

تحلیل همدیدی - ترمودینامیکی مکانیسم ابر در منطقه آذربایجان

حسن لشکری^۱
یوسف زارعی^۲
محمد مرادی^۳

چکیده

به منظور بررسی ویژگی‌های همدیدی - ترمودینامیکی سازوکار ابر در منطقه آذربایجان در دوره آماری ۲۰۰۹-۲۰۰۰ با استفاده از دو شاخص بارش متوسط ۱۵ میلی‌متر و بارش فراگیر، ۱۳ روز شاخص انتخاب شد. برای بررسی نحوه تکوین سامانه‌های همدیدی از میدان فشار سطح دریا و ارتفاع ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. از مقدار نمونه ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال برای بررسی فرایند تشکیل ابر و نحوه انتقال بخار آب به منطقه مورد مطالعه، استفاده شد. برای بررسی حرکات‌های بالاسو که سبب شکل‌گیری و افزایش رشد عمودی یا ضخامت ابرهای همرفتی می‌شود، از مؤلفه قائم سرعت باد در دستگاه مختصات فشاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. همچنین شرایط پایداری و ناپایداری جو نیز بر اساس نمودار اسکویوتی تبریز تحلیل شد. نتایج همدیدی نشان داد که در نمونه‌های مورد مطالعه، مکانیسم تشکیل سامانه‌های کم‌فشاری که از منطقه عبور کرده‌اند، به عوامل مختلفی بستگی دارند. در اثر تعمیق ناوه ارتفاع تراز میانی از عرض‌های جغرافیائی جنب قطبی به سوی جنوب دریای مدیترانه، ناوه وارون فشاری دریای سرخ در راستای نصف‌النهار به سوی جنوب دریای مدیترانه توسعه می‌یابد. بخش شمالی این ناوه با ناوه

۱- عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی، گروه جغرافیای طبیعی.

۲- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی (تغییرات اقلیمی) دانشگاه تبریز (نویسنده مسئول). Email:yousef.zarei90@gmail.com

۳- معاون پیش‌بینی سازمان هواشناسی کشور.

ارتفاع تراز میانی، یک سامانه کم‌فشار تشکیل می‌دهند که هوای سرد آن از عرض‌های میانی و رطوبت آن از عرض‌های جنوبی تأمین می‌شود. این سامانه که با جبهه‌های جوی گرم و سرد همراه است، با حرکت شرق سوی خود از روی آذربایجان عبور می‌کند و عامل ایجاد بارش در منطقه می‌شوند. نتایج ترمودینامیکی نشان داد که بین ضخامت ابر و شدت و مقدار بارش ارتباط مثبت غیرخطی وجود دارد یعنی بین مقدار و شدت بارش به‌غیر از ضخامت ابر، عوامل دیگری مؤثرند همچنین نتایج بررسی شاخص‌های ترمودینامیکی نشان دادند که صعود همرفتی در فصل‌های بهار و پاییز به‌همراه جبهه سرد و گرم باعث بارش‌های سنگینی در منطقه می‌شوند.

واژگان کلیدی: مکانیسم ابر، آذربایجان، تحلیل همدید - ترمودینامیکی.

مقدمه

کلیه پدیده‌های که آن را تغییرات وضع هوا می‌نامیم، از یک نسیم بسیار ملایم گرفته تا توفان‌های شدید، و یا از یک آسمان صاف تا هوای ابری و بارانی، همگی ناشی از توزیع نامساوی گرما در جو است. بیش‌تر حرکات هوا و تغییراتی که در آن به وجود می‌آید بر این اصل ساده استوار است که هوای گرم و مرطوب سبک بوده به‌طرف بالا صعود می‌کند، و بالعکس هوای سرد به علت سنگینی به سمت پایین نزول می‌نماید (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۴: ۶۶).

آب‌وهوا مهم‌ترین عاملی است که زندگی بشر را به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم تحت تأثیر قرار می‌دهد. شناخت اجزا و ویژگی‌های آن ضرورتی انکارناپذیر است. در این خصوص منطقه آذربایجان ایران به سبب تنوع توپوگرافیکی و قرارگیری در عرض‌های مدیترانه‌ای دارای شرایط آب و هوایی ویژه‌ای است. به‌طوری‌که این منطقه در برخی از فصول سال از سامانه‌های ناپایداری همچون سامانه‌های مدیترانه‌ای، ادغامی - مدیترانه‌ای و سودانی (لشکری، ۱۳۸۱: ۱۳۳)، سیبری (فتاحی و صالحی پاک، ۱۳۸۸: ۱۳۷)، (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱) و گاهی از سیستم وچرخند اروپا (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۷۰) متأثر می‌شود. این سامانه‌ها به سبب اندرکنش با شرایط محلی موجب رخداد بارش‌های شدید و

رگباری می‌شوند. در این راستا، از آنجای که ابرها تعیین‌کننده شدت، مقدار و نوع بارش‌ها هستند (رسولی و همکاران، ۱۳۹۳: ۴۲)، و میزان ابرناکی آسمان، مقدار رطوبت ورودی و درصد احتمال بارش را نشان می‌دهد و بدین‌جهت که نوع، شدت و مقدار بارش یک سامانه بارشی به منشأ سامانه و درنهایت به مکانیسم ابر بستگی دارد بدین‌سان شناسایی سازوکار ابرهای هر یک از سامانه‌ها یادشده از لحاظ ترمودینامیکی و هم‌دیدگی ما را در شناخت میزان عملکرد سامانه‌ها و شدت بارش آن‌ها یاری خواهد کرد.

از سویی در فصول مختلف، بارش‌ها در منطقه آذربایجان از بُعد مقدار و شدت دارای تفاوت‌های شایان توجهی می‌باشند بر اساس مطالعه صورت گرفته توسط علیجانی (۱۳۸۱: ۲۱۲) عوامل هم‌دیدگی و همرفت‌های محلی که متأثر از شرایط توپوگرافیکی منطقه هستند، به‌صورت توأمان سبب تشکیل ابر و بارش بهاره در منطقه آذربایجان می‌شوند به‌نحوی که در این فصل از سال ابرها به‌طور ناگهانی رشد کرده و موجب رخداد بارش سنگین و رگباری می‌شود در این خصوص اگر با توجه به سازوکار عملکرد ابر و منشأ رطوبتی آن بتوان شدت بارش را از قبل (حتی کوتاه‌مدت) پیش‌یابی کرد می‌توان از شدت خسارت‌های وارده به منابع انسانی و طبیعی کاست.

به‌طور کلی هدف از این مطالعه بررسی هم‌دیدگی - ترمودینامیکی سازوکار ابر تشکیل‌شده در منطقه آذربایجان است تا بر این اساس چگونگی عملکرد سامانه‌های هم‌دید و ورودی به منطقه که باعث رخداد بارش‌های بیش از ۱۵ میلی‌متر می‌شوند مورد شناسایی قرار گیرند. در خصوص مطالعات صورت گرفته در مورد سامانه‌های هم‌دیدگی ترمودینامیکی موجود بارش مطالعات متنوعی در ادبیات ایران و جهان صورت گرفته است، از جمله می‌توان به مطالعه قویدل رحیمی (۱۳۹۰: ۱۸۲)، عزیزی و همکاران (۱۳۸۸: ۱)، خوشحال دستجردی و علی‌زاده (۱۳۸۹)، تایگی (۲۰۱۱) می‌توان اشاره نمود.

لشکری (۱۳۷۵: ۹۸) الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سنگین جنوب‌غرب ایران را مطالعه کرده است. و به این نتیجه رسیدند که وقوع بارش سنگین و سیل‌آسا در جنوب غرب ایران نتیجه تقویت و تشدید فعالیت مرکز کم‌فشار مونسون سودانی و منطقه‌ای همگرایی دریای سرخ و تبدیل آن‌ها به سیستم دینامیکی و ترمودینامیکی می‌باشد. اشجعی باشکند

(۱۳۷۹: ۷) الگوهای سینوپتیکی بارش‌های سنگین شمال غرب ایران را مورد مطالعه و بررسی قرار دادند که به این نتیجه می‌رسد که بیش‌تر بارش‌های سنگین در شمال غرب در فصل‌های روی می‌دهد، که عوامل بارش‌ها، بارش‌های رگباری ایجاد می‌کنند علیچانی و زاهدی (۱۳۸۱) برای تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان، از آمار روزانه بارش ایستگاه تبریز به‌عنوان نماینده منطقه آذربایجان به این نتیجه رسیدند که بیش‌ترین توالی بارش‌ها دو روزه است و شدت بارش‌های اکثر روزها ۱ تا ۵ میلی‌متر است و بیش‌ترین بارش‌ها یک روزه در دوره گرم سال رخ داده است، در صورتی که فصل بارش طولانی‌تر، زمستان است. همچنین قویدل رحیمی (۱۳۹۰) در مطالعات خود نشان داد که احتمال وقوع توفان‌های تندری در تبریز با دوره‌های کوتاه‌مدت امری اجتناب‌ناپذیر است و وجود توفان‌های تندری در تبریز یک خطر دائمی محسوب می‌شود. مسعودیان و همکاران (۱۳۹۰) بارش شمال غرب و غرب را به‌روش تحلیل خوشه‌ای پهنه‌بندی کرده است که به این نتیجه رسیده‌اند که این منطقه برحسب مقدار و زمان دریافت بارش، سه ناحیه بارشی متمایز در منطقه ایجاد می‌کند، که مناطق مذکور شامل منطقه کم بارش، پر بارش و متوسط می‌باشد. فخاری واحد (۱۳۹۱: ۵) در پایان‌نامه خود تحت عنوان مکانیسم ابر در جنوب غرب ایران به تشکیل مکانیسم ابر در این منطقه پرداخته است و کریچک و آلپرت^۴ (۱۹۹۴: ۱۲۲) در مدیترانه شرقی برای کم‌فشارهای بدون جبهه که از منطقه دریای سرخ و سودان به سمت شرق مدیترانه گسترش پیدا کرده و موجب بارش‌های سیل‌آسا می‌شوند نام جدیدی تحت عنوان، زبانه کم‌فشار دریای سرخ برگزیده‌اند. یوکاری و کازوایسا^۵ (۲۰۰۵) در مقاله‌ای تحت عنوان ویژگی‌ها و ابعاد راندمان بارش از ابرهای کومولونیمبوس در جنوب شرق آسیا در جنوب جبهه می‌یو، به این نتیجه رسیدند که اندازه متوسط ابرهای کومولوس به تعداد همگرایی سلول‌ها در ابر و مجموع سلول‌ها و دوام و استمرار در مدت زندگی ابرهای کومولونیمبوس بستگی دارد. یونگان چوی^۶ و همکاران (۲۰۱۲: ۱۰) مقاله‌ای را تحت عنوان

4- Krichak,; Alpert

5- Yukari & Kazuhisa tsuboki

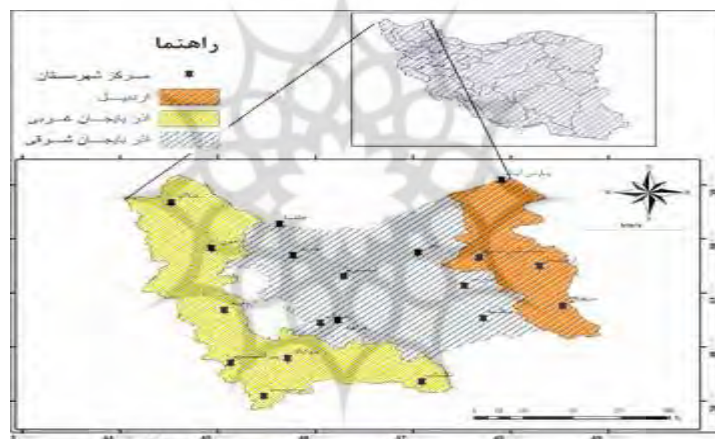
6- Mei yu

7- choi

ویژگی و رشد غیرخطی بردار منفرد بارش باران‌های سنگین در شبه‌جزیره کره را بررسی کرده‌اند.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق منطقه آذربایجان است که بین ۳۵ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۴۹ دقیقه عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۹ دقیقه طول جغرافیایی گسترده شده است. شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه و محدوده پراکندگی ایستگاه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل (۱) نقشه منطقه مطالعاتی و موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

نظر به اینکه رویکرد اصلی این پژوهش مبتنی بر بررسی همدید - ترمودینامیک سازوکار تشکیل ابر در روزهای بارشی منطقه آذربایجان است. لذا نخست آمار بارش ۱۹ ایستگاه واقع در منطقه آذربایجان که دارای آمار پیوسته از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۹ بودند گردآوری شد، آنگاه با اتخاذ دو معیار بارش فراگیر و بارش متوسط روزانه اقدام به شناسایی روزهای شاخص بارشی جهت تحلیل همدید و ترمودینامیک می‌گردد. در این مطالعه بارش متوسط به‌عنوان

بارشی تلقی می‌شود که مقدار بارش هر ایستگاه در طی ۲۴ ساعت مساوی یا بیش‌تر از ۱۵ میلی‌متر باشد و بارش فراگیر بارشی است که حداقل ۵۰٪ از ایستگاه‌های تحت بررسی در آن روز بارشی مقدار بارشی مساوی یا بیش‌تر از بارش متوسط (۱۵ میلی‌متر یا بیش‌تر) را ثبت کرده باشند.

در ادامه، بعد از تعیین روزهای شاخص بارشی، سازوکار همدید - ترمودینامیک ابرهای تشکیل شده در این روزها مورد مطالعه قرار می‌گیرد. بدین منظور اطلاعات مربوط به مشخصات ابرهای از دفاتر سینوپتیک سازمان هواشناسی به صورت دستی استخراج می‌شود و مشخصات میدان فشار سطح دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال جهت بررسی چگونگی عملکرد و تکوین سامانه‌های همدید فعال در این روزهای شاخص و نقشه‌های نم‌ویژه ترازهای ارتفاعی ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال جهت بررسی نحوه انتقال بخار آب به منطقه و برای بررسی حرکت‌های بالاسو که سبب شکل‌گیری و افزایش رشد عمودی یا ضخامت ابرهای همرفتی می‌شود، از مؤلفه قائم سرعت باد در دستگاه مختصات فشاری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال. مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین شرایط پایداری و ناپایداری جو نیز بر اساس نمودار اسکیوتی تبریز تحلیل شد.

از سوی برای بررسی وضعیت ترمودینامیکی نیم‌رخ قائم جو و روشن‌تر شدن زوایایی سامانه‌های همدید فعال در روزهای شاخص، از اطلاعات ایستگاه رادیوگمانه تبریز به همراه نمودارهای اسکیوتی نگاشته شده در این ایستگاه استفاده می‌شود. همچنین جهت بیان رقومی و ارائه یک معیار کلی از وضعیت فیزیکی و ناپایداری جو از شاخص‌های فیزیکی - دینامیکی شوالتر (SI)، شاخص TT، شاخص k و آب قابل بارش که چگونگی محاسبه آن‌ها در ذیل تشریح می‌شود استفاده شد.

شاخص شوالتر (SI): شاخص مذکور توسط البرت شوالتر ارائه شده و بر اساس ضرایب مختلف موجود در تغییرات ابر کومولونیمبوس و همچنین بر مبنای مفهوم ناپایداری پتانسیلی پایه‌گذاری شده است. اساس این شاخص بر رابطه بین دمای خشک و نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال قرار داشته و با استفاده از معادله (۱) مورد محاسبه قرار می‌گیرد:

$$SI = T_{500} - TR \quad \text{معادله (۱)}$$

در معادله فوق: SI شاخص ناپایداری شوالتر، T_{500} دمای بسته هوا در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و TR مقدار دما در محل تلاقی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با خطی که از سطح تراکم صعود همرفتی به موازات بی‌درو مرطوب در نمودار ترمودینامیک رسم شده (دمای حقیقی بسته هوا) هستند.

مقیاس طبقه‌بندی شاخص شوالتر برای تعیین میزان ناپایداری و پایداری و نیز احتمال وقوع توفان به شرح جدول (۲) می‌باشد (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰: ۱۸۹).

جدول (۱) مشخصات شاخص شوالتر (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶)

ردیف	محدوده شاخص شوالتر	وضعیت احتمالی جو
۱	مساوی یا بیش‌تر از ۳	عدم وقوع بارش همرفتی
۲	۱ تا ۳	احتمال وقوع رگبار
۳	۱ تا منفی ۲	احتمال وقوع توفان تندی
۴	کم‌تر از منفی ۳	احتمال وقوع تورنادو

شاخص ناپایداری KI: شاخص مذکور برای محاسبه و آشکارسازی ناپایداری و همرفت در سطوح فوقانی جو به شرح معادله (۲) مورد استفاده قرار می‌گیرد.

$$KI = (T_{950} - T_{500}) + TD_{950}(T_{700} - TD_{700}) \quad \text{معادله (۲)}$$

در معادله فوق حرف T معرف دما و اندیس‌ها گویای ترازهای فوقانی جو و TD نشان‌دهنده دمای نقطه شبنم هستند (زاهدی و چوبدار، ۱۳۸۶). تعیین کم و کیف ناپایداری و درصد احتمال وقوع توفان‌های تندی بر اساس شاخص KI به شرح زیر در جدول (۳) امکان‌پذیر است.

جدول (۲) احتمال وقوع توفان‌های تندری بر اساس شاخص KI (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰: ۱۸۹).

ردیف	مقدار KI	احتمال وقوع توفان‌های تندری
۱	۰ تا ۱۵	۰ درصد
۲	۱۵ تا ۲۰	۲۰ درصد
۳	۲۱ تا ۲۵	۲۰ تا ۴۰ درصد
۴	۲۵ تا ۳۰	۴۰ تا ۶۰ درصد
۵	۳۰ تا ۳۵	۶۰ تا ۸۰ درصد
۶	۳۵ تا ۴۰	۸۰ تا ۹۰ درصد
۷	بیش‌تر از ۴۰	۱۰۰ درصد

شاخص مجموع مجموعه‌ها TT: شاخص ناپایداری و نشان‌دهنده شدت توفان است برای محاسبه این شاخص از معادله (۳) استفاده می‌شود.

$$TT = (T_{950} - T_{500}) + (TD_{950} - T_{500}) \quad \text{معادله (۳)}$$

در معادله فوق نیز همچنین حرف T نشان‌دهنده دما و اندیس‌ها ترازهای فوقانی جو را نشان می‌دهد و TD نشان‌دهنده دمای نقطه شبنم است. وضعیت احتمالی ناپایداری جوی در جدول (۴) نشان داده شده است.

آب قابل بارش

بنابه تعریف آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک را آب قابل بارش گویند (قویدل رحیمی، ۱۳۹۰). در واقع آب قابل بارش جرم بخار آب در ستونی از هوا است که با معادله (۴) به دست می‌آید.

$$pw = \frac{1}{g} \int_{PCCL}^{PEL} rdp) * 10^{-1} \quad \text{معادله (۴)}$$

در معادله فوق Γ مقدار نسبت اختلاط بین سطوح فشاری p_{ccl} و P_{el} (فشار در پایه و قله ابر) هستند.

وانگهی ضخامت ابر برای هریک از روزهای شاخص بارشی با اتخاذ معادله ۵ بدین صورت به دست می آید که ارتفاع پایین و بالای ابر با استفاده از ارتفاع ترازهای موجود در نمودارهای ترمودینامیکی درون یابی و آنگاه ضخامت ابر محاسبه می شود.

$$C = \frac{HC - LC}{\Delta HL} \times (C_X - L_{CH}) + LC \quad (۵)$$

در معادله فوق C ارتفاع ابر برحسب متر، HC ، ارتفاع تراز بالایی برحسب متر، LC ارتفاع تراز پایینی برحسب متر، ΔHL اختلاف ارتفاع بین تراز بالایی و پایینی برحسب متر، C_X ارتفاع تراز مورد نظر برحسب هکتوپاسکال، L_{CH} ارتفاع تراز پایینی برحسب هکتوپاسکال.

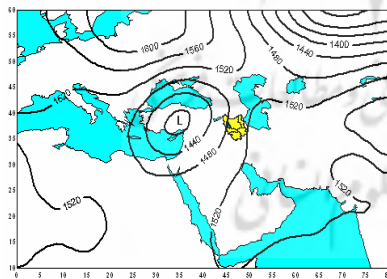
یافته‌ها و بحث

با در نظرگیری دو شرط متوسط روز بارشی و بارش فراگیر، ۱۳ روز شاخص بارشی در طی دوره ۱۰ ساله ۲۰۰۰ - ۲۰۰۹ در منطقه آذربایجان شناسایی شد. بررسی همدید روزهای شاخص نشان می دهد که به سبب قرارگیری یک سیستم واچرخندی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی شبه جزیره عربستان - دریای عمان و عرب رطوبت این پهنه های آبی با گردش ساعت گرد با عبور از تنگه باب باب المندب به سمت دریای سرخ حرکت کرده و در آنجا از طریق بادهای جنوب غربی ناوه کم فشار به سمت شمال شرق و به تبع به منطقه مورد مطالعه منتقل می شود. از سویی نقشه های تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشانگر انتقال رطوبت از روی دریای مدیترانه و سرخ بر روی منطقه است. بررسی میدان فشار ترازهای مختلف در روزهای شاخص بارشی مبین آن است با حرکت ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شرق مدیترانه به سمت شرق نیمه غربی ایران در جهت وزش تاوایی چرخندی و ناپایداری شدید حاصل از آن قرار می گیرد. سامانه کم فشار تراز دریا نیز به تبعیت از ناوه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به سمت شمال شرق حرکت کرده و به منطقه مورد وارد می شود و موجبات ناپایداری شدید و صعود هوا را فراهم می کند.

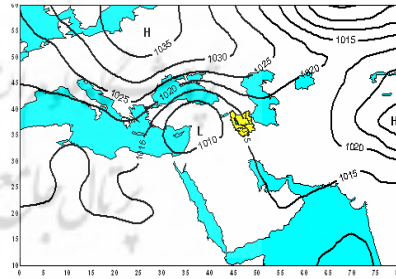
برای تحلیل همدیدی به‌خاطر اینکه حجم تحلیل تمام نمونه‌های موردی بسیار زیاد می‌شد لذا یکی از نمونه‌ها در اینجا آورده شده است

تحلیل نمونه مربوط به یازدهم نوامبر سال ۲۰۰۳

بررسی نقشه‌های SLP روز نهم نوامبر (۴۸ ساعت قبل از وقوع بارش) نشان داد که در این روز یک ناوه فشاری وارون از روی سودان و دریای سرخ، با محور جنوب غرب - شمال شرق به‌سوی شمال غرب ایران امتداد یافته است این سامانه فشاری که شرق دریای مدیترانه را نیز در برمی‌گیرد، در بین دو پشته فشاری قرار دارد که اولی در سمت چپ بر اثر گسترش پرفشار روی اروپا و دومی در سمت راست ناوه به سبب قرارگیری سامانه پرفشار روی دریاچه بالخاش می‌باشد. ناوه فشاری دریای سرخ به‌تدریج به سمت شرق کج می‌شود. در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ دهم نوامبر، پشته شرق ناوه به سمت مناطق غربی ایران گسترش می‌یابد و متعاقباً ناوه فشاری دریای سرخ به سمت شرق جابه‌جا شده و محدودی از شرق مدیترانه تا سواحل دریای خزر را پوشش می‌دهد. در روز شاخص (شکل ۲) ناوه مذکور با خط هم‌فشار ۱۰۱۰ هکتوپاسکال در شرق دریای مدیترانه بسته شده است و پشته فشاری ناشی از پرفشار روی دریاچه بالخاش به‌سوی شرق عقب‌نشینی کرده است. این مرکز کم‌فشار، بیش‌تر نقاط منطقه مورد مطالعه را تحت تأثیر قرار داده است.



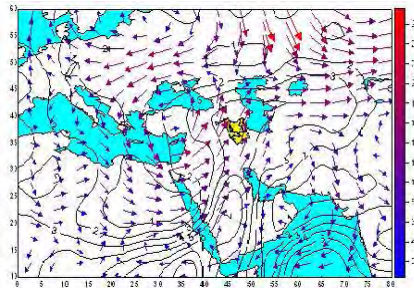
شکل (۳) نقشه سطح ۸۵۰ H
ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ ۲۰۰۳/۱۱/۱۱



شکل (۲) نقشه فشار سطح دریا ساعت ۰۰
گرینویچ ۲۰۰۳/۱۱/۱۱

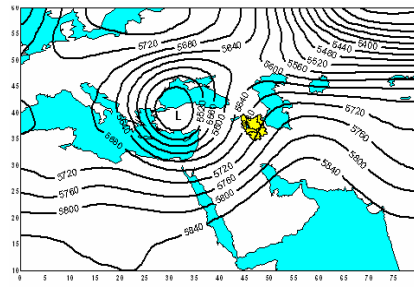
بررسی آرایش توپوگرافی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۴۸ ساعت قبل از وقوع بارش نشان می‌دهد که مرکز کم ارتفاعی با پربند ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال دریای خزر بسته شده است که ناوه حاصل از این چرخند با راستای شمال غربی جنوب شرقی غرب ایران و عراق تا مدیترانه شرقی را در بر گرفته و انتهای جنوبی ناوه تا جنوب سودان گسترش یافته است. منطقه مورد مطالعه در شرایط بسیار مناسبی از جلو ناوه قرار دارد. در روز دهم نوامبر ۲۰۰۳ انحناى چرخندى ناوه افزایش یافته به طوری که منطقه شمال غرب و نیز نوار غربی ایران در شرق ناوه ارتفاعی این تراز قرار گیرد. در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز یازدهم نوامبر ۲۰۰۳ (شکل ۴). در شرق دریای مدیترانه یک کم ارتفاع بریده شکل می‌گیرد. این سامانه شمال غرب ایران را تحت تأثیر فعالیت خود قرار می‌دهد. از آنجائی که در این گونه سامانه‌ها جبهه‌های جوی می‌توانند در اطراف آن وجود داشته باشد (باقری، ۱۳۸۹)، از این رو عبور جبهه گرم سبب تشکیل ابرهای پوششی و بارش‌های مداوم و عبور جبهه سرد سبب تشکیل ابرهای جوششی و بارش‌های رگباری در منطقه شمال غرب ایران می‌شود.

الگوی نم‌ویژه (گرم بر کیلوگرم) و بردار باد (متر بر ثانیه) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز نهم نوامبر ۲۰۰۳ نشان می‌دهد که در این ساعت خط هم‌مقدار ۴ واحدی در منطقه شمال غرب قرار گرفته است و شرایط برای ایجاد ابرهای پوششی فراهم شده است. و بادهای جنوب غربی از شرق دریای مدیترانه مقادیر کم‌ویژه کم را به سوی منطقه مورد مطالعه را منتقل می‌کند در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز دهم نوامبر ۲۰۰۳ اگرچه مقادیر کم‌ویژه در منطقه مورد مطالعه کاسته شده است، ولی مجدداً مقادیر کم‌ویژه زیاد با بادهای تقریباً جنوبی از منطقه غرب دریای سرخ به سوی منطقه شمال غرب ایران انتقال می‌یابند. در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز یازدهم (شکل ۵) دیده می‌شود که نم‌ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در شمال غرب ایران افزایش یافته است به گونه ای که منطقه درون خط هم‌مقدار بیش از ۴ واحد قرار گرفته است. این وضعیت می‌تواند برای تشکیل ابرهای متفاوت و بارش در منطقه شمال غرب مناسب باشد.



شکل (۵) نقشه نم‌ویژه تراز H ۷۰۰ ساعت

۲۰۰۳/۱۱/۱۱ گرینویچ ۰۰

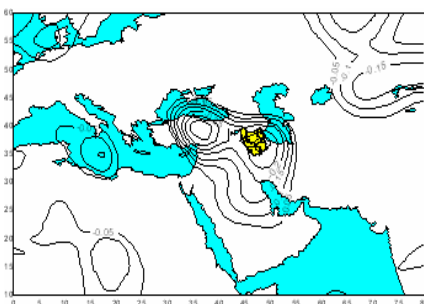


شکل (۶) نقشه ارتفاع H ۵۰۰ ساعت

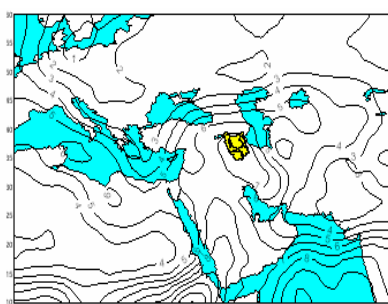
۲۰۰۳/۱۱/۱۱ گرینویچ ۰۰

بررسی الگوی نم‌ویژه (گرم بر کیلوگرم) در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز نهم نوامبر ۲۰۰۳ نشان می‌دهد. که هسته‌ای با نم ویژه بالا بر روی دریای سرخ قرار دارد که زبانه‌ای با امتداد جنوبی - شمالی پس از عبور از روی عربستان و عراق تا منطقه مورد مطالعه امتداد دارد. در روز یازدهم نوامبر ۲۰۰۳ (شکل ۶) زبانه‌ای از نم ویژه بالا از روی جنوب دریای سرخ با امتداد جنوبی شمالی با عبور از روی عربستان و عراق تا منطقه مورد مطالعه امتداد یافته است. در این روز خط هم‌مقدار ۷ گرم بر کیلوگرم از روی منطقه مورد مطالعه عبور کرده است. در واقع نم ویژه از دریای گرم و مرطوب عمان، عرب و سرخ از طریق کم‌فشار سودانی بر روی منطقه مطالعاتی منتقل شده است.

نقشه میدان حرکت بالاسو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ نهم نوامبر ۲۰۰۳ نشان می‌دهد که در این تراز حرکت بالاسوی قوی در شمال غرب ایران رخ داده است. در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز دهم نوامبر ۲۰۰۳ این حرکت بالاسوی قوی تضعیف شده است و مقادیر کمینه این کمیت که معرف حرکت بالاسوی شدید می‌باشد، در شرق دریای مدیترانه و شرق دریای سرخ قرار گرفته است این مقادیر کمینه در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز یازدهم نوامبر ۲۰۰۳ به سوی نیمه غربی ایران منتقل می‌شود و هسته بیش‌ترین سرعت بالاسوی این تراز فشاری منطقه شمال غرب ایران را در برمی‌گیرد و ناپایداری بر روی این منطقه را تشدید کرده است (شکل ۷).

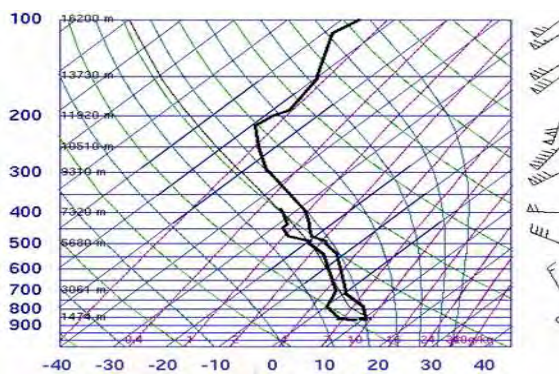


شکل (۷) میدان حرکات بالاسو تراز H ۵۰۰
ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ ۲۰۰۳/۱۱/۱۱



شکل (۸) نم ویژه تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال
ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ ۲۰۰۳/۱۱/۱۱

شکل (۸) نیمرخ قائم میدان دما و دمای نقطه شبنم را برحسب درجه سلسیوس در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز یازدهم نوامبر سال ۲۰۰۳ در ایستگاه کاوش جو تبریز نشان می‌دهد. از بررسی این شکل دیده می‌شود که شاخص ناپایداری K برابر ۲۹/۲ درجه سلسیوس و شاخص مجموع مجموعها برابر ۴۷/۲ درجه سلسیوس است. بنابراین شرایط برای ناپایداری و تشکیل ابر کومولونیمبوس در منطقه شمال غرب کشور فراهم شده است. از سویی مقدار آب قابل بارش در این ایستگاه ۱۶/۴ میلی‌متر بوده که بیانگر زیاد بودن محتوای آب ابر در منطقه می‌باشد. بدین‌سان منطقه شمال غرب ایران در روز یازدهم نوامبر ۲۰۰۳، تحت تأثیر یک سامانه بارشی است که به سبب مقادیر نم‌ویژه بالا و حرکت بالاسوی شدید، ابرهای همرفتی از نوع کومولوس و کومولونیمبوس می‌توانند تشکیل شوند. این ابرها بارش‌های رگباری با وزش باد در منطقه ایجاد می‌کنند. رشد عمودی این ابرها از رشد افقی آنها بیش‌تر می‌باشد.



شکل (۸) اسکویوتی ایستگاه کاوش جو تبریز در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ یازدهم ماه نوامبر سال ۲۰۰۳

نتایج حاصل از محاسبه هر کدام از شاخص‌های سنجش ناپایداری جوی برای همرفتی بودن بارش‌ها در جدول (۳) آورده شده است. با توجه به نتایج به‌دست آمده مندرج در جدول (۳) می‌توان به نکات زیر اشاره کرد.

جدول (۳) مقادیر شاخص‌های وقوع همرفتی بودن هوا

ردیف	تاریخ نمونه‌ها	si	Ki	TT	pw
۱	۱۸/۱۱/۲۰۰۹	۲/۲۷	۲۸/۹۰	۴۹	۱۴/۴۵
۲	۱۲/۲/۲۰۰۸	۹	۱۸/۷۰	۴۲	۱۱/۴
۳	۴/۲/۲۰۰۷	۷	۲۱	۴۳/۸	۱۱/۱۴
۴	۴/۲/۲۰۰۶	۱۰	۱۶/۹۰	۳۷/۱۰	۱۲/۴۷
۵	۳/۲/۲۰۰۴	۱۱	۱۵/۵۰	۳۶/۱۰	۱۱/۵۰
۶	۳/۵/۲۰۰۵	۳/۹۸	۲۵/۹۰	۴۴/۶۰	۱۷/۹۱
۷	۱/۵/۲۰۰۴	۴/۶۱	۲۶	۴۳/۸	۱۷/۵
۸	۲۳/۴/۲۰۰۴	۱/۸۸	۲۸/۳	۴۸/۲	۱۶
۹	۲۶/۳/۲۰۰۳	۷/۷۹	۲۲/۱۰	۳۹/۴۰	۱۵/۲۴
۱۰	۱۱/۱۱/۲۰۰۳	۲/۷۰	۲۹/۲	۴۷/۲	۱۶/۴۰
۱۱	۱۸/۱۱/۲۰۰۱	۱/۶۵	۲۹/۳۰	۵۱/۸۰	۱۲/۱۸
۱۲	۱۶/۴/۲۰۰۳	فاقد اسکویوتی			
۱۳	۲۴/۳/۲۰۰۰	فاقد اسکویوتی			

با توجه به مقدار عددی شاخص شوالتر (SI) در ساعت ۰۰۰۰ به وقت گرینویچ احتمال وقوع توفان‌های تندری در فصل‌های بهار و پاییز در منطقه مورد مطالعه قابل پیش‌بینی است با اینکه اسکویوتی شهر تبریز در ساعت ۰۰۰۰ به وقت گرینویچ است و بارش‌های منطقه آذربایجان در فصول مذکور عمدتاً در بعد از ظهرها اتفاق می‌افتد، لذا احتمال افزایش این شاخص تا زمان وقوع بارش افزایش می‌یابد. ولی در فصل زمستان شاخص شوالتر عدم احتمال وقوع توفان‌های تندری را نشان می‌دهد.

با توجه به مقادیر عددی شاخص K (KI) احتمال وقوع توفان‌های تندری در ایستگاه تبریز در تمام نمونه‌های فصول بهار و پاییز بین ۴۰ تا ۶۰ درصد می‌باشد که احتمال وقوع توفان‌های تندری را در این بازه زمانی تأیید می‌کند و احتمال افزایش شاخص KI در بعد از ظهرها نیز بیش‌تر می‌باشد.

بررسی مقادیر عددی شاخص TT در ساعت ۰۰۰۰ به وقت گرینویچ برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که در پاییز در تمام نمونه‌ها TT بیش‌تر از ۴۷ بوده است که نشانگر وجود حرکات بالا روی همرفتی در حد امکان وقوع توفان‌های تندری بوده که برای فصل بهار با اینکه شاخص مذکور احتمال همرفتی بودن ابرها را نشان می‌دهد ولی به نسبت پاییز از مقادیر پایینی برخوردار است. این شاخص نیز مثل شاخص SI و KI برای فصل زمستان عدم احتمال وقوع طوفان‌های تندری را تأیید می‌کند.

آب قابل بارش در فصل بهار بیش‌ترین مقدار بوده است با مقدار بیش از ۱۵ گرم در مترمکعب در حالی که فصل پاییز دارای مقادیر کم‌تری بوده و فصل زمستان دارای کم‌ترین مقدار بوده است.

از سویی نتایج حاصل از درون‌یابی ارتفاع ابر نشان می‌دهد که در روز بارش ابر به‌صورت واحد یکپارچه و ضخیم بوده است. با استخراج ضخامت ابر برای نمونه‌های مورد مطالعه و مقایسه آن با مقدار بارش مشخص شد که بین ضخامت ابر و شدت بارش یک معادله غیر خطی درجه ۳ می‌باشد (معادله ۶) رابطه مثبت ولی غیرمستقیم وجود دارد و

همبستگی بین مقدار بارش و ضخامت ابر ۰/۸ می‌باشد به عبارت دیگر، علاوه بر ضخامت ابر عناصری که در شدت بارش تأثیرگذار بودند، سرعت بالای سوی قوی در جو بالا (امگای منفی) و رطوبت موجود در منطقه بوده است. به طوری که وجود سرعت قائم بالاسوی قوی در منطقه، به شرط موجود بودن رطوبت بالا بارش‌های شدیدتری را ایجاد می‌کرد. فخاری واحد (۱۳۹۱: ۱۳۰)، در مطالعه خود به این نتیجه رسیده است که عدم رابطه مستقیم بین ضخامت ابر و شدت بارش را تأیید می‌کند،

$$R^2 = 0.6366Y = 2E - 07X^3 - 0.0026X^2 + 11.622X - 17521 \quad (۶)$$

جدول (۴) ضخامت ابر (متر)، مجموع بارش (میلی‌متر)، امگا و نم ویژه (گرم بر کیلوگرم) در ترازهای مختلف برای هر یک از نمونه‌های مورد مطالعه در ایستگاه‌های مطالعاتی

ردیف	تاریخ	ضخامت ابر	مجموع بارش	حرکت بالاسو	نم ویژه تراز hp۷۰۰	نم ویژه تراز hp۸۵۰
۱	۱۸/۱۱/۲۰۰۹	۴۶۴۴	۳۴۴	-/۴	۵	۷
۲	۱۲/۲/۲۰۰۸	۳۸۳۸	۳۴۷	-/۲	۳	۴
۳	۴/۲/۲۰۰۷	۵۱۹۸	۳۰۱/۶	-/۵	۳	۴
۴	۴/۲/۲۰۰۶	۳۳۷۸	۳۴۶	-/۴۵	۴	۵
۵	۳/۲/۲۰۰۶	۵۷۴۹	۵۷۴	-/۳	۳/۵	۵
۶	۳/۵/۲۰۰۵	۴۹۴۰	۳۰۰	-/۵۵	۵	۷
۷	۱/۵/۲۰۰۴	۵۴۹۴	۳۹۹/۳	-/۲۵	۴/۵	۹
۸	۲۳/۴/۲۰۰۴	۴۲۸۲	۵۴۲/۷	-/۲۵	۴	۱۱
۹	۱۱/۱۱/۲۰۰۳	۴۹۸۷	۳۰۳/۲	-/۳	۴/۵	۷
۱۰	۲۶/۳/۲۰۰۳	۳۶۰۶	۳۴۴	-/۷۵	۴	۸
۱۱	۱۸/۱۱/۲۰۰۱	۵۲۰۶	۳۵۷	-/۴	۵	۷

نتیجه‌گیری

در این مطالعه با توجه به شاخص بارش متوسط و بارش فراگیر ۱۳ روز شاخص جهت تحلیل همدید- ترمودینامیکی مکانیسم ابر در منطقه آذربایجان شناسایی شد.

تحلیل نقشه‌های میدان باد و نم‌ویژه تراز ۷۰۰ و ۸۵۰ مبین آن است که بیش‌ترین فرا رفت رطوبت از دریای سرخ با امتداد جنوب غربی و شمال شرقی بر روی منطقه صورت گرفته است. به عبارتی رطوبت از دریای عرب و دریای عمان با حرکت ساعت‌گرد سامانه ساعت کردی که در این هنگام بر روی دریای عرب و شبه‌جزیره عربستان قرار گرفته به سمت دریای سرخ منتقل می‌شود و از آن طریق توسط ناوه مستقر بر روی دریای سرخ به سمت شمال شرق و منطقه مورد مطالعه منتقل می‌شود. همچنین از مقایسه نقشه فرار رفت رطوبت در ترازهای مختلف مشخص شد که بیش‌ترین فرا رفت رطوبت از منطقه همگرایی دریای سرخ در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال صورت گرفته است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نیز رطوبت قابل توجهی از دریای سرخ به همراه دریای مدیترانه بر روی منطقه فرا رفت شده است. وانگهی از بررسی میزان نم‌ویژه ترازهای مختلف ارتفاعی مستفاد می‌شود که در فصل بهار، میزان رطوبت موردنیاز برخی از بارش‌ها از خود منطقه که حاصل از رطوبت موجود از بازش مای قبلی است تأمین می‌شود.

از سویی پرفشار عربستان مشخص‌کننده جهت جریان باد بر روی دریای عرب در تراز پایین است و باعث انتقال رطوبت از دریای عرب به دریای سرخ و منطقه جنوب غرب ایران می‌شود. ایزدنگهدار (۱۳۷۰)، لشکری (۱۳۷۵). در مورد نقش پرفشار عربستان در انتقال رطوبت بر جلو سامانه کم‌فشار، منطقه همگرایی دریای سرخ مطالعاتی انجام داده است که نتایج این پژوهش یافته‌های آن‌ها را تأیید می‌کند. فخاری واحد (۱۳۹۱) در مورد انتقال رطوبت از دریای عرب به روی دریای سرخ و انتقال این رطوبت در جلو سامانه کم‌فشار بر نیمه غربی ایران نیز به نتایج مشابهی رسیده است.

برای الگو یابی سینوپتیکی ابرهای شمال غرب ایران از نقشه‌های سامانه‌های فشار سطوح تراز ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. در روزهای شاخص ناوه سامانه‌های کم‌فشار با امتداد شمالی - جنوبی قرار گرفته بودند که منطقه مطالعاتی در جلو ناوه قرار داشت و هسته ناوه‌ها در بین عرض‌های جغرافیایی، تقریباً ۳۳ تا ۵۵ درجه بسته می‌شوند زمانی که در روزهای شاخص ناوه از حد معمول عمیق‌تر در جلوی ناوه حرکت بالاسو (امگا)

شدید بود ولی با افزایش عمق ناوه بارش افزایش نمی‌یافت به عبارتی دیگر عمق ناوه با امگا ارتباط مستقیم دارد ولی با مقدار بارش ارتباط خاصی را نشان نمی‌دهد، بلکه نم‌ویژه و رطوبت درون سامانه تعیین‌کننده شدت بارش می‌باشد. معادلات دینامیکی نشان می‌دهند که هر چقدر عمق ناوه زیاد باشد، میزان فعالیت سامانه‌های فشاری به شدت افزایش می‌یابد. در صورتی که نم‌ویژه در منطقه برای بارش مهیا باشد، آنگاه افزایش عمق ناوه سبب افزایش میزان بارش می‌شود. در حالتی که رطوبت کم باشد و شرایط برای بارش فراهم نباشد، انرژی سامانه به صورت انرژی جنبشی تخلیه می‌شود. در این صورت سرعت وزش باد افزایش می‌یابد.

مطالعه ترمودینامیکی نوع ابرهای بارش‌زا در شمال غرب با این پیش‌فرض که ابرهای همرفتی بیش‌ترین بارش را ایجاد می‌کنند نشان داد که احتمال بارش از ابرهای همرفتی در بهار و پاییز با توجه به شاخص‌های ناپایداری در منطقه وجود دارد ولی این شاخص‌ها آن‌چنان زیاد نیستند، بلکه با ورود جبهه‌های سرد و گرم و همچنین قرارگیری منطقه مورد مطالعه در زیر منطقه واگرایی بالایی می‌تواند باعث تشدید ناپایداری‌ها شود ولی در فصل زمستان عمده بارش‌ها دینامیکی بوده است و با ورود جبهه‌ها ایجاد می‌شوند.

منابع

- اشجعی، محمد (۱۳۷۹)، «بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران»، استاد راهنما، خیراندیش، محمد؛ دانشگاه تربیت مدرس.
- ایزد نگهدار، زهرا (۱۳۷۰)، «بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم‌های مدیترانه‌های مخصوص و اثرات آن بر روی ایران»، پایان‌نامه ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- باقری، جلیل (۱۳۸۹)، «ارتباط الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تیپ‌های هوای منطقه کوهستانی ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۵، شماره ۹۶، صص ۱۷۶-۱۵۳.
- خوشحال دستجردی، جواد و تیمور علی‌زاده (۱۳۸۹)، «بررسی هم‌بندی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۲۴/۶ در خراسان رضوی»، فصلنامه برنامه‌ریزی و آمایش فضا، شماره ۴.
- رسولی، علی‌اکبر؛ جهانبخش، سعید و احمدرضا قاسمی (۱۳۹۳) «بررسی ارتباط بین پارامترهای ابر و بارش روزانه»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۱۲، صص ۴۲-۲۳.
- زاهدی، مجید، چوبدار، اصغر (۱۳۸۶)، «مقایسه شاخص‌های ناپایداری جوی حوضه آبریز آجی‌چای با استانداردهای ناپایداری جوی و تعیین الگو برای حوضه»، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره ۹، صص ۴۴-۲۳.
- عزیزی، قاسم؛ نیری، معصومه؛ رستمی جلیلیان، شیما، (۱۳۸۸)، «تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین غرب کشور (مطالعه موردی: بارش‌های دوره ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶-۲۴ اسفند ۱۳۸۵)»، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۴.
- علیجانی، بهلول؛ زاهدی، مجید (۱۳۸۱)، «تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان»، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره مقاله ۵۴۹.
- علیزاده، امین؛ کمالی، غلامعلی؛ موسوی، فرهاد و محمد موسوی‌بایگی (۱۳۸۴)، «هوا و اقلیم‌شناسی»، دانشگاه فردوسی مشهد.
- فتاحی، ابراهیم؛ صالحی پاک، تهمینه (۱۳۸۸)، «تحلیل الگوهای سینوپتیکی یخبندان‌های زمستانه ایران»، فصلنامه جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳، صص ۱۳۶-۱۲۷.

- فخاری واحد، مجتبی (۱۳۹۱)، «تحلیل ترمودینامیکی مکانیسم ابر در جنوب غرب ایران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهیدبهشتی، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۹۰)، «کاربرد شاخص‌های ناپایداری جوی برای آشکارسازی و تحلیل دینامیک توفان تندی روز ۵ اردیبهشت (۱۳۸۹) تبریز»، *فصلنامه فضای جغرافیایی*.
- لشکری، حسن (۱۳۷۵) «الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران»؛ پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- لشکری، حسن (۱۳۸۲)، «مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران»، *مجله مدرس*، دوره ششم، شماره ۲.
- محمدی، بختیار و ابوالفضل مسعودیان (۱۳۸۹)، «تحلیل هم‌دیدگی بارش‌های سنگین ایران مطالعه موردی: آبان ۱۳۷۳»، *فصلنامه جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۹، صص ۷۰-۴۷.
- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ دارند، محمد و سکینه کارساز (۱۳۹۰): «پهنه‌بندی بارش غرب و شمال غرب ایران به روش تحلیل خوشه‌ای»، *فصلنامه جغرافیای طبیعی*، سال ۴، شماره ۱۱.
- مفیدی، عباس (۱۳۸۳)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۷۵، صص ۹۳-۷۱.
- مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و غلامرضا جانبازقبادی (۱۳۸۵)، «تعیین الگوی هم‌دیدگی بارش‌های شدید و سیل زای پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر»، *فیزیک زمین و دریا*، دوره ۳۳، شماره ۳، صص ۱۵۴-۱۳۱.
- Bhishma, Tyagi, V. Naresh, Krishna, A.N.V, Satyanarayana (2011), "Study of thermodynamic indices in forecasting pre-monsoon thunderstorms over Kolkata during STORM pilot phase 2006-2008", Vol. 56, Issue 3, pp 681-698.
- Krichak, S; Alpert, P. (1994). "Effects of winter monsoon Variability in the eastern Mediterranean," 616, WCRP-84, pp 215-222.

- Yonghan Choi, Joowan Kim and Dong-kyou Lee (2012), "Characteristics and nonlinear growth of the singular vector related to a heavy rainfall case over the Korean peninsula", *Advances in Atmosph Eric Sciences*, Vol. 29, No. 1, PP 10 -28.
- Yukari Shusse Y; Kazuhisa Tsuboki (2005), "Dimension characterristics and precipitation efficiency of cumulonimbus cloud in the region far south the mei-yu front over the eastern Asian continent", *Hydrospheric Atmospheric Research Center*, Nagoya University, Nagoya, Japan.
- <http://www.skyste.be/weather-calculators.htm>.

