نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال سیزدهم، شماره ۳۱، زمستان ۹۲

تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس شاخص‌های ناپایداری

دریافت مقاله:۹۱/۱۰/۱۳ پذیرش نهایی: ۹۲/۱۰/۱۵
صفحات:۲۴۵-۲۲۷

جعفر معصوم پور سماکوش: استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه، کرمانشاه، ایران[۱]
Email: j.masoompour@razi.ac.ir
مرتضی میری: دانشجوی دکتری اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران
Email:mmiri@ut.ac.ir
حسن ذوالفقاری: دانشیار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه، کرمانشاه، ایران
Email: h_zolfaghari2002@yahoo.com
داریوش یار احمدی: استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
Email: d.yarahmadi@gmail.com

چکیده

مکانیزم‌های صعود بارندگی در مناطق مختلف از الگوهای متفاوتی تبعیت می‌کنند. شناخت این الگوها می‌تواند سطح برنامه‌ریزی محیطی را ارتقاء بخشد. هدف اصلی پژوهش حاضر بررسی ویژگی‌های زمانی بارش‌های بیش از پنج میلی‌متر و تعیین سهم بارش‌های همرفتی شهر تبریز بر اساس داده‌های جو بالا می‌باشد. بدین منظور داده‌های ساعتی بارش ایستگاه تبریز طی دوره آماری بیست‌وشش ساله(۲۰۰۵-۱۹۸۰)، از آرشیو سازمان هواشناسی دریافت و با گزینش داده‌های بارش بیش از۵ میلی‌متر، فراوانی زمانی آنها بررسی گردید. پس از گزینش نمونه‌های مورد بررسی، نمودارهای اسکیو- تی روزهای بارش به همراه شاخص‌های ناپایداری ازقبیل CAPE، LI، TT، SI و KI تجزیه و تحلیل شدند. پردازش این داده ها در مقیاس سالانه بیانگر وقوع مکرر آنها است. حداکثر رخداد این بارش‌ها در بهار و حداقل آنها در تابستان است. در مقیاس ماهانه، بیشترین تعداد وقوع در ماه‌های می و آوریل می‌باشد. نتایج حاصل از ترسیم نمودارهای اسکیو- تی و محاسبه شاخص‌های ناپایداری نشان می‌دهد که نقش عامل همرفت در رخداد بارش‌های دوره گرم منطقه،

۱. **نویسندهٔ مسئول**: کرمانشاه، باغ ابریشم، دانشگاه رازی، دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا، کد پستی: ۶۷۱۴۹۶۷۳۴۶

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

بسیار ناچیز است(تنها در ۲۰ درصد از بارش‌های منطقه تاثیرگذار است)، 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 را نیز فراهم سازد. در مجموع، پس از بررسی ۹۶ نمونه بارش دورهٔ گرم سال مشخص شد که عامل همرفت، بیشترین نقش را در رخداد بارش ماههای ژوئن و می داشته است.

کلید واژگان: همرفت، ناپایداری،شاخص CAPE، نمودار اسکیو- تی، تبریز.

مقدمه

ارتباط تنگاتنگ اقلیم با محیط زیست انسان و تمام جوانب زندگی آدمی، بیانگر نیاز روز افزون بشر در شناخت ویژگی‌های اقلیمی مناطق مختلف است(میری، ۱۳۹۰، ۱). یکی از شرایط جوی که اقلیم را شکل می‌دهد و خود نیز تحت تأثیر اقلیم است، عنصر بارش می باشد. تفاوت‌های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد می‌باشد، این تفاوت‌ها از یک سو به طبیعت رفتار مکانی بارش باز می‌گردد که اساساً متغیری سرکش است و تغییرات مکانی شدیدی را از خود نشان می‌دهد و از سوی دیگر، تنوع منشأ بارش در نقاط مختلف ایران سبب شده در هر منطقه مقدار و زمان ریزش‌های جوی متفاوت باشد(مسعودیان، ۱۳۹۰، ۱۱۳).

یکی از زمینه‌های مطالعاتی و از مشخصات اقلیم شناختی بارش در هر ناحیه، پنهان بودن برخی رفتارهای آن است(عساکره و رزمی، ۱۳۹۰، ۱۳۸). از آنجا که توزیع زمانی و مکانی بارندگی بسیار ناموزون بوده، توزیع منابع آب کشور نیز یکنواخت نیست. از این رو برنامه ریزی و مدیریت منابع آب تحت تأثیر میزان و تغییر پذیری بارش است. بنابراین بارش یکی از متغیرهای اساسی برای ارزیابی بالقوه منابع آب در مناطق مختلف ایران می‌باشد. یکی از راه‌های برنامه‌ریزی و مدیریت مبتنی بر بارش، شناخت خصوصیات بارندگی‌ها و مناطق تحت پوشش آنهاست(اشرفی، ۱۳۸۹: ۲). مطالعه بارش ضمن شناخت پویه و رفتار بارش، امکان برنامه‌ریزی مبتنی بر آن را مهیا می‌سازد. این گونه توجه به بارش به ویژه در نواحی مختلف سرزمین کم آبی مانند ایران که منابع آب آن متکی به بارش و با تقاضای روز افزون جمعیت روبه رشد همراه بوده، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

مکانیزم‌های صعود بارندگی، از جمله عواملی است که سبب متفاوت بودن رفتار بارشی در مناطق مختلف می‌شوند. این عوامل در منطقه شمال‌غرب کشور به خوبی نمایان می‌باشند. بارش‌های رخ داده در این منطقه تحت تأثیر تنوع سیستم‌های سینوپتیکی و محلی همچون:

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

بارش‌های اوروگرافیکی و همرفت دامنه‌ای هستند. عدم همگنی در مقدار و رژیم بارش‌های این ناحیه قابل ملاحظه است. از این رو شناخت سهم هر یک از این بارش‌ها در برنامه ریزی و مدیریت مسائل مختلف از اهمیت بالایی برخوردار است.

زولینا و همکاران[۱](۲۰۰۴)، ارزیابی مقایسه‌ای از بارش‌های شدید بر روی اروپا انجام دادند و بیان کردند که وقوع بارش‌های شدید در زمستان در اروپا دارای الگوهای مشابهی هستند، ولی در تابستان علائم بارش‌های شدید روند متفاوتی دارند. باناکوس و همکاران[۲](۲۰۰۵)، در مطالعه استفاده از همگرایی جریان رطوبت برای پیش بینی و پیش‌یابی بارش‌های همرفتی نتیجه گرفتند که اگرچه تأثیر لایه‌های مرزی در ایجاد همرفت عمیق رطوبت توسط عوامل زیادی همچون عمق چرخش قائم و حضور انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی[۳]و انرژی مانع همرفتی[۴] متأثر می‌شوند، اما جت‌های سطوح بالایی و پایینی تروپوسفر، جبهه زایی و برخی مکانیسم‌های واداشتی، ممکن است همگرایی افقی توده هوا را در بالای سطح زمین موجب شوند که این امر قادر است صعود همرفتی بسته های هوا را تأمین کند. داوولیو و همکاران[۵](۲۰۰۷)، یک نمونه از رخداد بارش‌های همرفتی شدید را با دقت بالا شبیه سازی کردند. نتایج نشان داد که انرژی قابل دسترس در بعد از ظهر فراهم می‌شود. این رخداد در تاریخ ۹-۸ سپتامبر ۲۰۰۲ در جنوب شرق فرانسه منجر به سیل ناگهانی و شدید شده است. شاکینا و همکاران[۶](۲۰۰۸)، در تحقیقی اهمیت آگاهی از دینامیک فاکتورهای ایجاد بارش‌های همرفتی را مورد مطالعه قرار دادند. چینگسن چن و همکاران[۷](۲۰۰۹)، رخداد بارش سنگین در جنوب‌غرب تایوان را در تاریخ ۹ ژوئن ۲۰۰۳ مورد بررسی قرار دادند و کم فشارهای شکل گرفته در شرق فلات تبت و تقویت آنها در تنگه تایوان و همچنین ناپایداری محلی را عامل شکل گیری این بارش معرفی کردند. ترنتمن و همکاران[۸](۲۰۰۹) چند مدل شبیه سازی بارش‌های همرفتی را در جنگل‌های جنوب غرب آلمان مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که حداکثر انرژی همرفتی در دسترس برای این بارش‌ها در اوایل بعد از ظهر رخ می‌دهد.

1. Zolina et al
2. Banacos et al
3. Convective Available Potential Energy(CAPE)
4. Convective inhibition (CIN)
5. Davolio et al
6. Shakina et al
7. Ching-Sen Chen et al
8. Trentmann et al

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

آبیلاش و همکاران[1](۲۰۱۰)، ساختار عمودی سیستم‌های همرفتی میان مقیاس حاره‌ای را با استفاده از مشاهدات رادار VHF و مدل شبیه سازی ابر مورد بررسی قرار دادند. نتایج نشان داد که به طور متوسط، حرکات عمودی بالارونده در همهٔ سطوح برای تروپوسفر در مرحله شکل‌گیری انجام می‌شود. همچنین حداکثر سرعت صعود، در تروپوسفر میانی و نزدیک تروپوپاز مشخص شد. لولیس[2](۲۰۱۱)، تغییرپذیری بارش‌های همرفتی زمستانه جنوب شرق اروپا و ارتباط آن را با گردش‌های سطوح میانی جو طی دوره زمانی ۶۰ ساله مورد بررسی قرار داد. در این تحقیق دو مرکز فعالیت بارش‌های همرفتی مشخص گردید. مرکز اول بر روی ایتالیا و مرکز دوم بر روی جزایر بریتانیا قرار داشت. مَسترانجلو و همکارن[3] (۲۰۱۱)، در بررسی بارشهای سنگین در جنوبشرق ایتالیا نشان دادند که جت سطح پایین منتج شده از الگوی بزرگ مقیاس، محیط ناپایدار همرفتی را ابقاء می کند و در تمامی وقایع بارش سنگین، موجب فرارفت توده هوای مرطوب در سطوح خیلی پایین شده است.

علیجانی(۱۳۷۲) در بررسی مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، نقش عامل همرفت معمولی را در بارش‌های شمال غرب بیشتر از سایر عوامل می‌داند. موسوی و اشرف(۱۳۸۹)، به بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه در مشهد پرداختند. در این تحقیق گسترش سامانه پرفشار سیبری طی فصل گرم سال، همزمان با همرفت هوای گرم و مرطوب جنوبی را باعث ایجاد ناپایداری شدید هوا به طور غیر منتظره بیان می‌کنند. بابائیان و همکاران(۱۳۹۰)، در بررسی توانمندی مدل اقلیمی پرای-سی[4] در شبیه سازی بارش‌های منطقه‌ای ایران بیان کردند که توانمندی این مدل در شبیه سازی بارش‌های همرفتی و ناحیه‌ای ضعیف است. قویدل(۱۳۹۰)، 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 بیان می‌کند که وقوع ناپایداری شدید و توفان تندری مذکور به دلیل ورود جبهه هوای سرد و عوامل سینوپتیک رخ داده است. جوانمرد و همکاران(۱۳۹۰)، 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 پائیز دارای مقادیر کمّی نسبتاً

[1]. Abhilash et al
[2]. Lolis
[3]. Mastrangelo et al
[4]. PRECIS (Providing Regional Climates for Impacts Studies, pronounced pray-sea)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

مشابه‌ای هستند. در حالی که در فصل‌های بهار و مخصوصاً تابستان نسبت به هم تغییر پیدا کرده، و بارش‌های همرفتی عمدهٔ بارش‌های سطح زمین را تأمین می‌کنند.

بر اساس مطالعات صورت گرفته، بارش در شمال غرب کشور طی زمان و مکان‌های مختلف به وسیله فرآیندهای متفاوتی شکل می‌گیرد که قسمتی از بارش‌های صورت گرفته تحت تأثیر سامانه‌های همرفتی ریزش می‌کنند. با توجه به اینکه این بارش‌ها معمولاً در فصل بهار و فصل رویش محصولات کشاورزی رخ می‌دهند، همچنین در بسیاری از مواقع این بارش‌ها از شدت زیادی برخوردار می‌باشند، سهم این بارش‌ها در منطقه و شناخت فرآیندهای شکل دهنده آنها تا حدی ضروری به نظر می‌رسد. از طرف دیگر شناسایی سهم بارش‌های همرفتی در تحقیقات صورت گرفته از تفاضل سهم سایر عوامل صعود محاسبه شده است و کمتر به شاخص‌های ناپایداری و همرفتی توجه شده است. از این‌رو در این تحقیق سعی بر این است که در ابتدا تحلیلی آماری از این بارش‌ها صورت بگیرد و در ادامه با استفاده شاخص‌های ناپایداری سهم بارش‌های همرفتی مشخص گردد. یافته‌های حاصل از این تحقیق می‌تواند در مدل‌سازی بارش، برآورد و پیش بینی بارش، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آبی، برنامه‌ریزی در بخش کشاورزی، مدیریت مخاطرات طبیعی و کنترل و چگونگی بهره برداری از این بارش‌ها مورد استفاده قرار گیرد.

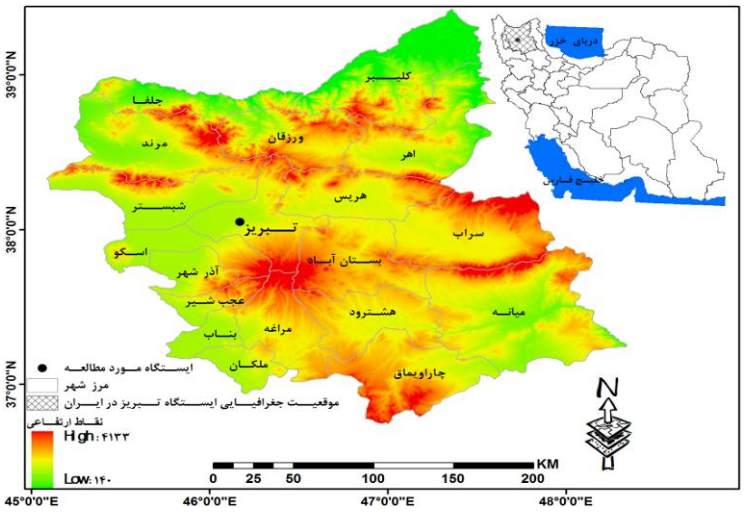
روش تحقیق

مطالعه حاضر سعی در شناخت سهم بارش‌های همرفتی شهرستان تبریز با استفاده از محاسبه شاخص‌های ناپایداری بر اساس داده‌های رادیو سوند ایستگاه تبریز دارد. بدین منظور داده‌های ساعتی بارش ایستگاه تبریز(شکل ۱)، طی دوره آماری بیست‌وشش ساله(۲۰۰۵-۱۹۸۰)، از آرشیو سازمان هواشناسی دریافت شد و با استفاده از نرم افزارهای آماری spss, excel پردازش گردید. با توجه به ماهیت بارش‌های همرفتی، بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر با استفاده از روابط آماری در محیط ArcGis ، از سایر داده‌ها جدا و توزیع زمانی آنها در مقیاس‌های سالیانه، فصلی و ماهانه مورد بررسی قرار گرفتند. به منظور بررسی شاخص‌های همرفتی و ناپایداری، از داده‌های جو بالا - تهیه شده توسط رادیو سوند در ساعت‌های ۰۰ و ۱۲ به وقت گرینویچ- استفاده شده است. این داده‌ها از تارنمای دانشگاه وایومینگ[1]، قابل استخراج می‌باشند. قابل ذکر است که در منطقه شمال‌غرب تنها ایستگاه تبریز از این امتیاز برخوردار می باشد، به همین دلیل تنها از داده‌های این ایستگاه استفاده شده است. در نهایت محاسبه

[1]. weather.uwyo.edu/upper air/sounding.html

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

شاخص‌های ناپایداری از قبیل: CAPE، LI، TT، SI و KI و همچنین ترسیم نمودار اسکیو- تی در محیط نرم‌افزار RAOB انجام شد.



شکل (۱) ارتفاع منطقه مورد مطالعه و موقعیت جغرافیایی ایستگاه تبریز

- شاخص‌های ناپایداری

شاخص بالاروی(LI)[1]

این شاخص اختلاف بین دمای محیط و بسته هوا را در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیان می‌کند ($LI=T_{500}- T_{P500}$). از شاخص LI برای بررسی وضعیت پایداری و ناپایداری جو استفاده می‌شود.

شاخص شولتر(SI)[2]

این شاخص اختلاف بین دمای محیط و بسته هوا را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بیان می‌کند. SI از تفاضل بین دمای محیط در تراز ۸۵۰ و دمای بسته هوا در همان تراز حاصل می‌گردد ($SI=T_{850}-T_{P850}$). در این شاخص اگر SI<0 باشد حالت ناپایداری در جو وجود دارد.

[1]. Lifted Index
[2]. Showalter Index

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

شاخص کی(KI)[1]

این شاخص ساده را جرج (۱۹۶۰) پیشنهاد کرده است که از سه تراز مشخص ۸۵۰،۷۰۰ و ۵۰۰ میلی بار برای محاسبه آن استفاده می‌شود. در محاسبهٔ این شاخص مقادیر زیاد دمای نقطه شبنم نشان دهنده وجود رطوبت در تراز پایین و افزایش احتمال وقوع همرفت است(صادقی حسینی، ۱۳۸۵، ۸۶). این پارامتر مقیاسی از پتانسیل موجود برای تشکیل طوفان است و هیچ‌گونه اطلاعاتی را درباره شدت طوفان در اختیار ما قرار نمی‌دهد. شاخص KI با استفاده از رابطه(۱) محاسبه می‌شود:

$$KI= (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700})$$ رابطه (۱)

شاخص مجموع (TT)[2]

این شاخص توسط میلر در سال ۱۹۷۲ برای شناخت نواحی که از پتانسیل لازم برای توسعه توفان‌های تندری برخوردارند پیشنهاد شد. شاخص TT از جمع دو شاخص همرفتی دیگر (VT) و (VC) محاسبه می‌شود. این روش از رابطه(۲) محاسبه می‌شود:

$$TT= VT + CT$$ رابطه (۲)

$$TT= (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850} - Td_{500})$$

شاخص انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی (CAPE)

این شاخص حداکثر انرژی جنبشی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از اثر بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری، نشان می‌دهد. از شاخص‌های عمده برای پیش بینی‌های یک یا دو روزهٔ ناپایداری و فقط نشان دهنده 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 شتاب بالارو بیشتر خواهد شد(صادقی حسینی، ۱۳۸۵، ۸۷).

دو سطح مهم بر روی نمودار اسکیو- تی مورد توجه قرار می‌گیرند که به سطح مثبت و منفی[3] معروفند. ناحیه مثبت- که به رنگ صورتی بر روی نمودار مشخص می‌شود، سطحی است که بسته هوا می‌تواند آزادانه صعود کند و به عنوان مناطق ناپایدار مشخص می‌شوند. این مناطق که ابرهای با رشد عمودی زیاد در آنجا شکل می‌گیرند، به منطقهٔ انرژی پتانسیل قابل

[1]. K INDEX
[2]. Total-Totals Index
[3] .Positive and Negative Areas

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

دسترس همرفتی یا (CAPE) معروف است(رالف[1]، ۱۹۵۹). سطح منفی - که به رنگ آبی بر روی نمودار مشخص می‌شود، به عنوان منطقه بازداری همرفتی[2] یا (CIN) مطرح است. در واقع سطحی را که بستهٔ هوای متحرک نسبت به محیط اطرافش سردتر است، سطح منفی می‌نامند(لشکری، ۱۳۹۰: ۹۰-۹۱).

جدول (۱) محدوده‌های شاخص‌های دینامیکی مورد استفاده(سیوتس و همکاران[3]، ۲۰۰۳)

شاخص	میزان ناپایداری و همرفت				
LI	LI >0	0 > LI >-2	-3 > LI > -5	-6 > LI >-7	LI < -7
	پایدار	ناپایداری ضعیف	ناپایدار	ناپایداری شدید	ناپایداری فوق‌العاده شدید
SI	SI >0	-1 > SI >-4	-5 > SI >-7	-8 > SI >-10	SI < -11
	پایدار	ناپایداری مشروط	ناپایداری نسبتاً زیاد	ناپایداری شدید	ناپایداری فوق‌العاده شدید
KI	KI <15	15 < KI < 25	39 < KI < 26	KI> 40	
	عدم احتمال همرفت	پتانسیل اندک برای همرفت	پتانسیل متوسط برای همرفت	پتانسیل بالا برای همرفت	
TT	TT < 44	44 < TT < 50	51 < TT < 52	53 < TT < 56	TT> 56
	عدم احتمال همرفت	احتمال رخداد همرفت	توفان‌های شدید منفرد	توفان‌های شدید پراکنده در مقیاس وسیع	پراکنش توفان‌های شدید
CAPE	۱ تا ۱۵۰۰	۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰	2500+		
	مثبت CAPE	وسیع CAPE	فوق العاده CAPE		

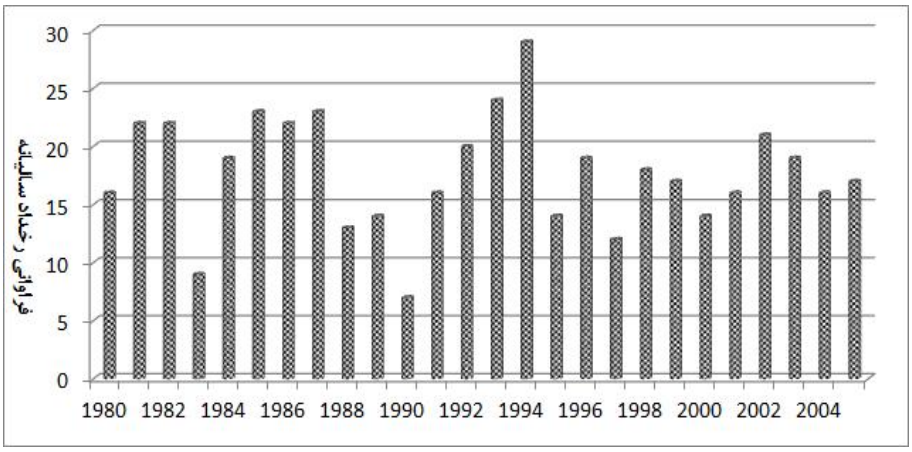
نتایج

پردازش داده‌های بارش بیش از ۵ میلی‌متر در ایستگاه تبریز به عنوان ایستگاه مبنای محاسبات نشان می‌دهد که در مجموع ۴۶۲ بار بارش بیش از ۵ میلی‌متر ثبت شده است. میانگین وقوع سالیانه، در این ایستگاه طی دوره آماری ۱۷/۷۶ روز است. حداکثر رخداد در سال ۱۹۹۴ با ۲۹ وقوع و حداقل آن در سال ۱۹۹۰ با ۷ رخداد ثبت شده است. بررسی داده‌های بارش در مقیاس سالیانه، بیانگر حداکثر رخداد بارش‌ها در دهه‌های گذشته می‌باشد. بطوریکه

[1] .Ralph
[2] .Convective Inhibition Energy (CIN)
[3]. Sioutas et al

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

حداکثر رخداد ها در دهه‌های ۱۹۹۰ و ۱۹۸۰ اتفاق افتاده است. از طرف دیگر بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر در این منطقه، به صورت متناوب به وقوع پیوسته است(شکل ۲).



شکل (۲) فراوانی رخداد سالیانه بارش‌های بیش از ۵ میلی متر در ایستگاه مورد مطالعه (۲۰۰۵-۱۹۸۰)

در مقیاس فصلی حداکثر رخداد بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر در ایستگاه تبریز در فصل بهار و حداقل رخداد این بارش‌ها در فصل تابستان است. نکته قابل توجه در این قسمت وقوع این بارش‌ها در تمامی فصول است(جدول ۲).

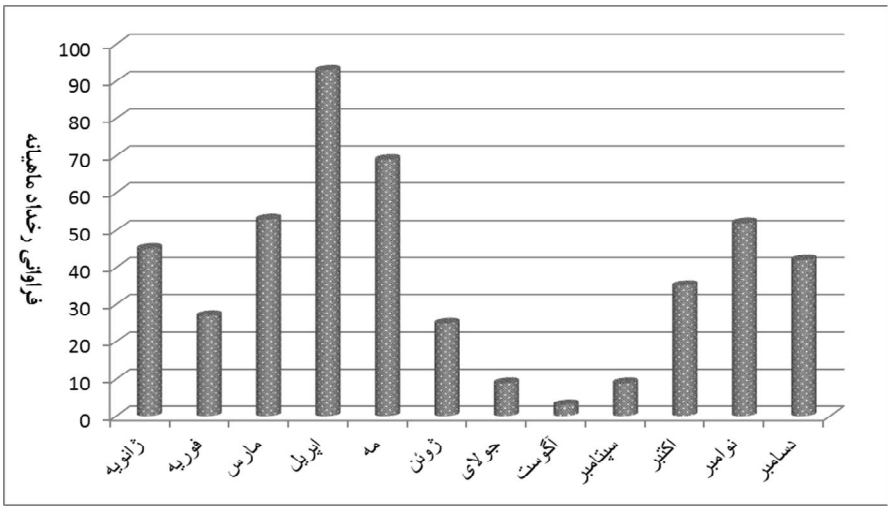
جدول (۲) فراوانی رخداد فصلی بارش‌های بیش از ۵ میلی متر در ایستگاه تبریز (۲۰۰۵-۱۹۸۰)

فصل	فراوانی فصلی بارش
بهار	۱۸۷
تابستان	۲۱
پاییز	۱۲۹
زمستان	۱۲۵
مجموع	۴۶۲

در مقیاس ماهانه، بررسی‌ها نشان داد که حداکثر رخداد این بارش‌ها در فصل بهار به ترتیب در ماه‌های آوریل با ۹۳ و ماه مه با ۶۹ بارش - ثبت شده است. از طرف دیگر حداقل فراوانی وقوع در آگوست با ۳ بارش است. نکته قابل توجه در بررسی ماهانه، رخداد حداکثر بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر در فصل بهار می‌باشد، بطوریکه این حداکثر در ماه مه یا آوریل اتفاق افتاده

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

است. از طرف دیگر رخداد این بارش‌ها برای تمامی ماه‌ها در ایستگاه تبریز ثبت شده است(شکل ۳). این حالت بیانگر رخداد متناوب این بارش‌ها در این منطقه می‌باشد که می‌تواند تحت تأثیر عوامل مختلفی چون قرار گرفتن در مسیر بادهای غربی، موقعیت جغرافیایی و وجود ناهمواری‌های منطقه و غیره باشد.



شکل (۳) فراوانی ماهیانه وقوع بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر برای ایستگاه تبریز (۲۰۰۵-۱۹۸۰)

به منظور تعیین سهم بارش‌های همرفتی در این منطقه و با توجه به فراوانی بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر، داده‌های جو بالا از سال ۱۹۸۰ تا سال ۲۰۰۵ دریافت شد. در نهایت طی دوره ۲۶ ساله، ۹۶ نمونه داده رادیوسوند از سایت دانشگاه وایومینگ دریافت گردید و با استفاده از نرم افزار RAOB نمودارهای اسکیو- تی ترسیم شدند. با ترسیم نمودارهای مذکور شاخص‌های ناپایداری ذکر شده مورد محاسبه قرار گرفتند و با استفاده از آنها، میزان ناپایداری و سهم بارش‌های همرفتی برای هر ماه و در مجموع برای دوره گرم منطقه مورد مطالعه مشخص گردید. در ماه آوریل که آغاز دوره گرم محسوب می‌شود، نمودار اسکیو- تی ۲۷ نمونه بارش ترسیم و مورد بررسی قرار گرفت.

بر اساس شاخص‌های (TT،KI)، که نشان دهنده میزان همرفت می‌باشند، در این ماه بیشترین میزان همرفت محاسبه شده با شدت متوسط بدست آمد(شکل ۴ A و B). بر اساس نتایج حاصل، در ۳۸/۵ درصد از بارش‌های ماه آوریل پتانسیل همرفتی برای رخداد بارش از شدت متوسط و در ۵۳/۸ درصد دیگر از شدت کم برخوردار می‌باشد(جدول ۴). بنابراین در این

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

ماه عامل همرفت تنها در ۳۵ درصد از بارش‌ها نقش دارد، و نمی‌توان به عنوان عامل اصلی رخداد بارش به حساب آورد. در ماه می، ۳۸ نمونه بارش که داده‌های اسکیو- تی آنها موجود بود مورد بررسی قرار گرفت. در این ماه در ۲/۷ درصد از بارش‌ها عدم احتمال همرفت، در ۴۰/۵ درصد میزان پتانسیل همرفتی اندک و در ۵۶/۸ درصد دیگر از بارش‌های رخداده میزان شدت پتانسیل همرفتی متوسط می‌باشد(جدول ۴). بنابراین در این ماه نیز عامل همرفت به عنوان یک عامل کمکی در رخداد بارش‌ها به حساب می‌آید و نمی‌توان آن را به عنوان عامل اصلی بارش‌های تبریز به حساب آورد.

برای اثبات این ادعا، همزمان شاخص‌های ناپایداری مانند(CAPE، LI، SI) محاسبه شدند (شکل ۴). بر اساس این شاخص‌ها، زمانی عامل همرفت نقش اصلی در بارش‌های دوره گرم تبریز(بعنوان نماینده‌ای از منطقه شمالغرب) ایفا می‌کند که از شدت کافی برای ایجاد ناپایداری لازم برای رخداد بارش‌ها برخوردار باشد. در ماه ژوئن تعداد بارش‌های رخ داده نسبت به دو ماه قبل از فراوانی کمتری برخوردار است. در ماه ژوئن، ۱۲ نمونه بارش مورد بررسی قرار گرفت. در این ماه برای ۳۳/۳ درصد از بارش‌ها پتانسیل همرفتی کم و یا عدم همرفت و در ۶۶/۷ درصد دیگر بارش‌ها از پتانسیل همرفتی متوسط برخوردارند. در این ماه میزان انرژی پتانسیل قابل دسترس همرفتی و ناپایداری از شدت مناسب برخوردار است و عامل همرفت به عنوان عامل اصلی در ایجاد بارش‌ها نقش داشته است(جدول ۳). این امر نشان دهنده خارج شدن موج‌های غربی از منطقه و جایگزینی نقش همرفتی در رخداد بارش‌های منطقه می‌باشد. چرا که در ماه‌های اول فصل بهار عامل همرفت از شدت مناسبی برای ایجاد ناپایداری برخوردار نیستند و موج‌های غربی سبب صعود هوا و ایجاد بارندگی می‌شوند. در فصل تابستان فراوانی بارش‌های این منطقه همانند سایر مناطق ایران روند کاهشی چشمگیری دارد. با این وجود در فصل تابستان ۲۲ نمونه بارش بیش از ۵ میلی‌متر برای ایستگاه تبریز ثبت شده است که برای ۹ مورد از این بارش‌ها داده‌های جو بالا در دسترس بود. محاسبه شاخص‌های ناپایداری بر روی نمودار اسکیو- تی برای این بارش‌ها نشان می‌دهد که میزان همرفت موجود در رتبه متوسط و کم قرار دارد. از طرف دیگر ناپایداری ایجاد شده توسط این عامل از نوع مشروط می‌باشد(جدول ۵). با نزدیک شدن به فصل سرد و ورود موج‌های غربی به این منطقه، نقش عامل همرفتی بسیار کمرنگ می‌شود. به طور کلی نقش عامل همرفت در رخداد بارش‌های دوره گرم منطقه مورد مطالعه به عنوان عامل اصلی رخداد این بارش‌ها بسیار ناچیز است. زیرا زمانی می‌توان عامل همرفت را به عنوان عامل اصلی بارش به حساب آورد که نه تنها میزان همرفت از شدت کافی برخوردار باشد بلکه این میزان همرفت ناپایداری لازم برای ایجاد بارش را فراهم آورد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

میزان ناپایداری نیز بر اساس دو شاخص LI و SI محاسبه شده است. بر این اساس در ماه آوریل عامل همرفت تنها در ۳ نمونه از بارش‌ها (۱۱٪) به عنوان عامل اصلی نقش داشته است. این حالت برای ماه می به ۸ نمونه (۲۱ درصد) افزایش یافته است. در ماه ژوئن از بین ۱۲ نمونه بارش بیش از ۵ میلی‌متر، عامل همرفت در ۶ رخداد نقش اصلی را ایفا کرده است. در ماه‌های فصل گرم نیز تنها در ۵ نمونه از بارش‌ها، عامل همرفت به عنوان عامل اصلی به حساب می‌رود(جدول ۵). به طور کلی عامل همرفت بیشترین نقش را در رخداد بارش‌های ماه‌های ژوئن و مه داشته است.

در مجموع دوره گرم و از بین ۹۶ نمونه داده جو بالا، عامل همرفت از نظر فراوانی تنها در ۲۰ درصد از بارش‌ها به عنوان عامل اصلی شناخته شد. برای تایید مطالب ذکر شده میزان درصد فراوانی سالیانه هر یک از شاخص‌های ناپایداری و همرفتی برای بارش‌های مورد بررسی طی دوره مورد مطالعه در شکل (۴) نمایش داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در همهٔ شاخص‌ها شدت بالای همرفت و ناپایداری از درصد پایینی برخوردار است. بنابراین عامل همرفتی در حالت کلی به عنوان یک عامل ثانویه در رخداد بارش‌های دوره گرم شهرستان تبریز(نماینده‌ای از شهرهای شمالغرب ایران) موثر است. همچنین نمودارهای اسکیو- تی به همراه محاسبه شاخص‌های ناپایداری بر روی آنها برای هر ماه به طور نمونه در شکل (۵) نشان داده شده است.

جدول (۳)توزیع فراوانی ماهیانه مقادیر شاخص (CAPE) برای ایستگاه تبریز(۲۰۰۵-۱۹۸۰)

شاخص CAPE	آپریل		مه		ژوئن		ژوئیه		آگوست		سپتامبر	
	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد
1-1500	۱۴	۱۰۰	۱۸	۹۰	۷	۱۰۰	۴	۱۰۰	۱	۱۰۰	۱	۱۰۰
1500-2500			۱	۵								
>2500				۱								

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

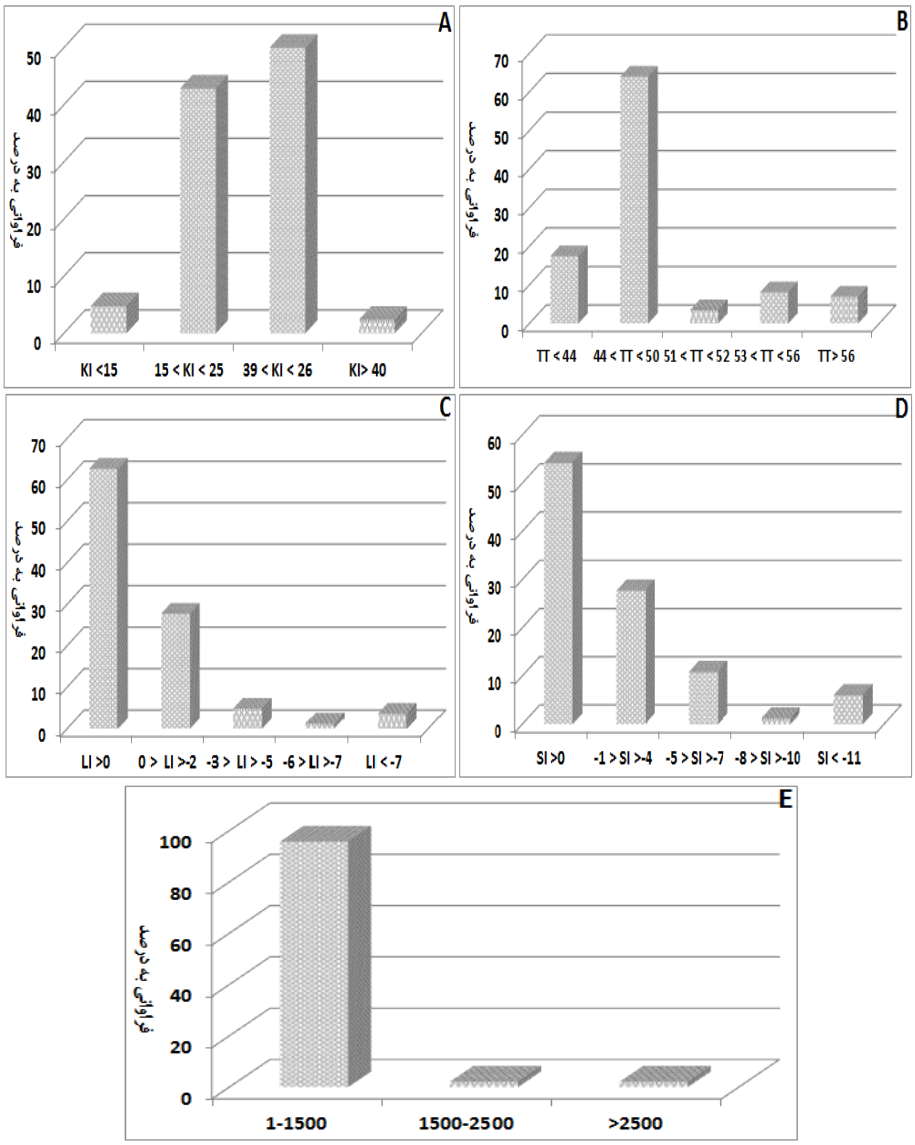
جدول (۴) توزیع فروانی ماهیانه مقادیر شاخص های همرفتی(KI , TT) برای ایستگاه تبریز(۲۰۰۵-۱۹۸۰)

شاخص KI	آپریل		مه		ژوئن		ژوئیه		آگوست		سپتامبر	
	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد
KI <15			۱	۲/۷	۲	۱۶/۷	۱	۲۰				
15 < KI < 25	۱۴	۵۳/۸	۱۵	۴۰/۵	۲	۱۶/۷	۲	۴۰	۲	۱۰۰	۱	۵۰
39 < KI < 26	۱۰	۳۸/۵	۲۱	۵۶/۸	۸	۶۶/۷	۲	۴۰			۱	۵۰
KI> 40	۲	۷/۷										
شاخص TT	**آپریل**		**مه**		**ژوئن**		**ژوئیه**		**آگوست**		**سپتامبر**	
TT < 44	۴	۱۴/۲۹	۴	۱۰/۵	۳	۲۷/۳	۲	۴۰	۱	۵۰	۱	۵۰
44 < TT < 50	۱۶	۵۷/۱۴	۲۸	۷۳/۷	۷	۶۳/۶	۳	۶۰	۱	۵۰		
51 < TT < 52	۲	۷/۱۴	۱	۲/۶								
53 < TT < 56	۲	۷/۱۴	۴	۱۰/۵							۱	۵۰
TT> 56	۴	۱۴/۲۹	۱	۲/۶	۱	۹/۱						

جدول (۵) توزیع فروانی ماهیانه مقادیر شاخص‌های ناپایداری(LI, SI) برای ایستگاه تبریز(۲۰۰۵-۱۹۸۰)

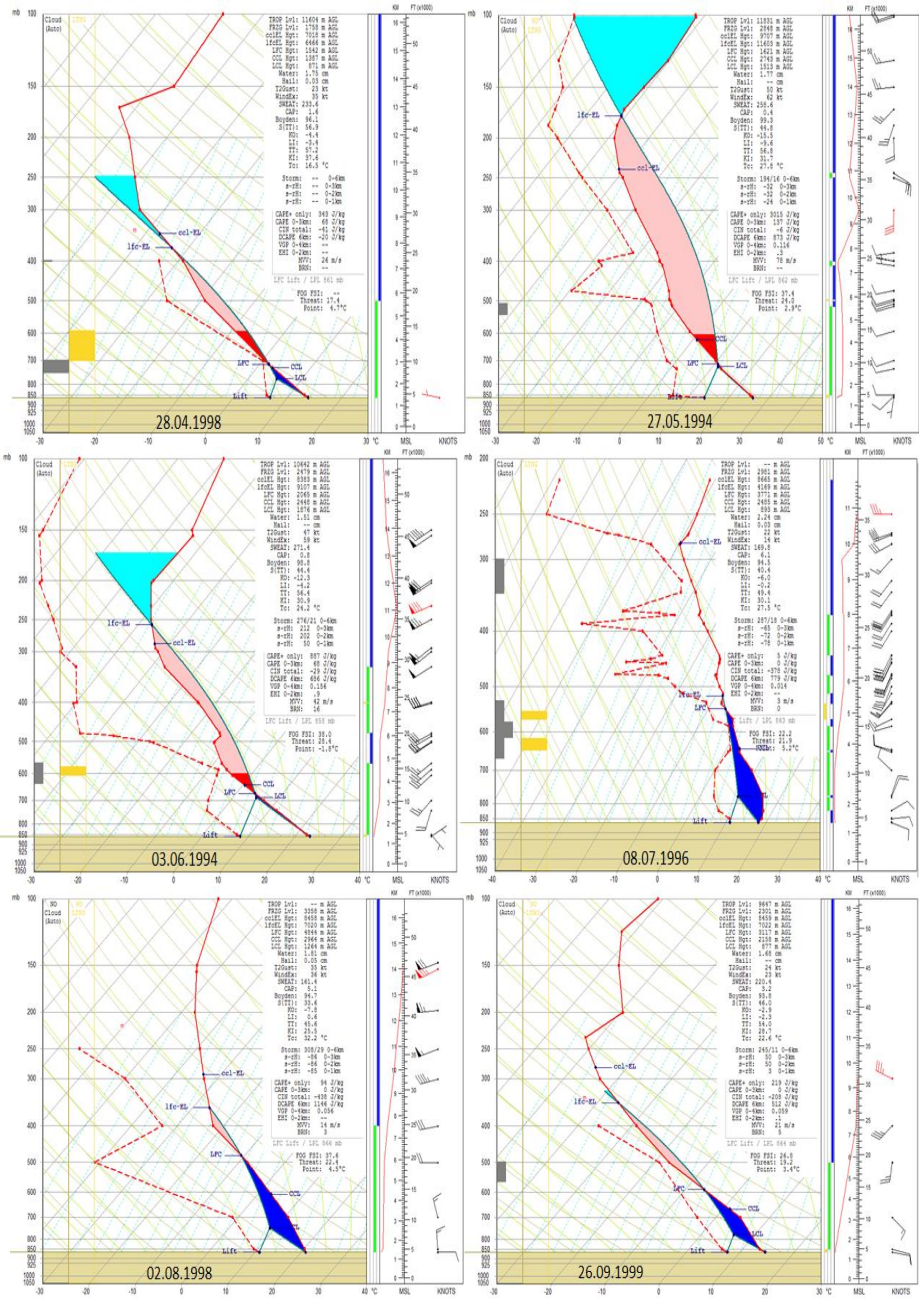
شاخص LI	آپریل		مه		ژوئن		ژوئیه		آگوست		سپتامبر	
	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد	فراوانی	درصد
LI >0	۲۱	۸۰/۸	۲۱	۵۸/۳	۵	۴۱/۷	۲	۴۰	۲	۱۰۰	۱	۵۰
0 > LI >-2	۳	۱۱/۵	۱۱	۳۰/۶	۵	۴۱/۷	۳	۶۰			۱	۵۰
-3 > LI > -5	۱	۳/۸	۱	۲/۸	۲	۱۶/۷						
-6 > LI >-7			۱	۲/۸								
LI < -7	۱	۳/۸	۲	۵/۶								
شاخص SI	**آپریل**		**مه**		**ژوئن**		**ژوئیه**		**آگوست**		**سپتامبر**	
SI >0	۱۸	۶۹/۲	۱۹	۵۲/۸	۴	۳۳/۳	۳	۶۰			۱	۵۰
-1 > SI >-4	۶	۲۳/۱	۱۲	۳۳/۳	۳	۲۵	۱	۲۰			۱	۵۰
-5 > SI >-7			۲	۵/۶	۴	۳۳/۳	۱	۲۰	۲	۱۰۰		
-8 > SI >-10			۱	۲/۸								
SI < -11	۲	۷/۷	۲	۵/۶	۱	۸/۳						

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]



شکل (۴) درصد توزیع فراوانی سالیانه شاخص‌های همرفتی(نمودار A: شاخص KI، نمودار B: شاخص TT)، شاخص‌های ناپایداری (نمودار C: شاخص LI، نمودار D: شاخص SI) و شاخص انرژی پتانسیل در دسترس(نمودارE : CAPE) برای ایستگاه تبریز (۲۰۰۵ - ۱۹۸۰)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]



شکل(۵) نمودارهای اسکیو- تی ایستگاه تبریز برای ماه‌های دوره گرم(با استفاده از نرم افزار RAOB)

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

نتیجه‌گیری

بررسی ویژگی‌های زمانی بارش‌های بیش از پنج میلی‌متر و تعیین سهم بارش‌های همرفتی در منطقه شمال غرب کشور هدف اصلی پژوهش حاضر می‌باشد. به منظور مطالعه دقیق‌تر، داده‌های بارش روزانه ایستگاه تبریز مورد بررسی قرار گرفت و با استخراج بارش‌های بیش از ۵ میلی متر با توجه به ماهیت بارش‌های همرفتی، ویژگی‌های زمانی آنها مورد بررسی قرار گرفت. نمودارهای اسکیو- تی نیز بر اساس داده‌های جو بالا ترسیم شدند. پردازش داده‌های روزانه بارش ایستگاه منتخب و همچنین محاسبه شاخص‌های ناپایداری ایستگاه تبریز نتایج زیر را در بر داشت:

✓ بررسی داده‌های بارش طی دوره آماری ۲۵ ساله برای ایستگاه تبریز ، بیانگر حداکثر رخداد بارش در دهه‌های گذشته می‌باشد. در این ایستگاه در مجموع ۴۶۲ بار بارش بیش از ۵ میلی-متر ثبت شده است. میانگین سالیانه این ایستگاه طی دوره آماری ۱۷/۷۶ روز است. حداکثر رخداد در سال ۱۹۹۴ با ۲۹ وقوع و حداقل آن در سال ۱۹۹۰ با ۷ رخداد ثبت شده است. رخداد بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر در این منطقه به صورت متناوب رخداد دارد (شکل ۲). در مقیاس فصلی حداکثر رخداد بارش‌های بیش از ۵ میلی متر در ایستگاه تبریز در فصل بهار و حداقل آن در فصل تابستان ثبت شده است.

✓ نکته قابل توجه در بررسی ماهانه، رخداد حداکثر بارش‌های بیش از ۵ میلی‌متر در فصل بهار است بطوریکه این حداکثر در ماه مه یا آوریل اتفاق افتاده است، از طرفی رخداد این بارش‌ها برای تمامی ماه‌ها ثبت شده است. این حالت بیانگر رخداد متناوب این بارش‌ها در این منطقه است که می‌تواند تحت تأثیر عوامل مختلفی چون قرار گرفتن در مسیر بادهای غربی، موقعیت جغرافیایی و وجود ناهمواری‌های منطقه و غیره باشد.

✓ محاسبه شاخص‌های ناپایداری بر روی نمودار اسکیو- تی برای این بارش‌ها نشان می‌دهد که میزان همرفت موجود در رتبه متوسط و کم قرار دارد. از طرف دیگر ناپایداری ایجاد شده توسط این عامل از نوع مشروط می‌باشد. با نزدیک شدن به فصل سرد و ورود موج‌های غربی به این منطقه، نقش عامل همرفتی بسیار کمرنگ می‌شود. بطورکلی نقش عامل همرفت در رخداد بارش‌های دوره گرم منطقه مورد مطالعه به عنوان عامل اصلی رخداد این بارش‌ها بسیار ناچیز است. برای اثبات این ادعا همزمان شاخص‌های ناپایداری مانند (CAPE، LI، SI) محاسبه شدند. بر اساس این شاخص‌ها زمانی عامل همرفت نقش اصلی در بارش‌های دوره گرم شمال‌غرب ایفا می‌کند که از شدت کافی برای ایجاد ناپایداری لازم برای رخداد بارش‌ها برخوردار باشد.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

✓ نتایج حاصل از محاسبه میزان و شدت ناپایداری بر اساس شاخص‌های SI، LI نشان داد که میزان ناپایداری ایجاد شده بر اثر عامل همرفت از شدت پایینی برخوردار است و فقط در موارد محدود و با نزدیک شدن به فصل تابستان از شدت کافی برخوردار می‌شود. بنابراین عامل همرفت و ناپایداری ایجاد شده توسط آن نمی‌تواند به عنوان عامل اصلی بارش‌های دوره گرم شهر تبریز باشد و بیشتر به عنوان یک عامل کمکی بشمار می‌رود. به طور کلی نتایج نشان داد که عامل همرفت بیشترین نقش را در رخداد بارش‌های ماه‌های ژوئن و مه دارد. در مجموع دوره گرم و از بین ۹۶ نمونه داده جو بالا، عامل همرفت از نظر فراوانی تنها در ۲۰ درصد از بارش‌ها به عنوان عامل اصلی شناخته شد.

✓ بنابر نتایج این تحقیق می‌توان گفت، بر خلاف مطالعات انجام شده که سهم قابل توجهی از مکانیسم صعود را به عامل همرفتی اختصاص می‌دهند، این عامل به عنوان یک عامل ثانویه در رخداد بارش‌های دوره گرم شهرستان تبریز موثر است، زیرا در نمونه های مورد بررسی این پژوهش، محاسبه همرفت و ناپایداری در همه‌ی شاخص‌ها از شدت پایینی برخوردار بود.

✓ با توجه به نتایج این تحقیق، می‌توان گفت که محاسبه شاخص‌های ناپایداری، برای نمونه‌های بیشتری از بارش‌های شمال غرب بر اساس داده های جو بالا، سهم عامل همرفت کمتر از آن چیزی که تصور می‌شود بدست خواهد آمد. از این رو، بررسی دقیق‌تر نقش عامل همرفت در بارش‌های شمال غرب نیازمند دسترسی به داده‌های بیشتر رادیوسوند دارد و پیشنهاد می‌شود که بر تعداد ایستگاههای ثبت کننده داده‌های جو بالا در منطقه شمالغرب افزوده شود. همچنین بر اساس پیش بین‌های سازمان هواشناسی می‌توان رادیو سوندها را قبل از رخداد بارش‌های دوره گرم به جو فرستاد تا اطلاعات دقیق‌تری از زمان و چگونگی رخداد این بارش‌ها بدست آورد و در نهایت سهم این عامل به طور دقیق مشخص گردد.

منابع و مآخذ

۱. اشرفی، سعیده (۱۳۸۹) **پهنه بندی بارش شمال غرب ایران با استفاده از روش‌های تحلیل خوشه ای و تحلیل ممیزی**، نشریه پژوهش‌های اقلیم شناسی، شماره سوم و چهارم، صص ۲۱-۱.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

۲. بابائیان، ایمان، مدیریان، راهله، کریمیان، مریم، ملبوسی، شراره (۱۳۹۰) **بررسی توانمندی مدل اقلیمی PRECIS در شبیه سازی بارش‌های منطقه ای ایران،** پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۷، صص ۱۴۰-۱۲۵.

۳. جوانمرد، سهیلا، گلستانی، سمانه، عابدینی، یوسفعلی (۱۳۹۰) **مطالعه و بررسی توزیع زمانی و مکانی نرخ بارش‌های همرفتی و پوششی بر روی ایران با استفاده از داده‌های ماهواره TRMM-TMI،** مقاله نامه فیزیک ایران، صص ۲۷۱۹-۲۷۱۶.

۴. رضائیان، مهتاب (۱۳۸۴) **بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان،** پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک، گروه زمین فضا.

۵. صادقی حسینی، سید علیرضا و رضائیان، مهتاب (۱۳۸۵) **بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان،** مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۲، شماره ۲، صص ۸۳-۹۸.

۶. عساکره، حسین، رزمی، ربابه (۱۳۹۰) **اقلیم شناسی بارش شمال غرب ایران،** فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره ۲۵، صص ۱۵۸-۱۳۷.

۷. علیجانی، بهلول (۱۳۷۲)، **مکانیزم‌های صعود بارندگی در ایران،** فصلنامه دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، شماره ۱، صص ۱۰۱-۸۵.

۸. قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰) **کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندری روز ۵ اردیبهشت ۱۳۸۹ تبریز،** فصلنامه فضای جغرافیایی، سال ۱۱، شماره ۳۴: ۱۸۲-۲۰۸.

۹. لشکری، حسن، (۱۳۹۰) **اصول و مبانی تهیه و تفسیر نقشه ها و نمودارهای اقلیمی،** انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران.

۱۰.مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰) **آب و هوای ایران،** اصفهان: انتشارات دانشگاه اصفهان.

۱۱.موسوی بایگی، محمد، اشرف، بتول (۱۳۸۹) **بررسی و مطالعه نمایه قائم هوای منجر به بارندگی‌های مخرب تابستانه: مشهد،** نشریه آب و خاک، شماره ۵، صص ۱۰۴۸-۱۰۳۶.

۱۲.میری، مرتضی (۱۳۹۰) **واکاوی آماری- همدیدی پدیده گرد و غبار در نیمه غربی ایران،** پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

Abhilash, S., Mohan Kumar, K., Shankar Das, S., Kishore Kumar, K., (2010) ***Vertical structure of tropical mesoscale convective systems:***

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

observations using VHF radar and cloud resolving model simulations, Meteorology and Atmospheric Physics, NO 109, 73–90.

Banacos, P., Schultz, D., (2005) ***The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical & Operational Perspectives***, Forecaster's Forum, page 351.

Chen, C.S., Lin, Y.L., Peng, W.C., Liu, C.L.,(2009) ***Investigation of a heavy rainfall event over southwestern Taiwan associated with a subsynoptic cyclone during the 2003 Mei-Yu season***, Atmospheric Research Volume 95, Issues 2-3, 235-254.

Davolio,S., Buzzi, A., Malguzzi,P., (2007) ***High resolution simulations of an intense convective precipitation event***, Meteorology and Atmospheric Physics, No 95, 139–154.

Lolis, C J., (2011) ***Winter convective precipitation variability in southeastern Europe and its connection to middle tropospheric circulation for the 60-year period***, Theoretical and Applied Climatology, Vol107, 189-200.

Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., Miglietta, M.M., (2011) ***Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy***, Atmospheric Research, 100, 586–602.

Ralph, H. E., (1959) ***Glossary of Meteorology***, American Meteorological Society, 1959, pg. 435.

Shakina,N. P., Skriptunova, E. N., Ivanovaand A. R., (2008) ***Prognostic Significance of Dynamic Factors of Precipitation Generation***, Russian Meteorology and Hydrology, No. 5, 290–299.

Sioutas, M.V., Flocas, H. A., (2003) ***Hailstorms in Northern Greece: synoptic patterns and thermodynamic environment***, Theoretical and Applied Climatology, No 75, 189–202.

Trentmann,J., Keil,C., Salzmann,M., Barthlott,C., (2009) ***Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe***, Meteorology and Atmospheric Physics, NO 103, 95–103.

Zolina, O., Kapala,A., Simmer, C., Gulev, S.K., (2004) ***Analysis of extreme precipitation over Europe from different reanalysis: a comparative assessment***, Global and Planetary Change 44, 129–161.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-08]