

## تجرباتی در طراحی یک مدل پیش‌بینی عددی برای مطالعه پدیده‌های میان‌مقیاس جوی در مناطق ساحلی - کوهستانی ایران

هوشنگ بصیرپارسا\*

\* سازمان هواشناسی، خیابان معراج، فرودگاه مهرآباد، صندوق پستی ۴۶۱-۱۳۱۸۵.

### چکیده

در این نوشتار مختصراً به نتایج تحقیق و طراحی مدلی سه‌بعدی برای شبیه‌سازی پدیده‌های میان‌مقیاس جوی در مناطق ساحلی - کوهستانی ایران پرداخته می‌شود که توسط نگارنده توسعه و تکامل یافته است. مدل برای مطالعه اغتشاشات جوی ناشی از اختلاف دما و رطوبت خشکی و دریا، اثر بالابری مکانیکی و اثر حرارتی کوهستان و اندرکنش آنها مناسب است. مدل مورد بحث از نوع آب‌ایستا و در راستای قائم از مختصه زیگما برخوردار بوده و برپایه معادلات اولیه غیرخطی وابسته به زمان استوار است.

شرایط مرزی در آن به نحوی است که می‌تواند از بازتاب مجدد اغتشاشات داخلی ناشی از اثرات کوهستان و گرادیان‌های شدید درجه حرارت که به مرزهای مدل می‌رسد جلوگیری نماید. آغازگری در مدل نیز شرایط باد غالب یکنواختی را در مدل ایجاد می‌نماید. پارامترسازی انتقال افقی و قائم شارهای پیچکی در مدل وجود دارد. در معادلات مدل فرمول‌های منحصر به فردی برای جملات گرادیان افقی فشار هوا در سطح زمین و گرادیان افقی ژئوپتانسیل طراحی و به کار گرفته شده است تا در مواردی که کوهستان‌های نامنظم و مرتفع و یا شیب‌های تند در قلمروی مدل وجود داشته باشند بتوان با اجتناب از خطاهای محاسباتی بازدارنده که به خصوص در چنان شرایطی ایجاد می‌شوند، به مطالعه پدیده‌ها پرداخت. در خرد فیزیک مدل روابط تازه‌ای به کار گرفته شده، به خصوص آن که با تفکیک روابط تبخیر در شرایط اشباع و در شرایط غیر اشباع ممکن است تا حد قابل اعتمادی از بروز ناپایداری‌های غیر واقعی ناشی از تبخیر ناگهانی در مدل جلوگیری نمود. مدل ابتدا، برای یک کوه فرضی زنگوله‌ای شکل آزموده شد. سپس به کمک آن میدان باد، ابر و بارندگی برای یک منطقه حقیقی هموار شده، شامل قسمتی از دریای خزر، رشته‌کوه‌های البرز و قسمتی از فلات مرکزی، شبیه‌سازی گردید. از آنجا که داده‌های کافی جوی برای یک آغازگری واقع‌گرایانه، در ایستگاه‌های هواشناسی منطقه تولید نمی‌شد، لذا شرایط اولیه به‌نحوی فرض و تعریف شد که تا حد زیاد منطبق بر داده‌های جوی قابل دسترس در یک روز خاص باشد. در نتیجه خروجی مدل نیز ناچاراً بر اساس همین شرایط اولیه حاصل شد.

کلیدواژه: مدل میان‌مقیاس، پیش‌بینی عددی وضع هوا، ناحیه ساحلی - کوهستانی، باد غالب، مختصه زیگما، گرادیان افقی فشار سطح زمین، دریای خزر، رشته کوه البرز

### ۱ مقدمه

مجموع فرایندهای پیش‌بینی، سبب افزایش صحت و دقت و افزایش توان عملیاتی پیش‌بینی‌ها خواهد شد. از طرف دیگر شناخت پدیده‌های میان‌مقیاس، در جهت گیری بهتر حل مسائل اقلیمی، کشاورزی، آب‌شناسی کمک شایانی می‌نماید. سابقه ظهور هواشناسی میان‌مقیاس به حدود دهه ۱۹۴۰ و ۱۹۵۰ باز می‌گردد. در واقع طرح این هواشناسی در پی کشف فرایندهایی در طبیعت بود که نه در دامنه شناخته شده بزرگ‌مقیاس و نه در دامنه شناخته شده خردمقیاس قابل دسته‌بندی بودند. افزون بر آن، استفاده از رادار و ماهواره پدیده‌هایی با ابعاد بزرگ‌تر از یک ابر

پیش‌بینی به روش همدیدی هر روزه با این تلاش صورت می‌گیرد که ارائه وضعیت حال و آینده هوا با دقت بیشتری انجام شود. اما وقوع مواردی همچون بادهای منطقه‌ای و محلی در بین رشته کوه‌ها، تغییر مسیر شارش‌های بزرگ‌مقیاس هوا به واسطه مواجهه با کوهستان، پدیده‌های گرمایی مثل پدیده فون، شکل‌گیری توفان‌های محلی و به طور کلی سیستم‌های میان‌مقیاس به دلیل آن‌که عمدتاً در مقیاس‌های کوچک‌تر از مقیاس همدیدی رخ می‌دهند، معمولاً در تحلیل‌های همدیدی نایافته باقی می‌مانند. از این‌رو شناخت پدیده‌های میان‌مقیاس و لحاظ نمودن آنها در

کمتر از یک روز و بالاخره در نوع گاما (مانند توفان‌های رعد و برق، اغتشاش ناشی از کوهستان و مه) مقیاس مکانی در فاصله (km) ۲۰-۲ و مقیاس زمانی حدود ۱ ساعت است.

سابقه مدل‌سازی عددی میان‌مقیاس وضع هوا نیز به دهه ۱۹۴۰ باز می‌گردد. در این سال‌ها، با شروع از مدل‌های خطی و سپس مدل‌های غیر خطی و سازوکاری از گرمایش مصنوعی جو همدم و پایدار اولیه، قدم‌های مقدماتی برداشته شد. شرح مفصلی از کارهای اولیه توسط اتکینسون (۱۹۸۹) ارائه شده است.

یک جنبه با اهمیت از مدل‌های میان‌مقیاس، انتقال تکانه و گرما به وسیله تلاطم است. شاید بتوان آن را اصلی‌ترین فرایند فیزیکی در یک مدل نسیم دریا - نسیم ساحل دانست که باعث رشد و تکامل توفان‌های ناشی از اثر دریاچه می‌شوند. در واقع شرایط فوق بی دررو (سوپر آدیاباتیک) حاکم بر یک دریاچه گرم است که منجر به انتقال گرما و رطوبت از دریاچه به جو می‌شود. استوکی (۱۹۶۱) در بررسی نظری نسیم دریا، نقش اصلی را برای گرمای عرضه شده توسط سطح خاک از یک طرف و شرایط غالب بزرگ‌مقیاس همدیدی از طرف دیگر قائل می‌شود. در رویکرد متفاوتی که او در مقابل سایر دانشمندان عصر خود داشت، مثلاً در مقابل فیشر (۱۹۶۱) که گرادیان انتقال گرما و تکانه را به کار برد، ابتدا این‌طور فرض کرد که جو از نقطه‌نظر انتقال گرما و تکانه از دو لایه تشکیل شده است. یکی لایه سطحی با شار ثابت و دیگر لایه گذار. به نظر او این لایه سطحی با شار ثابت حدود ۵۰ متر ضخامت داشت که البته تغییر این ضخامت تأثیری در اصل فکر پارامترسازی او نمی‌گذاشت. در این لایه ضریب تبادل پیچکی تابعی از ناپایداری و چینش باد است. اما در لایه دوم که لایه گذار است، این ضریب از مقدارش در لایه سطحی به صورت خطی کاهش می‌یابد تا به مقداری ثابت برسد که او این مقدار ثابت را در ۲ کیلومتر بالای سطح زمین صفر فرض کرد (سقف مدل). اما بعدها (در ۱۹۸۱) مقدار کوچکی برای آن در نظر گرفت و بدین ترتیب لایه سوم را به نام لایه

منفرد و کوچک‌تر از یک سیستم جبهه‌ای (مثلاً در ابعاد ۱-۱۰۰ کیلومتر) را شناسایی می‌کردند که بررسی فرایند آنها ضروری به نظر می‌رسید.

امروزه عبارت همرفت در هواشناسی میان‌مقیاس بسیار متداول شده است. همرفت‌ها در واقع یکی از اشکال تبادل گرما و جرم در جو کره زمین‌اند و دلالت بر انتقال گرما به شکل بسته‌های گسسته هوا دارند. همرفت‌ها با از میان رفتن پایداری ایستا در یک لایه افقی ایجاد می‌شوند. مقیاس افقی آنها از چند صد متر (اندازه یک قطعه ابر کوچک و یا یک بسته گرم هوا تا صدها کیلومتر در کمپلکس‌های گرمایی میان‌مقیاس و خطوط تندوزه) تغییر می‌کند. اگر چه نحوه زایش و رشد و تکامل بسته‌های گرم در خردفیزیک مورد بحث قرار می‌گیرد لیکن این که چگونه سیستم‌های همرفتی میان‌مقیاس از عناصر همرفتی چندگانه کوچک‌تر تشکیل می‌شوند مطلب دیگری است که در پیش‌بینی‌های کوتاه مدت به آن توجه می‌شود.

در حال حاضر تعریف جهانی با مرزبندی‌های مشخص برای اندازه سیستم‌های میان‌مقیاس وجود ندارد ضمن آن که نقطه‌نظر استفاده کننده نیز در انتخاب تعریف دخیل است. به‌رحال از میان معروف‌ترین تقسیم‌بندی‌هایی که می‌توانند مبنای تعریف پدیده‌های میان‌مقیاس قرار گیرند و دامنه کاربرد مدل‌های میان‌مقیاس را نیز آشکار نماید، به موارد زیر می‌توان اشاره کرد:

- ۱- پدیده‌هایی که نه خردمقیاس و نه بزرگ‌مقیاس باشند.
- ۲- پدیده‌هایی بین یک ابر منفرد و یک سیستم جبهه‌ای.
- ۳- پدیده‌هایی که بر اساس تقسیم‌بندی اورلانسکی (۱۹۷۵) در گروه میان‌مقیاس قرار می‌گیرند و از نظر مکانی و زمانی به سه دسته آلفا، بتا و گاما تقسیم می‌گردند. نوع آلفا (مانند جبهه‌ها، توفندها) دارای مقیاس مکانی در فاصله (km) ۲۰۰-۲۰۰۰ و مقیاس زمانی یک تا چند روز، در نوع بتا (مانند کوران شبانه ترازهای پائین، موج‌های داخلی جو، اثر مناطق شهری، خطوط تندوزه) مقیاس مکانی در فاصله (km) ۲۰-۲۰۰ و مقیاس زمانی

$$-p^* \frac{\partial \phi}{\partial y} - R\bar{T} \frac{p^*}{p^*} \left( \frac{\partial p^*}{\partial y} \right) + F_H(v) + F_V(v) \quad (2)$$

$$\frac{\partial(p^*\theta)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*\theta)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*\theta)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*\theta)}{\partial \sigma} + F_H(\theta) + F_V(\theta) + Q_{con}(\theta) \quad (3)$$

$$\frac{\partial(p^*Q_V)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*Q_V)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*Q_V)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*Q_V)}{\partial \sigma} + F_H(Q_V) + F_V(Q_V) + Q_{con}(Q_V) \quad (4)$$

$$\frac{\partial(p^*Q_C)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*Q_C)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*Q_C)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*Q_C)}{\partial \sigma} + F_H(Q_C) + F_V(Q_C) + Q_{con}(Q_C) \quad (5)$$

$$\frac{\partial(p^*Q_r)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*Q_r)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*Q_r)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*Q_r)}{\partial \sigma} + F_H(Q_r) + F_V(Q_r) + Q_{con}(Q_r) \quad (6)$$

این معادلات به ترتیب نمایش پایداری‌های تکانه در جهت x ها و y ها، دمای پتانسیل، نسبت اختلاط رطوبت، نسبت اختلاط قطره‌های ابر و نسبت اختلاط قطره‌های باران است.

در این معادلات  $Q_{CON}(Q_r)$ ,  $Q_{CON}(Q_C)$ ,  $Q_{CON}(Q_V)$  به شرح زیر تعریف می‌شوند

$$Q_{con}(Q_V) = (EvapR + EvapC - CON)p^*$$

$$Q_{con}(Q_C) = (-AUCON - ACR - EvapC + CON)$$

$$p^*Q_{con}(Q_r) = (AUCON + ACR - EvapR)p^*$$

$$Q_{con}(\theta) = -\frac{L_v}{C_p} \left( \frac{p_0}{\sigma p^*} \right)^{R/C_p} (EvapR + EvapC - CON)p^*$$

در معادلات بالا  $EvapR$ ,  $EvapC$ ,  $CON$ ,  $AUCON$ ,  $ACR$  به ترتیب تبخیر ابر، تبخیر از باران، میعان، خود تبدیلی (از ابر به باران) و برافزایی (نمو) دانه‌های باران،  $f$  پارامتر کوریولیس،  $L_v$  گرمای نهان تبخیر،  $C_p$  گرمای ویژه هوا در فشار ثابت و  $p_0$  فشار سطح استاندارد است.  $F_H$  و  $F_V$  نیز به ترتیب بخش در جهت‌های افقی و قائم هستند. معادله دیگر در مدل، معادله پیوستگی است که به صورت زیر نمایش داده می‌شود

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = \frac{\partial(p^*u)}{\partial x} - \frac{\partial(p^*v)}{\partial y} - \frac{\partial(p^*\dot{\sigma})}{\partial \sigma} \quad (7)$$

از این معادله در محاسبه سرعت قائم و فشار سطح زمین استفاده

آزاد در بالای دو لایه دیگر اضافه نمود. تقسیم جو به این شکل و پارامترسازی‌های مرتبط با آن از نقطه نظر بخش قائم از سطح زمین، تحول و موفقیتی را در این گونه مدل‌ها به وجود آورد (آبز و فایسیک، ۱۹۹۲؛ اتکینسون، ۱۹۸۹).

در این جا، بواسطه گرایش که به سمت مدل‌های میان‌مقیاس در مناطق کوهستانی وجود دارد، به یک مورد تفاوت این مدل‌ها از مدل‌های بزرگ‌مقیاس اشاره می‌شود و آن این که در مدل‌های میان‌مقیاس، سیمای طبیعی زمین (پستی و بلندی‌ها، توپوگرافی)، به عنوان اصلی‌ترین عامل، فرایندهای جو را در کنترل خود دارند و اغتشاشات ناشی از آن در ایجاد پدیده‌ها نقش قابل ملاحظه‌ای ایفا می‌کند. درحالی که پهنه طبیعی زمین در مدل‌های هم‌مدید مقیاس عمدتاً در تغییر مسیر شارش‌ها و یا به عبارتی در تعدیل و تنظیم گردش عمومی جو نقش ایفا می‌کند (کارول و دیگران، ۱۹۹۳).

## ۲ ویژگی‌های مدل

### ۱-۲ معادلات

شکلی از معادلات در مقالات آنتز و وارنر (۱۹۷۸) و استوکی و گروس (۱۹۸۱) موجود است. ولی در این جا، نگارنده با نتیجه‌گیری و اضافه نمودن جملات گرادیان افقی ارتفاع ژئوپتانسیل و گرادیان افقی فشار سطح زمین به معادلات تکانه و همچنین اضافه نمودن معادلات مرتبط با خردفیزیک ابر به مجموع معادلات که با مرور بر نظریه کسلر (۱۹۶۹) و اعمال تغییراتی در آن صورت گرفت، شکل حاضر از معادلات را معرفی می‌نماید.

در این مدل، امتداد قائم برحسب  $\sigma = P/p^*$  تعریف می‌شود که در آن  $P^*$  فشار سطح زمین و  $P$  فشار در یک تراز مدل است.

$$\frac{\partial(p^*u)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*u)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*u)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*u)}{\partial \sigma} + fp^*v$$

$$-p^* \frac{\partial \phi}{\partial x} - R\bar{T} \frac{p^*}{p^*} \left( \frac{\partial p^*}{\partial x} \right) + F_H(u) + F_V(u) \quad (1)$$

$$\frac{\partial(p^*v)}{\partial t} = \frac{\partial(up^*v)}{\partial x} - \frac{\partial(vp^*v)}{\partial y} - \frac{\partial(\dot{\sigma}p^*v)}{\partial \sigma} - fp^*u$$

اثر نقاط مرزی و غیره ایجاد می‌شوند، جلوگیری و یا آنها را کنترل نماید. این فرایند حذف (میرایش) فرایندی کاملاً مصنوعی نیست زیرا پخش در طبیعت با چنین طول موج‌های کوتاهی وجود دارد که از طریق پیچک‌های تلامپی ایجاد می‌شود.

عملگرهای تفاضل متناهی مورد استفاده در مدل نیز به شکل زیر نمایش داده می‌شود (آنتس و وارنر، ۱۹۷۸؛ استوکی، ۱۹۸۱)

الف: درجهت x (و به طریق مشابه در جهت y)

$$\beta^{-x} \equiv \frac{\beta_{(i+1/2)j} + \beta_{(i-1/2)j}}{2}$$

$$\beta_x \equiv \frac{\beta_{(i+1/2)j} - \beta_{(i-1/2)j}}{\Delta x}$$

و ب: برای میانگین و تفاضل درجهت  $\sigma$  و در تراز  $\sigma_k$  (بین  $\sigma_{k+1/2}$  و  $\sigma_{k-1/2}$ )

$$\frac{-\sigma}{\beta} \equiv \frac{\beta_{k+1/2} + \beta_{k-1/2}}{2}$$

$$\delta_\beta \equiv \beta_{k+1/2} - \beta_{k-1/2}$$

۳-۲ جملات گرادیان‌های افقی ارتفاع ژئوپتانسیل و فشار

سطح زمین

یکی از منابع خطا در انتگرال‌گیری معادلات مدل که سبب بروز سرعت‌های زائد و غیر واقعی در قلمروی آن می‌شود، نبودن توازن بین دو جمله گرادیان افقی ارتفاع ژئوپتانسیل و گرادیان افقی فشار سطح زمین است. این اختلاف و نبود توازن را می‌توان به دلیل تبدیل خطا آمیز جمله گرادیان افقی ارتفاع ژئوپتانسیل از دستگاه مختصات فشار به دستگاه مختصات زیگما دانست. آزمایش‌هایی که در این جا با روابط معرفی شده قبلی (مثلاً آنچه پیلکه، ۱۹۸۴ ارائه نمود) صورت گرفت، نشان می‌دهد که خطای مورد بحث قابل ملاحظه است و هر چه بر ارتفاع و شیب کوه در پهنه طبیعی زمین افزوده شود این خطا بیشتر خواهد بود. لذا، به منظور به حداقل رساندن اثر این منبع خطا، روش زیرتوسط نگارنده ساخته و معرفی می‌شود. ابتدا با توجه به شکل (۱)

می‌شود. معادله فرایابی آب ایستایی و معادله پواسن نیز در مدل به ترتیب به شکل‌های زیرند:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma} \quad (۸)$$

$$T/\theta = \left( \frac{\sigma p^*}{p_0} \right)^{R/C_p} \quad (۹)$$

$$\omega = p^* \sigma + \sigma \frac{\partial p^*}{\partial t}$$

در مدل مورد استفاده قرار می‌گیرد که سرعت‌های قائم در مختصات p و  $\sigma$  را به هم مرتبط می‌سازد.

۲-۲ طرح‌واره انتگرال‌گیری معادلات

به منظور کم اثر کردن و میراندن مد محاسباتی بسامدهای زیاد و نوفه‌های با طول موج کوتاه طرح‌واره دو گامی ماتسونو به کار گرفته می‌شود (هالتینر و ویلیامز، ۱۹۸۰). در این فن که به طور خلاصه، به شکل زیر نشان داده شده، این نکته قابل توجه است که شرایط مرزی در گام‌های اول و دوم ممکن است متفاوت باشد:

معادله  $F(\beta) = -\frac{d\beta}{dt}$  را برای یک متغیر دلخواه  $\beta$  در نظر می‌گیریم:

در گام اول  $\beta^n$  در گام زمانی  $\Delta t$  ام داده شده است آنگاه  $\beta^{n+1} = \beta^n + \Delta t F(\beta^n)$  سپس شرایط مرزی از  $\beta^*$  محاسبه می‌شود.

در گام دوم  $\beta^{n+1} = \beta^n + \Delta t F(\beta^*)$  و مجدداً شرایط مرزی از  $\beta^{n+1}$  محاسبه می‌شود.

در آخر بازگشت به گام اول و تکرار آن برای گام‌های زمانی بعدی.

بدین ترتیب، این فن میرایش به صورت یک خصیصه ذاتی مدل درآمد و به همراه جملات پخش افقی و قائم و شرایط مرزی جانبی می‌تواند از بروز بسامدهای زیاد و موج‌های کوتاه، که به علت وجود منابع مختلفی همچون چشمه‌های گرمایی، تزریق پیوسته دیده‌بانی‌ها به مدل، طرح‌واره‌های تفاضلی حل معادلات،

$$\bar{T}_3 = T_3 + 0.5 \gamma_3 (\varphi_3 - \varphi'_3) / g$$

با استفاده از روابط بالا  $\bar{T}_3$  و به طریق مشابه  $\bar{T}_1$  را به دست می‌آوریم

$$\bar{T}_1 = \frac{T_1}{1 - 0.5 \gamma_1 \frac{R}{g} \ln \frac{P_2}{P_1}} \quad (12)$$

$$\bar{T}_3 = \frac{T_3}{1 - 0.5 \gamma_3 \frac{R}{g} \ln \frac{P_2}{P_3}}$$

حالا با دیفرانسیل‌گیری مجدد از شکل لگاریتمی معادله  $\sigma = \frac{P}{p^*}$  در فشار ثابت خواهیم داشت

$$\frac{1}{\sigma} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_p = - \frac{1}{P^*} \left( \frac{\partial P^*}{\partial x} \right) \quad (13)$$

و با جایگزینی از روابط (۱۱) و (۱۳)، رابطه (۱۰) به صورت کاربردی زیر ارائه می‌شود

$$\left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)_p \cong \frac{1}{2} R \bar{T}_1 \left( \frac{1}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} \right)_{1 \rightarrow 2} + \left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)_\sigma + \frac{1}{2} R \bar{T}_3 \left( \frac{1}{P^*} \frac{\partial P^*}{\partial x} \right)_{2 \rightarrow 3} \quad (14)$$

در این معادله جملاتی که با شاخص‌های ۱ → ۲ و ۲ → ۳ مشخص شده‌اند به ترتیب به فاصله یک گامی قبل و فاصله یک گامی بعد از نقطه مورد محاسبه تعلق دارند. در این جا مجموع دو جمله اول و سوم طرف راست (۱۴) جایگزین عبارت  $R \bar{T} \frac{P^*}{P^*} \left( \frac{\partial P^*}{\partial x} \right)$  در معادله تکانه (۱) و جملات مشابهی در جهت y ها جایگزین عبارت  $R \bar{T} \frac{P^*}{P^*} \left( \frac{\partial P^*}{\partial y} \right)$  در معادله تکانه (۲) می‌شود.

به منظور نشان دادن اهمیت تعادل بین دو جمله گرادیان افقی ژئوپتانسیل و گرادیان افقی فشار سطح زمین به مقایسه بزرگی این دو جمله با بزرگی سایر جملات در معادلات تکانه اشاره می‌شود. لذا مدل در منطقه‌ای با یک کوه زنگوله‌ای شکل از نوع  $A \cos^2 \left( \frac{\pi y}{2 y_0} \right)$  در جهت y ها (در حالی که در جهت x ها شکل

می‌نویسیم:

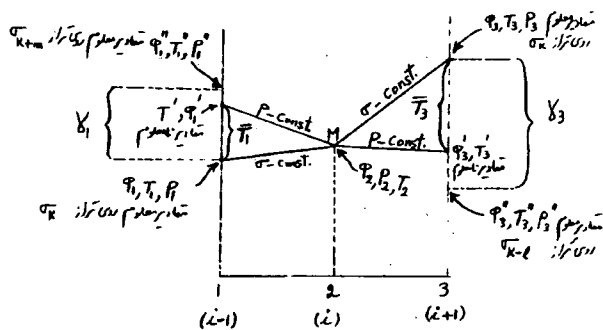
$$\left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)_\sigma = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} \right)_{x1} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_p + \left( \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right)_p + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} \right)_{x3} \left( \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right)_p \quad (10)$$

جمله اول سمت راست مربوط به فاصله یک گامی قبل از نقطه (i, j) و جمله سوم سمت راست مربوط به فاصله یک گامی بعد از نقطه (i, j) است. با دیفرانسیل‌گیری از شکل لگاریتمی معادله  $\sigma = \frac{P}{p^*}$  در x های ثابت (x1 و x3) داریم

$$\left( \frac{\partial \varphi}{\partial \ln \sigma} \right)_{x3} = -R \bar{T}_3 \quad \text{و} \quad \left( \frac{\partial \varphi}{\partial \ln \sigma} \right)_{x1} = -R \bar{T}_1 \quad (11)$$

در این معادلات  $\bar{T}_1$  دمای متوسط بین دو نقطه  $\varphi_1$  و  $\varphi'_1$  در سمت چپ (در x1) و  $\bar{T}_3$  دمای متوسط بین دو نقطه  $\varphi_3$  و  $\varphi'_3$  در سمت راست (در x3) می‌باشد. در محاسبه  $\bar{T}_1$  و  $\bar{T}_3$  به ترتیب از آهنگ کاهش درجه حرارت ( $\gamma_1$  و  $\gamma_3$ ) بین ترازهای زیگمای در برگیرنده فواصل مورد نظر (شکل ۱) استفاده می‌شود. بدین منظور سه رابطه زیر را برای طرف راست (و به طریق مشابه سه رابطه را برای طرف چپ می‌نویسیم)

$$\ln \left( \frac{P_2}{P_3} \right) = \frac{\varphi_3 - \varphi'_3}{\bar{T}_3} \quad , \quad \gamma_3 = \frac{g(T_3'' - T_3)}{\varphi_3 - \varphi_3''}$$



شکل ۱. نمودار سه نقطه‌ای تبدیل گرادیان ژئوپتانسیل از دستگاه مختصات فشاری به دستگاه مختصات زیگما در نقطه (i, j) واقع بر تراز  $\sigma_k$ . در این نمودار،  $\varphi_1$  و  $\varphi'_3$  روی تراز همفشاری که از نقطه M عبور می‌کند واقع و نقاط  $\varphi_3$  و  $\varphi'_1$  به ترتیب روی نزدیک‌ترین ترازهای زیگما به  $\varphi_1$  و  $\varphi_3$  و به ترتیب m تراز بالاتر و l تراز پایین‌تر از تراز k قرار دارند.

همگنی دارد)، به ارتفاع ۱۰۰۰ متر و نیم پهنای ۵۰ کیلومتر، در شرایط جو پایدار با آهنگ کاهش  $0.65^\circ\text{C}/\text{m}$ ، اجرا و نتیجه در جدول (۱) نشان داده می‌شود. مشاهده می‌شود که در یک

$$F_v(\beta) = -p^* \bar{\rho} g \frac{\partial \tau_\beta}{\partial \sigma} \quad (15)$$

جدول ۱. بزرگی بعضی از جمله‌های معادله تکانه، در جهت محور  $y$  ها (معادله ۲)، در ابتدا و ۲/۵ ساعت بعد از شروع کار مدل، در بحرانی‌ترین نقطه شیب، برای مثالی که در متن این بخش آمده، نشان داده شده است. حسب شکل کلی محاسبات مدل، برای تبدیل این اعداد به اعداد واقعی با بعد (دیمنسیون) شتاب می‌بایست آنها را بر  $P^*$  (عددی از مرتبه  $10^5 \approx$ ) تقسیم کرد اما در این حالت نسبت بزرگی آنها بهتر آشکار می‌شود.

$\frac{\partial(\mathbf{up}^* \cdot \mathbf{v})}{\partial x}$	$\frac{\partial(\mathbf{vp}^* \cdot \mathbf{v})}{\partial y}$	$\frac{\partial(\sigma \mathbf{p}^* \cdot \mathbf{v})}{\partial \sigma}$	$A \frac{\partial \varphi}{\partial y}$	$B \frac{\partial P^*}{\partial y}$	$F_H$	$F_V$	
0.0	0.0	0.0	-28064.52	28064.33	-0.001	0.001	کمی بعد از شروع
0.0	0.0058	-0.0027	-28064.55	28064.72	0.0054	0.0712	بعد از ۲/۵ ساعت

با توجه به آنچه در مقدمه آمد، فرض بر این است که جو از سه لایه (مرزی سطحی، گذار و آزاد) تشکیل شده است. سپس شارهای تکانه، درجه حرارت پتانسیل، رطوبت و غیره به شرح زیر تقریب می‌شوند:

در جو آزاد، استرس یا شار پیچکی، برای یک کمیت دلخواه  $\beta$ ، با رابطه زیر که در آن  $g$  شتاب گرانی،  $\varphi$  ارتفاع ژئوپتانسیل و  $K_v = 0.1 \text{m}^2/\text{s}$  است، به دست می‌آید

$$\tau_\beta = g K_v \frac{\partial \beta}{\partial \varphi} \quad (16)$$

در لایه مرزی سطحی، شارها با تغییر ارتفاع ثابت فرض می‌شوند و در نتیجه داریم:

$$\begin{aligned} \tau_v &= \gamma^2 (V_h - V_0)^2 \\ \tau_\theta &= \gamma^2 (V_h - V_0)(\theta_h - \theta_0) \\ \tau_{Q_v} &= \gamma^2 (V_h - V_0)(Q_{vh} - Q_{v0}) \\ \tau_{Q_c} &= \gamma^2 (V_h - V_0)(Q_{ch} - Q_{c0}) \end{aligned} \quad (17)$$

در این معادلات، متغیرهای  $h$  با شاخص  $h$  مربوط به ارتفاع  $h$  (پایین‌ترین تراز مدل) و متغیرهای  $0$  با شاخص  $0$  مربوط به سطح زمین است.  $\gamma$  نیز ضریبی است که در اثنای به دست آوردن این معادلات حاصل می‌شود. شرح بیشتر در (بصیرپارسا، ۱۹۹۸) آمده است. روش‌های مختلفی برای محاسبه این شارها وجود دارد که

نقطه بحرانی (با بیشترین اختلاف بین دو جمله مورد بحث) واقع در میانه شیب، این دو جمله خیلی به هم نزدیک‌اند و در عین حال از سایر جملات معادله خیلی بزرگ‌ترند. لذا خطای ناشی از نبودن تعادل بین آنها می‌تواند تغییرات زمانی سایر جملات معادله را پوشش داده و اثر آنها را مختل نماید. آنچه در این جا مورد نظر است این است که کاربست رابطه (۱۴) در معادلات تکانه، از نبودن توازن بین دو جمله ذکر شده بالا به طور چشم‌گیری جلوگیری می‌کند و خطای ناشی از آن را به مقدار ناچیزی کاهش می‌دهد، به طوری که در اجرای تجربه فوق با حضور تمامی فرایندهای مدل فقط ۱ سانتی‌متر بر ثانیه بر ساعت شتاب افقی در قلمرو (حوزه) مدل ایجاد می‌شود که توانائی و صحت عمل مدل را نشان می‌دهد (ر.ک. به پیلکه ۱۹۸۴، ص ۳۵۹). علاوه بر این، در بخش ۳ نیز، که کوه‌های مرتفع و پرشیب در قلمروی (حوزه) سه‌بعدی مدل وجود دارد و گرمایش سطح زمین با دامنه تغییرات شبانه روزی و باد غالب با سرعت غیر صفر اعمال می‌شود، شبیه‌سازی سه‌بعدی میدان باد و ابر و بارندگی با این مدل ارائه می‌شود.

## ۴-۲ جملات پخش افقی و قائم

همگرایی شار پیچکی قائم در معادلات (۱) تا (۶) با معادله زیر،

محاسباتی، منطقه هموار شده‌ای بین ۴۷ تا ۵۴ درجه شرقی (به طول ۶۶۰ کیلومتر) و بین ۳۴ تا ۳۹ درجه شمالی (به طول ۶۲۰ کیلومتر) را می‌پوشاند که شامل ۳۴ نقطه گرید از شرق به غرب و ۳۲ نقطه گرید از جنوب به شمال (با فاصله نقاط ۲۰ کیلومتر) است (شکل ۲). این منطقه رشته کوه البرز، قسمتی از دریای خزر و قسمتی از فلات مرکزی ایران را در بر می‌گیرد. ارتفاع پستی بلندی‌های نقاط گرید سطح زمین نسبت به سطح دریای آزاد از نقشه‌های استاندارد ۱/۵۰۰۰۰۰ استخراج و با عملگر وزنی ۵ نقطه‌ای هموار شده است. در جهت قائم ۷ تراز پیش‌بینی و ۸ تراز میانی - محاسباتی در مدل در نظر گرفته شده است که از سطح زمین تا ارتفاع حدود ۱۲ کیلومتر بالای سطح زمین را پوشش می‌دهد، (شکل ۳). مقادیر زیگما در این ۱۵ تراز به ترتیب از سطح زمین به سمت بالا ۱، ۰/۹۹، ۰/۹۴/۹۸، ۰/۹، ۰/۸۵، ۰/۸، ۰/۷۵، ۰/۷، ۰/۶، ۰/۵، ۰/۴، ۰/۳، ۰/۲ و ۰/۱ است.

#### ۲-۶ شرایط مرزی

ماهیت مشکل آفرین مساله مرزی در مدل‌ها از آن‌جا ظاهر می‌شود که برای حل معادلات دیفرانسیل در نقاط مرزی، به دلیل در دسترس نبودن شرایط مرزی ساده فیزیکی، شرایط مرزی مصنوعی با استفاده از فنون مختلف در مدل‌ها وارد می‌شوند. امواج مزاحم ناشی از شرایط مرزی نامناسب ممکن است تا حدی باشند که حتی شارش‌های شناخته شده مورد انتظار در آزمایش‌های کنترل را دچار اختلال و گم‌شدگی نمایند. پیلکه (۱۹۸۴) مطرح می‌کند که خطای کوچکی در تجویز سرعت باد در مرزهای جانبی می‌تواند عامل ایجاد شتاب قابل ملاحظه‌ای در قلمروی مدل شود، به طوری که ممکن است پیش‌بینی‌های مدل را غیر واقعی نماید. در مدل حاضر، در گام اول طرح‌واره ماتسونو (بخش ۲-۲) از شرایط مرزی باز و در گام دوم آن از دو بخش زیر استفاده می‌شود:

الف: برای شارش‌های ورودی یک روش واهلش به شکل زیر

در این خصوص می‌توان به منابعی همچون (استال، ۱۹۸۹) مراجعه نمود.

در لایه گذار، (که بین لایه مرزی سطحی و جو آزاد قرار دارد)، شار توسط همان معادله (۱۶) تقریب می‌شود که در آن  $K_v$  به طور خطی از مقدار آن در لایه مرزی به مقدار ۰.۱ در لایه آزاد تغییر می‌کند.

در نهایت، مقادیر  $\tau$ ها از روابط بالا در معادله (۱۵) قرار داده می‌شود و همگرایی شار پیچکی قائم،  $F_v$ ، برای متغیر مورد نظر در نقاط گرید، به دست می‌آید.

بخش افقی از شکل ساده زیر که در آن  $c = 5 \times 10^{-5}$  فرض شده، به دست می‌آید:

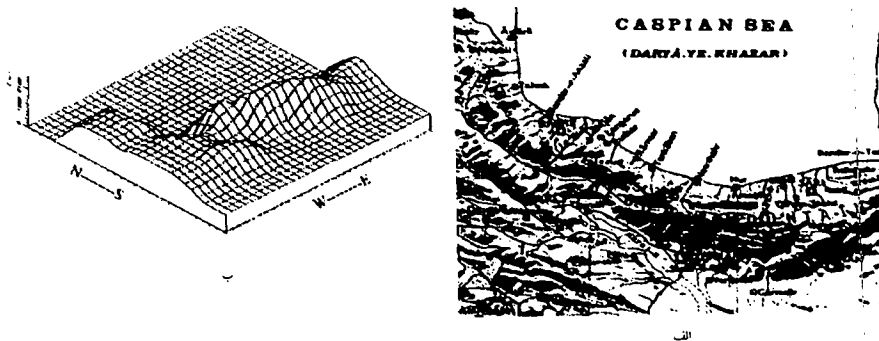
در جهت محور xها:

$$F_H = c p * \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right)^{1/2}$$

(و همین معادله با تغییر u به v در جهت محور yها مورد استفاده قرار می‌گیرد.)

#### ۲-۵ مشخصات قلمرو مدل

گرچه بزرگ کردن ابعاد قلمرو مدل در کاهش اثرات منفی شرایط مرزی ناشی از بازتاب امواج مزاحم به داخل مدل و به خصوص به منطقه مورد نظر تحت مطالعه، مؤثر است و کوچک کردن فاصله نقاط گرید، دقت و کارایی مدل را بالا می‌برد. اما این راهکارها به قیمت افزایش هزینه‌های محاسباتی و کاهش سرعت عمل در صدور پیش‌بینی‌ها تمام می‌شود و در کل یک عامل محدود کننده جدی است. از نقطه نظری دیگر، تعیین تعداد نقاط افقی و فاصله بین آنها و تعیین تعداد ترازهای مدل در جهت قائم، بستگی به مقیاس پدیده مورد مطالعه دارد. از این رو، این قاعده کلی را باید رعایت نمود که در مطالعه هر پدیده‌ای حداقل ۴ تا ۵ نقطه افقی از شبکه نقاط گرید، آن پدیده را پوشش دهند. به هر حال، قلمروی مدل در این جا، با توجه به محدودیت امکانات



شکل ۲. الف) نقشه جغرافیایی قلمرو مدل، ب) نقاط گزید مورد استفاده در مدل (۳۲ × ۳۴ نقطه با فاصله ۲۰ کیلومتر).

	$\sigma_{15} = \sigma_{TOP}$	و	$\dot{\sigma}_{15} = 0$	و	$\varphi_{15}$	تراز بالایی مدل	
A (7)+B(7)	$\sigma_{14}$	—	$u, v, \omega, \theta, Q_v, Q_c, Q_r$	—	$\varphi_{14}$	تراز پیش‌بینی کننده هفتم	
	$\sigma_{13}$		و	$\dot{\sigma}_{13}$	و	$\varphi_{13}$	تراز میانی - محاسباتی
	$\sigma_{2k+1}$		و	$\dot{\sigma}_{2k+1}$	و	$\varphi_{2k+1}$	تراز میانی - محاسباتی
A(k)+B(k)	$\sigma_{2k}$	—	$u, v, \omega, \theta, Q_v, Q_c, Q_r$	—	$\varphi_{2k}$	تراز پیش‌بینی کننده k ام	
	$\sigma_{2k-1}$		و	$\dot{\sigma}_{2k-1}$	و	$\varphi_{2k-1}$	تراز میانی - محاسباتی
	$\sigma_3$		و	$\dot{\sigma}_3$	و	$\varphi_3$	تراز میانی - محاسباتی
A(2)+B(2)	$\sigma_2$	—	$u, v, \omega, \theta, Q_v, Q_c, Q_r$	—	$\varphi_2$	تراز پیش‌بینی کننده یکم	
	$\sigma_1 = 1$		و	$\dot{\sigma}_1 = 0$	و	$\varphi_1 = 0$	سطح زمین

شکل ۳. ترازهای پیش‌بینی کننده و ترازهای میانی - محاسباتی (Staggered) در مدل.

ب: برای شارش‌های خروجی نیز از روش تابشی اورلانسکی استفاده می‌شود (پیلکه، ۱۹۸۴).

۷-۲ آغازگری در مدل

اهمیت و ضرورت آغازگری در مدل‌های مبتنی بر معادلات اولیه، با نظر بر این که این معادلات بیشتر از معادلات تاوایی، نسبت به شرایط اولیه از خود حساسیت نشان می‌دهند، مدت‌ها است مورد توجه قرار گرفته است (هلتون، ۱۹۹۲). با مروری بر تعریف آغازگری، این ضرورت به چشم می‌خورد که برقراری توازن در وضعیت اولیه متغیرها باید طوری اعمال شود تا از ایجاد موج‌های گرانی در مدل جلوگیری نماید. پیلکه (۱۹۸۴) اشاره می‌کند برقراری یک میدان باد اولیه در قلمروی کوهستانی مدل می‌تواند

استفاده می‌شود،

$$\left(\frac{\partial \varphi_n}{\partial t}\right) = (5-n) \left[\frac{1}{a}(\varphi_{lbc} - \varphi_n)\right] \quad n=1,2,3,4$$

که در آن  $a=100$  ضریب ثابت،  $\varphi_n$  متغیر دلخواه در نقاط داخلی مجاور نقطه مرزی ( $n=1$ ) نقطه بلافاصله مجاور مرز و شماره‌های بعدی آن نقاط داخلی تر را نشان می‌دهند) و  $\varphi_{lbc}$  مقدار متغیر مشابه بزرگ مقیاس مرزی است. در نتیجه علاوه بر فرارفت و پخش افقی که در معادلات مدل برای کل نقاط داخلی (غیر از نقطه مرزی) اعمال می‌شوند، این رابطه در کنار آنها به طور صریح مقادیر دما، رطوبت، سمت و سرعت باد افقی چهار نقطه داخلی حاشیه مرز را به سمت مقادیر مشابه بزرگ مقیاس مرزی سوق می‌دهد (پیلکه ۱۹۸۴ و سو و کو ۱۹۹۶).



نشان دهد، نتایج رضایت بخشی را به دست می‌دهد. در واقع ورود میدان باد اولیه به مدل از طریق جملات  $\frac{\partial u_g}{\partial t}$  و  $\frac{\partial v_g}{\partial t}$  انجام می‌شود که به تدریج مقادیر سرعت باد در جهت x و y را به مدل تحمیل و در این فاصله زمانی معادلات مدل نیز قادرند توازن بین خود را حفظ نمایند.

## ۲-۸ فرایندهای خرد فیزیکی

تشکیل ابر در جو را می‌توان کلاً تحت تأثیر عواملی همچون وجود رطوبت کافی اولیه، سرمایش اولیه تا حد پایین‌تر از نقطه شبنم و وجود هسته‌های میعان ابر دانست. اما سرد شدن بسته‌های هوا بایستی همیشه توسط رخدادهای خارجی مثلاً فراکش‌ها ایجاد شود (سامر، ۱۹۸۸). این فراکش‌ها ممکن است ناشی از یک عامل و یا ترکیبی از عوامل زیر باشد که این عوامل تماماً در مدل حضور دارند:

الف: سطح زمینی که با تابش خورشید گرم شده باشد (همرفت آزاد را پدید می‌آورد).

ب: حرکت افقی هوا که خود یک عامل وادارنده و نیرو دهنده، در هدایت هوا به سمت دیواره کوه‌ها و یا به سمت توده هوای سرد و در نتیجه صعود آن است (همرفت واداشته را پدید می‌آورد).

ج: عبور هوا از روی یک سطح ناهموار که موجب جابه‌جایی هوای گرم لایه پایینی با هوای سرد لایه بالایی و تشکیل پیچک‌ها می‌شود.

د: عبور هوا از روی سطوح مرطوب (مثل سطح دریا) و انتقال رطوبت به لایه پایین جو با پیچک‌های تلاطمی که افزایش شناوری، همگرایی و صعود ناشی از کم شدن چگالی هوای مرطوب را ایجاد می‌کند.

همرفت‌هایی که ایجاد می‌شوند در واقع ابزارهایی هستند که انرژی توسط آنها در جهت قائم انتقال می‌یابد و در این صورت امکان میعان (و تشکیل ابرکومه‌ای) فراهم می‌شود. تغییرات زمانی

باعث عدم توازن در دستگاه معادلات آن شود. لذا او به دیاستروفیسم که در واقع نوعی آغازگری دینامیکی است اشاره می‌کند. در این روش سطح زمین، در ابتدا، صاف فرض می‌شود و در آن هنگام میدان متغیرهای وابسته با یکی از روش‌های آغازگری ایجاد می‌شود. سپس سطح پایین مدل به تدریج و به آرامی به سمت سطح پستی و بلندی‌های طبیعی منطقه تغییر ارتفاع می‌دهد. وی همچنین به روش دیگری اشاره می‌کند که در آن ارتفاع زمین در ابتدا به اندازه طبیعی خود به مدل داده می‌شود ولیکن کنتورهای دمای پتانسیل اولیه، حاصل از یک رادیو گمانه در منطقه، افقی فرض می‌شود و سپس به مرور و در طول دو سه ساعت اولیه کار، مدل به وضعیت واقعی خود تغییر شکل می‌یابد. اما مشکل کلی این روش‌ها در این است که نمی‌توان میدان واقعی درجه حرارت را در ابتدا به مدل معرفی کرد.

یکی از راه‌های عملی وارد کردن میدان باد غالب بزرگ مقیاس ( $V_g$ ) به قلمرو مدل‌های میان‌مقیاس (که در این‌جا نیز به همین روش عمل می‌شود) ایجاد یک جمله گرادیان فشار اضافی در معادلات مدل است (ایگر و اشمید، ۱۹۸۸). برای این کار با در نظر گرفتن یک شارش محیطی، به طور افقی همگن، با چگالی ثابت و بدون اغتشاش، می‌توان نوشت:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -f v_g(t)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = f u_g(t)$$

که در آن  $V = (u, v)$  باد افقی در مدل و  $V_g = (u_g(t), v_g(t))$  باد زمینگرد غالب است و بنابراین، تقریب  $V \approx V_g$  وقتی حاصل می‌شود که سمت راست معادله بالا (یعنی واداشت زمینگرد) به صورت زیر منظور شود

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = -f v_g(t) + \frac{\partial u_g}{\partial t}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = f u_g(t) + \frac{\partial v_g}{\partial t}$$

تزریق میدان باد اولیه به روش تقریب فوق، در صورتی که باد زمینگرد تغییرات ناچیزی را در طول زمان اجرای مدل از خود

که در آن E ضریب بهره‌وری جذب قطره‌ها (در این جا برابر ۱ است) و  $k_2$  فاکتور کنترل فرایند است. همچنین  $Q_C$  و  $Q_R$  نسبت اختلاط قطره‌های ابر و قطره‌های باران و  $\rho$  چگالی هوا است.

تبخیر: در این مدل، تبخیر از ابر در صورتی که  $Q_v > Q_s$  و  $\frac{\partial Q_s}{\partial t} > 0$  باشد از رابطه زیر به دست می‌آید

$$EvapC_1 = \frac{\partial Q_s}{\partial t}$$

و تبخیر از قطره‌های باران و تبخیر از قطره‌های ابر در صورتی که  $Q_v < Q_s$  باشد به ترتیب از فرمول‌های زیر به دست می‌آیند

$$EvapR = k_3(Q_s - Q_v)(\rho Q_R)^{0.65}$$

$$EvapC_2 = k_4(Q_s - Q_v)(\rho Q_C)^{0.65}$$

و سرمای ناشی از تبخیر، در مجموع از رابطه زیر قابل محاسبه است

$$S_2 = -L_v(EvapC_1 + EvapC_2 + EvapR)$$

که در آن  $k_3$  فاکتور کنترل فرایند تبخیر از قطره‌های باران است. ضرایب  $k$  و آستانه  $Q_0$  منطبق بر همان مواردی هستند که کسلر به کار برده است. اما  $k_4$  در اینجا، فاکتور کنترل فرایند تبخیر قطره‌های ابر است و از رابطه  $k_4 = \alpha k_3$  به دست می‌آید.  $\alpha = 0.1$  بیشترین مقدار قابل قبول برای محاسبه  $k_4$  است، که از طریق چندین آزمایش و بر پایه این نظر به دست آمد که با عددی زیر این آستانه برای  $\alpha$ ، ابرها بعد از فرارفت به منطقه غیر اشباع، به‌طور ناگهانی تبخیر نمی‌شوند، بلکه تبخیر آنها با سرعتی است که از ایجاد سرمایش ناگهانی و در نتیجه از ناپایداری‌های ناشی از آن در مدل جلوگیری می‌کند. این روش در حال حاضر، به علت آن که اندازه‌گیری‌های میدانی در دست نیست، می‌تواند در هنگام استفاده از پارامترسازی فوق برای همرفت‌های مناطق کوهستانی، پایداری مدل را حفظ و مقادیر واقع‌گرایانه از بارندگی را بازسازی نماید. اما می‌بایست با دقت بیشتری مورد بررسی مجدد قرار گیرد.

آب‌شهاب‌های مرتبط با فرایندهای ذکر شده در بالا، توسط محققین متعددی مورد مطالعه قرار گرفته است. در مدل حاضر، پارامترسازی ابرهای گرم کسلر (۱۹۶۹) توسط نگارنده مورد بازبینی قرار گرفته و با تغییراتی به شرح زیر در مدل اعمال می‌شود. معادلات پیوستگی برای نسبت‌های آمیزه بخار آب ( $Q_v$ ) و قطره‌های ابر ( $Q_c$ ) از هم جدا می‌شوند، بنابراین مدل این مجال را پیدا می‌کند تا هم‌زمان بخار آب و قطره‌های ابر را در خود نگه‌داشته و امکان فرارفت ابر به نقاط غیر اشباع مجاور و تبخیر آن را فراهم آورد. لذا سه معادله برای تغییرات زمانی نسبت‌های آمیزه بخار آب، قطره‌های ابر و قطره‌های باران (به ترتیب معادلات ۴، ۵ و ۶) در مدل در نظر گرفته می‌شود. فرایندهای مورد استفاده در این معادلات نیز به شرح زیرند.

میان: نرخ تبدیل بخار آب به قطره‌های ابر در صورتی که  $Q_v > Q_s$  و  $\frac{\partial Q_s}{\partial t} < 0$  باشد توسط تابع تولید  $G = -\frac{\partial Q_s}{\partial t}$  که در آن  $Q_s$  نسبت اختلاط هوای اشباع است، محاسبه می‌شود. گرمای نهان آزاد شده نیز از رابطه  $S_1 = -L_v \frac{\partial Q_s}{\partial t}$  به دست می‌آید.

تشکیل باران: دو فرایند اصلی در تشکیل قطره‌های باران نقش دارند:

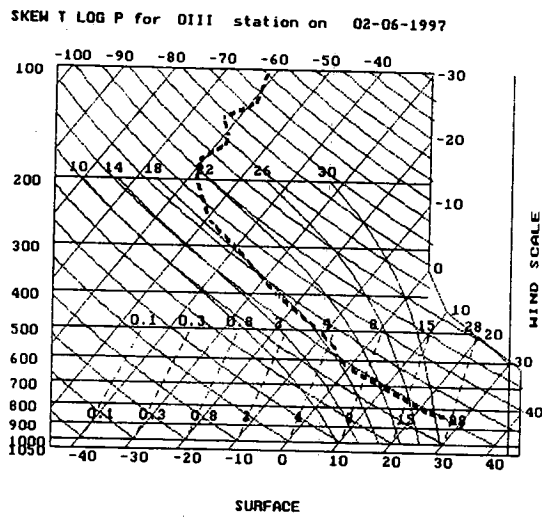
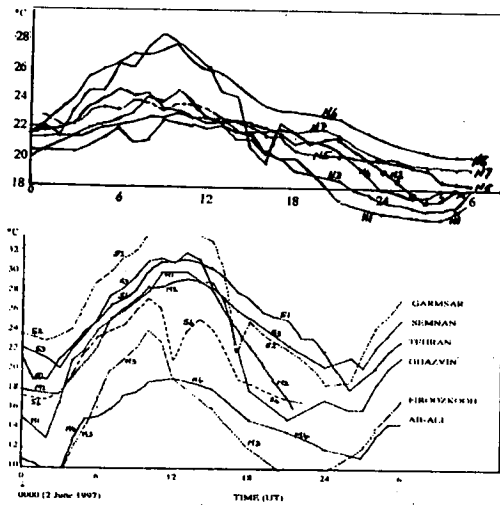
الف: خود تبدیلی؛ که در آن، در صورتی که  $Q_c$  (gr/kg) از آستانه تعریف شده  $Q_0$  بیشتر شوند، قطره‌های ابر مطابق رابطه زیر به قطره‌های باران با نسبت اختلاط  $Q_r$  (gr/kg) تبدیل می‌شوند:

$$Aucon = k_1(Q_c - Q_0)$$

در این رابطه  $k_1$  فاکتور کنترل فرایند و  $Q_0$  (gr/kg) نسبت اختلاط آستانه است.

ب: برافزایی (نمو)، نرخ برافزایی قطره‌های باران، در حال سقوط، با قطر  $D$  که قطره‌های ابر را به خود جذب می‌کند به صورت زیر نشان داده می‌شود:

$$ACR(D) = k_2.EQ_C(\rho Q_r)^{0.875}$$



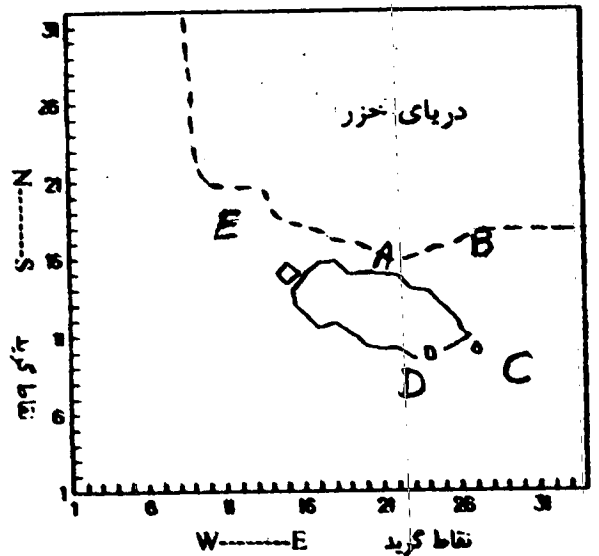
شکل ۴. دمای مورد استفاده در آغازگری مدل. در سمت راست نمایه قائم دمای جو در تهران در ساعت ۱۲ UTC، در سمت چپ بالا دمای سطح زمین در ایستگاه‌های خط ساحلی دریای خزر (N1 در غرب و N7 در شرق) و در سمت چپ پایین دمای سطح زمین در ایستگاه‌های جنوبی و مرکزی رشته کوه البرز.

جوی اولیه در شمال و جنوب منطق بر رادیوگمانه تهران خواهد شد. به علت در دسترس نبودن تغییرات شبانه‌روزی دمای پوسته سطح زمین، فرض می‌کنیم طول موج و دامنه این تغییرات به ترتیب منطق بر طول موج و دامنه تغییرات میانگین دمای ایستگاه‌های ساحلی در شمال و ایستگاه‌های حاشیه جنوبی البرز در جنوب است. لذا، به ترتیب مقادیر ۶ و ۱۴ درجه سلسیوس را به طور تقریب برای بیشینه این دامنه‌ها تعریف، و در همین حال دمای متوسط ۲۵ درجه سلسیوس را برای سطح آب، ثابت فرض می‌کنیم. نمایه قائم باد غالب در این آزمایش، منطق بر مؤلفه شمالی - جنوبی باد، به مقدار ۳ متر بر ثانیه در ترازهای پایین (روی سطح دریا) است که به تدریج به سمت بالا کاهش می‌یابد. حال، با شروع از این شرایط اولیه فرضی، مدل برای ۸ ساعت اجرا می‌شود و بارندگی، ابرناکی و میدان باد برای منطقه مورد بحث را شبیه‌سازی می‌کند. در شکل (۶)، میدان باد حاصل از مدل در ترازهای پایینی آن، نزدیک سطح زمین، نشان داده شده است. شکل یاد شده، نفوذ هوا را به داخل دره منجیل در جنوب غرب دریای خزر و نفوذ هوای شمالی را از روی بلندی‌های شرق رشته کوه البرز به مناطق مرکزی کوهستان نشان می‌دهد. در نقشه‌های

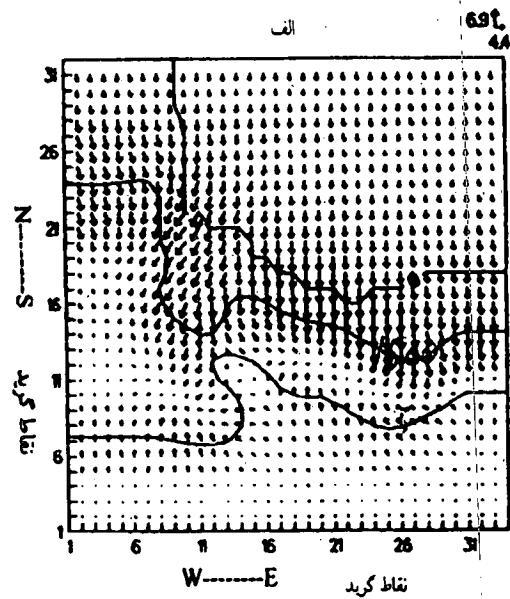
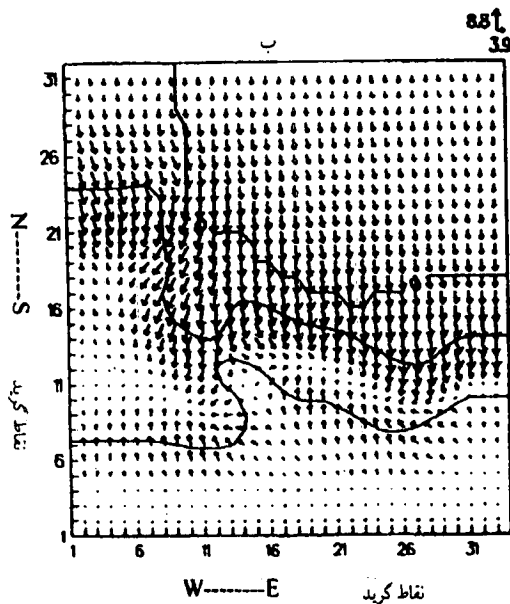
۳ نمونه‌ای از نتایج مدل در شبیه‌سازی‌ها برای نشان دادن کیفیت کار مدل در یک منطقه طبیعی نسبتاً پیچیده (شکل ۲)، به شبیه‌سازی میدان باد، ابر و بارندگی، با شروع از یک شرایط اولیه فرضی می‌پردازیم. در این شرایط اولیه فرضی، در درجه اول از دیده‌بانی‌های موجود در یک روز خاص (دوم ژوئن ۱۹۹۷) استفاده می‌شود و در درجه بعد، کمبود داده‌های مورد نیاز را ناگزیر با تخمین و فرض تامین می‌کنند. لذا شرایط اولیه مورد نیاز به صورت زیر جمع‌آوری می‌شود. نقشه‌های همدیدی این روز نشان می‌دهند که سامانه پرفشار ضعیفی روی دریای خزر و نواحی اطراف آن گسترده شده است. دیده‌بانی‌های سطح زمین باد ضعیفی را در نقاط مختلف قلمروی مدل نشان می‌دهند. فقط ایستگاه تهران در جنوب رشته کوه البرز با انجام رادیوگمانه، با فاصله‌های زمانی ۱۲ ساعته، اطلاعات جو بالا را در اختیار قرار می‌دهد (شکل ۴). درجه حرارت و رطوبت در ناحیه جنوبی کوه البرز از ایستگاه‌های سطح زمین و تنها رادیوگمانه ایستگاه تهران به دست می‌آیند، در حالی که مقادیر این متغیرها در ناحیه شمالی کوه البرز فقط از داده‌های ایستگاه‌های سطح زمین به تقریب به دست می‌آیند. البته بالاتر از خط‌الرأس کوه، شرایط

فوق همچنین منطقه همگرایی در بالای رشته کوه‌های ساحلی و همگرایی ضعیف‌تری در بالای ارتفاعات محلی، حدود نقطه (۱۱) و (۱۱)، مشخص می‌شود. در شکل (۷) نیز مقدار ابر و محل تشکیل آن، در دو تراز زیگما، یکی حدود ۵۰۰ متر و دیگری حدود ۱۵۰۰ متری بالای سطح زمین (بالای سطح کوهستان) نشان داده شده است.

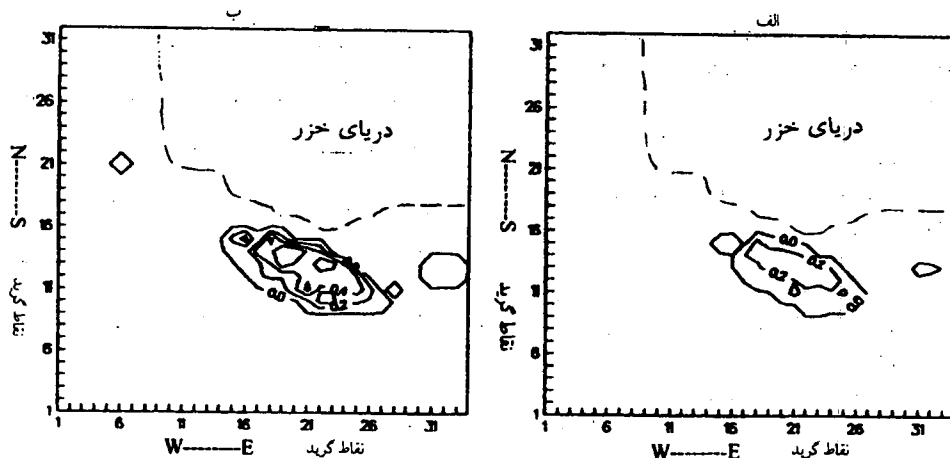
اما اگرچه مقایسه بارندگی‌های مدل با بارندگی‌های چند ایستگاه سینوپتیک منطقه دقت نسبی محل بارش و مقدار بارندگی تجمعی مدل را تایید می‌کند (شکل ۵)، ولیکن نتایج دقیق‌تر نیاز به داده‌های اولیه دقیق‌تر و دیده‌بانی‌های کامل دارد. نداشتن اطلاع کافی از شرایط متفاوت هوا در شمال و جنوب رشته کوه البرز، فقدان رادیو گمانه‌های کافی در منطقه و به‌خصوص در شمال کوه‌های البرز، در دسترس نبودن دمای سطح زمین و سطح آب در دریای خزر و کمبود دیده‌بانی‌های سطح زمین در ارتفاعات و در میانه دریا و مواردی دیگر، تماماً محدودیت‌های آشکاری در



شکل ۵. توزیع مکانی بارندگی تجمعی (با حداکثر ۲ میلی‌متر) ۸ ساعت بعد از زمان تعادل صبحگاهی دمای سطح دریا و خشکی. شکل منطبق با شکل (۲) می‌باشد و از مقایسه آنها محل تقریبی بارندگی تجمعی در کوهستان مشخص می‌شود. بارندگی تجمعی دیده‌بانی شده در دسترس در UTC ۱۵، در نقطه A مقدار ۰/۱ میلی‌متر و در نقاط D, C, B و E صفر است.



شکل ۶. میدان افقی باد در دو تراز پایین مدل، ۸ ساعت بعد از زمان تقریبی تعادل صبحگاهی دمای سطح دریا و خشکی. نقشه (الف) تراز  $\sigma = 0.99$  در ارتفاع حدود ۸۰ متری بالای سطح زمین و نقشه (ب) تراز  $\sigma = 0.94$  در ارتفاع حدود ۵۰۰ متری بالای سطح زمین است. در گوشه بالا سمت راست مقیاس و در عین حال مؤلفه‌های بیشینه سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه نشان داده شده است. در نقشه‌ها همچنین، تراز صفر سطح زمین (خط ساحلی دریا) و تراز ۱۵۰۰ متر سطح زمین در دو طرف رشته کوه محدوده ارتفاعات بالای ۱۵۰۰ متر را مبین می‌کند.



شکل ۷. نسبت اختلاط ابر (کتورها به فاصله ۰/۲ gr/kg) و گسترش افقی آن، ۸ ساعت بعد از زمان تعادل صبحگاهی دمای سطح دریا و خشکی. نقشه (الف) تراز  $\sigma = 0.94$  با ارتفاع حدود ۵۰۰ متر بالای سطح زمین در ارتفاعات و نقشه (ب) در تراز  $\sigma = 0.85$  حدود ۱۵۰۰ متری بالای سطح زمین در ارتفاعات است. بیشینه نسبت اختلاط ابر در (الف) به gr/kg ۰/۵۵ و در (ب) به gr/kg ۰/۸۹ رسیده است.

ارتفاع ژئوپتانسیل و گرادیان افقی فشار سطح زمین ساخته و در معادلات مدل اضافه شد که خطای ناشی از نبودن توازن بین این دو جمله، به‌خصوص در نقاط بحرانی (با خطای بیشینه) میانه شیب‌های تند، را بسیار کاهش داده و در نتیجه توانایی مدل را در این نوع قلمروها (حوزه‌ها) افزایش می‌دهد. از آن‌جا که این موضوع هنوز یکی از مشکلات مدل‌های پیشرفته دنیا و از موارد تحقیق است، جا دارد که کار در این زمینه ادامه یابد.

۴- در خردفیزیک ساده مدل پارامترسازی ابرهای گرم کسلر با تغییراتی مورد استفاده قرار گرفت، از جمله یک فرایند تکمیلی به فرایند تبخیر از ابر اضافه شد. با کاربست این فرایند، مدل می‌تواند از تبخیر ناگهانی و غیر واقعی ابر در فرارفت‌های احتمالی به نقاط غیر اشباع مجاور و سرد شدن نقطه‌ای و فروکش‌های شدید ناشی از آن جلوگیری به عمل آورد. این روابط و ضرایب آنها می‌بایست در آینده با دقت بیشتر و با در دست داشتن اطلاعات میدانی، مورد بازبینی قرار گیرند.

۵- به‌طور کلی عملکرد مدل به دو گونه سنجیده شده است  
الف: در شرایط تعریف شده چینه‌ای پایدار با آهنگ ثابت کاهش دما، بدون باد غالب و بدون تغییرات روزانه دمای سطح زمین،

این خصوص به حساب می‌آیند.

### نتیجه‌گیری

مواردی از طراحی مدل حاضر که در این تحقیق اعمال شد به‌شرح زیر است:

- ۱- روش آغازگری در مدل، به‌گونه‌ای عمل می‌کند که نمایه قائم باد غالب یکنواخت را، از یک رادیوگمانه، به تدریج در مدل القا نموده به‌طوری که در جریان این کار توازن و حاکمیت معادلات نیز حفظ می‌شود.
- ۲- شرایط مرزی متفاوتی در دو گام طرح‌واره ماتسونو مورد استفاده قرار گرفت که می‌تواند پی‌درپی و در تعامل با هم از ایجاد موج‌های مخرب و بازتاب آن به داخل قلمرو (حوزه) مدل، به‌خصوص در شرایط ناهمگون و متنوع مرزها در اطراف قلمرو مدل (دریا، کوه‌های نامنظم و بلند، فلات مرتفع)، جلوگیری نماید. به‌هرحال این نکته قابل توجه و بررسی بیشتر است که ارتباط ماهیت گام‌های مجزای طرح‌واره ماتسونو و تنوع شرایط مرزی به‌کار گرفته شده در آن گام‌ها چگونه است.
- ۳- عبارت‌های منحصر به فردی برای دو جمله گرادیان افقی

- Estoque, M. A., and Gross, J., 1981, Further Studies of Lake Breeze, Part II; Theoretical studies: *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 213-228.
- Fisher, E. L., 1961, A Theoretical Study of Sea Breeze: *Jour. Met.*, **18**, 216-233.
- Haltiner, G. J., and Williams, R. T., 1980, *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*: John Wiley & Sons, 475 pp.
- Holton, J. R., 1992, *An Introduction to Dynamic Meteorology: Third Edition*, International Geophysics Series, Academic Press, INC., 511pp.
- Kessler, E., 1969, On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation: *Met. Monogr.* 10.
- Orlanski, 1975, A Rational Subdivision of Scale for Atmospheric Processes: *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **56**, 527-530.
- Pielke, R. A., 1984, *Mesoscale Meteorological Modeling*: Academic Press Inc., 612pp.
- Stull, B. R., 1989, *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*: PP666, Kluwer Academic Publishers.
- Sumner, G. N., 1988, *Precipitation: Process and Analysis*: John Wiley & Sons. 453pp.
- Zou, X., and Kuo, Y. H., 1996, Rainfall Assimilation Through an Optimal Control of Initial and Boundary Conditions in a limited-area Mesoscale Model: *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2859-2882.

نشان داده شد که باد زائد در قلمروی مدل ایجاد نمی‌شود.  
ب: در شرایط تعریف شده‌ای که باد غالب و گرمایش روزانه سطح زمین در یک منطقه جغرافیایی طبیعی در قلمروی مدل وجود دارد، مدل نتایج قابل قبولی از شبیه‌سازی بارندگی، ابر و باد را نشان می‌دهد. علی‌رغم درشت بودن تفکیک، مناطقی از همگرایی در بالای ارتفاعات مشخص شده و نفوذ هوا به داخل دره و نفوذ هوا از فراز بخش کم ارتفاع‌تر شرقی رشته کوه‌ها شبیه‌سازی شده است. مدل، علی‌رغم تعداد کم ترازهای آن، تشکیل ابر در دامنه شمالی و بالای کوه را نشان داده، مکان و میزان بارندگی حاصل را تعیین می‌نماید.

۶- به چالش‌های ناشی از کمبود دیده‌بانی‌ها برای یک آغازگری منطبق با وضعیت جوئی واقعی اشاره شد. لذا این نکته قابل ذکر است که اگر به هر دلیل تأمین اطلاعات اولیه کافی برای مدل مقدور نباشد، انتظار تطبیق نتایج مدل با واقع نیز ناصحیح بوده و محقق نخواهد شد.

## منابع

- Abbs, J. D., and Physick, W. L., 1992, Sea-breeze observations and modeling - a review: *Aust. Met. Mag.* **41**, 7-19.
- Anthes, K. A., and Warner, T. T., 1978, Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies: *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- Atkinson, B. W., 1989, *Mesoscale Atmospheric Circulations*: Academic Press.
- Basir Parsa, H., 1998, *The Study of the Dependence of the Rainfall on the Prevailing Flow in the Vicinity of a Mountainous Coastal Area*: Doctoral, Dissertation, University of the Philippines.
- Caroll, J. J., 1993, Accurate Pressure Gradient Calculations in Hydrostatic Atmosphere Models: *Bound. Layer Meteor.* **65**, 137-158.
- Egger, J., and Schmid, S., 1988, Elimination of Spurious Inertial Oscillations in Boundary-Layer Models with Time-Dependent Geostrophic winds: *Boundary Layer Met.* **43**, 393-402.
- Estoque, M. A., 1961, A Theoretical Investigation of SeaBreeze: *Quart. Jor. Roy. Meteor. Soc.*, **87**, 136-146.