

بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان

سیدعلیرضا صادقی حسینی* و مهتاب رضائیان*

*مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت: ۸۴/۳/۱، پذیرش نهایی: ۸۵/۴/۱۳)

چکیده

شاخص‌های ارزیابی پایداری که به شاخص‌های ناپایداری معروفاند، روابطی هستند که به کمک آنها می‌توان، ناپایداری همرفتی مناطق مختلف جو را بررسی کرد. این شاخص‌ها در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی به کار می‌روند و عمدتاً به کمک نمودارهای ترمودینامیکی و داده‌های رادیو سوند محاسبه می‌شوند.

در این پژوهش در دوره‌ای دوازده ساله (۱۹۹۱-۲۰۰۲) در روزهایی که بارش در ایستگاه زمینی ثبت شده، تعدادی از شاخص ناپایداری برای منطقه اصفهان محاسبه شده است. این شاخص‌ها شامل، آب قابل بارش، شولتر، K و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی‌اند. ابتدا میانگین بارش در سه ایستگاه اصفهان، فرودگاه (شرق اصفهان) و نجف‌آباد (غرب اصفهان) محاسبه شده است. سپس به کمک منحنی بهترین برازش بین شاخص در حکم متغیر مستقل و میانگین بارش در نقش متغیر وابسته، آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برآورد شده است. این آستانه برای شاخص آب قابل بارش ۹ میلی‌متر، شاخص شولتر ۲ درجه سلسیوس، شاخص K برابر ۲۴ درجه سلسیوس و برای شاخص انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی برابر با 100 J.kg^{-1} به دست آمده است. همچنین با توجه به محدودیت‌هایی که در استفاده از شاخص‌های ناپایداری در این پژوهش از آنها یاد شده، شاخص آب قابل بارش ابر در حکم بهترین شاخص انتخاب شده است. البته مقادیر بالای شاخص K و شاخص انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی همراه با مقادیر منفی و کم شاخص شولتر نیز می‌تواند نشان دهنده بارندگی شدید باشد.

واژه‌های کلیدی: آب قابل بارش، شاخص شولتر، شاخص K، انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی، آستانه بارورسازی

۱ مقدمه

داده طی سال‌های ۱۹۰۴-۱۹۸۹ در جنوب کوهستان رودوپس (Rhodopes) در شرق مدیترانه را به‌طور موردی مورد بررسی قرار دادند. آنها در کنار مطالعات همدیدی و بررسی عوامل مختلف در تشکیل این گونه توفان‌ها چندین شاخص ناپایداری را نیز محاسبه نمودند. همان‌طور که در خصوص این گونه توفان‌ها انتظار می‌رود، برای انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) (convective available potential energy) و سرعت‌های بالارو، مقادیر بزرگی را به دست آوردند.

کاستا و همکارانش (۲۰۰۱) شاخص‌های ناپایداری را برای سه طبقه مهم از توفان‌ها که طی سال‌های ۱۹۹۷-۱۹۹۹ در شمال ایتالیا رخ داده بود محاسبه کردند. این سه

نمودارهای ترمودینامیکی جو در نقش ابزارهای کمکی، در کارهای عملی و روزانه هواشناسان برای محاسبه کمیت‌های مختلفی که رادیوسوند نمی‌تواند آنها را اندازه‌گیری کند، به کار می‌روند.

در پروژه بارورسازی ابرهای همرفتی PACE (precipitation augmentation for crops experiment) که سیز و اسکات (۱۹۹۳) در ایلینویز به انجام رسانده‌اند، از شاخص آب قابل بارش ابر و پتانسیل شناوری در ۵۰۰ میلی‌بار (تفاوت دمای محیط و دمای بسته در تراز ۵۰۰ میلی‌بار) در حکم فاکتورهای مناسبی برای تصمیم در مورد بارورسازی ابر یاد شده است.

سیمونوف و گتورگیوف (۲۰۰۱)، توفندهای روی

طبقه مهم عبارت بود از: توفندها، توفان‌های تگرگ‌زا و باران‌های شدید. هدف آنها از این عملیات، انتخاب شاخصی مناسب بود که بتوان به کمک مقدار آن، نوع توفان را پیش‌بینی کرد. با توجه به نتایج به‌دست آمده شاخص K نمی‌توانست نوع توفان را به‌خوبی مشخص کند. در این بررسی‌ها مقادیر شاخص شولتر در بسیاری از توفندهای رخ داده از ۳- درجه سلسیوس کمتر بود و کمی بیشتر از این مقدار نشان دهنده باریدن تگرگ و مقادیر خیلی بیشتر از ۳- درجه سلسیوس، نشان دهنده بارش باران بود. در این تحقیق، مقادیر بالای CAPE برای توفند و توفان‌های تگرگ‌زا و مقادیر کمتری برای رگبارها به‌دست آمد. بنابراین آنها چنین نتیجه گرفتند که برای جداسازی سه رویداد از هم می‌توان از مقادیر CAPE استفاده کرد.

در کار پژوهشی دیگری که سیمونوف و گئورگیوف (۲۰۰۳)، روی توفان‌های شدید باد/تگرگ روی داده در صوفیه بلغارستان طی سال‌های ۱۹۹۷-۲۰۰۱ به عمل آمده، شاخص‌های ناپایداری برای این توفان‌ها محاسبه شده است. نتایج به‌دست آمده، مقادیر بسیار زیاد شاخص‌های ناپایداری جو را نشان می‌دهد که برای مثال در مورد انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی مقدار 3785 J.kg^{-1} ، سرعت‌های بالارو $21/9 \text{ m.s}^{-1}$ و آب قابل بارش $12/9 \text{ J.kg}^{-1}$ به‌دست آمده است.

در پژوهشی دیگر مونزاتو (۲۰۰۳) طی دوره‌ای هفت‌ساله (۱۹۹۵-۲۰۰۰) توفان‌های تندری روی داده در منطقه‌ای از ونیز ایتالیا را مورد بررسی قرار داد. هدف از این مطالعه یافتن بهترین شاخص برای پیش‌بینی وقوع و شدت توفان تندری بود. با توجه به نتایج به‌دست آمده، شاخص‌هایی مانند سرعت بالارو، آب قابل بارش ابر و CAPE برای پیش‌بینی تشکیل توفان تندری و LFC (level of free convection) (تراز همرفت آزاد) و KI در پیش‌بینی شدت توفان تندری در منطقه مورد بررسی

مناسب‌اند.

از CAPE غالباً در نقش شاخص ناپایداری پتانسیلی برای همرفت عمیق استفاده می‌شود و شدیداً تحت تأثیر خصوصیات لایه مرزی سیاره‌ای (PBL) (planetary boundary layer) است. در طول آزمایش‌هایی که در امریکای شمالی، اطلس شرقی حاره‌ای و غرب اقیانوس آرام حاره‌ای صورت گرفت، مشاهده شده است که یکی از عوامل تغییرات CAPE تغییرات دما و رطوبت در لایه مرزی و تغییرات روزانه شارهای سطحی است (آدرس اینترنتی شماره ۱).

کراس و سانتوز، (۲۰۰۴) عملیات بارورسازی ابر را به منظور سبک کردن تگرگ در آلبرتا کانادا عملی ساختند. این عملیات در تابستان‌های ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲ روی توفان‌های تگرگ‌زا که در مجموع ۸۲ روز بوده‌اند، صورت گرفته است. چندین شاخص ناپایداری برای روزهایی که تگرگ گزارش شده، محاسبه و میانگین آنها تعیین شده است. مقدار میانگین آب قابل بارش برابر $18/8$ میلی‌متر، شاخص شولتر $1/3$ - درجه سلسیوس، شاخص بالاروی 3 - درجه سلسیوس و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی برابر با 781 J.kg^{-1} به‌دست آمده است.

در این کار سعی بر این بوده است که چندین شاخص ناپایداری برای منطقه اصفهان در یک دوره دوازده ساله (۱۹۹۱-۲۰۰۲) محاسبه شود. با توجه به داده‌های موجود از جو بالا، شاخص‌هایی مانند آب قابل بارش، K، شولتر و CAPE قابل محاسبه بوده است. سپس با توجه به برازش منحنی بر شاخص‌ها در نقش متغیر مستقل بر میزان بارش به عنوان متغیر وابسته و انتخاب بهترین برازش آستانه‌های مناسب برای بارورسازی ابر هر شاخص تعیین شده است. همچنین در این بررسی‌ها سعی شده است، برای منطقه اصفهان بهترین شاخص که به کمک مقدار آن می‌توان میزان بارش را با اطمینان بهتری برآورد کرد، انتخاب شود.

۲ شاخص‌های ناپایداری

۱-۲ آب قابل بارش (PWC) (precipitable water of cloud)

بنا به تعریف، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک، آب قابل بارش نامیده و برحسب سانتی‌متر یا میلی‌متر بیان می‌شود. برای مثال اگر یک ستون هوای نمناک ۳ سانتی‌متر آب قابل بارش داشته باشد، بدین معناست که در ستون هوایی با سطح مقطع یک سانتی‌متر مربع، مقدار ۳ گرم آب به صورت بخار وجود دارد که اگر به طریقی متراکم شود و به شکل آب تغییر شکل دهد، ارتفاع آن از کف ستون ابر، ۳ سانتی‌متر خواهد بود. البته هیچ فرایندی در طبیعت وجود ندارد که همه بخار آب موجود در هوا را به صورت باران متراکم سازد (راجرز و یو ۱۹۹۶).

در واقع آب قابل بارش به صورت جرم بخار آب موجود در ستونی از هوا به سطح مقطع S از سطح زمین تا انتهای گشت‌سپهر (تروپوسفر) یا بین هردو سطح فشاری دلخواه در نظر گرفته می‌شود.

مقدار آب قابل بارش از راه‌های متفاوت قابل محاسبه است مونزاتو (۲۰۰۳). برای محاسبه آب قابل بارش در نقش شاخصی برای پیش‌بینی فعالیت همرفتی از رابطه ساده زیر استفاده کرده است.

$$PWC = \left(\frac{1}{g} \int_{P_{CCL}}^{P_{EL}} \bar{r} dp \right) \times 10^{-1} \quad (1)$$

که در این رابطه \bar{r} مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری P_{EL} و P_{CCL} (فشار در پایه و قله ابر) است. باید توجه شود در محاسبه آب قابل بارش هرگاه وارونگی دما بین دو لایه فشاری در بالای پایه ابر وجود داشته باشد، مقدار ($\bar{r} dp$) برای آن لایه با علامت منفی در نظر گرفته می‌شود. چون با افزایش دما، پتانسیل پذیرش رطوبت بسته هوا افزایش می‌یابد، کمبود اشباع ایجاد می‌شود و تبخیر در اثر این افزایش دما نیز نمی‌تواند این کمبود اشباع را جبران کند.

یکی از زمینه‌های هواشناسی، پیش‌بینی بارش‌های همرفتی در اثر ناپایداری است. توفان‌های تندری ممکن است در کمتر از بیست دقیقه شکل بگیرند و اثرات مخربی را به همراه داشته باشند. این‌گونه توفان‌ها ممکن است با تگرگ‌های بزرگ، باران‌های سنگین، آذرخش‌های مرگبار، بادها و یا توفندهای مخرب همراه باشند.

هواشناسان با بررسی جو در مدت زمان شکل‌گیری توفان‌های تندری، پارامترهایی را به دست آورده‌اند که این پارامترها مناسب بودن یا نبودن شرایط برای تشکیل توفان و همچنین چگونگی ناپایداری جو و یا احتمال همرفت را نشان می‌دهند. هوای سرد ترازهای بالا، هوای گرم ترازهای پایین و فراوانی رطوبت، همگی از عوامل ناپایداری جو است. همچنین چرخش باد با ارتفاع نیز می‌تواند در شدت توفانها موثر باشند.

از شاخص‌های ارزیابی پایداری که به شاخص‌های ناپایداری معروف‌اند، می‌توان در پیش‌بینی احتمال فعالیت همرفتی استفاده کرد. این فعالیت‌ها ممکن است در محدوده رگبار بارانی در یک توفان تندری با شدت‌های متفاوت یا توفان‌های تندری حاصل از یک توفند باشند. پیشنهادهای متفاوتی برای تعریف شاخص‌های ناپایداری وجود دارد. بسیاری از محققان نشان داده‌اند که دلیل انتخاب این شاخص‌ها برای پیش‌بینی همرفت یا پیش‌بینی مقدار بارش متناسب با محل مورد بررسی تغییر می‌کند. در حقیقت شاخص‌ها و پارامترهای فراوانی درباره بررسی ناپایداری و سامانه‌های همرفتی وجود دارد.

چندین شاخص متداول وجود دارد که در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در ادامه، به معرفی برخی از این شاخص‌ها می‌پردازیم.

۲-۲ شاخص شولتر (SI) (showalter index)

این شاخص یکی از قدیمی‌ترین شاخص‌ها است که شولتر در ۱۹۵۳ معرفی کرده است.

شاخص SI از راه زیر محاسبه می‌شود:

۱. با استفاده از دما و دمای نقطه شبنم از تراز ۸۵۰ میلی‌بار، LCL تعیین می‌شود.

۲. از LCL، خطی موازی با نزدیک‌ترین بی‌دررو اشباع رسم می‌کنیم تا تراز ۵۰۰ میلی‌بار را قطع کند. دمای

خوانده شده در آن تراز برابر است با دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ میلی‌بار، که با T'_{500} نشان داده می‌شود.

۳. تفاوت دمای محیط در تراز ۵۰۰ میلی‌بار که با T_{500} نشان داده می‌شود و T'_{500} ، مشخص کننده مقدار شاخص SI است.

$$SI = T_{500} - T'_{500} \quad (2)$$

به عبارت دیگر می‌توان شاخص SI را به صورت زیر تعریف کرد:

"این شاخص تفاوت دمای محیط و دمای بسته هوا در تراز ۵۰۰ میلی‌بار است در شرایطی که فرض شود بسته اولیه در سطح ۸۵۰ میلی‌بار قرار داشته باشد."

این شاخص، پایداری کلی را برای توده‌های هوا بیان می‌کند و امکان ناپایداری را بین ترازهای ۸۵۰ تا ۵۰۰ میلی‌باری اندازه‌گیری می‌کند. اما اگر رطوبت در ترازهای پایین‌تر از ۸۵۰ میلی‌باری قرار داشته باشد و یا زمانی که مرز جبهه یا وارونگی قوی دما بین لایه‌های ۸۵۰ تا ۵۰۰ میلی‌باری وجود داشته باشد، این شاخص نمی‌تواند نمایانگر ناپایداری باشد.

بنا به تعریف واژه‌نامه فنی هواشناسی (The glossary of meteorology) اگر SI بیشتر از (+۴) باشد ابرهایی با ساختار کومه‌ای بارها شکل نمی‌گیرند اما اگر مقدار SI از (+۴) کمتر باشد رگبارها و توفان تندری بیشتری روی می‌دهد.

مقدار منفی SI نشان‌دهنده این واقعیت است که لایه مرزی جو (PBL) نسبت به گشت‌سپهر میانی ناپایدارتر و محیطی است که در آن همرفت می‌تواند رخ دهد. به عبارت دیگر SI منفی‌تر ناپایداری قوی‌تر و در نتیجه شناوری بیشتر را نشان می‌دهد که باعث می‌شود بسته از PBL به سمت بالا حرکت کند.

۳-۲ شاخص K (K index)

این شاخص ساده را جرج در ۱۹۶۰ پیشنهاد کرده است که از سه تراز مشخص ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ میلی‌بار برای محاسبه آن استفاده می‌شود. امکان توفان تندری را بر پایه آهنگ کاهش دما، محتوی رطوبتی جو پایین و گسترش قائم لایه مرطوب اندازه‌گیری می‌کند. از این شاخص نمی‌توان برای پیش‌بینی وقوع توفان تندری جبهه‌ای و توفان تندری شدید استفاده کرد. در محاسبه این شاخص مقادیر زیاد دمای نقطه شبنم نشان دهنده وجود رطوبت در تراز پایین و افزایش احتمال وقوع همرفت است. اگر رطوبت قابل توجهی در تراز ۷۰۰ میلی‌باری وجود نداشته باشد امکان درون‌آمیزی هوای خشک بیشتر می‌شود و بسته تا پایین تراز ۷۰۰ میلی‌باری بالا می‌رود، چون درون‌آمیزی هوای خشک باعث کاهش شناوری بسته می‌شود (بولشتاین، ۱۹۹۳). مقدار شاخص K با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3)$$

تفاوت دما بین تراز ۸۵۰ میلی‌بار و ۵۰۰ میلی‌بار نشان‌دهنده کاهش قائم دما، دمای نقطه شبنم در ۸۵۰ میلی‌باری و تفاوت دما و دمای نقطه شبنم در سطح ۷۰۰ میلی‌بار تخمینی برای محتوای رطوبتی هوا است.

مقادیر بیشتر از ۲۵ درجه سلسیوس برای K نشان‌دهنده رگبار و مقادیر بیشتر از ۳۰ درجه سلسیوس، نشان‌دهنده توفان تندری است (مونزاتو، ۲۰۰۳).

۲-۴ انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی

یکی از عوامل مهم در تشکیل توفان‌های همرفتی، وجود شرایط محیطی مساعد برای تشکیل همرفت عمیق است. نیم‌رخ رطوبت و دما را که برای ایجاد همرفت عمیق لازم است، می‌توان با چندین شاخص اندازه‌گیری کرد. همرفتی، مقیاس بسیار مفید انرژی پتانسیل در دسترس است. این شاخص حداکثر انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف‌نظر از اثر بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری، نشان می‌دهد. در محاسبه آن همچنین فرض شده است که بسته بدون مخلوط شدن با محیط بالا می‌رود و فوراً با فشار محلی محیط منطبق می‌شود (هولتن، ۱۹۹۳).

مانکریف و گرین (۱۹۷۲) انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی را در حکم کاری که نیروی شناوری باید روی بسته عملی سازد تا بسته از تراز LFC تا تراز EL بالا رود، معرفی کردند.

$$CAPE = \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} B dz \quad (4)$$

در این رابطه B حداکثر شناوری در واحد جرم است که بسته شناور می‌تواند کسب کند تا از سطح LFC تا تراز EL در نزدیکی وردایست (Tropopause) بالا رود.

این شاخص یکی از شاخص‌های عمده برای پیش‌بینی‌های یک یا دو روزه ناپایداری و فقط نشان‌دهنده ناپایداری است و نمی‌تواند عامل ناپایداری را مشخص کند. مقادیر زیاد CAPE گویای اختلاف بیشتر بین دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است. هر چه این اختلاف بیشتر باشد نیروی شناوری قوی‌تر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر خواهد شد. وقتی مقدار CAPE در گستره $J \cdot kg^{-1}$ (۲۰۰-۳۵۰) است احتمالاً مناسب‌ترین موقعیت برای رویداد توفند است، همچنین هنگامی که مقادیر CAPE با شاخص‌های دیگر ناپایداری یا چینش باد استفاده شود، بهترین شاخص برای نشان دادن فعالیت همرفتی است (مونزاتو، ۲۰۰۳).

۳ مبانی نظری

حرکات همرفتی و انتقال گرما با افزایش عمر و ضخامت ابر افزایش می‌یابد. در نزدیکی پایه ابر حرکات بالا روی قطره‌ها سرعت کمی دارد ولی هر چه ضخامت ابر افزایش می‌یابد سرعت بالاروی، با افزایش ناپایداری حاصل از آزاد شدن گرمای نهان قطره‌ها بیشتر خواهد شد. بنابراین آب قابل بارش ابر، انتقال گرما و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی (CAPE) نیز افزایش می‌یابد (راجرز و یو، ۱۹۹۶). در واقع با توجه به شکل‌های ۱ و ۲، حرکات بالارو و رشد قطره‌ها در ۳/۴ از پایه ابر به حداکثر می‌رسد. بعد از آن در نزدیکی قله و لبه‌های ابر به علت درون‌آمیزی هوای خشک و سرد اطراف با ابر قطره‌ها تبخیر می‌شود، این درون‌آمیزی باعث کاهش سریع دما و در نتیجه باعث کاهش نیروهای شناوری و سرعت‌های بالارو می‌شود. از آنجاکه هوای خشک و سردی که با ابر می‌آمیزد، باعث تبخیر قطره‌ها و ایجاد سرما در نزدیکی قله ابر می‌شود، در این ناحیه کم‌کم آب محتوای ابر سیر نزولی پیدا می‌کند، دمای ابر نیز بیش از پیش کاهش می‌یابد و حرکات بالارونده نیز به تدریج به حرکات پایین رو تبدیل می‌شود.

در این کار به منظور تعیین آستانه مناسب بارورسازی ابر برای هر شاخص، از نموداری که بهترین برآزش شاخص، به عنوان متغیر مستقل، بر میانگین بارش در سه ایستگاه، در نقش متغیر وابسته است و بیشترین ضریب همبستگی را دارد کمک گرفته شده است. در همه نمودارها، تا آستانه بارورسازی می‌توان ناحیه‌ای را جدا کرد که با افزایش سه شاخص آب قابل بارش، K و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی و کاهش شاخص شولتر، بارش ایستگاه‌ها تقریباً ثابت و سبک است و کافی نبودن عمر و ضخامت ابر برای بارورسازی را نشان می‌دهد. در این مرحله بارورسازی حتی ممکن است باعث کاهش پتانسیل بارش شود. ولی زمانی که مقادیر شاخص‌ها از این

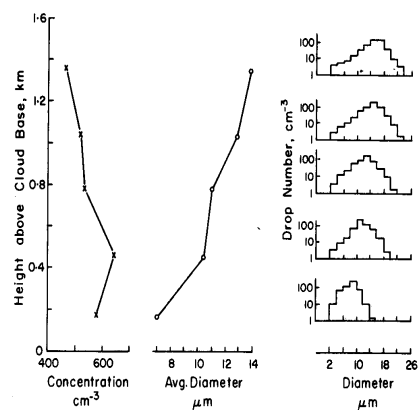
اقليمی و ارتفاع تقريباً همسان‌اند، جمع‌آوری و میانگین بارش آنها محاسبه شده است. از بین این روزها ۵۱ روز بارانی که داده‌های جو بالای آن در اختیار بوده، انتخاب شده است. سپس شاخص‌های ناپایداری نظیر آب قابل بارش، شاخص K ، شاخص شولتر و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی به کمک رسم نمودارهای Skew-T در روزهای انتخابی، محاسبه شده است. با برازش شاخص‌ها در حکم متغیر مستقل بر میانگین بارش در سه ایستگاه در نقش متغیر وابسته و مقایسه آنها کوشش شده که آستانه مناسب برای بارورسازی ابر در مورد هر شاخص تعیین شود. مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ (چارک اول، میانه، چارک سوم) برای شاخص‌ها و میانگین بارش محاسبه شده است. به کمک این مقادیر می‌توان برآورد کرد که مقادیر شاخص‌ها تا چه میزان می‌توانند نشان‌دهنده مقدار بارندگی منطقه باشند. همچنین با کدام شاخص بهتر می‌توان میزان بارش را برآورد کرد.

۴-۱ آستانه تعیین شده برای آب قابل بارش

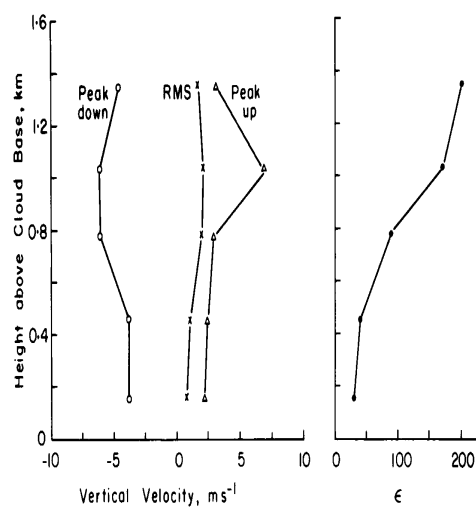
بهترین منحنی قابل برازش برآب قابل بارش در حکم متغیر مستقل و میانگین بارش در نقش متغیر وابسته که بالاترین ضریب همبستگی را داشته‌اند، در شکل ۳ نشان داده شده است. به کمک این منحنی می‌توان آستانه مناسب برای بارورسازی ابر را تعیین کرد.

با توجه به شکل (۳) قبل از اینکه آب قابل بارش ابر تقریباً ۹ میلی‌بار شود، بارورسازی ابر احتمالاً مفید نیست. زیرا با توجه به شکل، تا قبل از این مقدار با افزایش آب قابل بارش، میزان بارش تقريباً ثابت است و این می‌تواند نشان‌دهنده کافی نبودن عمر و ضخامت ابر باشد. در نتیجه بارورسازی ابر ممکن است در مجموع باعث کاهش پتانسیل بارش شود. چون با این عمل هسته‌های میعان و تعداد قطره‌های ابر افزایش می‌یابد و از قطر آنها کاسته می‌شود در نتیجه نمی‌تواند به اندازه‌ای رشد کنند که از

مقدار آستانه بیشتر می‌شوند، بارش ایستگاه‌ها نیز افزایش می‌یابد و می‌توان آن را مناسب‌ترین مقدار برای بارورسازی ابر تلقی کرد.



شکل ۱. تغییرات غلظت و اندازه قطره‌ها با ارتفاع و طیف قطره‌ها در هر ارتفاع (راجرز و یو، ۱۹۹۶).



شکل ۲. تغییرات بیشینه حرکات بالارو و پایین رو و مقدار RMS سرعت قائم و تغییرات انرژی تلاطمی برحسب ارتفاع از پایه ابر برحسب $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ (راجرز و یو، ۱۹۹۶).

۴ بررسی داده‌ها

در این پژوهش آمار بارش از سه ایستگاه اصفهان، شرق اصفهان (فرودگاه) و نجف‌آباد (غرب اصفهان) که از نظر

آب قابل بارش ابر بیش از ۲۵ میلی‌متر است، میانگین بارش تقریباً در حدود ۱۷ میلی‌متر ثابت باقی می‌ماند. همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد در ۳/۴ از پایه ابر به علت درون‌آمیزی هوای سرد و خشک به درون ابر، آب قابل بارش ابر کاهش می‌یابد. وقتی رشد قائم ابر زیاد باشد مقدار آب قابل بارش ابر نیز افزایش می‌یابد. ولی در این حالت، تأثیر درون‌آمیزی هوای سرد و خشک نیز بیشتر است چراکه ابر تا ترازهای بالاتر که خشک بوده و دماهای کم‌تری هم دارند رشد کرده است. در محاسبات ترمودینامیکی مربوط به ابر، بعضی از فرایندهای فیزیکی که در درون ابر رخ می‌دهد، مانند درون‌آمیزی هوای سرد و خشک، در نظر گرفته نمی‌شود (راجرز و یو، ۱۹۹۶). احتمالاً به همین علت است که منحنی، افزایش آب قابل بارش ابر را نشان می‌دهد ولی میزان بارش ثابت مانده است. به علت درون‌آمیزی، مقدار آب قابل بارش ابر از مقدار محاسبه شده کمتر است و همین امر سبب شده روند افزایشی منحنی ادامه پیدا نکند و میزان بارش ثابت بماند. همان‌طور که ذکر شد برای اینکه مقایسه بین شاخص‌ها آسان‌تر شود. همچنین برای انتخاب بهترین شاخص که به کمک آن بهتر بتوان میزان بارش را برآورد کرد، برای هر شاخص، مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ محاسبه شده است. به کمک این روش هر شاخص را به بازه‌های مشخص تقسیم و احتمال بارش‌های متفاوت آن تعیین می‌شود.

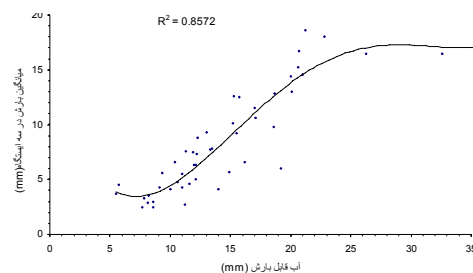
مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ آب قابل بارش و میانگین بارش در سه ایستگاه به صورت زیر است.

جدول ۱. مقدار آب قابل بارش و میانگین بارش در سه ایستگاه برای درصد‌های مشخص.

درصد‌های محاسبه شده	آب قابل بارش (mm)	میانگین بارش در سه ایستگاه (mm)
۲۵٪	۱۰/۶	۴/۵
۵۰٪	۱۳/۲	۷/۵
۷۵٪	۲۰	۱۲/۸

ابر فرو ریزند.

با افزایش عمر و ضخامت ابر و افزایش آب قابل بارش، یعنی افزایش میزان آب محتوای ابر، همان‌طور که در شکل (۳) مشاهده می‌شود، میزان بارش ایستگاه‌ها نیز به صورت یکنواختی، افزایش می‌یابد. با توجه به آب قابل بارش ابر و میزان متوسط بارش ایستگاه‌ها می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد: هنگامی که آب قابل بارش ابر بیش از ۹ میلی‌متر است اگر اقدام به بارورسازی ابر شود، این بارورسازی احتمالاً می‌تواند باعث افزایش میزان بارش شود. در این حالت بارورسازی باعث افزایش هسته‌های میعان می‌شود و تعداد قطره‌های ابر را افزایش می‌دهد، و به علت وجود رطوبت کافی، قطره‌ها به اندازه کافی رشد می‌کنند و می‌توانند از ابر فرو ریزند و بر میزان بارش نیز افزوده می‌شود. همان‌طور که در مقدمه نیز آورده شد، اکثر پژوهشگران برای به دست آوردن آستانه بارورسازی، از بازتاب راداری استفاده می‌کنند. چون کشور ما هنوز از پوشش راداری مناسبی برخوردار نیست در این مورد از روش محاسبات شاخص‌های فیزیکی به دست آمده از داده‌های رادیوسوند به همان روش سیز و اسکات (۱۹۹۳) استفاده شده است. بنابراین می‌توان آستانه مناسب برای بارورسازی ابر برای شاخص آب قابل بارش منطقه اصفهان را تقریباً ۹ میلی‌بار برآورد کرد.



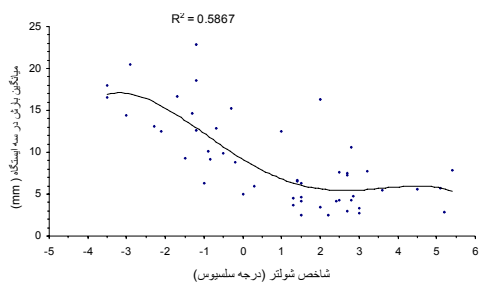
شکل ۳. برازش آب قابل بارش ابر بر میانگین بارش در سه ایستگاه.

همچنین مقادیر محدود حد بالای شکل ۳ که منحنی بهترین برازش از درجه ۴ است، نشان می‌دهد هنگامی که

جدول ۲. رابطه بین آب قابل بارش و احتمال بارش‌های متفاوت (بارش) برحسب میلی‌متر).

آب قابل بارش (mm)	بارش کم‌تر از ۴/۵	بارش بین ۴/۵ و ۷/۵	بارش بین ۷/۵ و ۱۲/۸	بارش برابر یا بیش از ۱۲/۸
آب قابل بارش بیشتر از ۱۹/۲	احتمال نزدیک صفر است	احتمال نزدیک صفر است	۷٪	۹۲٪
آب قابل بارش بین ۱۳/۳ و ۱۹/۲	۷٪	۱۵٪	۷۶٪	احتمال نزدیک صفر است
آب قابل بارش بین ۱۰/۶ و ۱۳/۳	۱۵٪	۵۳٪	۳۰٪	احتمال نزدیک صفر است
آب قابل بارش کمتر از ۱۰/۶	۷۵٪	۲۵٪	احتمال نزدیک صفر است	احتمال نزدیک صفر است

با توجه به شکل ۴ که یک منحنی درجه چهار بهترین برازش را بر نقاط نشان می‌دهد، برای مقادیر بیشتر از ۲ درجه سلسیوس بارش ایستگاه با کاهش SI تقریباً ثابت است و نمی‌توان اقدام به بارورسازی ابر کرد. زیرا همانند توجیه فیزیکی بخش ۴-۱ عمر و ضخامت ابر به حدی نیست که بتوان با افزایش هسته‌های یخی باعث افزایش میزان بارش شد. حتی این امکان وجود دارد که بارورسازی ابر باعث کاهش میزان بارش شود. ولی برای مقادیر کمتر از ۲ درجه سلسیوس، با کاهش مقدار شاخص، میزان بارش به صورت یکنواخت افزایش می‌یابد که نشان دهنده رسیدن ضخامت و عمر ابر به میزان لازم است که می‌توان با احتمال موفقیت‌آمیز بودن، اقدام به بارورسازی ابر کرد.



شکل ۴. برازش شاخص شولتر بر میانگین بارش در سه ایستگاه.

برای مقدار چارک اول، آب قابل بارش ۱۰/۶ میلی‌متر و میانگین بارش ۴/۵ میلی‌متر به دست آمده است. یعنی در یک حالت ایدئال هنگامی که آب قابل بارش کمتر از ۱۰/۶ میلی‌متر است باید میانگین بارش نیز کمتر از ۴/۵ میلی‌متر باشد. بدیهی است که نمی‌توان انتظار چنین حالت ایدئالی را در همه مواقع داشت. پس برای بررسی این موضوع که تا چه میزان می‌توان به کمک مقدار آب قابل بارش، میزان بارش را برآورد کرد، جدول احتمال بارش ۲ تشکیل شده و به همین ترتیب برای بررسی این موضوع، برای همه شاخص‌های محاسبه شده جدول‌های مشابهی تهیه شده است.

همان‌طور که از آمار ساده در جدول ۲ مشخص می‌شود، هنگامی که آب قابل بارش از ۱۹/۲ میلی‌متر بیشتر است تقریباً باید انتظار بارش بیش از ۱۳ میلی‌متر را داشت. همان‌گونه که انتظار می‌رود با کاهش آب قابل بارش، احتمال وقوع بارش‌های کمتر افزایش و احتمال رویداد بارش‌های بیشتر کاهش می‌یابد. این بررسی‌ها با توافق با نتایج کار مانزاتو (۲۰۰۳) به خوبی نشان می‌دهند که این شاخص، شاخص مناسبی برای برآورد میزان بارش است.

۲-۴ آستانه انتخابی برای شاخص شولتر

بهترین برازش شاخص شولتر در حکم متغیر مستقل بر میانگین بارش سه ایستگاه که بالاترین ضریب همبستگی را دارد در شکل ۴ نشان داده شده است. همان‌طور که در بخش قبل ذکر شد هرچه شاخص شولتر منفی‌تر باشد ناپایداری بیشتر است، زیرا بیان کننده این است که در سطح ۵۰۰ میلی‌بار، دمای بسته هوا از محیط اطرافش بیشتر است. یعنی بسته از محیط اطرافش گرم‌تر است و هرچه این عدد منفی‌تر باشد نشان دهنده این است که شناوری مثبت تا ارتفاع بیشتری می‌تواند ادامه داشته باشد و باعث صعود بیشتر بسته در ابر شود.

متناسب با کاهش مقدار شاخص شولتر احتمال بارش بیشتر نیز افزایش می‌یابد. به نظر می‌رسد به کمک این شاخص نمی‌توان میزان بارش را برآورد کرد. ولی چنانچه مشخص است و در تعریف شاخص شولتر نیز آمده برای مقادیر منفی و کمتر از (-۱) باید انتظار ناپایداری شدید در منطقه را داشت.

جدول ۴. رابطه بین شاخص شولتر ($^{\circ}C$) و احتمال بارش‌های متفاوت (بارش برحسب میلی‌متر).

شاخص شولتر (SI)	بارش کم‌تر از ۴/۵	بارش بین ۴/۵ و ۷/۵	بارش بین ۷/۵ و ۱۲/۸	بارش برابر یا بیش از ۱۲/۸
شاخص شولتر بیشتر از ۲/۷	۳۵٪	۳۵٪	۲۸٪	احتمال نزدیک صفر است
شاخص شولتر بین ۱/۴ و ۲/۷	۵۰٪	۳۳٪	۸٪	۸٪
شاخص شولتر بین ۱/۴ و -۱	۶٪	۲۶٪	۴۶٪	۲۰٪
شاخص شولتر کمتر از -۱/۲	احتمال نزدیک صفر است	احتمال نزدیک صفر است	۲۰٪	۸۰٪

۴-۳ آستانه انتخابی برای شاخص K

با توجه به رابطه (۳) هرچه جمله اول (افت دما در حرکت بالارو) و جمله دوم (رطوبت اولیه) بزرگ‌تر باشد و جمله سوم که به نوعی نشان‌دهنده کمبود اشباع هوا در تراز ۷۰۰ میلی‌باری است (تفاوت دما و دمای نقطه شبنم بیان‌کننده کمبود اشباع است) کوچک‌تر باشد ناپایداری افزایش می‌یابد. همان‌طور که انتظار می‌رود هرچه K بزرگ‌تر باشد یعنی رطوبت و افت دما بیشتر باشد، میزان بارش در ایستگاه‌های زمینی نیز افزایش می‌یابد (مونزاتو، ۲۰۰۳).

بهترین برازش که یک منحنی درجه سه است، شاخص K در حکم متغیر مستقل و میانگین بارش در نقش متغیر وابسته در شکل ۵ نشان داده شده است.

همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد هر چه شاخص شولتر منفی‌تر باشد، نشان دهنده شناوری بیشتر است. در نتیجه ابر قادر است تا ترازهای بالاتر رشد کند و تاثیر درون‌آمیزی هوای سرد و خشک نیز بیشتر می‌شود. ثابت شدن مقدار بارش برای مقادیر کمتر از ۲/۵- درجه سلسیوس می‌تواند به همین علت باشد. چون همان‌طور که در بخش (۴-۱) توضیح داده شد این درون‌آمیزی باعث کاهش شناوری و کاهش آب قابل بارش ابر می‌شود. ولی در محاسبه شاخص شولتر فرض شده است که بسته بدون مخلوط شدن با محیط اطرافش به بالا روی ادامه می‌دهد (مونزاتو، ۲۰۰۳). در نتیجه این کاهش شناوری و کاهش آب قابل بارش ابر در محاسبه شاخص شولتر در نظر گرفته نمی‌شود. به همین دلیل روند افزایش بارش با کاهش شاخص شولتر ادامه پیدا نمی‌کند و میزان بارش ثابت می‌شود.

برای شاخص شولتر نیز مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ با مقادیر متناظر میانگین بارش محاسبه و در جدول ۳ آمده است.

جدول ۳. مقدار شاخص شولتر و میانگین بارش در سه ایستگاه برای درصد‌های مشخص.

درصد‌های محاسبه شده	شاخص شولتر ($^{\circ}C$)	میانگین بارش در سه ایستگاه (mm)
۲۵٪	۲/۷	۴/۵
۵۰٪	۱/۴	۷/۵
۷۵٪	-۱/۲	۱۲/۸

با توجه به جدول ۳ بازه‌های متفاوت شاخص شولتر انتخاب و احتمال بارش‌ها در محدوده‌های تعیین شده محاسبه شده است. نتایج حاصله در جدول ۴ آمده است. همان‌طور که در جدول ۴ مشخص است هنگامی که مقدار شاخص شولتر مثبت و از ۲/۷ درجه سلسیوس بیشتر است، احتمال بارش بیش از ۱۳ میلی‌متر، تقریباً صفر است و احتمال بارش کمتر از ۷/۵ میلی‌متر، تقریباً ۷۰٪ است و

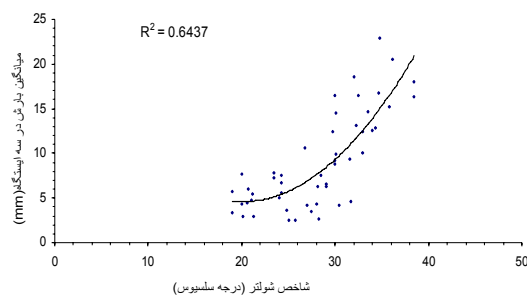
مشخص نمود.

همان‌گونه که در جدول ۶ مشخص شده است، متناسب با کاهش مقدار شاخص K، احتمال بارش‌های زیاد کاهش می‌یابد. ولی وضعیت این شاخص نیز برای نشان دادن میزان بارش به خوبی آب قابل بارش نیست. در محاسبه شاخص K فقط دما و دمای نقطه شبنم در سه سطح ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ میلی‌باری در نظر گرفته شده است، که ممکن است به خوبی قادر به بیان ناپایداری همرفتی نباشد. طبق تعریف، شاخص K نمی‌تواند برای پیش‌بینی وقوع توفان تندری جبهه‌ای و توفان‌هایی که در آن سازوکار دینامیکی نقش دارد، مورد استفاده قرار گیرد (جرج، ۱۹۶۰).

جدول ۶. رابطه بین شاخص K و احتمال بارش‌های متفاوت.

شاخص K (سلسیوس)	بارش کمتر از ۰/۵	بارش بین ۰/۵ و ۴/۵	بارش بین ۴/۵ و ۷/۵	بارش برابر یا بیش از ۱۲/۸
شاخص K بزرگ‌تر از ۳۲	احتمال نزدیک صفر است	احتمال نزدیک صفر است	۲۸/۵۷٪	۷۱/۴۲٪
شاخص K بین ۲۸/۵ و ۳۲	۸٪	۲۵٪	۵۰٪	۱۶٪
شاخص K بین ۲۴ و ۰/۵	۵۳٪	۳۰٪	۱۵٪	احتمال نزدیک صفر است
شاخص K کم‌تر از ۲۴	۳۳٪	۵۰٪	۱۶٪	احتمال نزدیک صفر است

مقدار بالای K، که نشان‌دهنده ناپایداری شدید است، زمانی روی می‌دهد که جمله اول در رابطه ۳ یعنی $(T_{850} - T_{500})$ که نشان‌دهنده کاهش دما در راستای قائم و جمله دوم (T_{d850}) که نشان‌دهنده محتوی رطوبتی در ترازهای پائین است، مقادیر زیادی داشته باشند. عبور جبهه سرد از منطقه، همراه با بارش‌های شدید رگباری، ناپایداری شدید، تشکیل ابرهای همرفتی و کاهش شدید



شکل ۵. برازش شاخص K بر میانگین بارش در سه ایستگاه.

با توجه به شکل ۵، برای مقادیر حدوداً کم‌تر از ۲۴ درجه سلسیوس میزان بارش تقریباً ثابت است که این نشان‌دهنده کافی نبودن ضخامت و عمر ابر است و بارورسازی در این مرحله حتی ممکن است باعث کاهش میزان بارش شود. ولی متناسب با افزایش مقدار K از ۲۴ درجه سلسیوس به بعد میزان بارش به صورت افزایشی زیاد می‌شود. همان‌طور که ذکر شده است، مقدار زیاد K نشان‌دهنده انتقال رطوبت بیشتر با جریان‌های بالارو ابر از تراز ۸۵۰ به ۷۰۰ میلی‌باری است. بنابراین می‌توان انتظار داشت که با افزایش هسته‌های مبعان با بارورسازی ابر، میزان بارش نیز افزایش یابد. پس تقریباً می‌توان مقدار ۲۴ درجه سلسیوس برای شاخص K را آستانه مناسب برای بارورسازی ابر در نظر گرفت. در جدول ۵ مقادیر ۲۵٪، ۵۰٪ و ۷۵٪ شاخص K با مقادیر متناظر میانگین بارش آورده شده است.

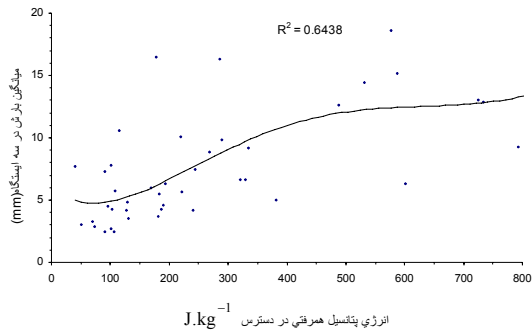
جدول ۵. مقدار شاخص K و میانگین بارش در سه ایستگاه برای

درصدهای مشخص.

درصدهای محاسبه شده	شاخص K ($^{\circ}C$)	میانگین بارش در سه ایستگاه (mm)
۲۵٪	۲۴	۴/۵
۵۰٪	۲۸/۵	۷/۵
۷۵٪	۳۲/۳	۱۲/۸

به کمک جدول ۵ می‌توان شاخص K را به چهار بازه تقسیم کرد و احتمال بارش در محدوده‌های خاص را

به تدریج به صورت افزایشی زیاد می‌شود. که این امر به دلیل رشد کافی ابر و آزاد شدن مقدار بیشتر انرژی شناوری مثبت است، و در این مرحله بارورسازی ابر احتمالاً می‌تواند با موفقیت همراه باشد.



شکل ۶. برازش CAPE بر میانگین بارش در سه ایستگاه.

همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد، هر چه مقدار CAPE بیشتر باشد، شناوری بیشتر است. در نتیجه ابر قادر است تا ترازهای بالاتر رشد کند و تأثیر درون‌آمیزی هوای سرد و خشک نیز بیشتر می‌شود. ثابت شدن مقدار بارش برای مقادیر بیشتر از 500 J.kg^{-1} ممکن است به همین علت باشد. چون همان‌طور که در بخش (۴-۱) توضیح داده شد، این درون‌آمیزی باعث کاهش شناوری و کاهش آب قابل بارش ابر می‌شود. ولی در محاسبه CAPE فرض شده است که بسته، بدون مخلوط شدن با محیط اطرافش به بالاروی ادامه می‌دهد (مونزاتو، ۲۰۰۳). در نتیجه کاهش شناوری و کاهش آب قابل بارش ابر در محاسبه شاخص CAPE در نظر گرفته نمی‌شود. به همین دلیل روند افزایش بارش با افزایش CAPE ادامه پیدا نمی‌کند و میزان بارش ثابت می‌شود.

مانند بخش‌های پیشین، جدول ساده مقادیر CAPE و میانگین بارش در درصدهای معین (جدول ۷) و جدول احتمال (جدول ۸) ارائه و احتمال بارش‌ها در بازه‌های ذکر شده برای محدوده‌های خاص CAPE محاسبه شده است.

دما و دمای نقطه شبنم است. به علت ارتفاع زیاد ایستگاه اصفهان، فشار در سطح تقریباً در حدود ۸۵۰ میلی‌بار است. در نتیجه در اثر عبور جبهه سرد، دما و دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ میلی‌باری کاهش می‌یابد و در اثر کاهش T_{850} و T_{d850} ، از مقدار K نیز کاسته می‌شود. لذا در این حالت مقدار K نمی‌تواند میزان ناپایداری را به درستی نشان دهد. احتمال دارد یکی از دلایلی که نمی‌توان به خوبی میزان بارش و ناپایداری را به کمک شاخص K پیش‌بینی کرد وجود ناپایداری‌های ناشی از عبور جبهه باشد. ولی برای اثبات آن نیاز به بررسی‌های سینوپتیکی و دینامیکی بیشتری است.

۴-۴ آستانه انتخابی برای انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی

بر طبق نظریه راجرز و یو، ۱۹۹۶ هر چه عمر و ضخامت ابر افزایش یابد بر اساس مبانی استدلال فیزیکی ارائه شده در بخش ۳، سرعت بالارو با افزایش ناپایداری حاصل از آزاد شدن گرمای نهان میعان قطره‌ها بیشتر خواهد شد. بنابراین آب قابل بارش ابر، انتقال گرما و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی نیز افزایش می‌یابد. لذا هر چه مقدار CAPE بیشتر باشد، باید انتظار بارش بیشتری را داشت.

بهترین برازش CAPE که یک منحنی درجه پنج است، در حکم متغیر مستقل بر میانگین بارش در نقش متغیر وابسته که می‌توان به کمک آن آستانه مناسب برای بارورسازی را انتخاب کرد در شکل ۶ آمده است. با توجه به شکل ۶، هنگامی که مقدار CAPE کمتر از 100 J.kg^{-1} است میزان بارش ناچیز است که این نشان دهنده کافی نبودن عمر و ضخامت ابر برای بارورسازی است. زیرا طبق دلایل ذکر شده، بارورسازی در این حالت ممکن است باعث کاهش پتانسیل بارش شود. ولی وقتی مقدار CAPE از 100 J.kg^{-1} بیشتر می‌شود، میزان بارش

جدول ۷. مقدار CAPE و میانگین بارش در سه ایستگاه برای درصدهای مشخص.

درصدهای محاسبه شده	CAPE (J.kg ⁻¹)	میانگین بارش در سه ایستگاه (mm)
٪ ۲۵	۱۰۷/۲۸	۴/۵
٪ ۵۰	۲۲۱/۲۲	۷/۵
٪ ۷۵	۵۸۸	۱۲/۸

جدول ۸. رابطه بین CAPE و احتمال بارش های متفاوت.

CAPE (J.kg ⁻¹)	بارش کمتر از ۴/۵	بارش بین ۴/۵ و ۷/۵	بارش بین ۷/۵ و ۱۲/۸	بارش برابر یا بیش از ۱۲/۸
CAPE بیشتر از ۵۸۸	احتمال نزدیک صفر است	۷٪	۳۰٪	۶۱٪
CAPE بین ۲۲۱ و ۵۸۸	۷٪	۳۰٪	۳۸٪	۲۳٪
CAPE بین ۱۰۷ و ۲۲۱	۳۰٪	۴۶٪	۱۵٪	۷٪
CAPE کمتر از ۱۰۷	۵۸٪	۸٪	۲۵٪	احتمال نزدیک صفر است

نمی تواند به خوبی میزان بارش را پیش بینی کند. همچنین مقدار CAPE به تفاوت دمای بسته و محیط در هر تراز و مساحت محصور بین دما و خط بی دررو اشباع رسم شده از تراز LFC تا EL وابسته است. در نتیجه این مساحت ممکن است حتی در مواردی که رشد قائم ابر کمتر است، بیشتر باشد و در این حالت مقدار CAPE نمی تواند به خوبی نشان دهنده میزان بارش باشد. برای مثال، دو نمودار را در نظر می گیریم که در یکی سطح محصور، سطحی باریک و بلند و دیگری سطحی پهن و کوتاه تر است. در حالت اول به علت ضخامت بیشتر ابر، آب قابل بارش و همچنین میزان بارش بیشتر از حالت دوم است، ولی مقدار CAPE کمتر است. پس احتمال دارد یکی از دلایلی که این شاخص نمی تواند میزان بارش را به خوبی نشان دهد وابستگی بیشتر مقدار CAPE به تفاوت دمای بسته و محیط در هر تراز نسبت به ضخامت ابر باشد.

لازم به ذکر است که در همه بررسی های صورت گرفته روی شاخص ها و مراجع علمی، آمده است که هیچ گاه نمی توان به کمک مقدار یک شاخص، اقدام به پیش بینی در مورد وقوع فعالیت همرفتی کرد. بنابراین با توجه به مقادیر چندین شاخص ناپایداری که برای منطقه مورد بررسی مناسب است می توان اقدام به پیش بینی کرد.

۵-۱ تحلیل کلی نتایج

دو عامل محلی و جبهه ای از جمله عوامل مؤثر در ایجاد ناپایداری اند. هرگاه توده هوای مرطوب روی زمینی که دمایش از توده هوای مذکور بیشتر است، حرکت کند، ضمن عبور از روی زمین گرم، به تدریج از زیر گرم می شود. این توده همان طور که به حرکت خود ادامه می دهد گرم تر و طبعاً سبک تر می شود و در اثر کاهش چگالی بالا می رود و جای خود را به توده های بالاتر می دهد. این ناپایداری موجب می شود که رطوبت به بالای سطح زمین انتقال یابد. بدین ترتیب با بالا رفتن توده

با توجه به جدول ۸، با کاهش مقدار CAPE احتمال بارش های زیاد کاهش می یابد. ولی همان طور که در جدول مشخص شده است، نمی توان تنها به مقدار CAPE برای برآورد میزان بارش اکتفا کرد. بلکه باید مقدار CAPE را با سایر شاخص ها در نظر گرفت تا بتوان پیش بینی دقیق تری از میزان بارش داشت. چون با توجه به رابطه CAPE و طبق تعریف مانکریف و گرین (۱۹۷۲)، CAPE کاری است که ضمن آن نیروی شناوری بسته را از سطح LFC تا قله ابر (EL) بالا می برد. در نتیجه مقدار شاخص CAPE برای نشان دادن ناپایداری هایی که در اثر گرمایش سطحی (همرفت) ایجاد می شود مناسب تر است. بنابراین اگر احتمال ناپایداری های جبهه ای در منطقه وجود داشته باشد، شاخص CAPE نیز احتمالاً به همین دلیل

ضخامت ابر بیشتر باشد آب قابل بارش و مقدار CAPE زیاد افزایش می‌یابد. در فصل گرم بارندگی‌های رگباری اغلب از ابرهای همرفتی عمیق‌تر صورت می‌گیرد که ممکن است با آب قابل بارش و مقدار CAPE زیاد همراه باشد. ولی در فصل سرد سال بارش‌های رگباری اغلب از ابرهای همرفتی با ضخامت کمتر ایجاد می‌شود (مونزاتو ۲۰۰۳). به این دلیل شاخص‌ها به طور جداگانه برای فصل‌های گرم و سرد سال مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در این بررسی ماه‌های آوریل تا سپتامبر به مثابه فصل گرم و ماه‌های اکتبر تا مارس در حکم فصل سرد در نظر گرفته شده‌اند.

۵-۲-۱ بررسی شاخص‌های ناپایداری برای فصل گرم

از بین ۵۱ روزی که آمار جو بالای آن در دست بوده، تنها ۱۷ روز مربوط به فصل گرم سال است. به همین دلیل بحث روی این آمار اندک و تعیین آستانه مناسب برای بارورسازی ابر و تعیین بهترین شاخص به کمک چارک‌ها از دقت و اطمینان کمتری برخوردار است. با این وجود بهترین منحنی قابل برازش بر شاخص‌ها در حکم متغیر مستقل بر میانگین بارش در نقش متغیر وابسته در شکل‌های ۷، ۸، ۹ و ۱۰ آمده است.

با توجه به توجیه فیزیکی بخش ۳، می‌توان برای آب قابل بارش ابر ۹ میلی‌بار، شاخص شولتر ۲ درجه سلسیوس، شاخص K برابر ۲۴ درجه سلسیوس و برای شاخص CAPE تقریباً 110 J.kg^{-1} تعیین کرد.

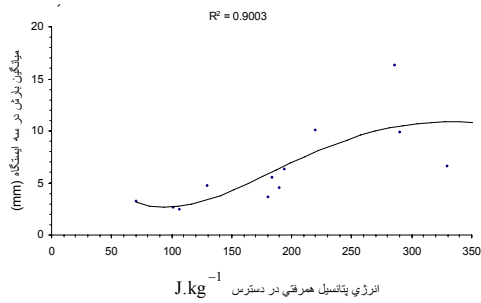
همچنین چارک‌های اول، دوم و سوم و جداول احتمال برای هر کدام از شاخص‌ها تشکیل شده است. به کمک این جدول‌ها با توافق با کارهای مونزاتو (۲۰۰۳) می‌توان نتیجه گرفت که آب قابل بارش بهترین شاخص برای برآورد میزان بارش در فصل گرم است.

مرطوب هوا، ابر تشکیل می‌شود و چون در هر ارتفاعی توده هوای بالارونده نسبت به محیط اطرافش گرم‌تر است، با سرعتی که پیوسته در حال افزایش است به اوج‌گیری خود ادامه می‌دهد و ابرهای توفانی را ایجاد می‌کند. بدیهی است که در این مورد مقدار شاخص شولتر که به فاکتور شناوری در سطح ۵۰۰ میلی‌باری، مقدار شاخص K که به آهنگ کاهش دما و رطوبت در ترازهای پایین و همچنین مقدار شاخص CAPE که به نیروی شناوری وابسته است، توأم شاخص‌های مناسبی برای پیش‌بینی ناپایداری و میزان بارش باشند. ولی این شاخص‌ها برای پیش‌بینی ناپایداری که در اثر جبهه و برخورد دو توده هوا روی می‌دهد مناسب نیستند.

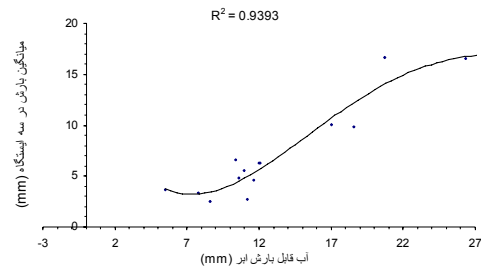
این ناپایداری به علت بالاروی توده هوای گرم در اثر برخورد با توده هوای سرد روی می‌دهد. در واقع در اثر عبور جبهه از منطقه تغییرات دمایی شدید باعث می‌شود که شاخص‌های شولتر، K و CAPE نتوانند به خوبی این‌گونه ناپایداری را پیش‌بینی کنند. احتمالاً یکی از دلایل مناسب نبودن این شاخص‌ها برای منطقه اصفهان، وقوع ناپایداری جبهه‌ای است که این مسئله به پژوهش‌های بیشتری نیاز دارد. بنابراین تنها شاخص آب قابل بارش ابر نسبتاً بهتر می‌تواند میزان بارش و ناپایداری را پیش‌بینی کند. البته مقادیر بالای K و CAPE همراه با مقادیر منفی شاخص شولتر نیز می‌توانند در پیش‌بینی ناپایداری و میزان بارش مفید باشند. همان‌طور که ذکر شد در به کار بردن این شاخص‌های ترمودینامیکی باید دقت زیادی شود. استفاده از یک شاخص بدون در نظر گرفتن عوامل دینامیکی و شرایط محیطی، باعث تفسیر نادرست از شرایط جوی می‌شود.

۵-۲ تحلیل نتایج به تفکیک فصل‌های گرم و سرد سال

در فصل گرم چون پتانسیل پذیرش رطوبت ابر برای اشباع شدن بیشتر است، ضخامت ابر نیز بیشتر می‌شود. هرچه



شکل ۱۰. برازش CAPE بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل گرم).
(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه شش است)



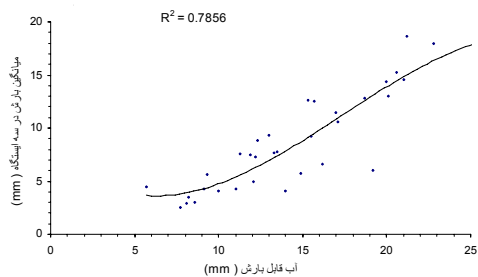
شکل ۷. برازش آب قابل بارش ابر بر میانگین بارش در سه ایستگاه
(فصل گرم).
(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه چهار است)

۲-۲-۵ بررسی شاخص‌های ناپایداری برای فصل

سرد

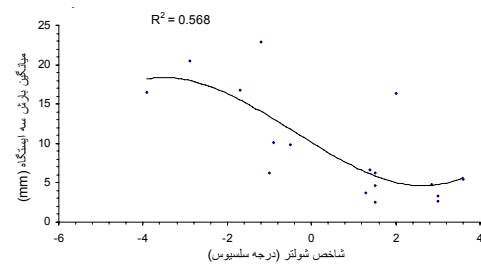
از کل آمار ۳۴ روز مربوط به فصل سرد سال بوده است. این تعداد آمار از نصف کل آمار بیشتر است، در نتیجه برازش شاخص‌ها برای فصل سرد نسبتاً شبیه به برازش شاخص‌ها برای کل آمار خواهد بود. بهترین منحنی قابل برازش بر شاخص‌ها در حکم متغیر مستقل بر میانگین بارش در نقش متغیر وابسته در شکل‌های ۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴، آمده است.

آستانه‌های مناسب برای بارورسازی ابر برای هر شاخص با توجه به توجیه فیزیکی آمده در فصل قبل به صورت زیر است. آستانه برای آب قابل بارش تقریباً ۸ میلی‌متر، شاخص شولتر ۲ درجه سلسیوس، شاخص K ۲۴ درجه سلسیوس و برای شاخص CAPE تقریباً 140 J.kg^{-1} است.



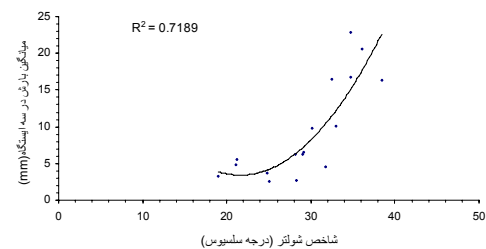
شکل ۱۱. برازش آب قابل بارش ابر بر میانگین بارش در سه ایستگاه
(فصل سرد).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه سه است)



شکل ۸. برازش شاخص شولتر بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل گرم).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه سه است)



شکل ۹. برازش شاخص K بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل گرم).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه دو است)

همان‌طور که از منحنی‌های شکل (۷) و (۱۱) مشخص می‌شود، آب قابل بارش ابر و همچنین آستانه بارورسازی ابر برای فصل گرم سال نسبت به فصل سرد بیشتر است، زیرا در فصل گرم پتانسیل ابر برای پذیرش رطوبت بیشتر است. همچنین چون در فصل گرم سال ناپایداری به علت گرمایش سطحی بیشتر روی می‌دهد و با توجه به جدول‌های مربوط به چارک‌ها که در این مقاله آورده نشده است، ملاحظه می‌شود که شاخص CAPE برای فصل گرم سال مناسب‌تر بوده است. همچنین انتظار می‌رفت شاخص شولتر و شاخص K نیز بهتر بتوانند میزان بارش را پیش‌بینی کنند ولی با توجه به آمار کم در فصل گرم سال، نمی‌توان در مورد مناسب بودن یا نبودن شاخص‌های شولتر، K و CAPE اظهار نظر کرد. همچنین چون تعداد آمار فصل سرد و گرم با هم برابر نیست، نتایج به دست آمده برای دو فصل را نمی‌توان با هم مقایسه کرد.

۶ نتیجه‌گیری

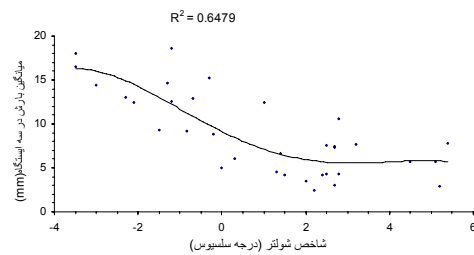
آستانه مناسب جهت بارورسازی ابر برای هر کدام از شاخص‌ها در منطقه اصفهان به صورت زیر است:

- آب قابل بارش، ۹ میلی‌متر، شاخص شولتر، ۲ درجه سلسیوس، شاخص K، ۲۴ درجه سلسیوس و انرژی پتانسیل در دسترس همرفتی CAPE، ۱۰۰ ژول بر کیلو گرم.

- از بین شاخص‌های مورد بررسی، بهترین شاخص برای پیش‌بینی مقدار بارش و فعالیت همرفتی شدید، آب قابل بارش است.

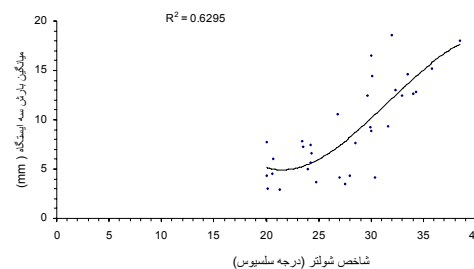
تشکر و قدردانی

از شورای پژوهشی دانشگاه تهران به دلیل کمک‌هایی در قالب طرح پژوهشی بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری ابرهای همرفتی اصفهان به شماره ۶۲۰۲۰۰۴/۱/۰۱، سپاسگزاری می‌شود.



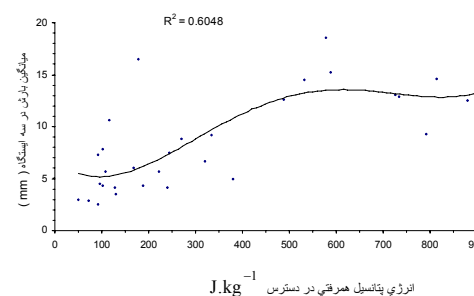
شکل ۱۲. برازش شاخص شولتر بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل سرد).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه چهار است)



شکل ۱۳. برازش شاخص K بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل سرد).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه سه است)



شکل ۱۴. برازش CAPE بر میانگین بارش در سه ایستگاه (فصل سرد).

(منحنی بهترین برازش بر نقاط از درجه چهار است)

جدول‌های مربوط به چارک‌ها برای شاخص‌ها و احتمال بارش در بازه‌های متفاوت نیز تشکیل شده است، با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، مناسب‌ترین شاخص که بهتر می‌توان به کمک آن میزان بارش را در فصل سرد برآورد کرد، آب قابل بارش است.

منابع

- propagation of steady convective overturning in shear. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98**, 336-352.
- Rogers, R. R., and Yau, M. K., 1996, A short course in cloud physics. 290 pp.
- Saunders, C. P. R., and Hosseini, A. S., 2001, A laboratory study of the effect of velocity on Hallett-Mossop ice crystal multiplication: *Atmos. Res.*, **60**, 3-14.
- Showalter, A. K., 1953, A stability index for thunderstorm forecasting. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **34**, 250-252.
- Simoenov, P., and Georgiev, C. G., 2001, A case study of tornado-producing storm south of Rhodopes Mountain in the Eastern Mediterranean: *Atmos. Res.*, **57**, 187-199.
- Simoenov, P., and Georgiev, C. G., 2003, Severe wind/hail storms over Bulgaria in 1999-2001 period: synoptic and mesoscale factors for generation: *Atmos. Res.*, **68**, 629-643.
- <http://www.gfdl.noaa.gov/reference/bibliography/2003/ljdo301.html>
- [http://avc.comm.nsdib.org/cgi-bin/wiki_print.pl?Severe Weather Indices](http://avc.comm.nsdib.org/cgi-bin/wiki_print.pl?Severe+Weather+Indices)
- <http://www.infodotinc.com/weather3/6a-17>
- <http://www.meted.ucar.edu/awips/validate/shwinx.htm>
- <http://www.theweatherprediction.com/habyhints/301/>
- <http://www.infodotinc.com/weather3/6a-18.htm>
- <http://www.crh.noaa.gov/techapers/service/tsp-10/10sevwea-stbind.html>
- <http://www.weatheronline.co.uk/feature/cc270503.htm>
- <http://asp1.sbs.ohio-state.edu/helpdocs/cape.html>
- Bluestein, H. B., 1993, Synoptic-dynamic meteorology in Midlatitudes: Oxford University Press, Vol. 2, 594 pp.
- Costa, S., Mezzasalam, P., Levizzani, V., Alberoni, P. P., and Nanni, S., 2001, Deep convection over Northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis. *Atmos. Res.*, **56**, 73-88.
- Czys, R. R., and Scott, R. W., 1993, A simple objective method used to forecast convective activity during the 1989 PACE cloud seeding. *J. App. Meteorol.*, **32**, 996-1005.
- George, J. J., 1960, Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, New York, 673 pp.
- Holton, J. R., 1993, An introduction to dynamic meteorology: 3rd edition, Academic Press, 511 pp.
- Kerry, A. E., 1994, Atmospheric convection: Oxford University Press, New York, 580 pp.
- Krauss, T. W., Santos, J. R., 2004, Exploratory analysis of the effect of hail suppression operations on precipitation in Alberta: *Atmos. Res.*, **71**, 35-50.
- Manzato, A., 2003, A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods: *Atmos. Res.*, **68**, 417-454.
- Manzato, A., and Morgan Jr. G., 2003, Evaluating the sounding instability with the lifted parcel theory: *Atmos. Res.*, **67-68**, 455-473.
- Moncrieff, M. W., and Green, J. S. A., 1972, The