به صورت تابعی از دما ($^{\circ}\text{C}$) و محتوی آب مایع درون ابر (g/m^3) با استفاده از روابط پارامتری سندرز و همکاران (۱۹۹۱). بازه پربندها 0.05 nC ، بیشینه مقدار بار مثبت 1.19 nC و بیشینه مقدار بار منفی -1.15 nC است.

که در آن، ϵ_0 مقدار ثابت دی‌الکتریک هوا و برابر با (فاراد بر متر) 8.854×10^{-12} است. میدان الکتریکی بر اساس پتانسیل الکتریکی (ϕ) و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\vec{E} = -\nabla\phi \quad (9)$$

که در آن، ϕ با حل معادله پواسون ($\nabla^2\phi = -\frac{\rho}{\epsilon_0}$) با استفاده از روش عددی تکرار جاکوبی به دست می‌آید.

۴ تحلیل نتایج

۴-۱ شبیه‌سازی ایده‌آل

شکل ۶ نیم‌رخ قائم سرعت قائم درون ابر (خطوط آبی‌رنگ)، سرعت قائم گویچه‌های برف (خطوط سرخ‌رنگ) و سرعت نسبی گویچه‌های برف نسبت به هوای درون ابر (خطوط سیاه‌رنگ) از زمان ۲۵ تا ۶۰ دقیقه شبیه‌سازی با بازه ۵ دقیقه‌ای را نشان می‌دهد. در دقیقه ۲۵ در ارتفاع ۱۰ کیلومتری کمینه سرعت نسبی به مقدار -3.76 متر بر ثانیه و بیشینه آن به $17/8$ متر بر ثانیه در ارتفاع ۸ کیلومتری می‌رسد. شکل ۷ نشان می‌دهد که در دقیقه ۲۵ شبیه‌سازی نسبت اختلاط گویچه برف به مقدار $3/5$ گرم بر کیلوگرم است درحالی‌که در این زمان هیچ

۳-۳ آغازگری آذرخش

پارامترسازی آذرخش بعد از باردار شدن گویچه‌های برف صورت می‌گیرد. در پارامترسازی آذرخش از مقادیر مشاهداتی میدان الکتریکی به منظور تعریف آستانه میدان الکتریکی موردنیاز برای شروع آذرخش استفاده می‌شود. در هر نقطه شبکه‌ای که مقدار بار الکتریکی از مقدار آستانه معرفی شده بیشتر شود، آذرخش اتفاق می‌افتد. بدین‌منظور لازم است تا یک میدان الکتریکی آستانه تعریف شود تا متوسط انرژی جنبشی یک الکترون پُرانرژی (یک مگاالکترون ولت) در هنگام انتقال انرژی در حین برخورد ثابت باقی بماند (مارشال و همکاران، ۱۹۹۵). میدان الکتریکی آستانه ($E_{\text{Breakeven}}$) برحسب کیلوولت بر متر با ارتفاع (z) برحسب کیلومتر کاهش می‌یابد و توزیع قائم چگالی هوا (ρ) کیلوگرم بر متر مکعب) را نیز در بر می‌گیرد.

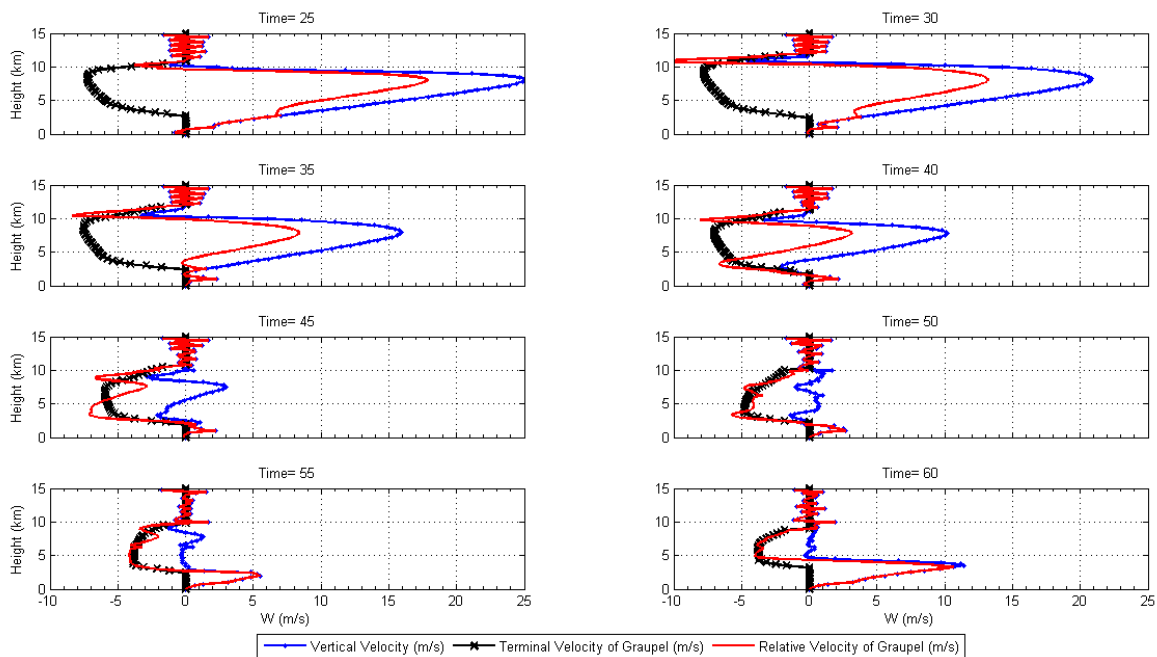
$$E(z) = \pm 167\rho(z), \quad \rho(z) = 1.208 \exp\left(-\frac{z}{8.4}\right) \quad (7)$$

در این پژوهش میدان الکتریکی در هر نقطه شبکه‌ای با استفاده از معادله گاوس به شکل زیر محاسبه شد:

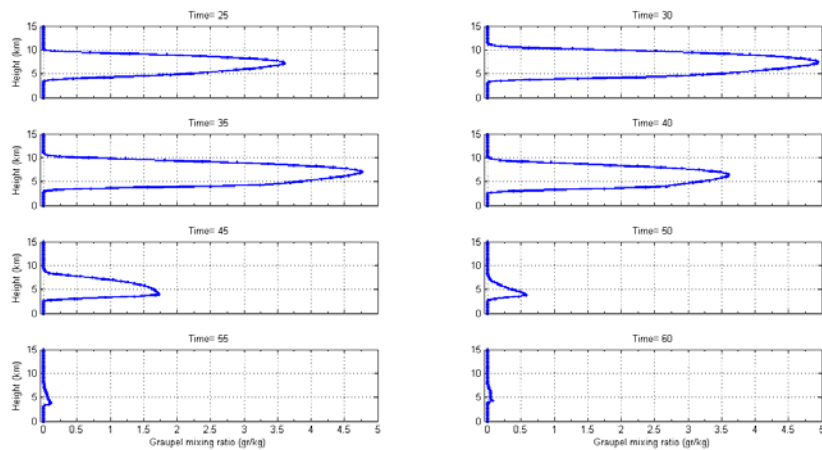
$$\nabla \cdot E = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (8)$$

با گذشت زمان شبیه‌سازی بیشینه نسبت اختلاط گویچه برف و بلور یخ در ارتفاع‌های پایین‌تر (حدود ۵ کیلومتری سطح زمین) مشاهده می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸، دقیقه‌های ۴۵ و ۵۰). از بیشینه سرعت قائم درون ابر کاسته شده و جریان‌های پایین‌رو درون ابر شکل می‌گیرند. همچنین نیم‌رخ سرعت نسبی گویچه‌های برف منفی شده است و در حال ریزش به ارتفاع‌های پایین‌تر هستند (شکل ۶، دقیقه ۵۰). از این‌رو انتظار می‌رود که برخورد بین بلورهای یخ و گویچه‌های برف و به دنبال آن آذرخش نیز در ارتفاع‌های پایین‌تر شکل گیرد. در همین زمان میدان الکتریکی با شدت $+۳۵۷/۲$ و $-۲۷۰/۷$ کیلوولت بر متر به ترتیب در ارتفاع‌های $۶/۵$ و $۴/۷۵$ کیلومتری سطح زمین شکل می‌گیرد (شکل ۹، دقیقه ۵۰).

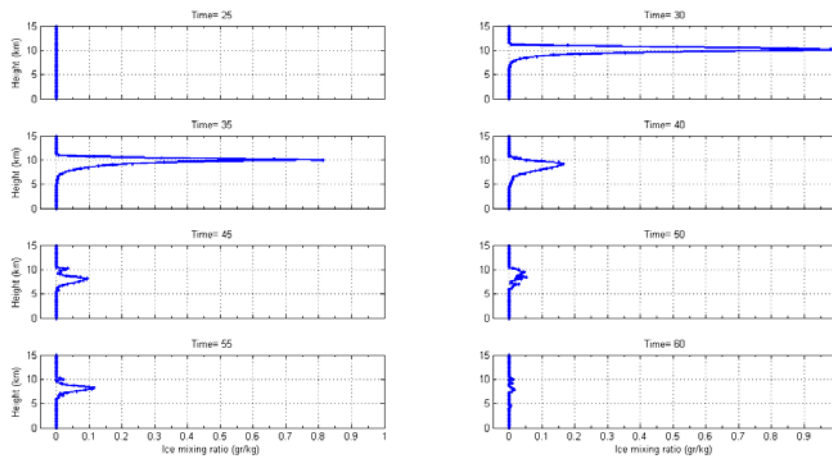
بلور یخی شکل نگرفته است (شکل ۸، دقیقه ۲۵). با گذشت زمان شبیه‌سازی (۵ دقیقه بعد)، از میزان بیشینه سرعت نسبی کاسته شده ($۱۳/۱۷$ متر بر ثانیه) ولی مقدار کمینه افزایش یافته و به مقدار $-۹/۷$ متر بر ثانیه می‌رسد. در همین زمان مقدار نسبت اختلاط گویچه برف افزایش یافته ($۴/۹۴$ گرم بر کیلوگرم) رسیده (شکل ۷، دقیقه ۳۰) و بلورهای یخ درون ابر با نسبت اختلاط ۱ گرم بر کیلوگرم ایجاد می‌شود (شکل ۸، دقیقه ۳۰). به محض حضور هم‌زمان گویچه‌های برف و بلورهای یخ در ابر شبیه‌سازی شده میدان الکتریکی درون ابر شکل گیرد (شکل ۹، دقیقه ۳۰). در دقیقه ۳۵ شبیه‌سازی میدان الکتریکی حاصل از برخورد بلور یخ و گویچه برف از حد آستانه تعریف شده مارشال و همکاران (۱۹۹۵) بیشتر شده و آذرخش رخ می‌دهد (شکل ۹).



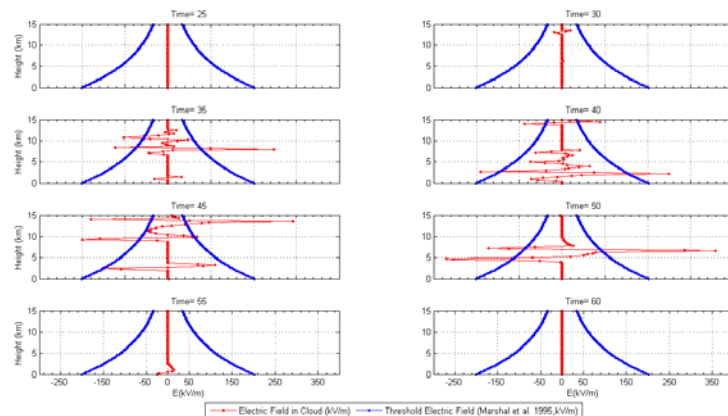
شکل ۶. نیم‌رخ قائم سرعت قائم درون ابر (خط پُر آبی)، سرعت حدی گویچه‌های برف (خط پُرسپاه) و سرعت نسبی گویچه‌های برف نسبت به سرعت قائم درون ابر (خط پُر سرخ) در شبیه‌سازی ایده‌آل از زمان شکل‌گیری سلول ابر تندی در دقیقه ۲۵ با بازه زمانی ۵ دقیقه تا تشکیل سلول ثانویه ابر دقیقه ۶۰. زمان مربوط به هر زیرشکل در بالای آن ذکر شده است.



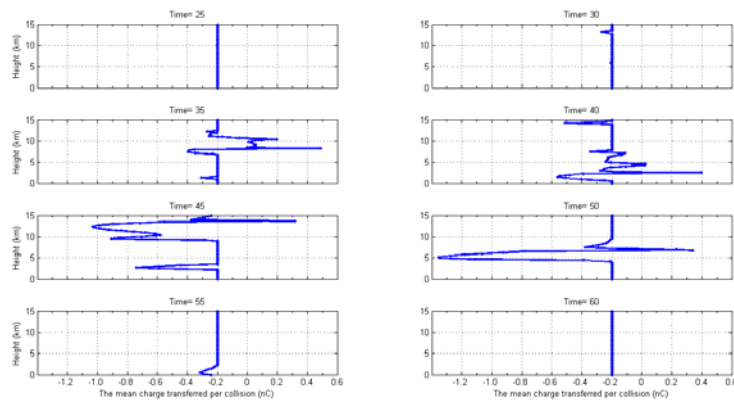
شکل ۷. نیمرخ قائم نسبت اختلاط گویچه برف موجود در درون ابر (خط پُر آبی) در شبیه‌سازی ایده‌آل از زمان شکل‌گیری سلول ابر تندی در دقیقه ۲۵ با بازه زمانی ۵ دقیقه تا تشکیل سلول ثانویه ابر دقیقه ۶۰. زمان مربوط به هر زیرشکل در بالای آن ذکر شده است.



شکل ۸. مانند شکل ۷ ولی برای نیمرخ قائم نسبت اختلاط یخ موجود در درون ابر (خط پُر آبی).



شکل ۹. نیمرخ قائم میدان الکتریکی (kV/m) درون ابر (خطوط پُر سرخ) و آستانه (خطوط پُر آبی) در شبیه‌سازی ایده‌آل با استفاده از روابط پارامتری سندرز و همکاران (۱۹۹۱) از زمان شکل‌گیری سلول ابر تندی در دقیقه ۲۵ با بازه زمانی ۵ دقیقه تا تشکیل سلول ثانویه ابر دقیقه ۶۰. زمان مربوط به هر زیرشکل در بالای آن ذکر شده است.



شکل ۱۰. نیم‌رخ قائم بار انتقال‌یافته حاصل از برخورد گویچه برف و بلور یخ در درون ابر (nC) در شبیه‌سازی ایده‌آل با استفاده از روابط پارامتری سندرز و همکاران (۱۹۹۱) از زمان شکل‌گیری سلول ابر تندی در دقیقه ۲۵ با بازه زمانی ۵ دقیقه تا تشکیل سلول ثانویه ابر دقیقه ۶۰. زمان مربوط به هر زیرشکل در بالای آن ذکر شده است.

الکتریکی حاصل از برخورد گویچه‌های برف و بلورهای یخ، وقوع آذرخش در یک شبیه‌سازی ایده‌آل بررسی شد. نتایج حاصل از شبیه‌سازی نشان داد که آذرخش زمانی رخ می‌دهد که شدت میدان الکتریکی از حد آستانه تعریف شده مارشال و همکاران (۱۹۹۵) بیشتر باشد. شدت آذرخش نیز با توجه به شدت میدان الکتریکی قابل تعیین است. همچنین ارتفاع وقوع آذرخش با توجه به نیم‌رخ قائم میدان الکتریکی ناشی از برخورد گویچه برف و بلورهای یخ روشن می‌شود. البته علامت میدان الکتریکی ایجاد شده به علامت میانگین بار انتقالی وابسته است. با گذشت زمان و کاهش نسبت‌های اختلاط گویچه‌های برف و بلورهای یخ میدان الکتریکی درون ابر در ارتفاع‌های بالاتر تضعیف و در ارتفاع‌های پایین‌تر (ریزش ذرات بارشی) تشکیل می‌شود.

برای تحلیل کیفی نتایج به‌دست آمده، از نتایج مدل‌سازی‌های عددی دیگر از جمله سولومون و همکاران (۲۰۰۲) و آلبرشت و همکاران (۲۰۰۸) استفاده شد و نتایج صحت‌سنجی شد. از آنجا که مقایسه کمی، فقط با دسترسی به داده‌های گمانه‌زنی برداشت شده در زمان وقوع آذرخش امکان‌پذیر است، بنابراین تحلیل و مقایسه کمی بین نتایج این تحقیق با آنچه در نوشتارهای موضوع بیان

شکل‌گیری میدان الکتریکی منفی را با توجه به علامت منفی بار الکتریکی انتقال‌یافته در برخورد (شکل ۱۰) می‌توان توجیه کرد. با گذشت زمان و کاهش چشمگیر نسبت‌های اختلاط گویچه‌های برف (۰/۱ گرم بر کیلوگرم) و بلورهای یخ (۰/۱۱ گرم بر کیلوگرم) میدان الکتریکی درون ابر از دقیقه ۵۵ شبیه‌سازی به تدریج از بین می‌رود و فقط میدان الکتریکی با شدت $+13/17$ کیلوولت بر متر در ارتفاع ۱ کیلومتری مشاهده می‌شود. در دقیقه ۶۰ و با میرایی ابر شبیه‌سازی شده از نسبت‌های اختلاط بلور یخ و گویچه برف درون ابر باز هم کاسته می‌شود و میدان الکتریکی درون ابر نیز به صفر میل می‌کند. لازم به ذکر است که سولومون و همکاران (۲۰۰۲) و آلبرشت و همکاران (۲۰۰۸) برای یک مورد تحقیقی واقعی نیز الگوی مشابهی از میدان الکتریکی را به‌دست آوردند.

۵ نتیجه‌گیری

در این پژوهش سعی شد تا با تهیه یک مدل انتقال بار درون ابر (با کاربست روابط پارامتری سندرز و همکاران (۱۹۹۱) و جفت کردن آن با یک مدل یک‌بُعدی ابر) تفکیک بارهای مثبت و منفی و تشکیل میدان الکتریکی درون ابر شبیه‌سازی شود. با استفاده از خروجی میدان

- Keith, W. D. and Saunders, C. P. R., 1990, Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions, *Atmos. Res.*, **25**, 445-464.
- Latham, J., 1977, Thunder and lightning. In: Fuchs, F. Ž Ed., *Forces in Nature*, Oxford University Press, London, 59-80.
- Lin, Y.-L., Farley, R. D. and Orville, H. D., 1983, Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- Marshall, T. and Rust, W., 1991, Electric field soundings through thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **96**, 22297-22306.
- Marshall, T. C., McCarthy, M. P. and Rust, W. D., 1995, Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **100**, 7097-7103.
- Miller, K., Gadian, A., Saunders, C., Latham, J. and Christian, H., 2001, Modeling and observations of thundercloud electrification and lightning, *Atmos. Res.*, **58**, 89-115.
- Ogura, Y. and Takahashi, T., 1971, Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell, *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 895-911.
- Park, S. K. and Droegemeier, K. K., 1997, Validity of the tangent linear approximation in a moist convective cloud model, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 3320-3340.
- Rutledge, S. A. and Hobbs, P. V., 1984, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow, cold-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949-2972.
- Saunders, C. P. R., Keith, W. D. and Mitzewa, R. P., 1991, The effect of liquid water on thunderstorm charging, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11007-11017.
- Shiino, J., 1978, A numerical study of precipitation development in cumulus clouds, *Pap. Meteorol. Geophys.*, **29**(4), 157-194.
- Solomon, R., Adamo, C. and Baker, M., 2002, A lightning initiation mechanism: application to a thunderstorm electrification model, *Comptes Rendus Physique*, **3**(10), 1325-1333.
- Williams, E. R., 1989, The tripole structure of thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **94**, 13151-13167.
- شده است ممکن نیست.
- در خاتمه مولفان انتظار دارند که تهیه مدل انتقال بار درون ابر و جفت کردن آن با یک مدل یک‌بعدی ابر، گام آغازینی برای تحقیقات گسترده‌تر در بررسی انواع آذرخش باشد.
- تشکر و قدردانی**
- این تحقیق در قالب طرح پژوهشی شماره ۲۸۸۷۴/۱/۰۱ با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تهران صورت گرفته است.
- مراجع**
- قرایلو، م.، ۱۳۸۹، پارامتره‌سازی همرفت کومه‌ای با استفاده از یک مدل ابر یک‌بعدی کج وابسته به زمان و پیاده‌سازی آن در یک مدل میان‌مقیاس، پایان‌نامه دکتری، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- Albrecht, R. I., Morales, C. A. and Silva Dias, M. A. F., 2008, One dimension cloud model with electrification scheme: the dependence of the CCNS on the development of the electrical charge center, *Proc. 15th International Conference on Clouds and Precipitation*, Cancun, Mexico.
- Chen, S.-H. and Sun, W.-Y., 2002, A one-dimensional time dependent cloud model, *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 99-118.
- Chen, S.-H. and Sun, W.-Y., 2004, An explicit one-dimensional time-dependent tilting cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2797-2816.
- Gharaylou, M., Zawar-Reza, P. and Farahani, M. M., 2009, A one-dimensional explicit time-dependent cloud model (ETM): Description and validation with a three-dimensional cloud resolving model, *Atmos. Res.*, **92**(4), 394-401.
- Jayarathne, E., Saunders, C. P. R. and Hallett, J., 1983, Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109**, 609-630.