

نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۲۲، شماره ۶۴، تابستان ۱۳۹۷، صفحات ۱۴۷-۱۲۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۲۴

تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۶/۰۴/۰۴

بررسی بارش‌های همرفتی بهاری شمال غرب ایران با استفاده از شاخص‌های ناپایداری (مطالعه موردی ایستگاه تبریز)

محمد سلیقه^۱

محمدحسین ناصرزاده^۲

علی غفاری^۳

چکیده

مکانیزم‌های صعود بارندگی در نواحی مختلف از الگوهای متفاوتی تبعیت می‌کنند. شناخت این الگوها می‌تواند سطح برنامه‌ریزی محیطی را ارتقاء بخشد. شاخص‌های ارزیابی پایداری که به شاخص‌های ناپایداری معروف‌اند، روابطی هستند که به کمک آن‌ها می‌توان میزان ناپایداری همرفتی مناطق مختلف جورا در جهت مطالعه و پیش‌بینی بارش‌ها بررسی کرد، این شاخص‌ها در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی به کار می‌روند و عمدتاً به کمک نمودارهای ترمودینامیک و داده‌های رادیو سوند بررسی می‌شوند. هدف اصلی پژوهش حاضر بررسی ویژگی‌های زمانی بارش‌های بیش از پنج میلی‌متر و تعیین سهم بارش‌های همرفتی بهاری ایستگاه تبریز براساس داده‌های جوبالا می‌باشد. بدین منظور داده‌های ساعتی بارش ایستگاه تبریز طی دوره آماری سی و پنج ساله (۱۳۵۸ - ۱۳۹۲ شمسی) (۱۹۸۰-۲۰۱۴ میلادی)، از آرشیو سازمان هواشناسی دریافت و با گزینش داده‌های

۱- دانشیار اقلیم‌شناسی دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲- استادیار اقلیم‌شناسی دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران (نویسنده مسئول)

بارش بیش از ۵ میلی‌متر براساس کدهای هواشناسی ۶۰ تا ۶۵ برای بارش باران و نیز کدهای ۹۱ تا ۹۹ برای بارش‌های سنگین، فراوانی زمانی آنها بررسی گردید. پس از گزینش نمونه‌های مورد بررسی، نمودارهای اسکمیوتی روزهای بارش به همراه شاخص‌های ناپایداری از قبیل (CAPE - KI - SI - TT - LI - PW) تجزیه و تحلیل شدند. پردازش این داده‌ها در مقیاس فصلی بیانگر وقوع مکرر آنها است. حداکثر رخداد این بارش‌ها در ماه آوریل با فراوانی ۱۳۱ مورد و حداقل آنها در ماه ژوئن با ۳۵ مورد دیده شد. نتایج حاصل از ترسیم نمودارهای اسکمیوتی و محاسبه شاخص‌های ناپایداری نشان می‌دهد، نقش عامل همرفت در وقوع بارش‌های بهاری قابل توجه می‌باشد، زیرا هنگامی می‌توان عامل همرفت را عامل اصلی بارش محسوب کرد که نه تنها میزان همرفت شدت کافی داشته باشد، بلکه ناپایداری لازم برای ایجاد بارش رانیز فراهم بسازد. در مجموع، پس از بررسی ۲۶۳ نمونه بارش فصل بهار مشخص شد که عامل همرفت، مهمترین نقش را در رخداد بارش ماه‌های می و ژوئن داشته است و به طبع آن مخاطرات سیلاب منطقه را تهدید می‌نماید.

واژگان کلیدی: بارش، همرفت، نمودار اسکمیوتی، شاخص‌های ناپایداری، ایستگاه تبریز

مقدمه

بارش پرنوسان‌ترین عنصر اقلیم است. فصل بهار از جمله فصول انتقالی سال و مهم‌ترین فصل بارش در شمال غرب ایران با شرایط ناپایدار اقلیمی است که هر ساله در این مقطع از زمان سیلاب‌های منطقه را تهدید می‌نماید، لذا هرگونه نوسان در میزان بارش و بروز سیلاب مستقیماً معاش مردم و کیفیت محیط زیست را تحت تاثیر قرار می‌دهد (خورشید دوست، قویدل، ۱۳۸۳: ۳)، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده در هر منطقه، مقدار و زمان ریزش‌های جوی متفاوت باشد (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۱۳). یکی از راه‌های برنامه‌ریزی و مدیریت مبتنی بر بارش، شناخت خصوصیات بارندگی‌ها و مناطق تحت پوشش آنها (اشرفی، ۱۳۸۹: ۲۵) و شناخت کانون‌های رخداد و بازه‌های زمانی، عوامل به وجود آورنده‌ی آن و شرایط تکوینی و تاثیر آن‌ها در مقیاس زمانی و مکانی معین است. این گونه توجه به بارش، به ویژه در نواحی کوهستانی و ناهموار شمال غرب ایران که استعداد بروز

سیلاب‌های شدید را بدلیل شیب ناحیه دارا می‌باشد از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. مکانیزم‌های صعود بارندگی، از جمله عواملی است که سبب متفاوت بودن رفتار بارشی در مناطق مختلف می‌شوند، بارش‌های رخ داده در این منطقه تحت تأثیر تنوع سیستم‌های سینوپتیکی و محلی همچون: بارش‌های اوروگرافیکی و همرفت دامنه‌ای هستند. عدم همگنی در مقدار و رژیم بارش‌های این ناحیه قابل ملاحظه است. از این رو شناخت سهم هریک از این بارش‌ها در برنامه‌ریزی و مدیریت مسائل مختلف نیز از اهمیت بالایی برخوردار است.

اوکونز و همکاران^۱، پژوهشی تحت عنوان روند توفان‌های تندی و توفان‌های تگرگ و رابطه‌ی آنها با ویژگی‌های جوی جنوب غربی آلمان از داده‌های روزهای تندی، داده‌های مربوط به آسیب تگرگ را از یک شرکت بیمه‌ی ساختمان، جریان‌های بزرگ مقیاس و شاخص همرفتی برای دوره‌ی ۱۹۷۴-۲۰۰۳ استفاده و مشخص شد که بسیاری از شاخص‌های همرفتی به کار برده شده و رخداد‌های سالانه‌ی تگرگ رابطه‌ی همبستگی بسیار قوی دارند. آبیلاش و همکاران^۲ ۲۰۱۰ ساختار عمودی سیستم‌های همرفتی میان مقیاس حاره‌ای را با استفاده از مشاهدات رادار VHF^۳ و مدل شبیه‌سازی ابر مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که به طور متوسط، حرکات عمودی بالارونده در همه سطوح برای تروپوسفر در مرحله شکل‌گیری انجام می‌شود، نیز حداکثر سرعت صعود، در تروپوسفر میانی در نزدیک تروپوپاز مشخص شد. مسترانگو و همکاران^۴ ۲۰۱۰ در بررسی بارش‌های سنگین در جنوب شرق ایتالیا نشان دادند که جت سطح پایین منتج شده از الگوی بزرگ مقیاس، محیط ناپایدار همرفتی را ابقاء می‌کند و در تمامی وقایع بارش سنگین، موجب فرا رفت توده‌های هوای مرطوب در سطوح خیلی پایین شده است. ترنتمانن و همکاران^۵ ۲۰۰۹ چند مدل شبیه‌سازی بارش‌های همرفتی را در جنگل‌های جنوب غرب آلمان مورد بررسی قرار

1- ukonz ,m; Sander.j. And kottmeier, ch

2- abhilash, S. Mohan, kumar, shankar, das S.kishore kumar,k

3- very high frequency

4 -mestrangelo, d .horvath, k , rocio ,a , Miglietta, mm

5-trentmann.j.;keol,c. ,Sal2mann ,m., berthelot, c

دادند. نتایج نشان داد که حداکثر انرژی همرفتی در دسترس برای این بارش‌ها در اوایل بعدازظهر رخ می‌دهد. لولیس^۱ ۲۰۱۱ تغییرپذیری بارش‌های همرفتی زمستانه جنوب شرق اروپا و ارتباط آن را با گردش‌های سطوح میانی جوی دوره زمانی ۶۰ ساله مورد بررسی قرارداد. در این تحقیق دو مرکز فعالیت بارش‌های همرفتی مشخص گردید. مرکز اول بر روی ایتالیا و مرکز دوم بر روی جزایر بریتانیا قرار داشت. داوولیو^۲ و همکاران^۳ ۲۰۰۷ یک نمونه از رخداد بارش‌های همرفتی شدید را با دقت بالا شبیه‌سازی کردند. نتایج نشان داد که انرژی قابل دسترس در بعدازظهر فراهم می‌شود. این رخداد در تاریخ ۹-۸ سپتامبر ۲۰۰۲ در جنوب شرق فرانسه منجر به سیل ناگهانی و شدید شده است. با ناکوز و همکاران^۴ ۲۰۰۵ در مطالعه‌ی استفاده از همگرایی جریان رطوبت برای پیش‌بینی و پیش‌یابی بارش‌های همرفتی نتیجه گرفتند که اگرچه تاثیر لایه‌های مرزی در ایجاد همرفت عمیق رطوبت، از عوامل زیادی همچون عمق چرخش قائم و حضور انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی^۴ و انرژی مانع همرفتی^۵ متاثر می‌شوند، اما جت‌های سطوح بالایی و پایینی تروپوسفر، جبهه‌زایی و برخی مکانیسم‌های واداشتی، ممکن است همگرایی افقی توده هوا را در بالای سطح زمین موجب شوند که این امر قادر است صعود همرفتی بسته‌های هوا را تامین کند. محققان دیگری چون زولینا و همکاران، بنتلی و همکاران نیز بارش‌های شدید را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

علیجانی، (۱۳۷۲: ۸۵) در بررسی مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، نقش عامل همرفت معمولی را در بارش‌های شمال غرب ایران بیشتر از سایر عوامل می‌داند. (قویدل ۱۳۹۰: ۱۸۲)، دلیل اصلی وقوع توفان تندری (بارش ۱۷/۵ میلی متری و بارش تگرگ) ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز را ناپایداری محلی هوا و همرفت دامنه‌ای نمی‌داند، بلکه به دلیل ورود جبهه

1 -lolis , c ,J

2 -Davolio , s ,Buzzy , A, magus

3 -Banacos, p, Schultz, D

4- Convective Available Potential Energy

5- convective inhibition Energy

هوای سرد و عوامل سینوپتیک بیان می‌کند. (بابائیان وهمکاران ۱۳۹۰: ۱۲۰)، در بررسی توانمندی مدل اقلیمی پرای-سی^۱ در شبیه‌سازی بارش‌های منطقه‌ای ایران بیان کردند که توانمندی این مدل در شبیه‌سازی بارش‌های همرفتی ناحیه‌ای ضعیف است. (رسولی، علی اکبر ۱۳۷۸: ۱۵۳) در بررسی توزیع زمانی و مکانی بارش‌های ناشی از توفان‌های تندی سیدنی مشخص نمود که بارش‌های تندی در بهار و تابستان و طی اواخر بعدازظهر و آغاز غروب، بیشتر در نواحی ساحلی و کوه‌ها و کمتر در زمین‌های پست داخلی حوزه‌ی سیدنی روی می‌دهند. (ثنایی نژاد و همکاران ۱۳۸۸: ۲۳۴) به منظور بررسی وضعیت ناپایدار جو در ۶ مرداد ۱۳۸۸ مشهد با استفاده از داده‌های جو بالا به ترسیم نمودارهای اسکیتی پرداخته و شاخص‌های ناپایداری را محاسبه کردند نتایج حاصل، بیانگر احتمال بالای وقوع ناپایداری در این روز بوده است. (جوانمرد و همکاران ۱۳۹۰: ۲۷۱۶)، در بررسی توزیع زمانی و مکانی مقدار بارش‌های همرفتی و پوششی بر روی ایران با استفاده از تکنیک‌های ماهواره‌ای، نشان دادند که این دو نوع بارش، در فصل‌های زمستان و پاییز دارای مقادیر کمی نسبتاً مشابه‌ای هستند. در حالی که در فصل‌های بهار و مخصوصاً تابستان نسبت به هم تغییر پیدا کرده و بارش‌های همرفتی، عمده بارش‌های سطح زمین را تأمین می‌کنند.

مواد و روش‌ها :

مطالعه کنونی سعی در شناخت سهم بارش‌های همرفتی بهاری شمال غرب ایران در بروز مخاطرات جوی با استفاده از محاسبه شاخص‌های ناپایداری براساس داده‌های رادیو سوند ایستگاه تبریز دارد. بدین منظور داده‌های ساعتی بارش ایستگاه‌های تبریز، ارومیه، اردبیل و زنجان طی دوره آماری سی و پنج ساله (۱۹۸۰ - ۲۰۱۴) از آرشیو سازمان هواشناسی دریافت شد، بارش بیش از ۵ میلی متر با استفاده از روابط آماری در محیط Arc Gis^۲، از سایر داده‌ها جدا و توزیع زمانی آنها در مقیاس ماهانه مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور بررسی شاخص‌های همرفتی و ناپایداری، از داده‌های جو بالا تهیه شده توسط رادیو

1 . PRECIS(Providing Regional Climates for Impacts Studies, pronounced pray-sea)

2 -Arccatalog Geographic information System

سوند در ساعت‌های صفر و ۱۲ به وقت گرینویچ استفاده شده است. این داده‌ها از تارنمای دانشگاه و ایومینگ^۱، قابل استخراج است. در منطقه شمال غرب از ایستگاه تبریز به عنوان ایستگاه نماینده و از داده‌های این ایستگاه استفاده شده است. در نهایت با دریافت و بررسی نمودار اسکویوتی و محاسبه شاخص‌های ناپایداری از قبیل: **SI**، **TT**، **LI**، **CAPE**، **PW**، **KI**، و تهیه نقشه‌های اقلیمی فراوانی وقوع بارش‌های شدید متاثر از همرفت ارزیابی شده است.

شاخص‌های ناپایداری:

شاخص بالا روی $(LI)^2 =$ (رابطه ۱)

این شاخص اختلاف بین دمای محیط و بسته هوا را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیان می‌کند از شاخص LI برای بررسی وضعیت پایداری و ناپایداری جو استفاده می‌شود.

$$LI = T_{500} - TP_{500} \quad \text{رابطه (۱)}$$

شاخص شولتر^۳ $(SI) =$ (رابطه ۲)

این شاخص اختلاف بین دمای محیط و بسته هوا را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بیان می‌کند. از تفاضل بین دمای محیط در تراز ۸۵۰ و دمای بسته هوا در همان تراز حاصل می‌گردد.

$$SI = (T_{500} - T'_{500}) \quad \text{رابطه (۲)}$$

شاخص کی $(KI) =$ (رابطه ۳)

در این شاخص از سه تراز مشخص، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ میلی بار برای محاسبه آن استفاده می‌شود. در محاسبه این شاخص مقادیر زیاد دمای نقطه شبنم نشان دهنده وجود رطوبت در تراز پایین و افزایش احتمال وقوع همرفت است (صادقی حسینی، ۱۳۸۵، ص ۸). این پارامتر

1. Weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html

2 -Lifted Index

3 -Shoewalter Index

4- K INDEX

مقیاسی از پتانسیل موجود برای تشکیل طوفان است. شاخص KI با استفاده از رابطه مقابل محاسبه می شود: رابطه (۳)

$$KI = (T850 - T500) + Td850 - (T700 - Td700) \quad (۳)$$

شاخص مجموع (TT) = رابطه (۴)

شاخص TT از جمع دو شاخص همرفتی دیگر (VC) و (VT) محاسبه می شود. این روش از رابطه زیر محاسبه می شود.

$$TT = VT + CT$$

$$TT = (T850 - T500) + (Td850 - Td500) \quad \text{رابطه (۴)}$$

شاخص انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی ۲ (CAPE) = رابطه (۵)

CAPE شاخص پیوستگی قائم جواست و میزان انرژی متراکم شناور در سطح تراکم آزاد (LFC)، سطحی که در آن دمای بسته هوا از دمای محیط تجاوز می کند و نسبت به محیط حالت ناپایدار پیدا می کند تا سطح تعادل (el)، سطحی که در آن دمای محیط از دمای بسته هوا تجاوز می کند و بسته هوا نسبت به محیط حالت پایدار پیدا می کند) را بیان می کند

$$CAPE = g \int_{lfc}^{el} \frac{\theta - \theta^*}{\theta^*} dz \quad \text{رابطه ۵ (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶)}$$

در معادله، CAPE بر حسب J/kg از محاسبه می گردد. g: نیروی جاذبه، el: سطح تعادل بسته هوا، LFC: سطح آزاد همرفتی، θ^* : دمای بالقوه محیط، θ : دمای بالقوه توده هوا می باشد. این شاخص حداکثر انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از اثر بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری، نشان می دهد (Weisman et al, 1986: ۴۸۹). مقادیر زیاد CAPE گویای اختلاف بیشتر بین دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است. هرچه این اختلاف بیشتر باشد، نیروی شناوری قویتر و شتاب بالارو بیشتر خواهد شد (صادقی حسینی، ۱۳۸۵، ص ۸۷).

¹ . TOTAL-TOTALS INDEX

² . Convective Available Potential Energy

شاخص PW^1 یا آب قابل بارش (رابطه ۶)

آب قابل بارش به صورت جرم بخار موجود در هوا از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یابین هر دو سطح فشار دلخواه در نظر گرفته می‌شود (بایرزهریس و رابرت، ۱۳۷۷) با توجه به اینکه میزان حداکثر رطوبتی که میتواند در حجم معینی از هوا وجود داشته باشد، به میزان دمای آن وابسته است و با آن نسبت مستقیم دارد، توده هوای مرطوب در اثر صعود فشار آن کم و در اثر انبساط سرد می‌گردد در نتیجه، دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم رسیده و پس از آن قسمتی از رطوبت کم که نمی‌تواند بصورت بخار باقی بماند، متراکم می‌شود و به باران تبدیل می‌گردد (قائم، ۱۳۸۶: ۳۰۶). برای محاسبه آب قابل بارش در نقش شاخصی برای پیش بینی فعالیت همرفتی از این رابطه استفاده شده است.

$$PW = \left(\frac{1}{g} \int_{p_{ccl}}^{p_{el}} \bar{r} dp \right) \times 10^{-1} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این رابطه \bar{r} مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری p_{ccl} و p_{el} (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 (صادقی و رضاییان، ۱۳۸۵: ۹۲).

نمودار اسکيو - تی (skew - t)

دو سطح مهم بر روی نمودار اسکيو تی، سطح مثبت و منفی است. ناحیه مثبت، سطحی است که بسته هوا می‌تواند آزادانه صعود کند و به عنوان مناطق ناپایدار مشخص می‌شوند. در مناطق که ابرهای بار شد عمودی زیاد شکل می‌گیرند، به منطقه انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی یا (CAPE) معروف است (Ralph, 1959). سطح منفی، به عنوان منطقه

¹ . Precipitable Water of Cloud

بازداری همرفتی یا (CIN) مطرح است. در واقع سطحی را که بسته هوای متحرک نسبت به محیط اطرافش سردتر است، سطح منفی می نامند (لشکری، ۱۳۹۰: ۹۰ - ۹۱).

یافته‌ها و بحث

پردازش داده‌های بارش بیش از ۵ میلی متر در ایستگاه تبریز به عنوان ایستگاه مبنای محاسبات برای فصل بهار (۱۹۸۰-۲۰۱۴) نشان می‌دهد که در مجموع ۲۶۷ بار بارش بیش از ۵ میلی متر ثبت شده است. بررسی داده‌های بارش در مقیاس فصلی، بیانگر رخداد بارش-ها در آوریل (فروردین) با ۱۳۳ فراوانی و می (اردیبهشت) با ۹۹ و ژوئن (خرداد) با ۳۵ فراوانی وقوع می‌باشد. به منظور تعیین سهم بارش‌های همرفتی در این منطقه با استفاده از کدهای هواشناسی با علامت ww که ۶۰ تا ۶۵ برای بارش باران و نیز کدهای ۹۱ تا ۹۹ برای بارش‌های سنگین تعریف شده‌اند، فراوانی بارش‌های بیش از ۵ میلی متر مشخص گردیدند و در ادامه شاخص‌های ناپایداری مورد محاسبه قرار گرفتند و با استفاده از آنها، میزان ناپایداری و سهم بارش‌های همرفتی برای هر ماه و در مجموع برای فصل بهار منطقه مورد مطالعه مشخص گردید. نمودار اسکیتی روزهای بارندگی انتخاب و مورد بررسی قرار گرفت.

شاخص KI

بر اساس نتایج حاصل ماه آوریل (فروردین)، در ۶ درصد از بارش‌ها عدم احتمال همرفت، ۴۵/۵ درصد از بارش‌ها پتانسیل بارش همرفتی کم و در ۳۴/۵ درصد از بارش‌ها متوسط و در ۱۴ درصد از بارش‌ها پتانسیل همرفتی بالا را نشان می‌دهد. در ماه می (اردیبهشت)، در ۲/۵ درصد از بارش‌ها عدم احتمال وقوع همرفت، ۴۰/۵ درصد پتانسیل وقوع بارش همرفتی کم و در ۵۴/۵ درصد از بارش‌ها متوسط و در ۲/۵ درصد پتانسیل بالا برای همرفت دیده شد. در ماه ژوئن (خرداد)، در ۱۵ درصد از بارش‌ها عدم احتمال وقوع همرفت، ۱۵/۵ درصد پتانسیل بارش همرفتی کم و در ۲۲ درصد پتانسیل وقوع متوسط و در ۵/۵ درصد پتانسیل بالا برای بارش همرفت دارا می‌باشد.

جدول (۱) شاخص KI برای بارش‌های بیشتر از ۵ میلی متر فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۰ - ۲۰۱۴)

ژوئن		می		آوریل		سطح همرفت	شاخص
درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی		
۱۸	۴	۲/۵	۱	۶	۲	عدم احتمال همرفت	$KI < ۱۵$
۲۲	۵	۴۰/۵	۱۷	۴۵/۵	۱۶	پتانسیل اندک برای همرفت	$۱۵ < KI < ۲۵$
۵۵/۵	۱۲	۵۴/۵	۲۳	۳۴/۵	۱۲	پتانسیل متوسط برای همرفت	$۲۵ < KI < ۳۹$
۴/۵	۱	۲/۵	۱	۱۴	۵	پتانسیل بالا برای همرفت	$KI > ۴۰$

شاخص (SI)

بر اساس این شاخص، زمانی عامل همرفت نقش اصلی در بارش‌های بهاری در شمال غرب ایفا می‌نماید که از شدت کافی برای ایجاد ناپایداری لازم برای رخداد بارش‌ها برخوردار باشد. در ماه ژوئن (خرداد)، ۲۲ نمونه بارش طبق شاخص SI مورد بررسی قرار گرفت، تعداد بارش - های رخ داده در این ماه نسبت به دو ماه قبل از فراوانی کمتری برخوردار است. در این ماه برای ۳۱/۸ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع همرفت کم و یا عدم همرفت و در ۶۸/۲ درصد دیگر بارش‌ها از پتانسیل همرفتی متوسط برخوردار است و عامل همرفت به عنوان عامل اصلی در ایجاد بارش‌ها نقش داشته است. این امر نشان‌دهنده خارج شدن موج‌های غربی از منطقه و جایگزینی نقش همرفتی در رخداد بارش‌های منطقه می‌باشد. در ماه‌های آوریل و می علاوه بر وقوع بارش‌های قابل توجه عامل همرفت از شدت کافی برای ایجاد ناپایداری برخوردار نیستند و موج‌های غربی سبب صعود هوا و ایجاد بارندگی شده‌اند.

جدول (۲) توزیع فراوانی مقادیر شاخص ناپایداری (SI) فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۰-۲۰۱۴)

ژوئن		می		آوریل		سطح ناپایداری	شاخص SI
درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی		
۳۱/۸	۷	۴۹	۲۴	۶۴/۷	۲۲	پایدار	$SI > 0$
۲۲/۷	۵	۳۰/۶	۱۵	۲۳/۵	۸	ناپایداری مشروط	$-1 > SI > -4$
۳۶/۵	۸	۸/۲	۴	۳	۱	ناپایداری نسبتاً زیاد	$-5 > SI > -7$
		۴	۲			ناپایداری شدید	$-8 > SI > -10$
۹	۲	۸/۲	۴	۸/۸	۳	ناپایداری فوق العاده شدید	$-11 < SI <$

شاخص (LI)

این شاخص، نیز بمانند شاخص (SI) مولفه ناپایداری جورا بررسی می‌نماید، در ماه ژوئن (خرداد)، ۲۲ نمونه بارش طبق شاخص LI مورد بررسی قرار گرفت. در این ماه برای ۴۱ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع همرفت کم و یا عدم همرفت و در ۵۹ درصد دیگر بارش‌ها از پتانسیل همرفتی متوسط برخوردار است و عامل همرفت به عنوان عامل اصلی در ایجاد بارش‌ها نقش داشته است. در ماه‌های آوریل (فروردین) نسبت ایجاد بارش‌های همرفتی پایین بوده و در ماه می (اردیبهشت) بارش‌هایی با عامل همرفت ایجاد می‌شود ولی از شدت کافی برخوردار نیست و این موضوع می‌تواند به دلیل ورود سامانه‌های بارشی غربی و مدیترانه‌ای در این ماه از فصل و رطوبت کافی سطح زمین و گذر به فصل گرم سال و گرمایش سطح زمین بوده باشد.

جدول (۳) توزیع فراوانی مقادیر شاخص ناپایداری (LI) فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۰-۲۰۱۴)

ژوئن		می		آوریل		سطح ناپایداری	شاخص LI
درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی		
۴۱	۹	۶۱/۳	۳۰	۷۳/۵	۲۵	پایدار	$LI > 0$
۳۶/۳	۸	۲۲/۴	۱۱	۱۴/۷	۵	ناپایداری ضعیف	$0 > LI > 2$
۱۸/۱	۴	۸/۲	۴	۸/۸	۳	ناپایدار	$-2 > LI > -5$
۴/۶	۱	۴/۰۵	۲			ناپایداری شدید	$-6 > LI > -7$
		۴/۰۵	۲	۳	۱	ناپایداری فوق العاده شدید	$LI < -7$

شاخص (TT)

براساس شاخص (TT) که نشان‌دهنده میزان احتمال وقوع همرفت می‌باشد، نتایج حاصل نشان می‌دهد در ماه آوریل (فروردین)، در ۱۴/۷ درصد از بارش‌ها عدم احتمال وقوع همرفت، ۵۳ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۸/۸ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع توفان‌های شدید منفرد و در ۸/۸ درصد احتمال وقوع توفان‌های شدید پراکنده در مقیاس وسیع و در ۱۴/۷ درصد پراکنش توفان‌های شدید رخ می‌دهد. در ماه می (اردیبهشت) در ۱۱/۵ درصد از بارش‌ها عدم احتمال وقوع همرفت، ۶۸ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۴/۵ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع توفان‌های شدید منفرد و در ۱۱/۵ درصد احتمال وقوع توفان‌های شدید پراکنده در مقیاس وسیع و در ۴/۵ درصد پراکنش توفان‌های شدید رخ می‌دهد. در ماه ژوئن (خرداد)، در ۲۷ درصد از بارش‌ها عدم احتمال وقوع همرفت، ۶۰ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۱۳ درصد پراکنش توفان‌های شدید رخ می‌دهد.

جدول (۴) شاخص TT برای بارش‌های بالای ۵ میلی متر فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۰ - ۲۰۱۴)

شاخص	سطح همرفت		آوریل		می		ژوئن	
	فرآوانی	درصد	فرآوانی	درصد	فرآوانی	درصد	فرآوانی	درصد
$TT < 44$	عدم احتمال همرفت	۵	۱۴/۷	۵	۱۱/۵	۴	۲۷	
$44 < TT < 50$	احتمال رخداد همرفت	۱۸	۵۳	۳۰	۶۸	۹	۶۰	
$51 < TT < 52$	توفان‌های شدید منفرد	۳	۸/۸	۲	۴/۵			
$53 < TT < 56$	توفان‌های شدید پراکنده در مقیاس وسیع	۳	۸/۸	۵	۱۱/۵			
$TT > 56$	پراکنش توفان‌های شدید	۵	۱۴/۷	۲	۴/۵	۲	۱۳	

شاخص PW

براساس نتایج حاصل از بررسی نمودارهای انتخابی اسکمیوتی در ماه‌های آوریل، می و ژوئن برای شاخص pw فرآوانی آب قابل بارش به ترتیب ۲۲، ۳۶، ۲۷ مورد می‌باشد و مقدار بارش دریافتی در سطح زمین نیز به نسبت آن قابل توجه می‌باشد، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ناپایداری و حرکات همرفتی و احتمال وقوع سیلاب در بخش‌های کوهستانی وجود دارد.

جدول (۵) فراوانی شاخص pw برای بارش‌های بالای ۵ میلی متر فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۰-۲۰۱۴)

شاخص		آوریل	درصد	می	درصد	ژوئن	درصد
$pw \leq 10$	کم	۸	۲۲/۹	۶	۱۴/۲	۵	۲۲/۷
$10 < pw < 30$	متوسط	۱۷	۴۸/۵	۱۶	۳۸	۸	۳۶/۳
$30 < pw < 40$	زیاد	۹	۲۵/۷	۱۸	۴۲/۸	۷	۳۱/۸
$pw > 40$	خیلی زیاد	۱	۲/۹	۲	۵	۲	۱۰

شاخص (CAPE)

بر اساس شاخص (cape) که نشان‌دهنده میزان بالاروی و حرکات همرفتی و پایداری و ناپایداری در سطوح جو است، نتایج نشان داد که در ماه آوریل (فروردین)، ۶۵ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۳۵ درصد از بارش‌ها از نوع بارش‌های همرفتی می‌باشد. در ماه می (اردیبهشت) در ۵۹/۲ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۴۰/۸ درصد از بارش‌ها از نوع بارش‌های همرفتی می‌باشد. در ماه ژوئن (خرداد)، ۶۱/۴ درصد از بارش‌ها احتمال وقوع بارش همرفتی و در ۳۸/۴ درصد از بارش‌ها از نوع همرفتی می‌باشد.

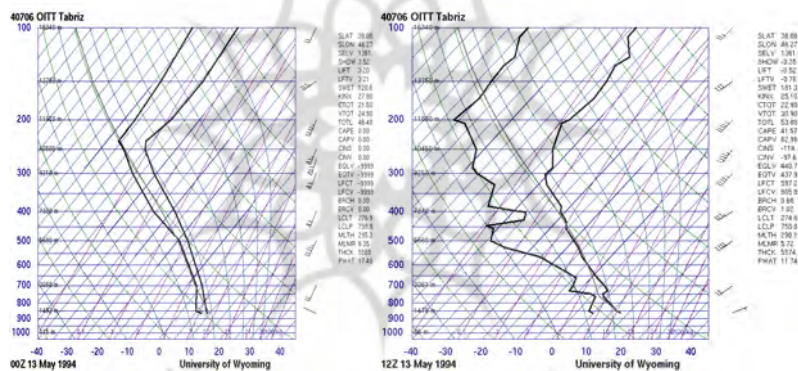
جدول (۶) فراوانی مقادیر شاخص همرفتی cape فصل بهار ایستگاه تبریز (۱۹۸۹-۲۰۱۴)

شاخص CAPE (j/kg)		آوریل		می		ژوئن	
فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۱-۱۰۰۰	نسبتاً ناپایدار	۱۳	۶۵	۱۶	۵۹/۲	۵	۴۱/۶
۱۰۰۰-۲۵۰۰	ناپایدار	۶	۳۰	۹	۳۳/۳	۶	۵۰
۲۵۰۰-۳۵۰۰	بسیار ناپایدار	۱	۵	۲	۷/۵	۱	۸/۴
۳۵۰۰-۴۰۰۰	بی نهایت ناپایدار	۰	۰	۰	۰	۰	۰

بررسی شاخص‌های ناپایداری و همرفتی در بروز بارش‌های شدید ایستگاه تبریز

شاخص ناپایداری SI و LI در این مطالعه مقادیر ناپایداری را نشان می‌دهند هر چه مقادیر منفی باشد احتمال بروز بارش‌های شدید همرفتی را تقویت می‌نمایند، شاخص‌های همرفتی KI و TT و CAPE و PW که احتمال وقوع همرفت را نشان می‌دهند هر چه مقادیر

مثبت و بزرگتر باشند، شرایط ناپایداری را نشان می‌دهند. در نمونه‌های مطالعه شده ایستگاه تبریز حاکی از بروز همرفت در سطوح قائم جو و تراکم بخار آب و نهایتاً بارش همرفتی می‌باشد. در این مطالعه، سوندینگ ساعت ۱۲ و ۰۰ برای مطالعه ناپایداری‌ها مناسب تشخیص داده شد، شکل (۱) بررسی داده‌ها نشان می‌دهد که در شمال غرب ایران در فصل بهار بخش قابل توجه از بارش‌ها از طریق همرفت دامنه‌ای ایجاد می‌شود که با فرارسیدن دوره گرم، شکل‌گیری سامانه‌های همرفتی تقویت شده و با توجه به توپوگرافی منطقه، شاهد بارش‌های شدید در این منطقه می‌باشیم به همین دلیل بروز بارش شدید در ماه ژوئن (خرداد) نسبت به دو ماه قبل بیشتر می‌باشد، در ادامه به بررسی نمودار اسکویوتی شهر تبریز به عنوان ایستگاه نماینده شمال غرب ایران در تاریخ ۱۳ می ۱۹۹۴ می‌پردازیم.



شکل (۱) نمودار اسکویوتی ۱۳ می ۱۹۹۴ ایستگاه تبریز برای ساعت ۰۰ و ۱۲ گرینویچ تهیه شده از سایت دانشگاه وایومینگ

وضعیت پارامترهای هواشناسی در سطوح مختلف جوارزروی نمودار اسکویوتی در جدول زیر نشان داده شد.

سطح ۵۰۰ ساعت ۱۲	سطح ۵۰۰ ساعت ۰۰	سطح ۸۵۰ ساعت ۱۲	سطح ۸۵۰ ساعت ۰۰	سطح ۹۰۰ ساعت ۱۲	سطح ۹۰۰ ساعت ۰۰	۱۳ می ۱۹۹۴
-۲۰	-۱۷	۱۱	۷/۵	۱۵	۱۰	دما
-۴۰ به پایین	-۲۰	۲/۵	۵	۷	۸	نقطه شبنم
۳ درصد	۷۵	۶۰ درصد	۷۵ درصد	۶۰ درصد	۸۵ درصد	رطوبت نسبی
		۱۵ درجه	۱۲ ساعت	۱۴ درجه	۰۰ ساعت	دمای همرفت یا انرژی لازم برای فعل و انفعالات ناپایداری

با استفاده از نمودار اسکیتوی، سطح تراکم هوای صعودکننده LCL برای دو ساعت ۰ و ۱۲ گریجویج بررسی شد. سطح LCL، سطحی است که در آن بسته هوای صعودکننده به حالت اشباع رسیده و تراکم صورت می گیرد و ارتفاع پایین تر آن، زمان بیشتر و وضعیت مطلوبی برای تراکم و رشد ابر و ناپایداری در بسته هوای فراهم می آورد. نتایج بررسی نشان می دهد ارتفاع سطح LCL در ساعت ۱۲ نسبت به ساعت صفر ۵۰ میلی بارپایین تر است. این شرایط بیان کننده وضعیت مناسب تر تشکیل ناپایداری در ساعت ۱۲ روز ۱۳ می ۱۹۹۴ (۲۳ اردیبهشت ۱۳۷۲) می باشد.

نتیجه گیری

از نظر شاخص KI بارش های همرفتی ایستگاه تبریز در ماه آوریل ۴۸/۵ درصد و در ماه می ۵۷ درصد و در ماه ژوئن ۶ درصد بارش ها دارای KI بالای ۲۵ و با پتانسیل متوسط تا قوی بوده است. از نظر شاخص SI نیز آوریل ۱۱/۸ درصد و ماه می با ۲۰/۴ درصد و ماه ژوئن ۴۵/۵ درصد بارش های دارای ناپایداری نسبتاً زیاد تا ناپایداری فوق العاده شدید بوده است. از نظر شاخص LI در ماه آوریل ۱۱/۸ درصد و ماه می با ۱۶/۳ درصد و ماه ژوئن با ۲۲/۷ درصد دارای ناپایداری معمولی تا ناپایداری فوق العاده شدید بوده است. براساس شاخص TT در ماه آوریل ۳۲/۳ درصد و در ماه می ۲۰/۵ درصد و در ماه ژوئن ۱۳ درصد بارش ها از توفان های شدید منفرد تا توفان های شدید را شامل شده اند. براساس شاخص PW در ماه آوریل ۲۸/۶ درصد و در ماه می ۴۷/۸ درصد و در ماه ژوئن ۴۱/۸ درصد در

محدوده شاخص PW زیاد و خیلی زیاد قرار داشته است. براساس شاخص CAPE تمام بارش‌های ماه‌های آوریل و می و ژوئن در محدوده شرایط نسبتاً ناپایدار تا بسیار ناپایدار قرار داشته است. بررسی شاخص‌های ناپایداری در بارش‌های بهاری در ایستگاه تبریز حاکی از این است که همرفت‌ها بطور غالب عامل اصلی صعود هوا هستند. در این بین ماه می بیشترین فراوانی همرفت‌ها را به خود اختصاص داده است. بررسی نمودار اسکویوتی نیز نشان داد که هوای سرد لایه‌های بالایی را اختلاف شدید دمای آن با لایه‌های پایینی عامل اصلی شکل‌گیری ناپایداری‌های همرفتی منطقه هستند. در بهار با تابش خورشید سطح مجاور سطح زمین به شدت گرم می‌شود در حالیکه لایه‌های بالایی همچنان سرد هستند، سرمای لایه‌های میانی می‌تواند به علت نفوذ جریان‌های سرد عرض‌های میانی باشد که همراه با جریان بادهای غربی در این فصل سال در منطقه آذربایجان جریان دارند. بررسی شاخص‌های ناپایداری اقلیمی نشان می‌دهد که بارش‌های شدید به گونه‌ای به وقوع حرکات قائم همرفتی در ترازهای پایین‌تر از ۵۰۰ هکتو پاسکال نیز بستگی دارد بعلاوه سامانه‌های سینوپتیک جوی از جمله سیکلون‌های مدیترانه‌ای شرایط مناسبتری را برای ناپایداری فصل بهار ایجاد می‌کنند. در فصل بهار دامنه‌های آفتاب‌گیر در مقابل تابش عمود خورشید قرار گرفته و در نتیجه همرفت دامنه‌ای باعث تقویت بارش‌های تندی بهاری می‌شود. ترکیب سامانه‌های سینوپتیک جوی با پدیده‌های محلی (همرفت‌های محلی) شرایط را برای بروز بارش‌های سیلابی فراهم می‌آورد. به نظر می‌رسد شناخت این پدیده‌ها در صدور هشدارهای جوی و در جهت کنترل و کاهش اثرات زیان بارسیل در مناطق شهری اثرگذار خواهد بود.

منابع و مأخذ

- باباییان، ایمان، مدیریان، راهله، کریمیان، مریم، ملبوسی، شراره (۱۳۹۰) بررسی توانمندی مدل اقلیمی PRECIS در شبیه سازی بارش های منطقه ای ایران، *پژوهش های جغرافیای طبیعی*، شماره ۷۷ ص ۱۲۵-۱۲۰.
- ثنائی نژاد، سیدحسن و همکاران؛ (۱۳۸۸). تحلیل سینوپتیکی و دینامیکی پدیده های همرفتی محلی به منظور بهبود پیش بینی آن ها، *چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران*، ص ۲۳۴-۲۳۷.
- رسولی، علی اکبر (۱۳۷۸). توزیع مکانی رعد و برقی منطقه سیدنی استرالیا، *دومین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، سازمان هواشناسی کشور*
- جلالی، مسعود و همکاران (۱۳۹۶) شناسایی الگوهای همدید بارش های شدید تابستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، *نشریه جغرافیا و برنامه ریزی*، سال ۲۱ شماره ۵۹ صفحات ۳۹-۲۳.
- خورشیددوست، علی محمد و یوسف قویدل رحیمی، ۱۳۸۳، مطالعه نوسانات بارش و پیش بینی و تعیین فصول مرطوب و خشک زمستانه استان آذربایجان شرقی، *تحقیقات جغرافیایی*، ۳۶-۲۵: ۷۲.
- صادقی حسینی و همکاران (۱۳۸۵) بررسی تعدادی از شاخص های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان، *مجله فیزیک زمین و فضا*. شماره ۳۰ ص ۹۸-۸۳.
- علیجانی، بهلول و همکاران (۱۳۹۵) تحلیل طیفی سری های زمانی بارش سالانه ایران، *نشریه جغرافیا و برنامه ریزی*، سال ۲۰، شماره ۵۷ صفحات ۲۳۶-۲۱۷.
- علیجانی، بهلول (۱۳۷۲) مکانیزم های صعود بارندگی در ایران، *فصلنامه دانشکده ادبیات و علوم انسانی*، دانشگاه تربیت معلم، شماره ۱ ص ۱۰۱-۸۵.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰) کاربرد شاخص های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان های تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز، *مجله فضای جغرافیایی اهر*، سال ۱۱، شماره ۳۴ ص ۱۸۲-۲۰۸.

- کریمی، مصطفی و همکاران (۱۳۹۳) تحلیل همدیدی شرایط رخداد سامانه‌های همرفتی بابرش بیش از ۱۰ میلی متر در جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، سال ۴۶، شماره ۲، ص ۱۵۶-۱۳۷
- مسعودیان، ابوالفضل (۱۳۹۱)، پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران به روش تحلیل خوشه‌ای، فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال چهارم، شماره ۱۱، ص ۳۶-۴۴.
- abhilash, s. Mohan, kumar, shankar, das s. kishore kumar, k, 2010 . Vertical structure of tropical convective systems: observations using vhf radar and cloud resolving model simulations *Meteorology and atmosphere*, no 109, 73-90
- adelekan, i.o.1998. Spatio-temporal variation in thunderstorm rainfall over nigeria. *International journal of climatology* , 18:,1273-1284 .
- banacos, P, schultz, d, (2005), Moisture flux convergence in forecasting convective initiation :historical & operational perspectives ,*Forecasters forum* , page 351.
- davolio , S ,buzzy , a, magus: , P , (2007) high resolution simulations of an intense convective precipitation event, *Meteorology and Atmosphere* , no 95 , 135-154 .
- Iolis , C .j.(2011) winter convective precipitation variability in south eastern europe and its connection to middle tropospheric circulation for the 60-year period , *Theoretical and applied Climatology* .Vole 107,189-200 .
- Mestrangelo, D .Horvath, K , Rocio ,A , Miglietta, MM ,(2011) Mechanisms For Convective Develop Meant In A Long – Lasting Heavy Precipitation Event ,*Over Southeastern Italy Atmospheric Research* ,100 , 586-602.
- Shekinah , N ,P , skriptanova ,E,N,(2008) Prognostic significance of dynamic factors of precipitation generation , *Russian Meteorology and hydrology* , no , 5 , 290-299

- zolina, o, kappa A, A. Simmer, C. Gules, S. K., (2004) analysis of extreme precipitation over europe from different reanalysis: a comparative assessment, *Global and planetary change* 44, 129-161.

