

## پارامترسازی فرآیندهای خردفیزیکی و دینامیکی بارش در مدل ابرتندری

سهیلا جوانمرد و جواد بداق جمالی

پژوهشکده اقلیم‌شناسی، سازمان هواشناسی کشور، مشهد، کد پستی ۹۱۷۳۵-۴۹۱  
و پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، سازمان هواشناسی کشور، تهران، کد پستی ۱۳۱۸۵-۴۶۱

دریافت نسخه نهایی: ۸۱/۶/۲۰

دریافت مقاله: ۸۰/۱۲/۱۴

### چکیده

به منظور مطالعه پارامترسازی اثرات خردفیزیکی ابر تندری در فرآیند تشکیل بارندگی و ایجاد اصلاحات لازم و تطابق هرچه بیشتر مدل عددی با مشاهدات تجربی به عمل آمده، در این تحقیق پارامترسازی فرآیند بارش در مدل ابر تندری آگورا و تاکاهاشی<sup>۱</sup> (O-T) در سه مرحله فرآیند تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران، فرآیند انجماد قطرات باران برای تشکیل تگرگ و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ بهبود یافته است. در مدل اولیه O-T که در آن ابر به عنوان یک ستون هوای چرخشی با شعاع وابسته به زمان در محیطی بدون وجود باد مدلسازی شده است. شدت بارندگی در مدل بهبود یافته با مدل اصلی آگورا و تاکاهاشی با استفاده از پارامترسازی کسلر<sup>۲</sup> در فرآیند تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران افزایش یافت و همچنین بارندگی با تاخیر آغاز گردید. دومین قله شدت بارندگی با به کار بردن پارامترسازی انجماد بیگ<sup>۳</sup> در فرآیند انجماد قطرات باران به تگرگ ناپدید گردید و در مرحله سوم با استفاده از پارامترسازی لین و همکاران برای سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ، میزان شدت بارندگی در مدت زمان کوتاهی افزایش یافت. منحنی شدت بارندگی مدل بهبود یافته O-T در سه مرحله‌ای که در بالا ذکر شد، با واقعیت تطبیق بیشتری دارد.

**واژه‌های کلیدی:** ابر تندری، مدل‌سازی عددی، آگورا و تاکاهاشی، فرآیندهای خردفیزیکی و دینامیکی، پارامترسازی کسلر، شدت بارندگی

### ۱. مقدمه

دانشمندان اثرات خردفیزیکی را با استفاده از مدل ابر مطالعه کردند که به برخی از آنها اشاره می‌شود. دنیلسن<sup>۴</sup> و همکاران مدل ابری با جزئیات بیشتر خردفیزیک که در آن فاز آب و یخ همراه با توزیع اندازه ذرات آنها به طور صریح به کار رفته بود را ایجاد کردند [۲]. همچنین موری و کونینگ<sup>۵</sup> مدل ابر دو بعدی را جهت تحقیق در مورد پارامترسازی فرآیندهای خردفیزیکی در تحول ابر کومه‌ای به کار بردند. آنها یافتند که تبخیر یکی از فرآیندهای مهمی است که در رفتار ابر تاثیر می‌گذارد [۳]. موری و کونینگ به منظور تحقیق در مورد ایجاد

بارندگی سنگین همراه با رعد و برق از ابر تندری ناشی می‌شود. دلایل ایجاد چنین بارندگی سنگینی در یک مدل ابردر صورتی می‌تواند بررسی شود که فرآیندهای خردفیزیکی به طور صحیح در نظر گرفته شوند. آگورا و تاکاهاشی اولین کسانی بودند که این مسئله را مطالعه کردند و موفق شدند تا بسیاری از خصوصیات دینامیکی و ترمودینامیکی ابرهای تندری را شبیه‌سازی کنند و نیز دوره زندگی ابرهای تندری را توسط فرآیندهای خردفیزیک نشان دادند [۱]. بسیاری از

1. Ogura and Takahashi
2. Kessler
3. Bigg

4. Danielson
5. Murray and Koenig

که می‌تواند در ساختار خردفیزیکی مدل‌های پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس نیز به‌کار برده‌شود. اولین بهبود برای شکل‌گیری قطرات باران از قطرکهای ابر می‌باشد. آگورا و تاکاهاشی به سادگی فرض کردند که قطرات باران با سرعت ثابت به مجرد اینکه قطرکهای ابر شکل می‌گیرند، ایجاد شوند. مشاهدات نشان دادند که این امر نیاز به تجمع قطرکهای ابر به مقدار معینی برای شروع شکل‌گیری قطرات باران، دارد [۱۱]. کسلر موفق شد این پارامتری‌سازی را فرمولبندی کند [۱۲] و تاکاهاشی پارامتری‌سازی کسلر را با در نظر گرفتن اندازه قطرات در مدل بارش ابر گرم سه بعدی، به عنوان پارامتری‌سازی برتر تایید کرد [۱۳].

بهبود دیگر مربوط به فرآیند انجماد است. آگورا و تاکاهاشی به طور ساده فرض کردند که تشکیل تگرگ با سرعت ثابت و معینی انجام می‌شود (معادله (۴)). در حالیکه، انجماد تابعی از دما و اندازه قطره می‌باشد [۱۴].

سومین بهبود مربوط به سرعت‌های حد قطرات باران ودانه‌های تگرگ است (معادلات (۳) و (۵)). در سرعت‌های حد لین و همکاران چگالی هوا در نظر گرفته شده است [۶]، بنابراین با کاهش چگالی هوا سرعت حد افزایش می‌یابد.

بارندگی خفیف در مدت طولانی در مدل O-T ممکن است مربوط به چنین فرض‌های ساده‌ای باشد (شکل ۲). علاوه بر این، مدل O-T آغاز بارندگی را بیش از اندازه زود محاسبه کرده است. هدف این مقاله مطالعه اثر پارامتری‌سازی خردفیزیکی در مدل ابر تندی می‌باشد.

## ۲. توصیف مدل ابر تندی O-T

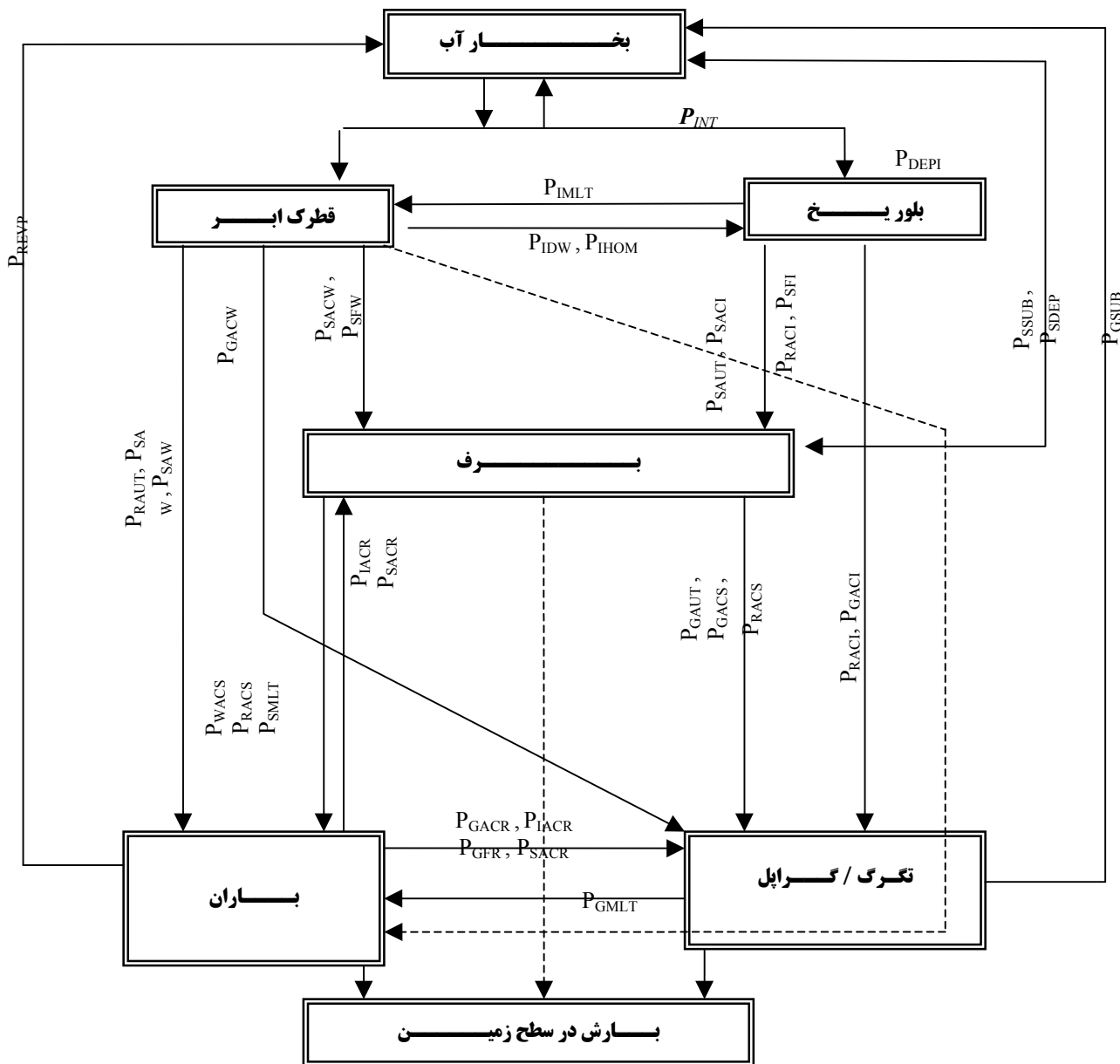
### ۲.۱. فرآیندهای خرد فیزیکی

فرآیندهای خردفیزیکی که در مدل ابر تندی O-T به کار رفته است عبارتند از: میعان ( $P_1$ )، تبدیل قطرکهای ابر به قطرات باران ( $P_2$ )، انجماد قطرات باران به تگرگ ( $P_3$ )، تشکیل تگرگ از بخار آب ( $P_4$ )، ذوب دانه‌های تگرگ ( $P_5$ )، تبخیر قطرکهای ابر ( $P_6$ )، تبخیر قطرات باران ( $P_7$ )، تبخیر دانه‌های تگرگ ( $P_8$ ) و تبخیر دانه‌های تگرگ در فرایند ذوب ( $P_9$ ). فرض شده‌است که نیروی کشالی توسط

بلور یخ در ابرهای کومه‌ای و نقش آن در کنترل خصوصیات ابر به ویژه تحقیق در مورد تفاوتی که در محتوای یخ خصوصیات مربوط به ابرهای کومه‌ای ببری و بحری وجود دارند، مدل ابر دو بعدی با پارامتری‌سازی خردفیزیکی قطرات آب و ذرات یخ را ایجاد کردند [۴]. تاکاهاشی و کاوانو<sup>۱</sup> نیز با استفاده از مدل دو بعدی نوار باران<sup>۲</sup> اثر رفتارهای متفاوت خردفیزیکی را بر روی تحول باران و فرآیندهای بارندگی مطالعه نمودند [۵]. آنها یافتند که نه تنها تحول باران بلکه فعالیت سلول ابر و همچنین نحوه آزاد شدن گرما به شدت به فرآیندهای فیزیکی که در مدل بکار رفته است وابسته می‌باشد. بسیاری از دانشمندان دیگر نیز تلاش کردند تا خصوصیات خردفیزیکی مدل‌های ابر را بهبود بدهند [۶، ۷ و ۸]. پارامتری‌سازی خردفیزیکی آنها مطالعه فیزیک ابر تندی را مشکلتر و پیچیده‌تر کرد، برای مثال ۳۳ فرآیند خردفیزیکی به کار گرفته شده براساس پارامتری‌سازی لین و همکاران [۶] که در حال حاضر در برخی از مدل‌های پیش‌بینی عددی میان‌مقیاس نظیر ARPS<sup>۳</sup> به کار برده می‌شود [۹]، در شکل ۱ نشان داده شده است. اما مدل O-T، درک تصور فیزیکی اثرات متقابل بین خرد فیزیک و دینامیک را ساده نموده است و بعضی از دانشمندان از این مدل‌های ابر برای مطالعه اثرات پارامتری‌سازی خردفیزیکی در فرآیند بارندگی و پیش‌بینی میزان شدت بارندگی قبل از انجام عملیات بارورسازی ابرها به عنوان یکی از ابزارهای امکان‌سنجی تعدیل آب و هوا به کار می‌برند.

به منظور ایجاد اصلاحات لازم و تطابق هرچه بیشتر مدل عددی با مشاهدات تجربی به عمل آمده، ضروری است تا در مدل O-T از نقطه نظر دانش جدید خرد فیزیک، در برخی از فرآیندهای خردفیزیکی بهبود تغییرات لازم به عمل آید. در این تحقیق سه مرحله بهبود فرآیند تبدیل قطرکهای ابر به قطرات باران، فرآیند انجماد قطرات باران برای تشکیل تگرگ و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ و در مدل عددی O-T ایجاد شده‌است [۱۰]، به طوری که پارامتری‌سازی فرآیندهای خردفیزیکی مدل بهبود یافته O-T در عین سادگی توانایی بالایی در مقایسه با پارامتری‌سازی لین و همکاران [۶] دارد

1. Kawano
2. Rainband
3. Advanced Regional Prediction System



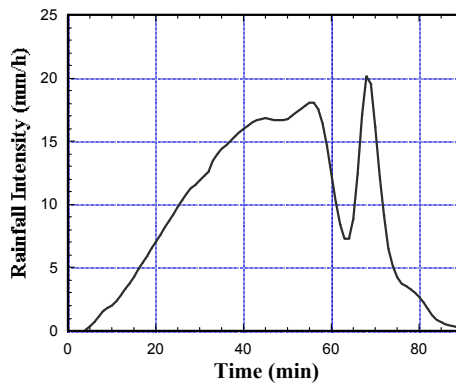
شکل ۱. طرحواره فرآیندهای خردفیزیکی ابر بر اساس پارامترسازی لین و همکاران [۲].

وزن ذرات درون ابر تامین شود. فرایندهای خرد فیزیکی که در این مدل شبیه سازی شده است در شکل ۳ نشان داده شده است.

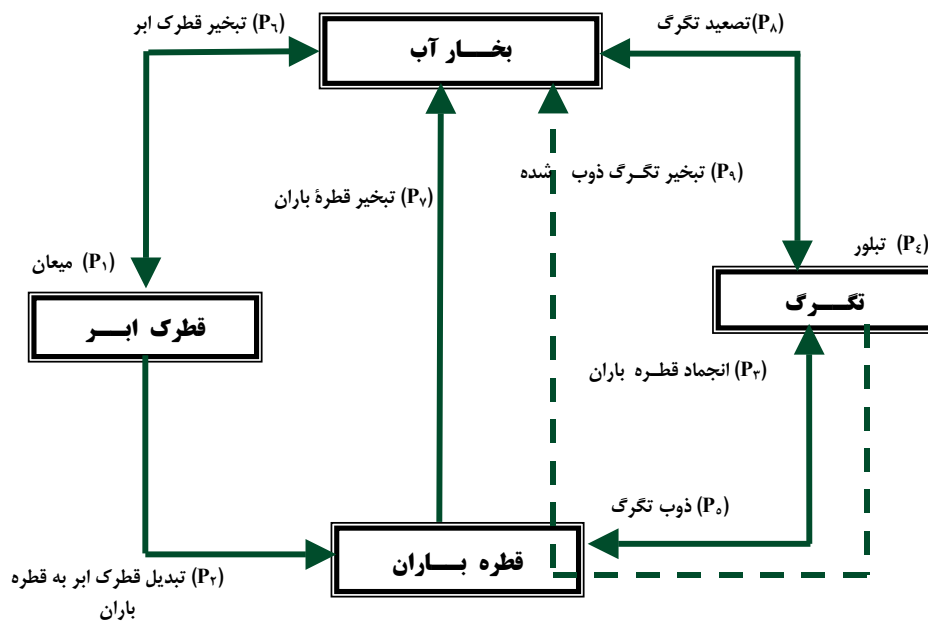
(۱) میعان ( $P_1$ )

در این مدل فرض شده است که بخار آب اشباع به قطره های ابر تبدیل می شوند و آهنگ میعان توسط معادله زیر محاسبه می گردد.

$$P_1 = \frac{Q_v - Q_{vs}}{\Delta t} \quad (1)$$



شکل ۲. شدت بارندگی بر اساس مدل ابرتندی O-T.



شکل ۳. طرحواره فرآیندهای خرد فیزیکی در مدل ابرتندری O-T.

سرعت حد قطره باران مطابق رابطه زیر محاسبه می‌گردد [۱].

$$V_m = \frac{3}{12} \times 10^{-3} (\rho_a Q_r)^{1/3} \quad (3)$$

که در آن  $\rho_a$  چگالی هوای خشک می‌باشد.

(۳) انجماد قطرات باران ( $P_3$ )

بر اساس پارامترسازی به کار رفته در مدل O-T، فرایند انجماد زمانی رخ می‌دهد که دما زیر نقطه انجماد برسد و آهنگ تولید دانه‌های تگرگ،  $P_3$ ، با نسبت آمیختگی قطرات باران،  $Q_r$  متناسب باشد. رابطه  $P_3$  و  $Q_r$  به صورت زیر بیان می‌شود.

$$P_3 = \left( \frac{dQ_i}{dt} \right)_{glac.} = G Q_r \quad (4)$$

که در آن  $Q_i$  نسبت آمیختگی تگرگ، و پارامتر  $G$  معکوس زمان انجماد قطرات باران است که در محدوده  $0.05 - 0$  تعیین شده است. سرعت حد دانه‌های تگرگ، مطابق رابطه زیر محاسبه می‌گردد [۱].

$$V_i = \frac{3}{12} \times 10^{-3} (\rho_a Q_i)^{1/3} f_0 \quad (5)$$

که در آن  $f_0$  ضریب ثابت است که برای دانه‌های تگرگ  $0.75$  و برای دانه‌های تگرگ نرم  $0.37$  می‌باشد [۱].

(۴) تشکیل دانه‌های تگرگ از بخار آب ( $P_8$ )

آهنگ رشد دانه‌های تگرگ،  $P_8$ ، در فرآیند تشکیل

که در آن  $Q_i$  نسبت آمیختگی بخار آب،  $Q_{vs}$  نسبت آمیختگی بخار آب اشباع بر فراز آب، و  $\Delta t$  گام زمانی مدل O-T می‌باشند.

(۲) تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران ( $P_2$ )

پس از آنکه بخار آب به قطره‌های ابر تبدیل شد، فرایندی که ما آن را تبدیل<sup>۱</sup> می‌نامیم آغاز می‌شود که طی آن قطره‌های ابر به قطرات بزرگ باران تبدیل می‌شوند. در مدل O-T پارامترسازی بکار رفته است که به جزئیات تبدیل خود به خود<sup>۲</sup> و جمع آوری<sup>۳</sup> نتیجه شده وابسته نبود، و به سادگی بیان می‌کند که تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران با آهنگ مشخص صورت می‌گیرد و آهنگ آن با نسبت آمیختگی قطره‌های ابر متناسب بوده و به صورت زیر بیان می‌گردد

$$P_2 = \left( \frac{dQ_r}{dt} \right)_{conv.} = C_0 Q_c \quad (2)$$

که در آن  $t$  زمان،  $Q_r$  و  $Q_c$  به ترتیب نسبت‌های آمیختگی قطره‌های ابر و قطرات باران بر حسب g/g، پارامتر  $C_0$  معکوس زمان تبدیل قطره‌های ابر می‌باشد، که در محدوده  $0.2 - 0$  تعیین شده است.

1. Conversion
2. Autoconversion
3. Collection

$$P_v = \frac{-1}{\rho_a} \cdot \frac{(\frac{Q_v}{Q_{vs}} - 1) C_w (\rho_a Q_T)^{1/570}}{\frac{5/4 \times 10^{-5} + \frac{0/41 \times 10^{-7}}{e_{ws}}}}, \quad (9)$$

که  $C_w$  با استفاده از سرعت حد قطرات باران توسط معادله زیر بدست می‌آید

$$C_w = 1/6 + 0/57 \times 10^{-3} (V_w)^{1/5}, \quad (10)$$

(۸) تبخیر دانه‌های تگرگ ( $P_A$ )

معادله آهنگ تبخیر دانه‌های تگرگ،  $P_A$ ، مشابه معادله تبخیر قطرات باران است به جز اینکه گرمای نهان تصعید ( $L_s$ ) و فشار بخار اشباع برفراز یخ ( $e_{is}$ ) به ترتیب جایگزین گرمای نهان تبخیر ( $L_v$ ) و فشار بخار اشباع بر فراز آب ( $e_{ws}$ ) شده‌اند، معادله بر اساس توزیع مارشال-پالمر به صورت زیر بدست می‌آید.

$$P_A = \frac{-1}{\rho_a} \cdot \frac{(\frac{Q_v}{Q_{is}} - 1) C (\rho_a Q_i)^{1/570} f_o^{-1/22}}{\frac{v \times 10^{-5} + \frac{0/41 \times 10^{-7}}{e_{is}}}}, \quad (11)$$

(۹) تبخیر دانه‌های تگرگ در حال ذوب ( $P_q$ )

معادله آهنگ تبخیر بلورهای یخ در حال ذوب،  $P_q$ ، مشابه معادله آهنگ تصعید دانه‌های تگرگ بوده با این تفاوت که سطح یخ مرطوب است. معادله بر اساس توزیع مارشال-پالمر به صورت زیر بدست می‌آید

$$P_q = \frac{-1}{\rho_a} \cdot \frac{(\frac{Q_v}{Q_{vs}} - 1) C (\rho_a Q_i)^{1/570} f_o^{-1/22}}{\frac{5/4 \times 10^{-5} + \frac{0/41 \times 10^{-7}}{e_{ws}}}}, \quad (12)$$

## ۲.۲. معادلات دینامیکی و ترمودینامیکی

در مدل O-T، ابر به عنوان یک ستون هوای چرخشی با شعاع وابسته به زمان در شرایط محیطی بدون وجود باد مدل‌سازی شده است (شکل ۴). تمام معادلات دینامیکی در فضای یک بعدی براساس مدل آسایبی و کاساهارا، فرمول‌بندی شده‌اند [۱۸]، لازم به ذکر است که اثر حرکت‌های پایین‌سو در محیط بررسی نشده است.

معادله سرعت قائم در مختصات استوانه‌ای ( $r, \lambda, z$ ) به صورت زیر به دست آمده است.

تگرگ از بخار آب، به شکل بلورهای یخ بستگی دارد. با این فرض که بلورهای یخ کروی هستند، ترکیب فرمول تشکیل تگرگ از بخار آب [۱۶] با توزیع مارشال-پالمر [۱۷]، آهنگ تشکیل تگرگ از بخار آب را به صورت زیر بدست می‌دهد،

$$P_T = \frac{-1}{\rho_a} \cdot \frac{(\frac{Q_v}{Q_{is}} - 1) (\rho_a Q_i)^{1/570} f_o^{-1/22}}{\frac{v \times 10^{-5} + \frac{0/41 \times 10^{-7}}{e_{is}}}}, \quad (6)$$

که در آن  $Q_{is}$ ،  $e_{is}$  به ترتیب نسبت آمیختگی بخار آب اشباع و فشار بخار اشباع (بر حسب mb) برفراز یخ است.

(۵) ذوب دانه‌های تگرگ ( $P_o$ )

هنگامی که دانه‌های تگرگ از سطح دمای صفر درجه عبور می‌کنند، فرآیند ذوب آغاز می‌گردد. با توزیع مارشال-پالمر [۱۷] آهنگ ذوب در واحد زمان،  $P_o$ ، توسط رابطه زیر بدست می‌آید [۱۶]

$$P_o = 2/27 \times 10^{-3} C (T - 273) (\rho_a Q_i)^{1/570} \rho_a^{-1} f_o^{-1/22} \quad (7)$$

که  $C$  ضریب هوادهی<sup>۱</sup> توسط معادله زیر محاسبه می‌گردد

$$C = 1/6 + 0/57 \times 10^{-3} (V_i)^{1/5} f_o^{-1}, \quad (8)$$

فرض شده است که تگرگ ذوب شده نیز از توزیع مارشال-پالمر پیروی می‌کند و دانه‌های تگرگ با سرعت  $V_i$  (معادله ۵) سقوط می‌کنند.

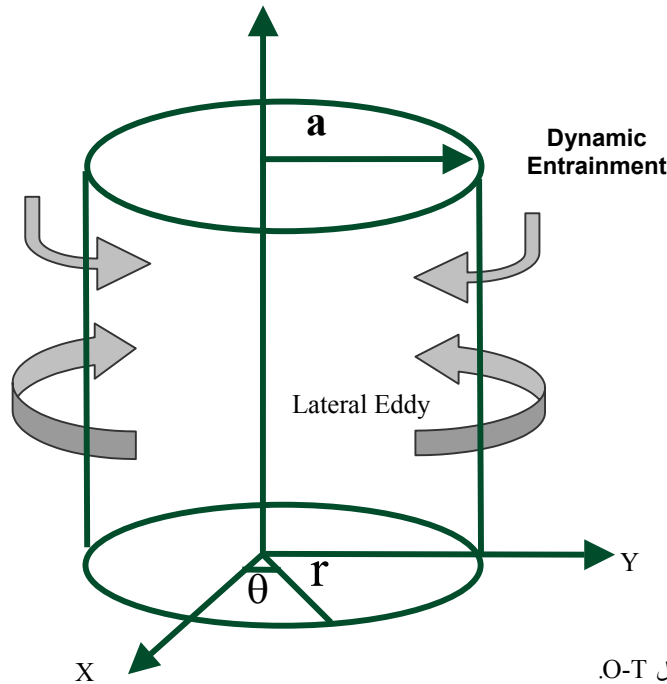
(۶) تبخیر قطرکهای ابر ( $P_T$ )

معادله آهنگ تبخیر قطرکهای ابر،  $P_T$ ، مانند معادله آهنگ تشکیل تگرگ از بخار آب است به جز اینکه گرمای نهان تبخیر ( $L_v$ ) و فشار بخار اشباع بر فراز آب ( $e_{ws}$ ) جایگزین گرمای نهان تصعید ( $L_s$ ) و فشار بخار اشباع بر فراز یخ ( $e_{is}$ ) می‌شود.

(۷) تبخیر قطرات باران ( $P_V$ )

آهنگ تبخیر قطرات باران،  $P_V$ ، نیز توسط معادله‌ای مشابه معادله تشکیل تگرگ از بخار آب، مطابق معادله زیر محاسبه می‌گردد. در این حالت ضریب هوادهی  $C_w$  در نظر گرفته شده است. فرض شده است که توزیع قطرات باران حتی در فرآیند تبخیر، از توزیع مارشال-پالمر پیروی می‌کند. معادله به شکل زیر است

## 1. Ventilation coefficient



شکل ۴: مدل استوانه‌ای ابر بر اساس مدل O-T.

(6۰۰ cal/g)، گرمای نهان تصعید (6۸۰ cal/g) و گرمای نهان ذوب (۸۰ cal/g) می‌باشند. معادلات پیوستگی نسبت‌های آمیزه بخار آب، قطره‌های ابر، قطرات باران و دانه‌های تگرگ به ترتیب عبارتند از:

$$\frac{\partial Q_v}{\partial t} = -w \frac{\partial Q_v}{\partial z} + \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| (Q_{v0} - Q_v) + \frac{\gamma}{a} \tilde{u}_a (Q_v - \tilde{Q}_{va}) - P_1 + P_2 + P_v + P_\lambda - P_\tau + P_\delta, \quad (16)$$

$$\frac{\partial Q_c}{\partial t} = -w \frac{\partial Q_c}{\partial z} + \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| (Q_{c0} - Q_c) + \frac{\gamma}{a} \tilde{u}_a (Q_c - \tilde{Q}_{ca}) + P_1 - P_\tau - P_\delta, \quad (17)$$

$$\frac{\partial Q_r}{\partial t} = -(w - V_w) \frac{\partial Q_r}{\partial z} + \frac{Q_r}{\rho_{a0}} \frac{\partial (\rho_{a0} V_w)}{\partial z} + \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| (Q_{r0} - Q_r) + \frac{\gamma}{a} \tilde{u}_a (Q_r - \tilde{Q}_{ra}) + P_\tau - P_\tau - P_v + P_\delta, \quad (18)$$

$$\frac{\partial Q_i}{\partial t} = -(w - V_i) \frac{\partial Q_i}{\partial z} + \frac{Q_i}{\rho_{a0}} \frac{\partial (\rho_{a0} V_i)}{\partial z} + \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| (Q_{i0} - Q_i) + \frac{\gamma}{a} \tilde{u}_a (Q_i - \tilde{Q}_{ia}) + P_\tau + P_\tau - P_\delta - P_\lambda - P_\delta. \quad (19)$$

### ۳. روش محاسبات

مدل ابر یک بعدی می‌باشد. گام فضایی در راستای قائم  $(\Delta z)$ ، ۲۵۰ متر و گام زمانی  $(\Delta t)$ ، ۵ ثانیه می‌باشد.

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -w \frac{\partial w}{\partial z} - \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| w + \frac{\gamma}{a} (w - \tilde{w}_a) \tilde{u}_a + g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} - g(Q_c + Q_r + Q_i) \quad (13)$$

در این معادله،  $T_v$  دمای مجازی،  $T_{v0}$  دمای مجازی محیط و  $a$  شعاع ابر می‌باشد، هم‌چنین  $\tilde{u}_a$  توسط معادله (۱۴) با شرایط مرزی  $w=0$  در  $z=0$  تعیین می‌شود.

$$\frac{\gamma}{a} \tilde{u}_a + \frac{1}{\rho_{a0}} \frac{\partial (\rho_{a0} \bar{w})}{\partial z} = 0 \quad (14)$$

جمله اول سمت راست معادله (۱۳) فرارفت قائم، جمله دوم تبادل جانبی پیچک، جمله سوم درون یابی دینامیکی که لازمه پیوستگی جرم بین ابر و محیط می‌باشد، جمله چهارم شناوری و جمله آخر نیروی کشالی را که توسط وزن قطره‌های ابر، قطرات باران و دانه‌های تگرگ ایجاد می‌شود، می‌باشند. به طور مشابه، معادله ترمودینامیکی به صورت زیر نوشته می‌شود

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \left( \frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{\gamma \alpha^\gamma}{a} |w| (T_0 - T) + \frac{\gamma}{a} (T - \tilde{T}_a) \tilde{u}_a + \left[ \frac{L_v}{C_p} (P_1 - P_2 - P_v - P_\delta) + \frac{L_s}{C_p} (P_\tau - P_\lambda) + \frac{L_f}{C_p} (P_\tau - P_\delta) \right], \quad (15)$$

که  $C_p$  گرمای ویژه هوا،  $\Gamma_d$  آهنگ کاهش دمای بی دررو خشک،  $L_v$ ،  $L_s$ ،  $L_f$  به ترتیب گرمای نهان تبخیر

معادلات پیشیابی سرعت قائم ( $w$ )، دما ( $T$ )، نسبت آمیختگی بخار آب ( $Q_v$ )، نسبت آمیختگی قطره‌های ابر ( $Q_c$ )، نسبت آمیختگی قطرات باران ( $Q_r$ ) و نسبت آمیختگی دانه‌های تگرگ ( $Q_i$ )، با روش تفاضل‌متناهی<sup>۱</sup> حل می‌شوند. روش به کار رفته تفاضل پیشرو<sup>۲</sup> بوده است و تمام مشتقات فضایی در راستای قائم، به جز آنهایی که در جملات فرارفت معادلات به کار رفته‌اند، از تفاضل مرکزی<sup>۳</sup> محاسبه شده‌اند.

در  $Q_i$ ،  $Q_r$ ،  $Q_c$ ،  $w$  در سطح زمین و بالای جو که فرض شده است در ۱۵ کیلومتری از سطح زمین باشد، صفر است. حرکت اولیه در محیط اتمسفر با ایجاد یک حرکت بالاسو کوچک به شکل زیر، در ۲ کیلومتری سطح زمین آغاز می‌شود

[۱]

$$w_{t=0} = \Delta w \left( \frac{z}{z_0} \right) \left( 2 - \frac{z}{z_0} \right), \quad (20)$$

که در آن  $\Delta w = 1 \text{ m/s}$  و  $z_0 = 1 \text{ km}$  می‌باشد.

دما در سطح زمین  $25^\circ\text{C}$  بوده و تا ۱۰ کیلومتری دارای آهنگ کاهش  $6/3^\circ\text{C/km}$  بوده و از ۱۰ km به بعد دما ثابت می‌باشد. رطوبت نسبی در سطح زمین ۱۰۰٪ بوده با نرخ ۰.۵٪ در هر کیلومتر کاهش می‌یابد.

مراحل محاسباتی به ترتیب زیر می‌باشد:

(۱)  $\bar{u}_a$  توسط معادله (۱۴) با استفاده از  $w$  محاسبه می‌شود.

(۲)  $V_i$  و  $V_w$  توسط معادلات (۳) و (۵) به دست می‌آیند.

(۳) مقادیر  $w$ ،  $Q_r$ ،  $Q_c$ ،  $Q_v$ ،  $T$ ، و  $Q_i$  با در نظر گرفتن جملات دینامیکی در معادلات پیشیابی (معادلات (۱۳) تا (۱۸)) محاسبه می‌گردند.

(۴) در این مرحله با تغییر دما،  $Q_{vs}$  و  $Q_{is}$  مطابق روابط زیر تنظیم می‌شود.

$$Q_{vs} = 3/8 P^{-1} \frac{v/5(T-273)}{T-6} \quad (21)$$

$$Q_{is} = 3/8 P^{-1} \frac{v/5(T-273)}{T-8} \quad (22)$$

که در آن  $P$  فشار اتمسفر است. این محاسبات شامل حالات متفاوتی مانند  $T < 273$ ،  $T \geq 273$ ،  $Q_v \geq Q_{vs}(T)$ ،  $T < 273$ ،  $T \geq 273$ ،

#### ۴. بهبود خرد فیزیکی مدل O-T

##### ۴.۱. تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران

در فرایند تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران، آگورا- تاکاهاشی از یک پارامتری سازی که به جزئیات چگونگی تبدیل و تجمع انجام شده بستگی نداشت، استفاده کرد [۱] و این امر به سادگی، تبدیل انجام شده با آهنگ معلوم را بیان می‌کند و آهنگ آن،  $P_2$ ، با نسبت آمیختگی قطره‌های ابر متناسب است (معادله (۲)). از نظر فیزیکی ضرورت دارد تا در یک سیستم،  $P_2$  با میزان ابر افزایش یابد اما برای مقادیر زیر آستانه‌ها این مقدار صفر باشد. چنین فرایندی مطابق پارامترسازی کسلر به صورت زیر تعریف می‌شود [۱۲]:

$$\frac{dQ_r}{dt} = -\frac{dQ_c}{dt} = k_1(Q_c - Q_{c_0}) \quad Q_c > Q_{c_0}, \quad (23)$$

که در آن  $Q_{c_0}$  مقدار آستانه ای است که کوچکتر از این مقدار، تبدیل قطره‌های ابر به قطرات باران رخ نمی‌دهد. همچنین جمع‌آوری قطره‌های ابر توسط قطرات باران بر اساس پارامترسازی کسلر مطابق رابطه زیر محاسبه می‌شود [۱۲]

$$\frac{dQ_r}{dt} = k_2 Q_c Q_r^{0.75} \quad (24)$$

در مدل بهبود یافته،  $P_2$  به صورت زیر بهبود یافته است.

1. Finite difference
2. Forward difference
3. Centered differences

تندری بر روی نیروی شناوری، سرعت قائم، دما، نسبت‌های آمیختگی باران، تگرگ و شدت بارندگی در سه مرحله شرح داده می‌شود. مرحله (الف) نشانگر نتایج مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم می‌باشد. مرحله (ب) بیانگر نتایج مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم و انجماد می‌باشد و مرحله (ج) نشان دهنده مدل بهبود O-T در فرآیندهای باران گرم، انجماد و سرعت‌های حد قطرات و دانه‌های تگرگ می‌باشد (شکل‌های ۵ تا ۸).

#### الف) بهبود پارامترسازی فرایند باران گرم

با به کار بردن پارامترسازی کسلر در فرآیند باران گرم، بیشینه نسبت آمیختگی قطرات باران به اندازه  $2 \text{ g/kg}$  (شکل ۶-ب)، افزایش یافت. از آنجایی که آهنگ تشکیل تگرگ مطابق معادله (۴) با نسبت آمیختگی باران، رابطه مستقیم دارد، لذا مقدار بیشینه نسبت آمیختگی تگرگ حدود  $2 \text{ g/kg}$  افزایش یافت (شکل ۷-ب). افزایش نسبت آمیختگی دانه‌های تگرگ باعث افزایش گرمای نهان انجماد شد (معادله (۱۵)) که این امر باعث گردید نیروی شناوری و به تبع آن سرعت قائم مطابق معادله (۱۳) حدود  $4 \text{ m/s}$  افزایش یابد (شکل ۵-ب) که این به وضوح تاثیر پارامترسازی خردفیزیکی ابر کومه‌ای بر روی دینامیک آن را نشان می‌دهد. بارندگی در سطح زمین حدود ۱۵ دقیقه دیرتر از مدل O-T آغاز گردید (شکل ۸-الف) که این نتیجه به کارگیری جمله تبدیل خود به خود  $P_2$  جدید (معادله (۲۵)) می‌باشد که تبدیل قطرکهای ابر به قطرات باران در زمانی که نسبت آمیختگی قطرکهای ابر کمتر از مقدار آستانه باشد ( $\text{g/g}$ )  $Q_{c_0} = 2 \times 10^{-4}$ ، رخ نمی‌دهد. و همچنین شدت بارندگی در مقایسه با شدت بارندگی در مدل O-T حدود  $16 \text{ mm/h}$  افزایش یافت. افزایش شدت بارندگی در نتیجه افزایش نسبت آمیختگی قطرات باران حاصل جمله جمع‌آوری  $P_2$  جدید (معادله (۲۵)) می‌باشد (شکل ۸-الف).

زمان آغاز بارندگی در مدل بهبود یافته با تجربیات عددی یانگ<sup>۲</sup> نیز در توافق می‌باشد به طوری که یانگ نیز در تحقیق زمان مورد نیاز برای تولید بارندگی در مدل‌های ابر دو بعدی نتیجه گرفت که زمان مورد نیاز جهت تولید بارندگی توسط فرآیند هم‌امیزی با طیف هسته تراکم ابر (CCN)<sup>۳</sup>، دمای پایه

$$P_r = k_1(Q_c - Q_{c_0}) + k_2 Q_c Q_r^{1/5} - Q_c Q_{c_0} \quad (25)$$

#### ۲.۴. انجماد

بر اساس پارامترسازی به کار رفته در مدل O-T، فرایند انجماد زمانی رخ می‌دهد که دمای هوا زیر نقطه انجماد باشد و آهنگ تولید بلورهای یخ،  $P_r$ ، با نسبت آمیختگی قطرات باران،  $Q_r$ ، متناسب باشد (معادله (۴)). در مدل O-T فرض شده است که آهنگ انجماد ثابت باشد. از طرف دیگر، در مشاهدات موجود فرض شده است که این آهنگ با درجه ابر سردی<sup>۱</sup> متناسب باشد [۱۰]. تجربیات آزمایشگاهی نشان می‌دهد که انجماد قطرات ابر سرد توسط یک فرایند اتفاقی شبیه‌سازی می‌شود. بیگ، تابع انجماد را به صورت تجربی به شکل زیر ارائه کرد [۱۴]:

$$P_r = 20 \pi^2 B' N_{OR} \left(\frac{\rho_w}{\rho}\right) \lambda_R^{-v} \left\{ \exp[A'(T_0 - T)] - 1 \right\} \quad (26)$$

که در آن  $\rho_w$  چگالی آب،  $\rho$  چگالی هوا،  $N_{OR}$  و  $\lambda_R$  پارامترهای توزیع مارشال-پالمر،  $T_0$  دمای صفر درجه،  $A'$ ،  $B'$ ، مقادیر ثابت معادله بیگ بوده که به ترتیب  $0.76 \text{ K}^{-1}$  و  $100 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  می‌باشند. در مدل بهبود یافته،  $P_r$  مطابق معادله (۲۶) بهبود یافته است.

#### ۳.۴. سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ

در مدل بهبود یافته O-T، سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ بر اساس پارامترسازی لین و همکاران [۶] بکار رفته است که به ترتیب عبارتند از:

$$V_w = \frac{a\Gamma(\tau + b)}{\epsilon \lambda_R^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/2} \quad (27)$$

$$V_i = \frac{\Gamma(\tau/5)}{\epsilon \lambda_i^{1/5}} \left(\frac{\tau g \rho_i}{\tau C_{DP}}\right)^{1/2} \quad (28)$$

که در آن  $\rho_0$  چگالی هوا در سطح زمین،  $\rho$  چگالی هوا،  $\rho_i$  چگالی دانه‌های تگرگ و  $C_{DP}$  ضریب کشالی،  $g$  شتاب جاذبه زمین،  $\lambda_R$  و  $\lambda_i$  پارامترهای توزیع مارشال-پالمر می‌باشند.

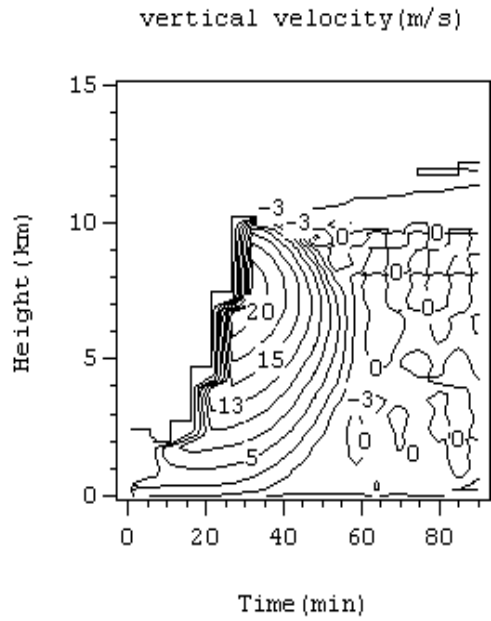
#### ۵. نتایج

نتایج مطالعه عددی تاثیر پارامترسازی خردفیزیکی ابر

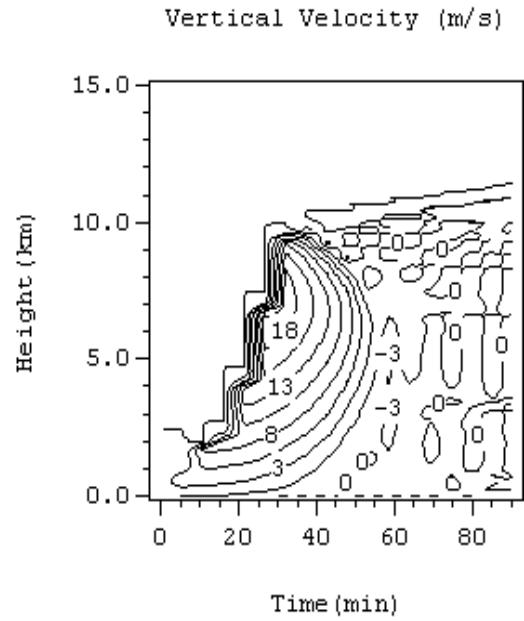
2. Young  
3. Cloud Condensation Nuclei

1. Degree of supercooling

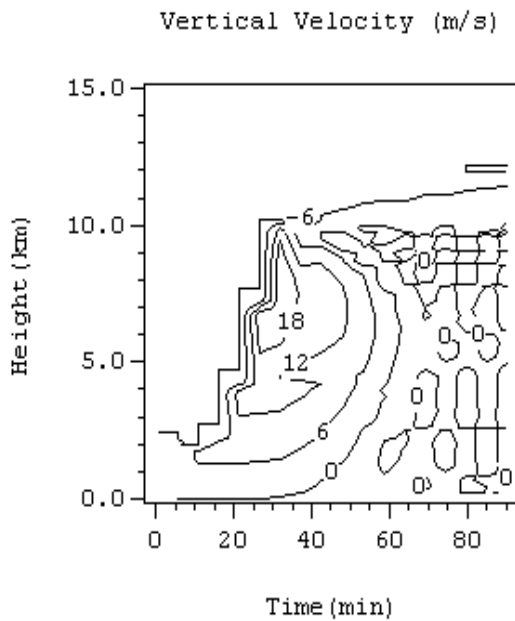




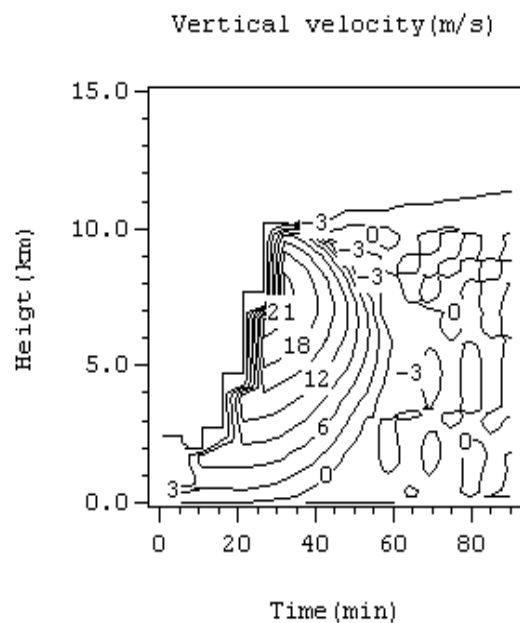
ب) مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم بر اساس پارامترسازی کسلر.



الف) مدل O-T.

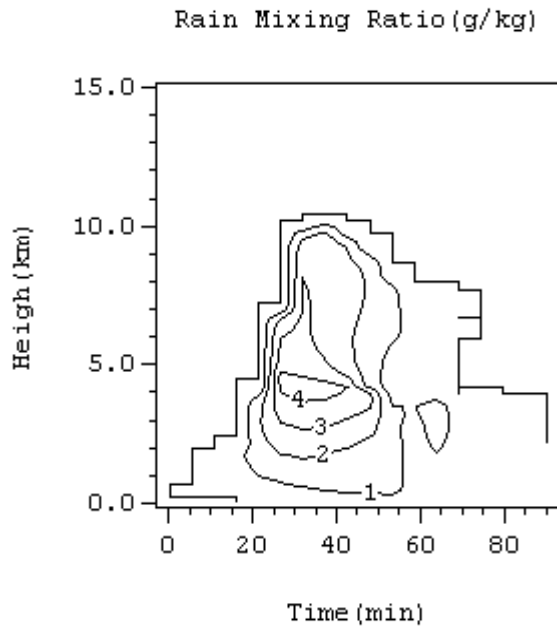


د) مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم بر اساس پارامترسازی کسلر و انجماد بر اساس پارامترسازی بیگ و تگرگ بر اساس پارامترسازی لین و همکاران.

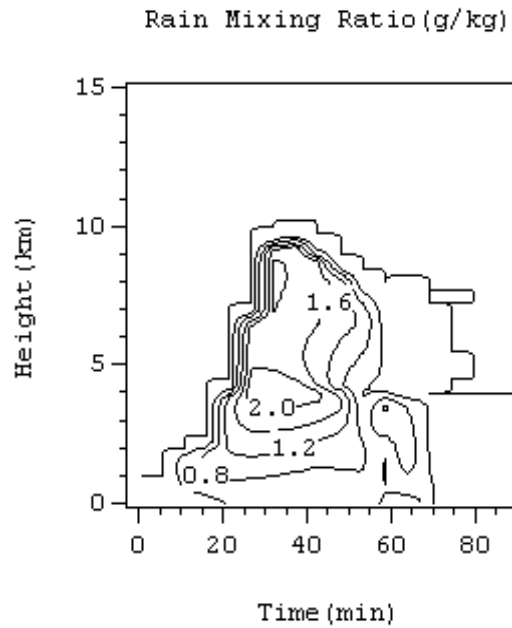


ج) مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم بر اساس پارامترسازی کسلر و انجماد بر اساس پارامترسازی بیگ.

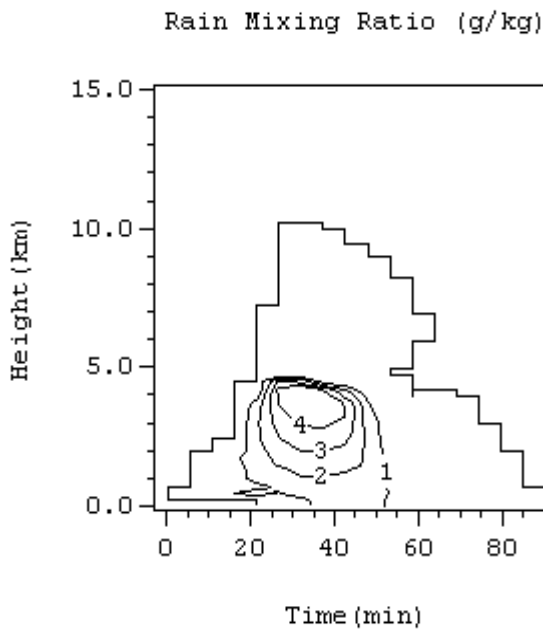
شکل ۵. سرعت قائم ابرتندی مدل O-T و مدل بهبود یافته O-T در سه مرحله باران گرم، انجماد و سرعتهای حد قطرات باران و دانههای تگرگ.



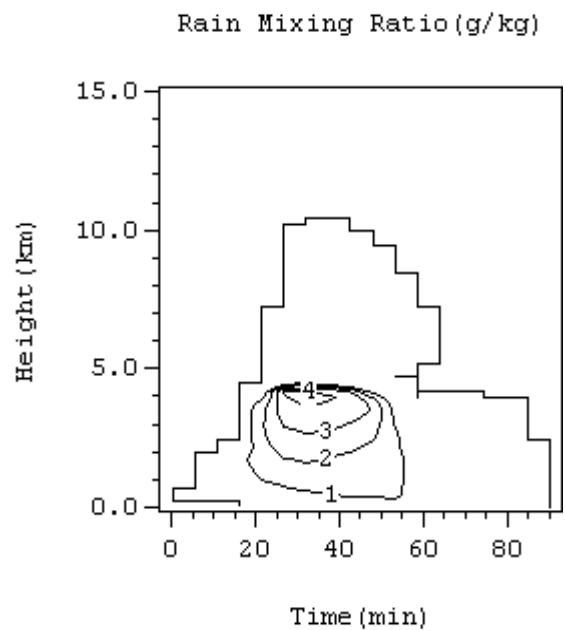
ب) مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم براساس پارامترسازی کسلر.



الف) مدل O-T.

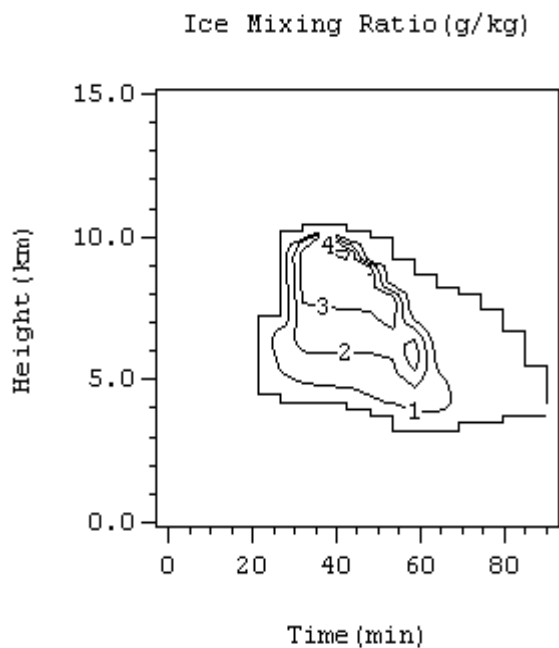


د) مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم براساس پارامترسازی کسلر و انجماد براساس پارامترسازی بیگ و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ بر اساس پارامترسازی لین و همکاران.

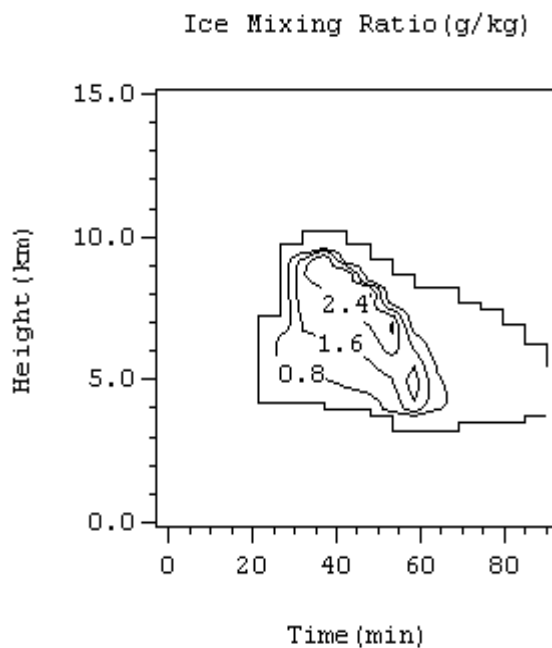


ج) مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم بر اساس پارامترسازی کسلر و انجماد بر اساس پارامترسازی بیگ.

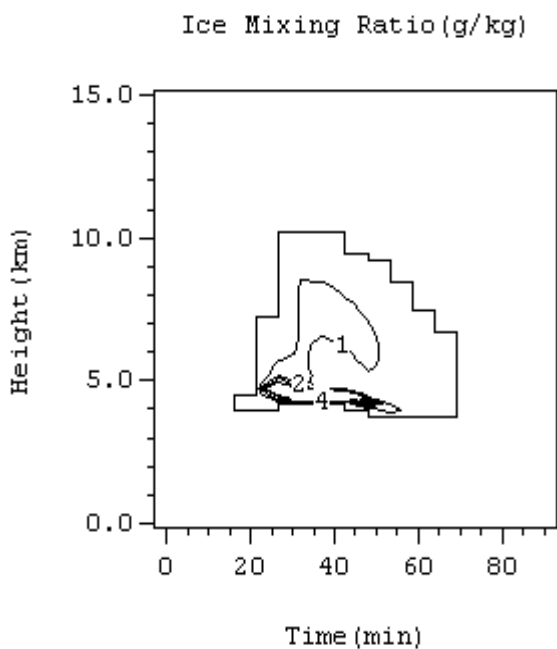
شکل ۶. نسبت آمیختگی قطرات باران در ابرندری مدل O-T و مدل بهبود یافته O-T در سه مرحله باران گرم، انجماد و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ.



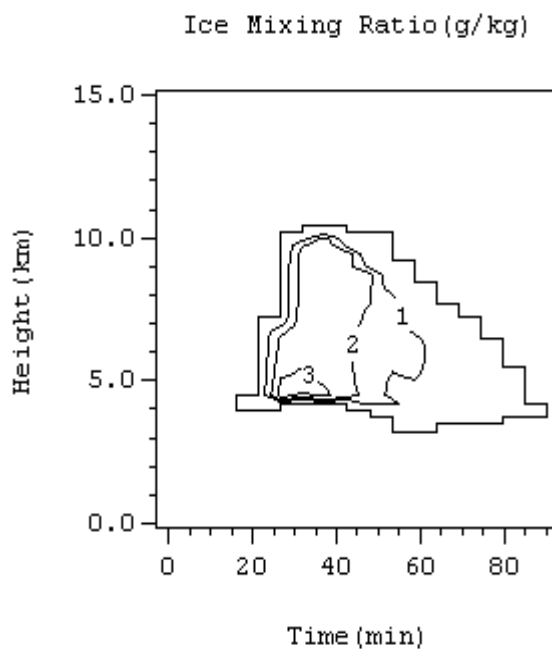
ب) مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم براساس پارامترسازی کسلر.



الف) مدل O-T.

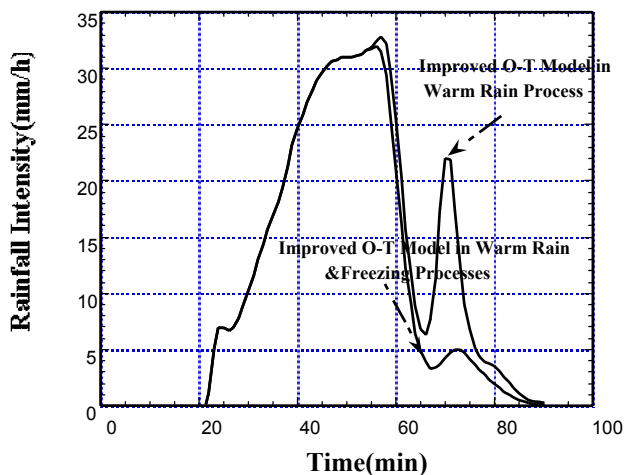


د) مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم براساس پارامترسازی کسلر و انجماد براساس پارامترسازی بیگ و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ بر اساس پارامترسازی لین و همکاران.

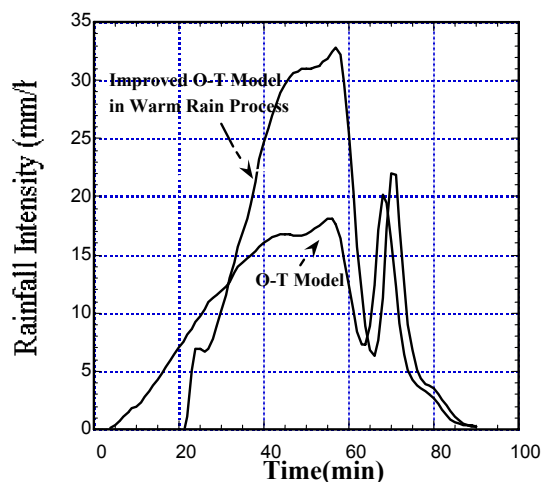


ج) مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم بر اساس پارامترسازی کسلر و انجماد بر اساس پارامترسازی بیگ.

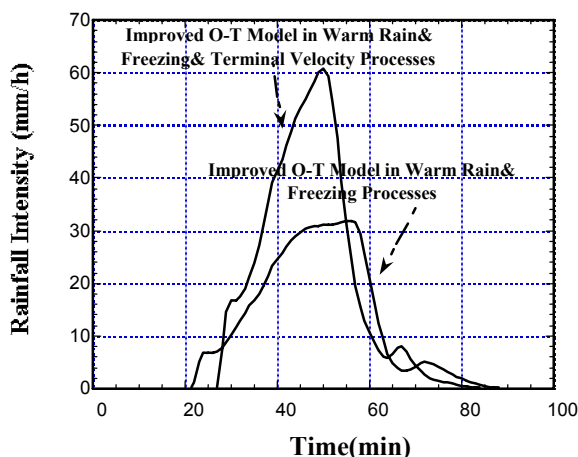
شکل ۷. نسبت آمیختگی دانه‌های تگرگ در ابر تندی مدل O-T و مدل بهبود یافته O-T در سه مرحله باران گرم، انجماد و سرعت‌های حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ.



ب) شدت بارندگی در مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم و مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم و انجماد.



الف) شدت بارندگی در مدل O-T و مدل بهبود یافته O-T در فرآیند باران گرم



ج) شدت بارندگی در مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم، انجماد و مدل بهبود یافته O-T در فرآیندهای باران گرم، انجماد و سرعتهای حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ

شکل ۸. مقایسه شدت بارندگی مدل ابر تندری O-T و مدل بهبود یافته O-T در سه مرحله باران گرم، انجماد و سرعتهای حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ.

(۲۶))، احتمال انجماد قطرات باران در دماهای نزدیک سطح انجماد کمتر است در دماهای پایتیر افزایش می‌یابد، لذا استفاده از این تابع سبب محو نسبت آمیختگی قطرات باران در دماهای پایتیر گردید (شکل ۶-ج) و نسبت آمیختگی تگرگ در نزدیکی سطح انجماد به علت افزایش مقدار باران در آن ناحیه افزایش یافته است (شکل ۷-ج). افزایش میزان انجماد باعث افزایش گرمای نهان آزاد

ابر، سرعت بالا سو تغییر می‌یابد. برای مثال حداقل زمان آغاز بارندگی برای ابرهای بحری حدود ۱۷/۸ دقیقه و برای ابرهای بری حدود ۲۶/۵ دقیقه بود [۲۰].

ب) بهبود پارامترسازی فرآیندهای باران گرم و انجماد از آنجایی که مطابق تابع احتمالی انجماد بیگ (معادله

## ۶. نتیجه‌گیری

به منظور مطالعه اثر فرآیندهای خردفیزیکی در تشکیل فرآیند بارندگی و ایجاد اصلاحات لازم و تطابق هر چه بیشتر مدل عددی با مشاهدات تجربی به عمل آمده، مدل O-T در سه مرحله فرایند باران گرم، انجماد و سرعتهای حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ بهبود یافته است. تغییرات قوی در منحنی شدت بارندگی پدیدار شده است. به دلیل ضرورت تجمع قطره‌های ابر برای آغاز بارندگی در سطح زمین، با پارامترسازی کسلر بارندگی به مدت ۱۵ دقیقه دیرتر آغاز شد. به دلیل رشد پیوسته قطره‌های ابر و قطرات باران، میزان بارندگی شدیدتر شد. در سرعتهای حد باران و تگرگ با استفاده از پارامترسازی لین و همکاران، به دلیل تجمع آب باران نزدیک سطح زمین، حرکت‌های بالاسو ضعیفتر و حرکت‌های پایین‌سو قویتر شدند. از آنجایی که شدت بارش‌های رگباری در مدت زمان کوتاه زیاد می‌باشد، لذا نتایج مدل بهبود یافته O-T با مشاهدات تجربی تطبیق بیشتری دارد.

## قدردانی

نویسندگان این مقاله وظیفه خود می‌دانند که از جناب آقای پروفیسور T. Takahashi و سایر همکاران محترم ایشان که در این تحقیق در دانشکده علوم دانشگاه کیوشوی ژاپن همیاری کردند، تشکر نمایند. این تحقیق با حمایت مالی مشترک سازمان هواشناسی کشور، وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران و همچنین وزارت علوم و فناوری ژاپن انجام گرفته است.

شده که منجر به افزایش بیشینه سرعت قائم حدود  $1 \text{ m/s}$  شده است (شکل ۵-ج). منحنی شدت بارندگی نشان می‌دهد که قله دوم این منحنی محو شده و مقدار آن افزایش یافته است که افزایش سرعت ذوب دانه‌های تگرگ باعث افزایش نسبت آمیختگی قطرات باران و محو قله دوم در منحنی شدت بارندگی شده است (شکل ۸-ب).

ج) بهبود پارامترسازی فرآیندهای باران گرم، انجماد و سرعتهای حد با استفاده از سرعت حد باران و تگرگ بر اساس پارامترسازی لین و همکاران (معادلات (۲۶) و (۲۷)) که در آن چگالی هوا در نظر گرفته شده است، باعث گردید که سرعتهای حد قطرات باران و دانه‌های تگرگ در ناحیه‌هایی که چگالی هوا پائین است افزایش یابد و این منجر به ذوب سریعتر تگرگ شده و این امر باعث تجمع سریعتر باران در نزدیکی سطح زمین شد (شکل‌های ۶-د و ۷-د). در نتیجه افزایش سرعتهای حد مطابق معادلات (۱۹) و (۲۰)، سرعت قائم پائین سو در ابر تندی مطابق معادله (۱۳)، حدود  $3 \text{ m/s}$  افزایش یافت (شکل ۵-د). پروفایل شدت بارندگی در نتیجه افزایش سرعتهای حد باران و دانه‌های تگرگ باعث افزایش ذوب دانه‌های تگرگ و افزایش شدت بارندگی در سطح زمین و کوتاه‌تر شدن مدت بارش شد. از آنجایی که میزان شدت بارش از ابر تندی در مدت زمان کوتاه زیاد می‌باشد، منحنی بارندگی مدل بهبود یافته در سه مرحله‌ای که ذکر شد، با مشاهدات واقعی تطبیق بیشتری داشته است (شکل ۸-ج).

## مراجع

1. Y Ogura and T Takahashi, *Mon. Wea. Rev.* **99** (1971) 895.
2. E F Danielsen, R Black, and D A Morris, *J. Atmos. Sci.*, **29** (1972) 135.
3. F W Murray, and L R. Koenig, *Mon. Wea. Rev.* **100** (1972) 717.
4. L R Koenig and F M Murray, *J. Appl. Met.* **15** (1976) 747.
5. T Takahashi and T Kawano, *J. Atmos. Sci.*, **55** (1997) 57.
6. Y L Lin, R D Farley, H D Orville, *J. Climate Appl. Meteor.* **23** (1983) 1065.
7. W R Cotton, *J. Climate. Appl. Meteor.* **25** (1986) 1658.
8. M Murakami, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68** (1990) 2, 107.
9. Xue Ming, K Kelvin Droegemeire and Vince Wong, Submitted to *Meteorology and Atmospheric Physics*, (March 2000).
10. S Javanmard, M. Sc. Thesis, Dept. Physics, Kyushu Univ., Fukuoka, Japan, (1995).
11. T Takahashi, *J. Atmos. Sci.* **34** (1977) 1773.
12. E Kessler, *Met. Monograph, Am. Meteor. Soc.*, Boston, **10**, 32 (1969) 84..
13. T Takahashi, *J. Atmos. Sci.* **45** (1988) 3333.
14. E K Bigg, *Phys. Soc. London. B66* (1953) 688.
15. H R Byers, *Elements of Cloud Physics*, University of Chicago Press, (1965) 191.

18. T Asia, and A Kasahara, *J. Atmos. Sci.* **24** (1967) 487.
19. E J Langham, and B J Mason, *Proc. Roy. Soc. London*, **247** (1958) 493.
20. K C Young, *J. Atmos. Sci.*, **32** (1975) 965.
16. B J Mason, *The Physics of Clouds*, Clarendon Press, Oxford, England, (1957) 481.
17. J S Marshall, and W M Palmer, *J. Meteor.* **5** (1948) 165.