طراحی مدل تجربی پتانسیل بارش‌زایی سیستمهای سینوپتیک

منوچهر فرج‌زاده اصل[1*] ، محمد احمدی[2]، هوشنگ قائمی[3]، ایمان بابائیان[4]

۱- دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد آب‌وهواشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
۳- استاد سازمان هواشناسی کشور، تهران، ایران
٤- کارشناس ارشد اداره هواشناسی خراسان رضوی، مشهد، ایران

دریافت: ۸٦/۳/۹ پذیرش: ۸۷/۲/۲

چکیده

این مطالعه با هدف ریزمقیاس‌نمایی خروجی مدلهای پیش‌بینی عددی که در مقیاس ۲/۵×۲/۵ درجه در کشور ارائه می‌شود که در راستای انجام آن از یک مدل تجربی با عنوان محاسبه پتانسیل بارش‌زایی سیستمهای سینوپتیک PSP[1] با به‌کارگیری تکنیکهای آماری، اقلیمی، فیزیوگرافی و الگوهای سینوپتیکی استفاده کرده است. پارامترهای استفاده شده در این مدل عبارتند از بارش میانگین ماهانه، دمای میانگین ماهانه، تعداد روز بارش ماهانه، عرض جغرافیایی و ارتفاع ایستگاه سینوپتیک مورد نظر. برای طراحی مدل، ابتدا داده‌های مورد نیاز برای آزمون مدل از مرکز هواشناسی NOAA[2] گرفته شد و در نهایت در قالب معادلات تجربی، اقدام به تعریف و تبیین مدل گردید. سپس با بررسی بیش از ۸۵ سیستم طی سالهای ۱۳۸۲ تا ۱۳۸٦ بتدریج معادلات، ضرایب و دامنه تعریف مدل PSP به‌دست آمد. همچنین به‌منظور لحاظ نمودن ویژگیهای اقلیمی و فیزیوگرافی در مدل، شاخصی به نام CPI[3] تعریف و وارد مدل PSP گردید. نتایج آزمون مدل طراحی شده برای یک مدل سینوپتیکی برای بهمن ۸۵ مورد

* نویسنده مسؤول مقاله: E-mail: farajzam@modares.ac.ir

1. Perceptibility of Synoptically Pattern
2. National Oceanic and Atmospheric Administration
3. Climatic and physiographic Index

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

آزمون قرار گرفت که نتایج حاصل نشان‌دهنده تطبیق عالی بین مقدار شاخص پیش‌بینی شده PSP با مقدار بارش مشاهده شده می‌باشد، بنابراین مدل طراحی شده می‌تواند به عنوان یک مدل پیش‌بینی تکمیلی مورد استفاده قرار گیرد.

کلیدواژه‌ها: مدلهای پیش‌بینی عددی، ریزمقیاس‌نمایی، شاخص پتانسیل بارش‌زایی، ایران.

۱- مقدمه

امروزه نیاز به مدلهای تحلیلی و پیش‌بینی‌کننده در علوم مختلف و به‌خصوص در علوم اتمسفری امری بدیهی است. منظور از مدل، ابزاری برای شبیه‌سازی و یا پیش‌بینی رفتارهای گوناگون جوّ می‌باشد. اکثر مدلهایی که در حیطه علوم اتمسفری کاربردی، به‌صورت عملیاتی درآمده است، حاصل نوعی شبیه‌سازی و ساده‌نمایی از طبیعت و همچنین معادلات پیشرفته حاکم بر حرکات جوی می‌باشد. این مدلها به‌صورت مدلهای آماری-ریاضی و یا ریاضی- فیزیکی ارائه می‌شود. از همین رو به دلیل محاسبه در شبکه‌های جغرافیایی ویژه، این نوع پیش‌بینیها به پیش‌بینی عددی موسوم گشته است. در این نوع مدلها به‌علت پیچیدگی رفتار جو و در نظر گرفتن برخی تقریبها در معادلات، وجود خطا اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. عناصر آب‌وهواشناسی یکی از خروجیهای اصلی این مدلها است که در نهایت به شکل نقشه‌های وضع هوا ارائه می‌شود. به‌طور معمول پیش‌بینیها یا کاربران با محاسبات چندین پارامتر و با تحلیل و کمک گرفتن از تجربه خود اقدام به صدور پیش‌بینی از روی خروجیهای مدلهای پیش‌بینی می‌کنند. البته امروزه این عمل نیز توسط رایانه صورت می‌گیرد، ولی هنوز این پیش‌بینی است که حرف آخر را می‌زند.

اصولاً فرایند پیش‌بینی شامل دو مرحله است: از آغاز ورود اطلاعات و داده‌های خام به مدلهای رقومی تا هنگام خروج نتایج اولیه جزء مرحله اول، و پیش‌بینی و طرح نقشه‌ها، آنالیز عناصر هواشناختی و تحلیل سینوپتیکی که در نهایت به صدور پیش‌بینی منجر می‌گردد جزء مرحله دوم و نهایی این فرایند محسوب می‌شود. مرحله نخست مبتنی بر مبانی فیزیک عالی، ریاضیات پیشرفته بوده و بر دانش نرم‌افزاری و سخت‌افزاری قوی تکیه دارد. این قسمت از فرایند پیش‌بینی، شامل حل معادلات دینامیکی- ترمودینامیکی و پیشیابی پیشرفته، مانند معادله‌های پیوستگی، هیدرواستاتیک و فرارفتها می‌باشد؛ این در حالی است که اساس کار در

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

مرحله دوم تلفیقی از رویکردهای کمی، کیفی و تجربی است.

مدلهایی کـه ویژگیهـای آمـاری یـک فراینـد جـوی را بـه‌صـورت قانونمنـد وارد مـدلهای شبیه‌سازی جوّ مانند مدلهای پیش‌بینی می‌کنند، اصطلاحاً به مدلهای خروجی آماری (MOS)[1] موسوم است. اولین بار این مدل را گلان و لاوری[2] در سال ۱۹۷۲ مطرح نمودنـد[۱]. درواقـع این مدلها منتج از همبستگی بین خروجی مدلهای پیش‌بینی (NWP)[3] و مـشاهدات پارامترهـای هواشناختی مانند بارش می‌باشد. درواقع مدلهای MOS به‌عنوان تکنیک عینی پیش‌بینـی آب و هوا[4] شامل همبستگی آماری پیش‌بینی و متغیر پیش‌بینی‌شده با یـک مـدل عـددی در گامهـای زمانی مختلف که می‌تواند بارش محتمل، باد محتمـل، دمـای بیـشینه و ابرنـاکی دربـر بگیـرد است. از این قبیل مدلها که توسط هواشناسان اخیراً مورد استفاده قرار می‌گیرد، می‌تـوان بـه مدل SAM[5] اشاره کرد.

به‌طور کلی، همه مدلهای اتمسفر، برای افزایش دقت به نوعی ریزمقیاس‌نمایی[6] و بالا بردن توان تفکیک، نیازمندند. مدلهایی که به این صورت اجرا می‌گردند به دو دسته تقسیم می‌شوند:

۱.آماری: رگرسیون معمولی یا چندگانه

۲.دینامیکی: مانند MM5 و RegCM

تمـامی مـدلهای دینـامیکی بـرای تبـدیل پارامترهـا بـه مقیـاس ایـستگاهی نیـاز بـه ریزمقیاس‌نمایی دارند. مدلهای پیش‌بینی، برخی از پارامترهای جـوی را مـستقیماً نمـی‌تواننـد تخمین بزنند، مگر با به‌کارگیری مـدلهای MOS در خروجـی ایـن مـدلها. ایـن مـدلها همچنـین می‌توانند خطای مدلهای پیش‌بینی را آشکار و رفع نمایند. در سال ۱۹۹۷، مـارکس و پـائولین[7] با استفاده از مدل MOS و با توجه به نیمرخ قـائم دمـا و رطوبـت و دیـده‌بانیهـای راداری در سواحل شرق ایالات متحده، نتیجه گرفتند که بارشها هنگامی قابل توجه است کـه نفـوذ جبهـه ساحلی[8] بر روی زبانه هوای گرم و مرطوب باعث رشد سلولهای ابرهای کومولوسی کم‌عمق

1. Model Output Statistics
2. Glahan and Lowry
3. Numerical Weather Prediction
4. Objective Weather Forecasting Techniques
5. Sub-Synoptic Model
6. Downscaling
7. Marks and Pauline
8. Coastal Front

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

شود. آن‌دو نشان دادند که هنگامی که عوامل دینامیکی بارز مانند جبهه، وجود نداشته باشد، عمق رشد ابرهای کومولوسی به زحمت به ۳۰۰ متر می‌رسد[۲].

در سال ۱۹۸۹، ویسلوکی و یانگ[1] تحقیق پایه‌ای روی مدلهای آماری انجام دادند، آنها از این مدلها در زمینه‌های بارش محتمل[2] و همچنین مدلهای PP[3] استفاده نمودند[۳]. مدل PP به شکلی است که به مدلهای MOS داده‌ها و پارامترهایی مانند اقلیم محلی، فصلی و نوعی الگوهای سینوپتیکی را وارد می‌کند. آنها نشان دادند که سه نوع و ترکیب از مدلها می‌توانند به‌صورت زیر وجود داشته باشد:

۱. مدل آنالوگ (قیاسی ـ تشابه)[4]
۲. مدل رگرسیون لغزان[5]
۳. مدل آنالوگ ـ رگرسیون هیبرید[6]

آنها با استفاده از پیش‌بینیهای مدل PP برای ٤ ایستگاه در پنسیلوانیا به مدت ٦ ماه و تعداد ٤٧ نقطه شبکه توانستند با ترکیب مدلهای MOS/PP حدود ٦ تا ۳۳ درصد بر دقت پیش‌بینیها بیفزایند.

مطالعه حاضر نوعی پردازش آماری خروجی مدلهای پیش‌بینی وضع هوا می‌باشد و از آنجایی که مدلهای NWP برای نقاط شبکه معینی اجرا می‌شود، شرایط اولیه زمین ساده‌سازی و همگون‌سازی شده است. همچنین مدلهای NWP کامل نبوده و با خطا همراه است. از این رو پیش‌بینیهای آماری که براساس NWP انجام می‌شود، می‌تواند خطاهای سیستماتیک آنها را جبران کند. مدلهای NWP قادرند با هر شرط اولیه تنها یک پیش‌بینی منفرد را ارائه نمایند، بنابراین به‌کارگیری و پیوند اطلاعات حاصل از NWP با روشهای آماری، امکان کمی کردن و افزایش اطمینان پیش‌بینی را فراهم می‌کند[٤].

در سال ۱۹۹۱، کلاین و کرمت[7] نیز مدل LOG/PT[8] را با استفاده از الگوی

---

1. Vislocky and Yang
2. Probability of Precipitation
3. Prefect Prog
4. Analog Model
5. Logistic Regression Model
6. Analog / Regression Hybrid Model
7. Cline and Kermet
8. Local Objective Guidance for Predicting Precipitation Type

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

رگرسیونی مرتبه‌ای[1] خطی بین نوع بارش و ضخامت لایه‌های $H_{۱۰۰۰hpa}^{۷۰۰hpa}$ و $H_{۸۵۰hpa}^{۷۰۰hpa}$ و $H_{۱۰۰۰hpa}^{۸۵۰hpa}$ در ارتباط بین باندهای گسترش بارش مخلوط در الگوهای سینوپتیکی بررسی نمودند که نتایج حاصل بسیار مفید ارزیابی گردید[۵].

در سال ۱۹۸۵، تپ و همکاران[2] برای ۷ شهر بزرگ استرالیا که در مناطق جنب حاره و عرضهای میانه واقع شده است با استفاده از داده‌های آنها و با استفاده از مدلهای آماری، معادله رگرسیونی استخراج کردند. آنها برای این کار از نقشه‌های پیش‌بینی ۲٤+ ساعته استفاده کردند که در نهایت دقت پیش‌بینی حدود ۵۰ درصد نسبت به قبل افزایش یافت[٦].

برانت و همکاران[3] در سال ۱۹۸۸، مدل مشابهی را برای کانادا ارائه نمودند که گامهای زمانی این مدل در بازه‌های زمانی ٦ تا ۷۲ ساعته با استفاده از معادله رگرسیونی خطی مرکب، بودند. آنها دریافتند که با افزایش مطالعات موردی، دقت و مهارت پیش‌بینی افزایش می‌یابد[۷].

با توجه به حجم مطالعات انجام شده در جهان درباره مدلهای آماری، نیاز به طراحی مدلهای مشابه و البته با دیدگاه متمایز برای کشور احساس می‌شود و از همین رو، تحقیق حاضر انجام شده است. در مدلهای بررسی شده از جنبه‌های مختلف آماری‌ـفیزیکی به مسائل پرداخته‌اند، اما از نظر روابط سینوپتیکی آماری کمتر استفاده شده است که این نکته مهم در مدل پیشنهادی این تحقیق مد نظر قرار گرفته است. از دیگر نکات حائز اهمیت تحقیق حاضر نحوه منحصربه‌فرد تأثیر پارامترهای محلی بر خروجی مدل می‌باشد. گام زمانی مدل حاضر ۲٤ ساعتی به مدت کل ۱٦۸ ساعت برای ساعت ۱۲:۰۰ گرینویچ است.

یکی از مدلهایی که از خروجی آنها در پیش‌بینی هوای کشور استفاده می‌شود مدل GFS[4] است. در حل معادلات حرکت و پیشیابی، این مدلها شرایط مرزی، شرایط اولیه، نوع پوشش سطحی و توپوگرافیکی را در نظر می‌گیرند، اما به‌دلیل خطاهای پیش‌بینی در این مدلها و

1. Stepwise
2. Tapp et al.
3. Brunet et al.
4. Global Forecast System

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

همچنین به‌دلیل توان تفکیک مکانی کم (۲/۵× ۲/۵ درجه) ویژگیهای جغرافیایی و اقلیمی تمامی ایستگاههای سینوپتیک کشور در این خروجیها اعمال نشده‌اند، همچنین این گونه مدلها دارای نقاط ضعفی از قبیل فیزیک مدل که مثلاً شرایط تابش و یا همرفت را به خوبی شبیه‌سازی نمی‌کنند، و یا در این مدلها ضعف ریاضیات مدل به‌عنوان مثال در روشهای تفاضل محدود همراه با تقریبهایی می‌باشد؛ از این رو برای فائق آمدن بر این مشکلات در مدلهای عددی، از روشهای آماری برای تحلیل خروجیهای مدل استفاده می‌کنند تا خروجیهای مدل به سمت وضعیت اقلیمی واقعی منطقه سوق داده شود. در کشور ما به‌طور عمده از مدلهای پیش‌بینی GFS و MM5 (آزمایشی سازمان هواشناسی) استفاده شده است و با نصب سیستم جدید سینرژی در سازمان هواشناسی، ترکیبی جدید و قوی از بیشتر مدلهای پیش‌بینی استفاده قرار می‌شود.

هدف از تحقیق حاضر علاوه بر استفاده از تکنیکهای آماری در خروجی مدلهای پیش‌بینی عددی، طراحی یک مدل آماری، اقلیمی، سینوپتیکی و توپوگرافیکی است که از چهار متغیر به جای یک متغیر استفاده کند.

۲- منطقه مورد مطالعه، مواد و روشها

منطقه مورد این تحقیق تمامی کشور ایران می‌باشد که به‌وسیله روشهای درونیابی برای تمامی مناطق می‌توان داده‌های موردنظر را استخراج کرد. از ویژگیهای این منطقه از خاورمیانه وجود تنوع اقلیمی بسیار پیچیده در آن است. یکی از عوامل بسیار مهم تأثیرگذار بر سیستمهای عبوری از کشور، توپوگرافی پیچیده کشور می‌باشد. سیستمهای منشأ گرفته از غرب منطقه در مسیر خود به ناگاه با سدی عظیم از ارتفاعات برخورد می‌کنند و نحوه فعالیت، مدت و شدت آنها دستخوش دگرگونی شدید می‌شود که می‌توان به بارزترین شکل آن را در نقشه میانگین بارش سالانه کشور مشاهده کرد.

آزمون مدل پیشنهادی در این تحقیق، روی ۱۴۵ ایستگاه سینوپتیک اصلی از ایستگاههای با حداقل دوره آماری ۱۰ ساله تا سال ۲۰۰۳ در سطح کشور صورت گرفته است. داده‌های موردنظر در این تحقیق همان‌گونه که قبلاً اشاره شد، شامل ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با واحد متر، فشار سطح دریا برحسب هکتوپاسکال در یک ماتریس ۲/۵ ×۲/۵

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

درجه، ماتریس ۱۳×۱۱ نقطه شبکه فعال (۱۴۳ گره) و با احتساب دو لایه مرزی ۱۵×۱۳ نقطه شبکه در ساعت ۱۲:۰۰ گرینویچ و روزانه در سطح کشور ایران می‌باشد که از مرکز هواشناسی NOAA برای سیستمهای مورد بررسی اخذ گردید. در ادامه برای محاسبه شاخص حدود ۲۲۴ خط برنامه به زبان Visual Basic تحت نرم‌افزار Excel نوشته شد، سپس به‌وسیله نرم‌افزار ARCGIS 9.1 خروجیهای نهایی به‌صورت نقشه‌های درونیابی شده PSP استخراج گردید. در ادامه برای اثردهی شاخص CPI در خروجی نهایی و اصلاحی PSP به کمک ماژول Raster Calculator اصلاح نهایی به‌صورت عملیات جبری انجام گرفت. تعداد نقاط (ایستگاه) فعال سینوپتیک برای محاسبه CPI، ۱۴۵ ایستگاه بوده و برای وارد کردن لایه ناهمواری از داده‌های لایه رستری توپوگرافی کشور استفاده گردید.

به‌منظور ارائه یک معیار کمی ـ تجربی برای ارزیابی احتمال وقوع بارش در یک منطقه خاص (دارای اقلیم و توپوگرافی ویژه) و تحت تأثیر یک سیستم خاص (سیستمهای ورودی به کشور در فصول مختلف)، بر روی خروجی مدلهای پیش‌بینی عددی در شبکه‌ای مربع شکل سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین، مدل PSP پیشنهاد گردید که در نهایت خروجی مدل به‌صورت یک دامنه اعداد از صفر تا بینهایت تعریف شد، البته باید ذکر نمود که بیشتر احتمال بین صفر و ۱۰۰ در نظر گرفته شد.

برای طراحی مدل ابتدا یک معادله ساده با تلفیق معادلات تاوایی و واگرایی نوشته شد و در ادامه چند پارامتر تجربی نیز به این معادله اولیه اضافه گردید. مرحله بعدی آزمون معادله بود که با مطالعه سیستمهای سینوپتیک چهار سال اخیر (از سال ۱۳۸۲ تاکنون) و مقایسه با پدیده‌های رخداده جوی ضرایب گام به گام اصلاح گردید و درنهایت معادله زیر ارائه شد:

$$PSP_t = \varepsilon.CPI^{۱/۷} \times (۱+|H|)^{-۰/۵} \times \log(۱ + Ai \times (۱+|Adv-|Adv||)^{۲}) \qquad (۱)$$

در این رابطه:

PSP_t شاخص پتانسیل بارش‌زایی، $\varepsilon = ۰/۰۰۱$ به‌عنوان ضریبی تجربی که به‌منظور کاهش مجموع جواب در نظر گرفته شده و معادل ۰/۰۰۱، CPI شاخص مختصات اقلیمی ـ توپوگرافیکی نقطه مورد نظر (رابطه ۲)، H ارتفاع از سطح دریا برحسب متر، Ai شاخص

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

مجموع و Adv شاخص فرارفت می‌باشد که در ادامه هر کدام از پارامترهـای فـوق معرفـی و تشریح می‌گردد:

دامنه باز این شاخص به‌صورت نسبی و به سمت مثبت بینهایت باز می‌باشد، به‌طوری‌کـه هر چه عدد حاصل بزرگتر شود نشان‌دهنـده بـالا بـودن پتانـسیل بـارش ۲٤ سـاعته (شـدت ریزش) ایستگاه می‌باشد. برای محاسبه شاخص CPI از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$CPI = TOP_i \times ۰/۱ \sqrt{(۱+P_m)^۲ \times \frac{(۱+\cos\varphi).(T_m+۱۰۰)}{\log(H+۱۰۰).(۱+N)}} \qquad (۲)$$

در معادله بالا:

CPI: شاخص بدون بعد قابلیت بارش‌زایی ۲٤ ساعته $(mm.c^{-۰/۵}.m^{-۰/۵}.day^{-۰/۵})$ بـوده کـه بدون بعد در نظر گرفته شده است.

TOP_i: شـاخص توپـوگرافی شـامل شـیب، ارتفـاع و جهـت دامنـه بـوده کـه در اینجـا $TOP_i \cong (۱+|H|)^{۰/۵}$ در نظر گرفته شده است.

P_m: بارش میانگین ماهانه در دوره آماری از بدو تأسیس ایستگاه هواشناسی سینوپتیک تا سال ۲۰۰۳ برحسب میلیمتر.

H: ارتفاع ایستگاه از سطح دریا برحسب متر.

T_m: دمای میانگین ماهانه برحسب درجه سانتیگراد.

N: تعداد روزهای با بارش در دوره آماری.

قبل از بحث اصلی در مورد روابط بالا باید خاطرنشان شود که برخی روابط این قـسمت، از معادلات پایه در هواشناسی با تغییراتی استفاده گردیده و به‌دلیل اختصار، فقط به معادلات مورد نظر در این تحقیق پرداخته می‌شود. همچنین تعدادی از پارامترها معرفی می‌شود.

h نمایه ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر، p نمایه فشار سطح دریا روی نقشه‌های سطح زمین و اندیسها نیز به‌ترتیـب معـرف نقطـه شـبکه مـوردنظر در شـبکه به‌علاوه شکل محاسبات می‌باشد: n شمال، s جنوب، w غـرب، e شـرق و c نماینـده مرکـز یـا نقطه شبکه مقصد است.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

برای پارامتریزه کردن سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین و با توجه به دو ویژگی مهم در نقشه‌های هوا، گرادیان و انحنای کنتوری ـ ایزوباری، به محاسبه و تعریف پارامترهای زیر نیاز داریم:

Ai شاخص مجموع شاخصها در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین است که هر چه Ai بزرگتر شود برای ایجاد بارش شرایط مساعدتر خواهد شد، درواقع این شاخص وجود موج (ناوه) را آشکارسازی کرده و وارد رابطه اصلی می‌کند:

$$Ai = ۱ + \cos\varphi.E.\{(\zeta - \Delta h_c + i\zeta \pm \Delta P_c + |(\zeta - \Delta h_c + i\zeta \pm \Delta P_c|\} \qquad (۳)$$

در این رابطه به‌ترتیب ΔP_c، Δh_c، ζ و i_ζ، تغییرات فشار ۲٤ ساعته، تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی ۲٤ ساعته، تاوایی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و شاخص تاوایی سطح زمین است. علامت $\pm$ منوط خواهد بود به منطقه مورد محاسبه شاخص، به‌طوری‌که برای سواحل شمالی این علامت + در نظر گرفته می‌شود.

برای وارد کردن اثرات فصلی انرژی، طول روز و زاویه تابش به مدل در این تحقیق از معادلات انرژی استفاده شده است. در رابطه (۲-۸۳ و ۲-۸٤) E انرژی رسیده از خورشید بر واحد سطح $(Kjcm^{-۱}\,min^{-۱})$، φ عرض جغرافیایی، d فاصله از اعتدال بهاری برحسب روز، Dd طول روز برحسب ساعت و θ مدار میل خورشید می‌باشد. E مقدار انرژی رسیده به سطح زمین بوده که تابع زاویه تابش خورشید، عرض جغرافیایی و طول روز می‌باشد و از روابط زیر معادل‌سازی گردیده است:

$$E = ۰/۶۴.\sin(۹۰ - (\varphi - (۲۳/۴۵\sin d))) \times ۶۰ Dd \qquad (٤)$$

$$Dd = \frac{۲}{۱۵}\cos^{-۱}(-\tan\varphi.\tan\theta) \qquad (۵)$$

معادله (٤) درواقع مقدار انرژی رسیده بر واحد سطح را در ظهر هر عرض جغرافیایی محاسبه می‌کند و در این مطالعه به تقریب و به ناچار مقدار انرژی در طول یک روز را براساس فرض زاویه تابش ظهر محاسبه می‌کند و این که مقدار خروجی این رابطه درواقع

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

به‌عنوان یک ضریب در معادله (۵) به‌کار رفته است.

- ADV به‌عنوان شاخص تجربی فرارفت مؤثر[1] سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال:

$$\begin{aligned} ADV = {} & Ci \times Wi \times (Biw \times (۴hw - ۴hc + Pw + Pc - ۲Pn) + ۲CLi + \\ & ۲\sin\varphi. \mid \Delta z - ۶۰۰۰ \mid) + Bie \times (۴hw - ۴hc + ۲Ps - ۳Ps - ۳Pc + Pe) + \\ & ۲CLi + ۲\sin\varphi. \mid \Delta z - ۶۰۰ \mid \end{aligned} \qquad (۶)$$

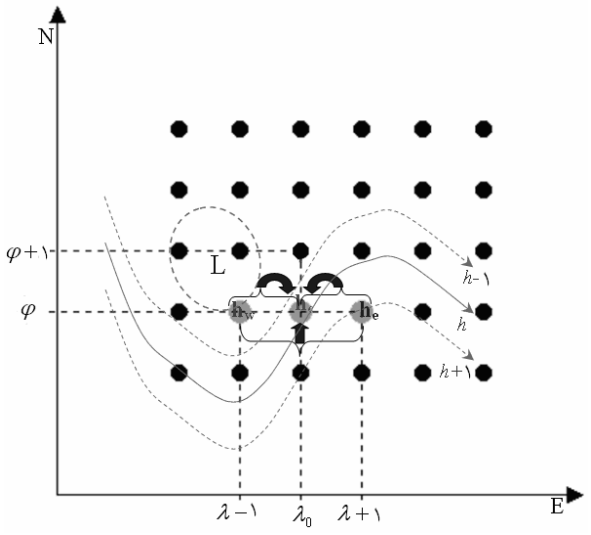
$$\begin{aligned} ADVn = {} & Cin \times Wi \times (Biw \times (۴hc - ۴hw + ۳Pc - Pw - ۲Pn) + \\ & ۲CLi + ۲\sin\varphi. \mid \Delta z - ۶۰۰۰ \mid) + Bie \times (۴hw - ۴hc + ۲Ps - ۳Pc + Pe) + \\ & ۲CLi + ۲Sin\varphi. \mid \Delta z - ۶۰۰ \mid) \end{aligned} \qquad (۷)$$

این شاخص میزان ادوکشن مؤثر سرد و گرم را روی نقطه شبکه مرکزی اندازه‌گیری می‌کند. در صورتی که کمیت خروجی منفی شود، جریانات جنوبی و هوای گرم فرارفت می‌شود (معادله اول) و در صورتی که کمیت مورد نظر مثبت شود جریانات شمالی و هوای سرد منتقل می‌گردد. نظر به این که برای بارش در فلات مرکزی کشور کمیت منفی این شاخص مساعدتر است و از آنجا که برای بارش در نوار شمالی، جریانات شمالی (شاخص مثبت) نقش بسزایی در بارشهای سنگین دارند، پس به ناچار باید شاخص فرارفت برای سواحل شمالی بازنویسی گردد (اندیس n). همچنین در جنوب شرق کشور به علت شارشهای شرقی ضعیف در تابستان نیاز به تعریف معادله‌ای متمایز برای آن وجود دارد. از همین رو معادله دارای دو طرف راست برای بادهای شرقی و طرف چپ برای بادهای غربی است که به‌منظور خنثی شدن اثر هر کدام در فصل وزش باد غالب و تغییر معادله عملگری براساس منطق بولین برای آنها تعریف شده است. برای بادهای شرقی منطقه $Biw = \mid Wi - \mid Wi \mid \mid / \mid ۲ \times Wi \mid$، و برای بادهای غربی منطقه $Bie = \mid -Wi - \mid Wi \mid \mid / \mid ۲ \times Wi \mid$ محاسبه به این صورت است که هنگامی که Wi مثبت شود، بادهای متمایل به مؤلفه شرقی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال جریان دارد و حاصل عبارت Bie=۱ می‌شود و وقتی بادهای غربی حاکمند، Wi منفی شده و Bie=0 و برای حالت دیگر نیز به صورت معکوس عمل می‌کند

1. Advection

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

و در هر مورد یک طرف معادله در شاخص نهایی Adv اثر می‌گذارد. یکی از مهمترین شاخصهای نهایی در این تحقیق شاخص Adv می‌باشد. درواقع این شاخص را می‌توان در مورد یک ناوه سطوح فوقانی در شکل در نظر گرفت.



شکل ۱ فرایند محاسبه پیشرو در مدل PSP در الگوی یک سیستم کم‌ارتفاع بسته در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماتریس محاسباتی

در اینجا مقادیر منفیتر مورد نظر برای الگوی بهینه شرایط مساعد جوی است. در این معادله طرف راست معادله مختص بادهای شرقی است که در فصل سرد سال صفر می‌گردد و طرف چپ آن مخصوص بادهای غربی است که برای جنوب شرق کشور در فصل گرم صفر می‌شود. در اینجا نیز اندیس n برای سواحل شمالی است. الگوهای مختلف این شاخص، نشان‌دهنده حالتهای سه‌گانه ممکن ناوه سطوح بالا نسبت به ایستگاه موردنظر می‌باشد. درواقع حالت بهینه بارش برای سواحل شمالی کشور، فاصله زمانی بین $Adv > 0$ و $Adv = 0$ و برای سایر نقاط کشور فاصله زمانی بین $Adv = 0$ و $Adv < 0$ است.

روشهای آماری مختلفی برای درونیابی و محاسبات روی نقاط شبکه با توزیع استاندارد

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

وجـود دارد کـه در ایـن تحقیـق از روش محاسـبه پیـشرو اسـتفاده شـده اسـت. ایـن روش ویژگیهای مختصات نقطه شبکه غربی را برای نقطه شبکه مرکزی در نظر می‌گیرد. روشـهای دیگر یکی پسرو بوده که مشخصات نقطه شبکه شرقی را برای نقطـه شـبکه مرکـزی در نظـر می‌گیرد و دیگری پیشرو حالت میانگین بین نقطه شبکه غربی و شـرقی را بـرای نقطـه شـبکه مرکزی در نظر می‌گیرد. روش پیشرو بعد از آزمونهای مختلف بـه دو دلیـل انتخـاب گردیـد: یکی این‌که از نظر مختصات دینامیکی و سینوپتیکی شار و فرارفـت هـوای گـرم و مرطـوب و همچنین تاوایی و واگرایی در این حالت روی نقطه شبکه مرجع به حالت بهینـه مـساعد بـرای بارش خود نزدیک می‌باشد و دوم این‌که این روش جواب دقیق‌تر و با تفکیک مکانی بیـشتری را نسبت به سایر روشها به‌دست می‌دهد.

- Ci به‌عنوان شاخص گردش اتمسفری مؤثر سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال:

$$Ci = Ctr^{-1} \times \sqrt{\left\{1 + Exp\frac{5560 - Div - 10Li}{3|p_c - 950| + |h_c - 5200| + |\Delta z - 500|}\right\}^2}^{0.5} \qquad (8)$$

$$Cin = Gtr^{-1} \times \sqrt{\left\{1 + Exp\frac{5560 - Div - 10Li}{3|p_c - 1050| + |h_c - 5200| + |\Delta z - 500|}\right\}^2}^{0.5} \qquad (9)$$

منظور از تعریف این شاخص کاربرد گردش مؤثر اتمسفری در بارش است. می‌دانـیم کـه مناطق با ضـخامت کمتر، منطبق بر نواحی کم‌ارتفـاع، کـم‌فـشار و سـرد اتمـسفر اسـت و نیـز می‌دانیم که مناطق کم‌فشار سطح زمین نیز از مناطق مستعد برای همگرایی است. همچنین یک شیب ضـخامت از قطب به اسـتوا وجـود دارد؛ بـه ایـن شـکل کـه از قطبـین بـه سـمت اسـتوا ضـخامت، روند افزایشی دارد و تنها استثنا مربوط مـی‌شـود بـه ITCZ[1] و امـواج شـرقی کـه اندکی ضـخامت کاهش می‌یابد. همچنین به‌عنوان مثال در اقیانوس اطلس شمالی فشار مرکزی کم‌فشار ایسلند آن‌قدر کم مـی‌شـود کـه بـا توجـه بـه معادلـه ضـخامت، میـزان ضـخامت در

1. Inter Tropical Conversion Zone

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

کم‌ارتفاع ایسلند از مناطق مجاورش ممکن است بیشتر شود و نه تنها از میزان صعود نمی‌کاهد، بلکه کم‌فشار دینامیکی فعالی، با توجه به شار انرژی زیاد رسیده از بخار آب، در آنجا عمق یافته و رشد می‌کند. البته در این رابطه از این نکته چشم‌پوشی شده است که برای یک مدل قوی این نکته نیز باید لحاظ گردد. در این معادلات هر چه Ci بیشتر گردد شرایط برای بارش مساعدتر خواهد بود. مجدداً در اینجا برای نواحی شمالی با توجه به نقش مثبت بارش‌زایی سیستمهای پرفشار مهاجر، معادله با اندیس n بازنویسی شده است.

- Gtr به‌عنوان محاسبه شاخص گرادیان مؤثر:

(۱۰) شاخص گرادیان کنتوری سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ایستگاه (UGT_t[1]):

$$UGT_t = UGT_\lambda + UGT_\phi$$

(۱۱) رادیان کنتوری سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ایستگاه در جهت مداری ((UGT_λ):

$$UGT_\lambda = \frac{|h_w - h_c| + 1}{|h_E - h_c| + 1}$$

(۱۲) گرادیان کنتوری سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نسبت به ایستگاه در جهت نصف‌النهاری ($UGTr_\phi$):

$$UGTr_\phi = \frac{|h_n - h_c| + 1}{|h_s - h_c| + 1}$$

(۱۳) شاخص گرادیان ایزوباری الگوی فشار سطح زمین نسبت به ایستگاه ($SGTr_t$[2]):

$$SGTr_t = SGTr_\lambda + SGTr_\phi$$

(۱٤) گرادیان ایزوباری الگوی فشار سطح زمین نسبت به ایستگاه در جهت نصف‌النهاری

1. Upper Gradient of Trough
2. Surface Gradient of Trough

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

$$SGTr_{\lambda} = \frac{|P_w - P_c| + ۱}{|P_E - P_c| + ۱} \qquad :(SGTr_{\lambda})$$

(۱۵) گرادیان ایزوباری الگوی فشار سطح زمین نسبت به ایستگاه در جهت مداری $(SGTr_{\phi})$:

$$SGTr_{\phi} = \frac{|P_N - P_c| + ۱}{|P_S - P_c| + ۱}$$

در نهایت شاخص کل گرادیان مؤثر از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$GTr = (۱+|ColIy - ColIx| + |ColIy - ColIx|)^{-۱} \times \left[۱+|۰/۵(UGTr_{\varphi}^{۲} \times SGTr_{\varphi} + UGTr_{\lambda}^{۲} \times SGTr_{\lambda}) - ۲|\right] \qquad (۱۶)$$

در این رابطه جمله اول سمت راست معادله، محاسبه شاخص Col_i می‌باشد که در ادامه تبیین می‌گردد.

در روابط بالا ـ بدون احتساب قسمت اول رابطه ـ در صورتی که $UGTr_{\lambda,\phi} < ۱$ باشد، منطقه گرادیان و بارش موج به سمت جنوب غربی ایستگاه متمایل خواهد بود؛ حال در صورتی که $UGTr_{\lambda,\phi} = ۱$ باشد، منطقه گرادیان و بارش موج به سمت ایستگاه مرکزی متمایل خواهد بود و در صورتی که $UGTr_{\lambda,\phi} > ۱$ باشد، منطقه گرادیان و بارش موج به سمت شمال غربی ایستگاه متمایل خواهد بود. نظیر این فرایندها برای سطح زمین نیز متصور خواهد بود.

- Wi به‌عنوان شاخص آشکارساز جریانهای شرقی و غربی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال:

$$Wi = Cos(\varphi) \times \delta \cdot \frac{PVE \times (۱ + |h_w - h_e|)}{۱ + |h_n - h_s|} \cdot (h_n - h_s + h_w - h_E - \alpha) \qquad (۱۷)$$

در این رابطه $\delta = ۰/۰۰۱$ به‌منظور کاهش دامنه شاخص، $\alpha = ۰/۰۱۲۳۴۵$ به‌منظور صفر نشدن جمع جبری، h ارتفاعهای نقاط شبکه مورد مطالعه برحسب متر و اندیسهای عددی نشاندهنده به‌ترتیب، n برای نقطه شبکه شمالی، S برای نقطه شبکه جنوبی، w برای نقطه شبکه شرقی و c نقطه شبکه مرکزی (اصلی)، PVE ارتفاع میانگین ماهانه پربند تاوه قطبی

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

برحسب دکامتر و φ عرض جغرافیایی است. در صورتی که Wi مثبت باشد، وزش بادهای شرقی غالب خواهد بود، به ویژه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و در صورتی که Wi منفی شود، بادهای غربی بر منطقه مستولی می‌باشد.

- در صورتی که $Wi < 0$ باشد، قدرت و گرادیان بادهای غربی افزایش می‌یابد و باد سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در اینجا جنوبیتر خواهد بود و شرایط برای بارش مساعدتر می‌گردد.
- در صورتی که $Wi \to 0$ میل کند، جهت وزش بادهای شمال غربی تا شمال شرقی افزایش خواهد یافت. این حالت برای بارش سواحل شمالی بسیار مساعد و برای سایر نقاط، بیشتر کاهش دما را در فصل گرم به ارمغان خواهد آورد و در فصل سرد باعث بروز یخبندان و شرایط نامطبوع جوی خواهد شد.
- در شرایطی که $Wi > 0$ باشد باد شرقی خواهد گردید. در این حالت به‌ویژه در فصل تابستان این شاخص شکل‌گیری مونسون را آشکارسازی می‌کند. الگوی معرف حالت نرمال در فصل تابستان بدین صورت است که روی ایران STHP حکمفرماست و در شمال غرب و جنوب شرق به‌ترتیب امواج ضعیف ناوه کم‌ارتفاع دریای سیاه ـ قفقاز و کم‌ارتفاع مونسون جنوب شرق در حال عبور است.
- در شرایطی که $Wi > 0$ باشد، برای جنوب شرق کشور، مونسون به‌شدت تقویت شده و در صورتی که این الگو روی سواحل شمالی با هسته ضخامت کم و پرفشار لینک سطح زمین توأم گردد، بارشهای سیل‌آسا در سواحل خزر به وقوع می‌پیوندد.

- COLi به‌عنوان شاخص پتانسیل تشکیل سیستم COLi در الگوی فشاری سطح زمین:

$$COLi_x = P_w + P_e - (P_n + P_s) \qquad (۱۸)$$

$$COLi_y = P_n + P_s - (P_w + P_e) \qquad (۱۹)$$

الگوی COL از مناطق متغیر جوی است و در شرایط مساعد، از جمله رطوبت و فرارفتها به‌ویژه در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، می‌توان انتظار بارش زیادی را در حوالی آن داشت. مکانیزم آن در سطح زمین (در راستای مداری با اندیس x دو کم‌فشار متقابل) به‌صورت دو کم‌فشار و دو پرفشار متقابل در محل تشکیل COL_x با هم ارتباط می‌یابند؛ تا سرانجام در

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

راستای شمال ـ جنوب دو پرفشار و در راستای غرب ـ شرق دو کم‌فشار قرار گیرد (الگوی نوع مساعدتر که البته باید بیشتر بررسی گردد) و برای حالت با اندیس y برعکس. در معادله بالا هر چه کمیت خروجی عددی کمتر شود، شرایط COL تشدید می‌شود.

- CLi به‌عنوان نمایه تمایل سیستم کم‌ارتفاع بسته:

$$CLi = (h_w.P_c)^{-/5} - (h_c.p_w)^{-/5} \qquad (۲۰)$$

$$CLi_n = (h_c.p_c)^{-/5} - (h_w.p_w)^{-/5} \qquad (۲۱)$$

با توجه به روابط ۲۰ و ۲۱، این نمایه فاصله بین مرکز کم‌ارتفاع سطوح میانی جو و کم‌فشار سطح زمین را در چرخندهای جبهه‌ای به‌صورت یک دامنه عددی بی‌بعد محاسبه می‌کند. این نمایه آشکارکننده تشدیدشوندگی و یا میراشوندگی سیستم لینک سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین می‌باشد، چرا که براساس قوانین دینامیک اتمسفر روی هم قرارگیری دو مرکز کم‌ارتفاع سطح بالا و سطح زمین، یعنی میرایی سیستم سینوپتیک موردنظر؛ چرا که این فرایند می‌تواند به سیکل تکامل چرخند و مخلوط شدن جبهه سطح زمین و قطع تغذیه رطوبتی و هوای گرم به داخل سیستم مزبور و نهایتاً شکل‌گیری جبهه‌های زبرین و مرگ سیست منجر شود. نمایه یاد شده همچون فرمولهای قبلی برای دو منطقه مجزای نوار شمالی (اندیس n) و سایر مناطق کشور (بدون اندیس) به‌صورت تغییر علامت در عملیات جبری تعریف شده است. دلیل متفاوت بودن آنها در تفاوت ماهیت مکانیسمهای مساعد بارش می‌باشد؛ به‌طوری که در سواحل شمالی بارشهای سنگین اغلب در حد فاصل عبور محور ناوه از ایستگاه تا موقعی که جریانات مداری شود، رخ می‌دهد؛ حال این که در سایر مناطق کشور به این صورت نیست. در جنوب شرقی نیز مکانیزم متفاوتی ـ مخصوصاً در فصل گرم همراه با تقویت شارشهای شرقی ـ حاکم است. به‌طور مثال برای CLi هنگامی که مکان موردنظر در قسمت شرقی ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی قرار گیرد و کم‌فشار سطح زمین نیز جریانات جنوب تا جنوب شرق را روی مکان مورد نظر انتقال دهد، سمت راست معادله عدد کوچکتری شده و در نتیجه $CLi < 0$ شده و هرچه $CLi \to -\infty$ میل کند، سیستم فعالتری روی منطقه قرار گرفته و در صورت شار گرمایی و رطوبتی، مناسب بارشهای بیشتری را می‌توان انتظار داشت.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

شرایط آرمانی زمانی خواهد بود که: کمیتهای نرده‌ای Adv و CLi کمتر شود؛ البته بهترین حالت هنگامی ایجاد می‌گردد که $0 > Adv > -\infty$ یعنی هنگامی که $Adv = 0$ گردد؛ محور ناوه، کاملاً روی ایستگاه (نقطه شبکه مرجع مرکزی) موردنظر می‌باشد (شار مداری) و از نظر دینامیکی به‌تدریج به سمت شرایط تضعیف شرایط ناپایداری یا بارش، پیش می‌رویم و $UGTr_{\phi}$ و $UGTr_{\lambda}$ به سمت عدد ۱ میل کنند و یا اگر قدر مطلق $GTr_t \rightarrow ۲$ میل کند.

Li به‌عنوان محاسبه شاخص گرادیان نصف‌النهاری:

$$Li = (Cos\varphi \times ((\Delta h_w - \Delta h_c) + ۰/۱(\Delta h_n - \Delta h_c))) \qquad (۲۲)$$

در این رابطه Li شاخص گرادیان نصف‌النهاری، φ عرض جغرافیایی، Δh_w تغییر ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نقطه شبکه غربی برحسب متر نسبت به زمان در اینجا ۲٤ ساعت قبل، Δh_c تغییر ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای نقطه شبکه مرجع مرکزی همانند پارامتر قبلی و Δh_n نیز شبیه سایر پارامترها ولی برای نقطه شبکه شمالی. این رابطه درواقع نشان‌دهنده تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد، به‌طوری که اگر تغییرات ارتفاع نقطه شبکه غربی منفی بوده، همچنین تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیلی نقطه شبکه شمالی نیز منفی باشد و در عین حال تغییرات ژئوپتانسیلی نقطه شبکه مرکزی مثبت باشد، در نتیجه شیب تغییرات ارتفاع زیادتر شده و همچنین بر انحنای چرخندی افزوده می‌شود و باعث تقویت ناوه می‌گردد، بنابراین در صورتی که شاخص $Li \rightarrow -\infty$ میل کند، نشان‌دهنده افزایش گرادیان چرخندی و افزایش پتانسیل بارش‌زایی ـ در صورت وجود رطوبت کافی ـ می‌گردد. برای اثردهی بیشتر عرضهای پایین جغرافیایی، ضریب کسینوس عرض جغرافیایی به رابطه اضافه گردیده است.

در صورتی که $PSP \rightarrow 0$، شرایط بی‌تفاوت جوی حاکم می‌شود و پتانسیل آلاینده‌های جوی افزایش می‌یابد. برای محاسبه شاخص PSP ایستگاههای سینوپتیک، لازم است که ابتدا ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب متر و فشار برحسب هکتوپاسکال ٤ نقطه واقع در ٤ جهت اصلی به فاصله ۲/۵ در ۲/۵ درجه درونیابی شده و همچنین خوددادههای اقلیمی ایستگاه را نیز وارد رابطه کرد. برای نقاط شبکه نیز این فرایند گزینش دادهها مشابه حالت قبل است. این مدل از خروجی مدلهای پیش‌بینی عددی به‌صورت ورودی استفاده می‌کند.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

لازم به ذکر است که وجود خطاهای مذکور در این مدل نیز امری اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. درواقع این مدل نوعی تحلیل همدیدی خودکار ارائه می‌کند.

در این مدل با استفاده از سیستمهای هوای گذشته، در نهایت به تعریف روابط سینوپتیکی، آماری و تجربی می‌رسیم و با وارد کردن داده‌های سیستمهای دلخواه، اقدام به محاسبه شاخص PSP برای آنها می‌شود.

۳- نتایج آزمون مدل پیشنهادی و ارزیابی دقت آن

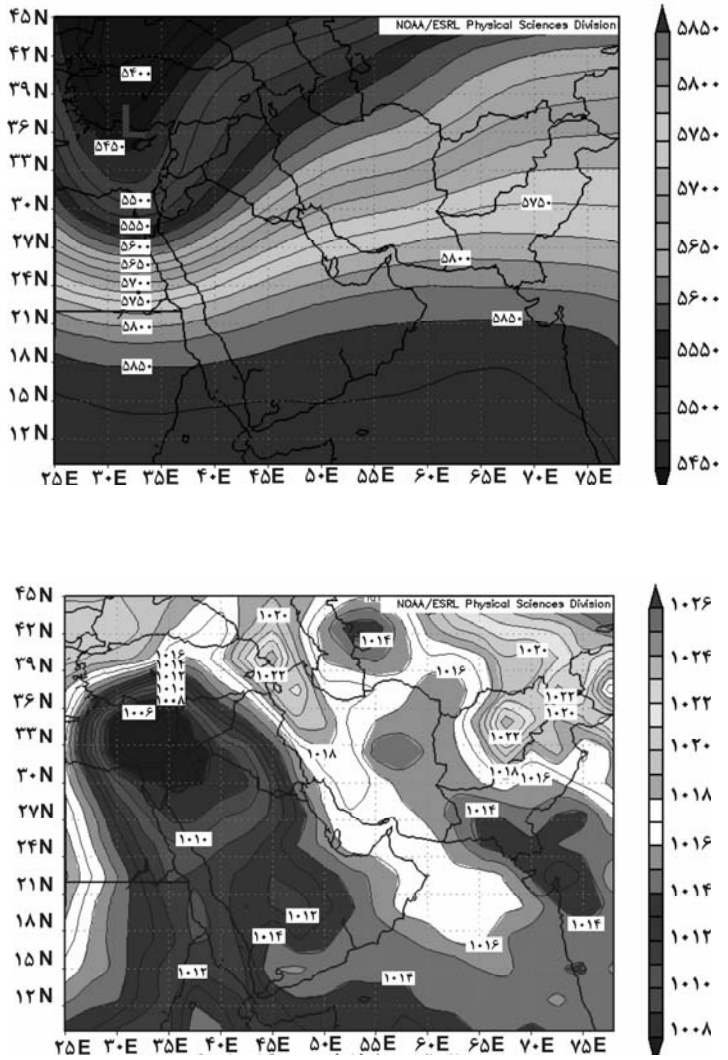
این مطالعه موردی از میان یکی از آخرین سیستمهای عبوری از کشور در سال ۱۳۸۵ که از تاریخ ۱۳۸۵/۱۱/۱۳ تا تاریخ ۱۳۸۵/۱۱/۲۰ (دوم تا هشتم فوریه ۲۰۰۷) کشور را تحت تأثیر قرار داد، انتخاب شد. به‌منظور سنجش دقت مدل، بارش ۲٤ ساعته ایستگاههای سینوپتیک کشور نیز با خروجی شبیه‌سازی شده مدل مقایسه شد (در اینجا فقط نقشه‌ها و خروجیهای یک روز آورده شده است).

این سیستم یک سیستم مدیترانه‌ای بود که با ریزش هوای سرد از عرضهای شمالی بر روی مدیترانه شرقی ضمن حرکت به سمت شرق تقویت نیز گردید. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، این سیستم در دامنه یک موج بلند، رشد کرد و همزمان در سطح زمین نیز کم‌فشار جبهه‌ای عمیق شد و تغذیه رطوبتی بسیار خوبی نیز نمود. فعالیت بارشی این سیستم درواقع از روز ١٤ بهمن ۱۳۸۵ (۳ فوریه ۲۰۰۷) شروع گردید. در روز ۱۵ بهمن، ناوه سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، عمیقتر شده و کل نیمه غربی کشور به‌خصوص زاگرس مرکزی و جنوبی را در برگرفت. جریانات جنوبی و فرارفت مناسب رطوبت در سطح زمین، رطوبت لازم را برای بارشهای فراگیر فراهم کرد. در این روز بیشینه بارش مربوط به ایستگاههای جنوبی بود. این سیستم بعد از فعالیت مناسب در نیمه غربی حین عبور به سمت شرق کشور تضعیف گردید.

همان‌گونه که ذکر گردید موج ایستای سطوح فوقانی که محورش از مرکز مدیترانه می‌گذشت، مرتباً امواجی را به سمت کشور ما ارسال می‌کرد، متعاقب عبور موج اول، موج دوم و اصلی نیز به کشور نزدیک شد که طی روزهای ۱۹ تا ۲۱ بهمن باعث بارش، تقریباً در کل کشور گشت. این موج بعد از گذر از زاگرس به‌صورت یک سیستم کم‌ارتفاع بسته درآمد؛

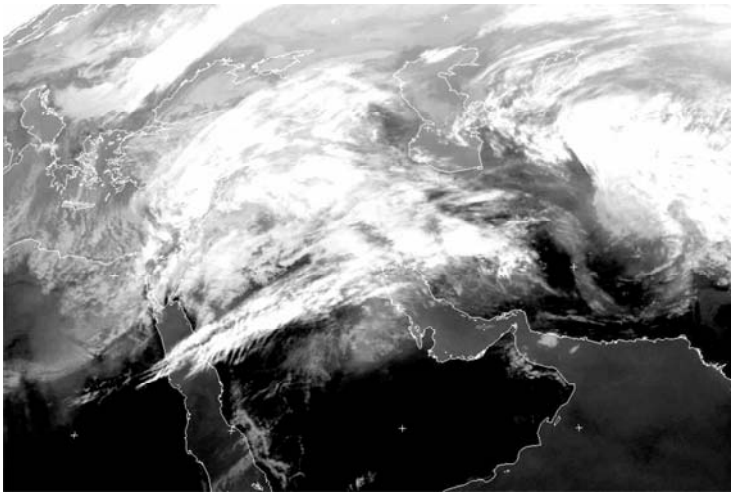
[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

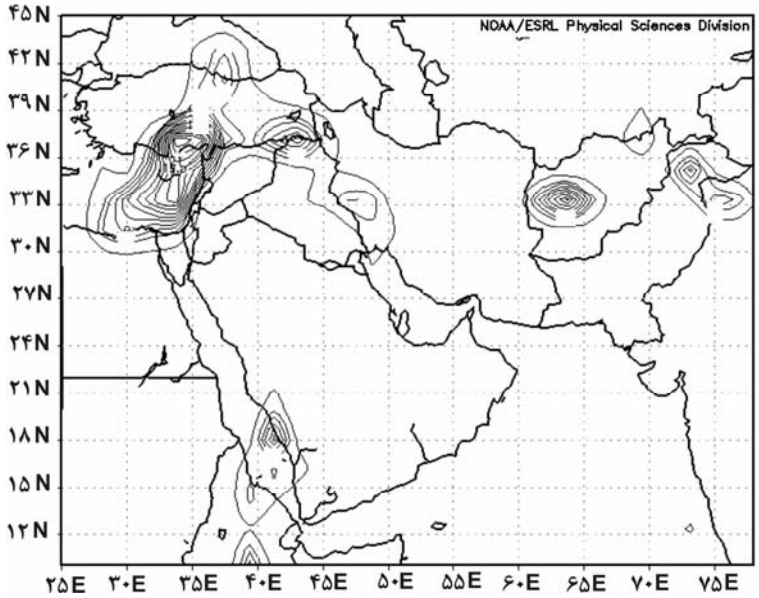
طی روزهای ۱۹ تا ۲۱ بهمن کشور در دامنه جبهه‌های این چرخند بارشـهای خـوبی دریافت کرد که بیشینه آن مربوط به ایستگاههای زاگرس مرکزی بود (شکلهای ۲ و ۳).



شکل ۲ الگوهای سینوپتیکی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال سطح زمین میانگین روزانه در روز ۱۳۸۵/۱۱/۱۵

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

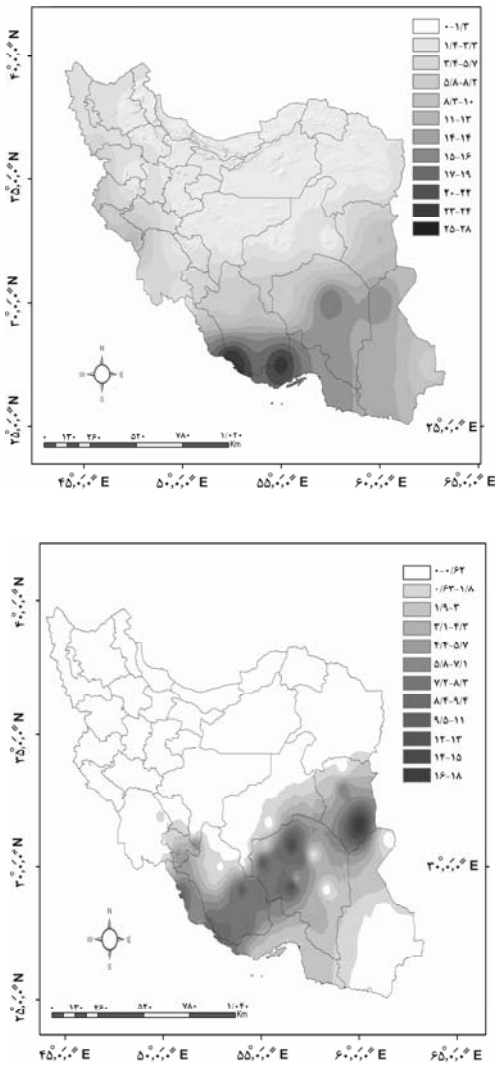




شکل ۳ الگوی تصویر ماهواره‌ای در ساعت UTC ۱۲:۰۰ (URL.۷) و سرعت بارش ($mm.mnt^{-1}$) در روز ۱۳۸۵/۱۱/۱۵

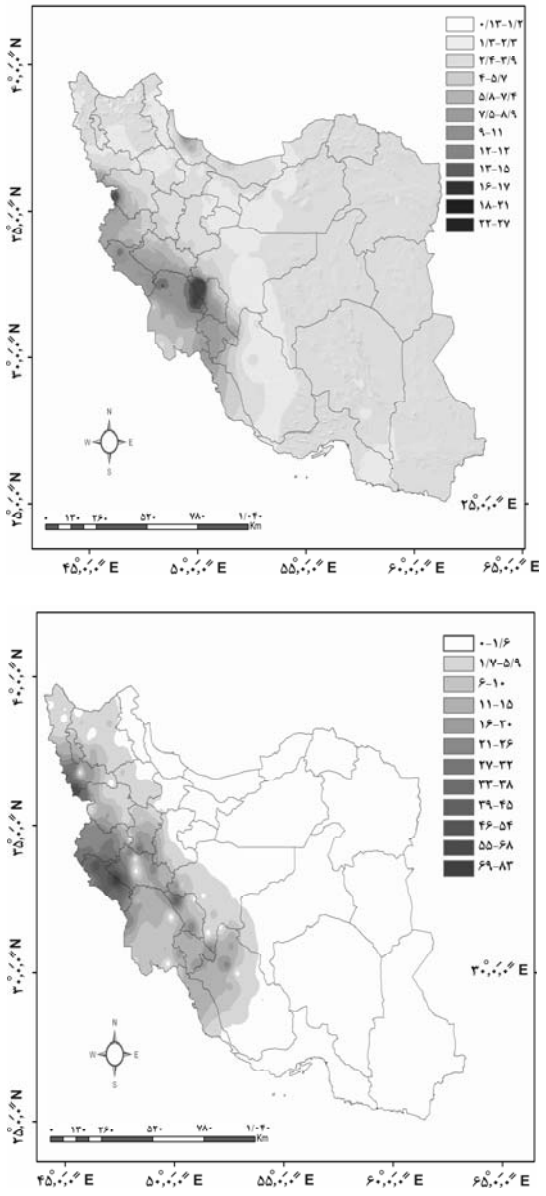
[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

شکلهای ٤ و ٥ مقایسه‌های بارش واقعی و بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل را با توجه به تأثیر یا عدم تأثیر شاخص CPI بر خروجی نشان می‌دهد.



شکل ۴ مقایسه بارش واقعی روز ۱۳۸۵/۱۱/۱٤ (شکل بالا) و بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل (خروجی بدون تأثیر شاخص CPI در مدل PSP)

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]



شکل ۵ مقایسه بارش واقعی روز ۱۳۸۵/۱۱/۱۵ (شکل بالا) و بارش شبیه‌سازی شده توسط مدل (خروجی با تأثیر شاخص CPI در مدل PSP)

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

یکی از ضعفهای این مدل وارد نشدن پارامتر تعیین‌کننده رطوبت می‌باشد که باعث شده خروجی مدل با بارش واقعی رخ داده، انطباق کاملی نداشته باشد. درواقع می‌توان به این نتیجه مهم رسید که این مدل، میزان شرایط مهیا برای صعود را مشخص می‌کند، ولی این برهمکنش دو عامل رطوبت و توپوگرافی است که فرایند بارش را پیچیده می‌کند. با توجه به این مطلب می‌توان گفت که افزایش PSP در مناطقی که رطوبت کافی یا اوروگرافی مؤثری ندارد، باعث وزش باد شدید می‌گردد (براساس قوانین دینامیکی جو). همچنین یکی از عوامل مهم دیگر، انطباق مراکز کم‌ارتفاع و کم‌فشار نسبت به هم است که باعث میرا شدن سیستم می‌شود. البته در این تحقیق کوشش شده است که با تعریف شاخص CL_i در فصل دوم، این الگوی مهم سینوپتیکی نیز به مدل تزریق گردد (رجوع به سیستم دوم بررسی شده در این تحقیق در روز خروج از کشور).

اختلاف بین خروجی مدل و واقعیت رخداده به علل زیر قابل تقسیم می‌باشد:

۱-این مدل جدای از ورودیهای خام به‌عنوان یک مدل مستقل و تحقیقاتی محسوب می‌گردد.

۲-برای آزمون خروجی مدل از داده‌های واقعی استفاده شده است، در حالی که در صورت امکان بهتر بود از داده‌های مجازی (پیش‌بینی) و اصلاح عینی و گام به گام معادلات استفاده می‌شد.

۳-وارد نشدن پارامتر تعیین‌کننده رطوبت در حداقل دو لایه مورد بررسی در این مدل نیز از دیگر دلایل می‌باشد، چرا که ممکن است از نظر دینامیکی یک منطقه زیر فرارفت تاوایی مثبت دو سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین قرار گیرد و عملاً هیچ‌گونه بارشی در آن رخ ندهد. پس انرژی پتانسیل جو باید به صورتی غیر از بارش تخلیه شود (بادهای ۱۲۰ روزه شرق و جنوب شرق کشور که در نمونه بررسی موردی در ادامه آورده شده است).

٤-یکی از پیچیده‌ترین، فنیترین و در عین حال مهمترین مسائل در هواشناسی سینوپتیکی، آنالیز و پیش‌بینی جبهه‌های محلی ـ جهانی به‌عنوان عمده‌ترین مراکز ظهور انرژی جنبشی و بارش در برون حاره می‌باشد، این مدل به خوبی قادر به تشخیص مناطق تقویت و یا تشکیل جبهه نیست. البته فرارفتهای سرد و گرم در غالب نمایه AD_V برای مدل تعریف گردید.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

در ادامه بحث در این تحقیق در مورد سیستم مورد بحث بین بارش واقعی با شاخص PSP و شاخص CPI آزمون همبستگی گرفته شد که نتایج آن در جدول ۱ آمده است.

جدول۱ ضرایب همبستگی بین بارش طی روزهای ۱۳ تا ۲۰ بهمن ۱۳۸۵ در اینجا از اندیس ۰۰ تا ۱٤٤ و شاخصهای PSP روزانه (بارش شبیه‌سازی شده) و CPI ماه فوریه استفاده شده است

r	$P_{..}$	$P_{۲٤}$	$P_{٤۸}$	$P_{۷۲}$	$P_{۹٦}$	$P_{۱۲۰}$	$P_{۱٤٤}$
$PSP_{..}$	۰/۹۲						
$PSP_{۲٤}$		۰/۹۳					
$PSP_{٤۸}$			۰/۷٤*				
$PSP_{۷۲}$				۰/۸۱			
$PSP_{۹٦}$					۰/۹۱		
$PSP_{۱۲۰}$						۰/۸۵	
$PSP_{۱٤٤}$							۰/۸۹
CPI	۰/۷۸	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/٦٦*

از این آزمون می‌توان نتایج زیر را گرفت:

۱. بیشترین همبستگی بین بارش و شاخص PSP در روز دوم بارش به مقدار ۰/۹۳ و کمترین آن در روز سوم بارش به مقدار ۰/۷٤ وجود دارد.
۲. کمترین ضریب همبستگی بین بارش و شرایط نرمال اقلیمی ماه فوریه مربوط به روز هفتم به میزان ۰/٦٦ می‌باشد که گویای بارش بیش از نرمال این روزها نسبت به حالت میانگین این ماه در آن منطقه خاص (در اینجا شرق کشور در روز هفتم بارش سیستم سوم) است.

براساس جدول ۱ و ضرایب همبستگی به‌دست آمده با استفاده از نرم‌افزار PCI Geomatica معادله‌های رگرسیون ذیل به‌دست آمد:

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

$$P = ۱/۰۳CPI - ۱۴/۶۶ \qquad R = ۰/۹ \qquad (۲۳)$$

$$P = ۰/۹PSP - ۱۵/۰۷ \qquad R = ۰/۸۵ \qquad (۲٤)$$

با استفاده قرار دادن دو معادله داریم:

$$۰/۹PSP - ۱۵/۰۷ = ۱/۰۳CPI - ۱۴/۶۶ \qquad (۲۵)$$

در نتیجه خواهیم داشت:

$$PSP = ۱/۴۴CPI + ۰/۴۶ \qquad (۲٦)$$

$$CPI = ۰/۸۷PSP - ۰/۴ \qquad (۲۷)$$

می‌توان از دو معادله بالا به‌صورت زیر همزمان در برآورد بارش استفاده کرد:

$$P = ۰/۵\ (۰/۹PSP + ۱/۰۳CPI - ۲۹/۷۳) \qquad (۲۸)$$

این معادله نهایی پیش‌بینی بارش برحسب میلیمتر بوده که البته براساس مطالعه سیستم سوم به دست آمده است. براساس این معادله با داشتن دو شاخص CPI و PSP می‌توانیم مقدار بارش اقلیمی سیستم موردنظر را تخمین بزنیم. همان‌گونه که از معادله می‌توان استنباط کرد، شاخص CPI موجود است و تنها باید شاخص PSP به این معادله وارد شود و جواب معادله بارش خواهد بود برحسب میلیمتر. نتایج این معادله صرفاً با توجه به سیستم یاد شده طراحی شده است، بنابراین حداکثر می‌توان از این معادله در ماه فوریه استفاده کرد. پس باید برای هر ماه یک معادله به‌دست آید.

۴- نتیجه‌گیری

در این تحقیق مشخص شد که هنگامی که سیستمهای کم‌فشار به کشور نزدیک می‌شود، PSP به‌شدت افزایش می‌یابد و هنگامی که این سیستمها از کشور دور می‌شود و یا به عبارت دیگر

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

سیستمهای پرفشار به کشور نفوذ می‌کند، PSP روند نزولی می‌یابد. پس می‌توان نتیجه گرفت که با افزایش PSP سیستم کم‌فشار روی ایران تقویت و همراه با کاهش PSP سیستمهای پایدار پرفشار، بر فلات پهناور ایران مستولی می‌شود. مثلاً در الگوی روز ۲۰۰٦/۰۳/۲۷ سیستم دوم مشاهده می‌گردد که یک هسته بیشینه PSP در غرب کشور وجود دارد و همزمان در نقشه‌های هوای این روز نیز یک سیکلون قوی در این ناحیه فعال است. در الگوی سینوپتیکی روز ۱۳۸۵/۱۱/۲۰ دامنه شاخص PSP روی شرق کشور حدود ۳۹-٤۲ بوده و بارش واقعی رخداده در این روز نیز حدود ۳٤-٤۰ میلیمتر و در شمال غرب کشور دامنه شاخص PSP حدود ۰ تا ۳/۲ و بارش رخداده واقعی نیز حدود ۰ تا ۱/۲ میلیمتر است.

براساس ورودهای این مدل که روزانه‌اند، اگر داده‌های اقلیمی ماهیانه و سالانه به‌جای متغیرهای آن قرار گیرد، طبیعتاً مقدار PSP اقلیمی به‌دست خواهد آمد. به‌صورت دیگر می‌توان با محاسبه روزانه یا ساعتی این شاخص و میانگین‌گیری ساده به مقصود قبلی دست یافت. در اینجا می‌توان حتی از شاخص CPI برای طبقه‌بندی به روش دندوگرام نیز استفاده نمود و شبیه همین نمودار را با بررسی سیستمهای مختلف برای شاخص PSP به‌دست آورد. در مرحله بعدی نوبت به تحلیل، پهنه‌بندی و طبقه‌بندی PSP اقلیمی در سطوح و مقیاسهای مختلف جغرافیایی می‌رسد. در نهایت با داشتن سری زمانی PSP می‌توان شبیه شاخص CPI، علاوه بر هدف فوق نسبت به آشکارسازی تغییر اقلیمی به شیوه‌ای جدید اقدام نمود.

با آزمایش مدل مشخص گردید که در صوتی که این مدل در کنار سایر مدلهای موجود به صورت دادن بینش و دید از زاویه‌ای متفاوت به کارشناسان می‌تواند بسیار مفید واقع شود، چرا که تجربه نشان داده که تکیه بیش از حد بر خروجی مستقیم مدلهای پیش‌بینی می‌تواند گاهی فرایند پیش‌بینی را به صورت گمراه‌کننده‌ای تحت تأثیر قرار دهد. مسأله مهم این که با وجود اتوماسیون روزافزون پیش‌بینیها نقش پیش‌بین نباید کمرنگ شود، چرا که گاهی تجربه بسیار به کمک پیش‌بین می‌آید و نکته آخر این که این مدل نوعی پیش‌بین تجربی ماشینی است. این مدل به علت این که از خروجی مدلهای دیگر استفاده می‌کند، نمی‌تواند سریعتر و دقیقتر از آنها خروجی مناسب در اختیار ما قرار دهد و این که هدف اصلی این مدل پیش‌بین، بارش نیست و حال آن که نکته اصلی در بحث مدلهای پیش‌بینی قدرت پیش‌بینی بارش با حداقل خطا می‌باشد.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

معمولاً بارش در دوره‌های اقلیمی براساس شاخص نرمال ماهانه CPI، رخ می‌دهد، اکثر سیستمهای کلاسیک سینوپتیکی در حال عبور از کشور نیز از الگوی بارشی CPI با تغییراتی اندک پیروی می‌نمایند. پس با توجه به محاسبه دامنه شاخص PSP در این مواقع آستانه‌های مکانی و بحرانی بارش به دست خواهد آمد با داشتن این شاخص می‌توان مکان وقوع بارش را براساس پیشینه اقلیمی پیش‌بینی نمود.

با توجه به الگوهای مختلف آزمون شده در ماهها و فصلهای مختلف از سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸٦ و همچنین با توجه به مقایسه خروجیهای مدل با نقشه‌های پیش‌بینی بارش و همچنین با بارش و پدیده‌های واقعی بعد از عبور سیستمهای مورد بررسی نتایج زیر به‌دست آمد:

۱. محل بیشینه نمایه PSP، منطبق بر مکان نسبی حداکثر سرعت باد است (نزدیک هسته‌های سرعت جت استریمها).
۲. مکان بیشینه نمایه PSP، مقداری شیفت مکانی نسبت به هسته‌های پربارش دارد. درواقع می‌توان نتیجه گرفت که بارش ماکزیمم منطبق بر یا جنوب سوی هسته‌های بیشینه PSP ـ جایی که رطوبت کافی موجود باشد ـ قرار می‌گیرد.
۳. شبیه‌سازی‌های مدل PSP پراکنش خوبی را نسبت به الگوهای سینوپتیک مساعد و بهینه نشان می‌دهد، بدین صورت که از دیدگاه آب‌وهواشناسی سینوپتیک بیشینه PSPها در مناسبترین مکانهای فعالیت سیستمهای کم‌فشار قرار می‌گیرد (به‌خصوص از دیدگاه قوانین دینامیک جو).
٤. مدل PSP ترانسفر، سرعت و مسیر امواج زیرین جو و سیستم لینک زمینی را به خوبی آشکارسازی می‌کند؛ به نحوی که گذر یک موج کم‌عمق را بین روزهای ۲۵ و ۲٦ مارس از نوار شمالی به خوبی نشان می‌دهد (رجوع شود به نقشه‌های پراکنش PSP و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای یاد شده).
۵. از نظر مبانی نظری هواشناسی دینامیک، بیشترین پتانسیل ناپایداری هنگامی رخ می‌دهد که تغییرات پارامترهای جوی در مکان و زمانی محدود و به صورت شدید روی دهد؛ در خروجیهای مدل این تحقیق نیز این مطلب اثبات شده است، به‌نحوی که سیستمهای مدیترانه‌ای در غرب کشور با هسته‌های متمرکزتر نمایه PSP نسبت به نواحی شرقی متمایز می‌شود.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

٦. هر قدر بارش میانگین ماهانه بیشتر، ارتفاع کمتر و دمای میانگین ماهانه نیز بالاتر باشد، جواب رابطه CPI عدد بزرگتری خواهد بود و این به معنی بالا بودن پتانسیل بارش است.

درواقع مدل PSP پتانسیل بارش‌زایی یک سیستم سینوپتیک را که به کشور وارد می‌شود ارزیابی می‌کند. همان‌گونه که در قسمتهای قبلی اشاره شد، هدف از تعریف این مدل، پیش‌بینی بارش نیست؛ بلکه با توجه به پیشینه اقلیمی هر منطقه از کشور و با توجه به فصل، این مدل ارزیابی تجربی از سیستمهای مختلف را ارائه می‌دهد. درواقع اغلب سیستمهای کلاسیک فصل سرد با این مدل برازش و همخوانی خوبی دارد، برای مثال در چرخه تکوین سیکلونهای مدیترانه‌ای و ورود آنها به کشور و در ادامه خروج این سیستمها از کشور، خطاهای این مدل می‌تواند به صورت معیار و ابزار استاندارد اقلیمی به شکلهای زیر عمل کند:

١. اگر بیشینه بارش رخداده بیش از برآورد کمی و مکانی شاخص پتانسیل بارش‌زایی مدل PSP در یک منطقه که شاخص CPI بالایی دارد باشد، سیستم موردنظر فعالتر از فاز نرمال خود می‌باشد.

٢. اگر بیشینه بارش رخداده بیش از برآورد کمی و مکانی شاخص پتانسیل بارش‌زایی مدل PSP در یک منطقه که شاخص CPI کوچکی دارد باشد، سیستم موردنظر بسیار فعالتر از فاز نرمال بوده که دلایل آن نیز خود مبحث تحقیقی جداگانه‌ای است که اگر در دوره آماری چنین رفتاری رخ نداده باشد و در صورت تکرار، مبحث تغییر اقلیم می‌تواند مقوله بعدی مورد توجه باشد. در این گونه موارد با یک سیستم سینوپتیک منحصر به فرد و ویژه سروکار داریم، همچنین ارتباط این‌گونه رفتارهای دور از نرمال بارشی را می‌توان با الگوهای پیوند از دور مانند ENSO و NAO و همچنین فرارفت و تغذیه رطوبتی مناسب مطالعه کرد.

٣. اگر بیشینه بارش رخداده کمتر از برآورد کمی و مکانی شاخص پتاسنیل بارش‌زایی مدل PSP در یک منطقه که شاخص CPI بالایی دارد باشد، سیستم موردنظر دارای آنومالی منفی بوده و به‌نظر می‌رسد که در صورت تکرار این الگوها وقوع خشکسالی محتمل است.

٤. اگر بیشینه بارش رخداده کمتر از برآورد کمی و مکانی شاخص پتانسیل بارش‌زایی مدل

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

PSP در یک منطقه که شاخص CPI کوچکی دارد باشد، سیستم موردنظر دارای آنومالی منفی زیادی بوده و به نظر می‌رسد که در صورت تکرار این الگوها شرایط حاد خشکسالی رخ خواهد داد.

۵. سیستمهای کلاسیک و دینامیک با این مدل به خوبی تبیین می‌شود، ولی سیستمهای کوچک‌مقیاس سینوپتیکی مانند توفانهای تندری با توجه به گام شبکه زیاد ۲/۵ درجه‌ای در این مدل به صورت قابل قبولی آشکارسازی نمی‌شود.

٦. این مدل تلاشی کوچک در شناخت آب و هوای پیچیده کشور است و برای تکمیل آن به تحقیقات بیشتری احتیاج می‌باشد.

همان‌طور که در بخشهای گذشته آمده است می‌توان خطای مدل را معطوف به دلایل اصلی زیر دانست:

- عدم لحاظ فرارفت رطوبت و نقش آن در بارش.
- اثردهی شاخص CPI ماهانه در شاخص PSP روزانه به‌جای این‌که هر دو این پارامترها از نظر مقیاس زمانی یکی باشد.
- عدم لحاظ کل ارتفاع مؤثر در جو حداقل تا سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال.
- عدم کارایی فرمول نهایی مدل PSP به دلیل ساده بودن عملیات جبری است؛ به طوری که با عمل ضرب بین PSP اولیه و CPI نمی‌توان اثرات توپوگرافی و اقلیم منطقه را در مدل PSP نهایی به صورت صحیح وارد کرد و این امر نیاز به مطالعه و ارائه یک فرمول جدید دارد.

۵- منابع

[1] Glan H. R., Lowry D. A.; The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting, Journal of Applied Meteorology, No. 11, pp. 1203-1211, 1972.

[2] Marks F. D., Austin P.M.; Effects of the New England Coastal front on the distribution of precipitation, Monthly Weather Review, No. 107, pp. 53-67, 1979.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]

[3] Vislocky R. L., George S. Y.; The use of perfect progressive forecasts to improve model output statistics forecasts of precipitation probability, Weather and Forecasting, No. 4, No. 2, pp. 202-209, 1989.

[٤] پدرامی م، عربلی پ.؛ کاربست روش پیش‌یابی کامل در پیش‌بینیهای دمـای کمینـه و بیشینه؛ مجله علمی ـ فنی نیوار، ش ۵۸ و ۵۹، ۱۳۷۵.

[5] Cline J. W., Keeter K. K; The objective use of observed and forecast thickness value to predict precipitation type in North Carolina, National Hurricane Center, Coral Gables, Florida National Weather Service forecast office, Raleigh-Durban, North Carolina, 1991.

[6] Tapp R. G., Foodcock W. and Mills G.A.; The application of model output statistics to precipitation prediction in Australia, Monthly Weather Review, No. 114, pp. 50-61, 1986.

[7] Brunet N., Verret R. and Yacowar N.; An objective comparison of model output statistics and perfect progressive systems in producing numerical weather element forecasts; Weather Forecasting, No. 3, pp. 273-283, 1988.

[Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir on 2025-07-02]