

بررسی همدیدی و ترمودینامیک رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی

جواد خوشحال دستجردی^{۱*}، تیمور علی زاده^۲

۱- دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

پذیرش: ۸۹/۶/۱۸

دریافت: ۸۸/۱۲/۱۵

چکیده

در ایران، رژیم بارش بیشتر از نوع زمستانی است و بارش‌های تابستانی، اندک و به صورت اتفاقی رخ می‌دهند. در این پژوهش، بارش‌های ایجادکننده سیل در استان خراسان رضوی را - که در تاریخ ۸۸/۶/۲۴ اتفاق افتاد و در شهر درگز و دیگر شهرهای استان سیلاب به وجود آورد - بررسی کرده‌ایم. برای شناسایی این رگبار مخرب، داده‌های بارندگی ایستگاه‌های همدید و اقلیم‌شناسی را در روز یادشده استفاده کرده‌ایم؛ بعد از تعیین مقدار بارندگی، ویژگی‌های ترمودینامیک رگبار مورد نظر را با استفاده از داده‌های رادیوسوند و نمودار اسکیتوی^۱ ایستگاه مشهد تحلیل کرده‌ایم؛ در نهایت، با استفاده از داده‌های جو بالا - که از مرکز ملی پیش‌بینی محیطی^۲ و مرکز ملی مطالعات تحقیقات جوی^۳ ایالات متحده گرفته شده - تحلیل همدید جهت پدیده مورد نظر را انجام داده‌ایم. بدین منظور، نقشه‌های فشار تراز پانصد هکتوپاسکال و همچنین نقشه‌های فشار تراز دریا برای دو روز قبل از رگباری و روز رگباری را به صورت شش ساعته ترسیم کردیم. تحلیل همدیدی نقشه‌ها بیانگر آن است که سامانه ایجادکننده این رگبار در اثر حرکت رو به شمال و شرق پرفشار آزر، و عقب‌نشینی شاخه جنوبی آن در اثر عمیق شدن ناوه کم‌فشار قطبی ایجادشده و نیز اندرکنش با کم‌فشار گنگ، ناپایداری و رگبار را ایجاد کرده است.

واژه‌های کلیدی: رگبار گرمایی، تحلیل همدیدی، شاخص‌های ناپایداری.

E-mail: j-khoshhal@ltr.ui.ac.ir

* نویسنده مسئول مقاله:

1. Skew-t
2. National Centers For Environmental Prediction
3. National Centers For Atmospheric Research



۱- مقدمه

بارش را براساس عوامل صعود می‌توان به چند دسته تقسیم کرد؛ بارش‌های جبهه‌ای، بارش‌های سیکلونی، بارش‌های همرفتی و بارش‌های کوهستانی (علیجانی، ۱۳۸۲: ۲۳۹). بارش‌های همرفتی در مقیاس‌های محلی، در نتیجه ناپایداری اتفاق می‌افتد و اگر این همرفت‌ها بر اثر گرما ایجاد شوند، آنها را همرفت حرارتی، و باران‌های واقع شده به این شیوه را رگبارهای گرمایی می‌نامند. (علیجانی، ۱۳۸۲: ۲۴۴). برای مطالعه و پیش‌بینی این بارش‌ها از شاخص‌های ناپایداری استفاده می‌شود. این شاخص‌ها روابطی هستند که به کمک آنها می‌توان ناپایداری همرفتی منطقه‌های مختلف جو را بررسی کرد. شاخص‌های ناپایداری در پیش‌بینی فعالیت‌های همرفتی به کار می‌روند و بیشتر به کمک نمودارهای ترمودینامیک و داده‌های رادیوسوند محاسبه می‌شوند. (حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). هدف از این پژوهش، مشخص کردن علت‌های رگبار گرمایی است که در ساعت ۴:۳۰ تا ۵:۳۰ بعد از ظهر ۲۴ شهریور سال ۱۳۸۸ در استان خراسان رضوی رخ داد. و باعث وارد شدن خسارات‌های جانی و مالی در سطح استان، از جمله مفقود شدن پنج نفر در شهر درگز، و همچنین وقوع سیل و آب‌گرفتگی خانه‌ها در روستاهای شهر درگز و کلات شد؛ علاوه بر موارد ذکر شده، این رگبار ویرانی مزارع کشاورزی در حاشیه رودخانه سررود، کلات و قره‌تیکان را در پی داشت (خبرگزاری فارس، ۱۳۸۸).

تاکنون، برای شناسایی رگبارها و بارش‌های سنگین در دنیا مطالعات زیادی صورت گرفته است. کومار (۲۰۰۸) بارش‌های سنگین ۲۶ جولای ۲۰۰۵ در بمبئی هندوستان را - که در مدت ۲۴ ساعت به ۹۹۴ میلی‌متر رسیده بود - با استفاده از مدل WRF^۱ بررسی کرد و به این نتیجه رسید که این بارش، نتیجه تعامل سامانه آب و هوایی در مقیاس هم‌دیدگی با سامانه متوسط مقیاس و نیز اشکال موجود در سواحل و عوارض سطحی است؛ کورتونی و همکاران (۱۹۹۸) بارش رگباری یازدهم و دوازدهم ژانویه ۱۹۹۷ را - که بر روی یونان و در ارتباط با جبهه سرد رخ داده بود - با استفاده از مدل WRF مطالعه کردند. و از تحلیل این مدل نتیجه گرفتند که در ظهور همرفت‌های عمیق، سه

عامل مؤثر است: ناپایداری، منبع رطوبت و تاوایی قائم بالارو که قبل از ورود جبهه قطبی در محل موجودند؛ ای، لانا (۲۰۰۷) درباره بارش‌های سنگین نواحی مدیترانه و بالیاریک ایسلند مطالعه کرده و برای پیش‌برد مطالعات خود، سازوکار پویای^۱ الگوهای جوی را در این ناحیه خوشه‌بندی کرده است. ترویوکی کاتو (۲۰۰۴) بارش‌های ناحیه نیگاتا فوی کوشیما را در روزهای سیزدهم و هجدهم جولای ۲۰۰۴ بررسی کرده و نتیجه گرفته که عامل اصلی این بارش‌ها تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است؛ دونگ کیولی و همکاران (۲۰۰۹) بارش‌های سنگین هجده‌روزه، از سوم جولای تا هفدهم اگوست ۱۹۸۸ جنوبی را با استفاده از روشی گسترشی با مقیاس همدیدی مطالعه کردند و به این نتیجه رسیدند که مهم‌ترین علت بارش‌ها استقرار جبهه‌های موسمی بوده که به مدت بیست روز بر روی مرکز چین و شبه‌جزیره کره حاکمیت داشته است. سال‌هاست که درباره برخی پدیده‌های ناپایداری جوی برای بارش‌های سنگین مطالعه می‌شود؛ ولی برخی پژوهشگران (هنری نورم، ۱۹۹۹؛ کورالتو (۲۰۰۷) و کامول پرومساخا (۲۰۰۸) شناسایی ناپایداری‌های جوی را برای برخی پدیده‌های جوی نظیر رگبارها، توفان‌های تندی و تورنادوها ضروری می‌دانند. روبرتو بویزا (۱۹۹۶) با استفاده از ناپایداری خطی، نقش پویای جو کژفشار را در ارزیابی سامانه مانع در طول تابستان ۱۹۹۰ مطالعه کرد. وی نشان داد که ناپایداری کژفشاری را امواج سیاره‌ای به وجود می‌آورد. ایسا (۱۹۹۷) همرفت‌های محیطی واقع در مایورکای اسپانیا را مطالعه و آنها را در پنج گروه تگرگ، بارش سنگین، توفان، توفان همراه بارش و تورنادو تقسیم‌بندی کرد. ماریناکی و همکاران (۱۹۹۷) نیز با مطالعه درباره شاخص‌های ناپایداری برای پیش‌بینی‌های آب و هوایی، جهت تعیین این شاخص‌ها آستانه‌ای را به دست دادند.

۲- داده‌ها و روش‌شناسی

برای انجام دادن مطالعات همدید، دو روش وجود دارد: در روش اول، وضعیت هر لحظه جو، به صورت مستقل و ثابت در نظر گرفته می‌شود و در روش دوم، محقق ابتدا روزهای حاکمیت یک پدیده یا فرایند محیطی را شناسایی می‌کند و سپس الگوهای گردش روزهای مذکور را بررسی و گروه‌بندی می‌کند. (علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۴ و ۱۵). در این پژوهش، برای شناسایی



رگبار مورد نظر، از روش دوم استفاده کرده‌ایم. بدین منظور، نخست داده‌های مربوط به بارش، فشار، دما و نقطه شبنم را در روز رخداد سیلاب در استان خراسان رضوی (۲۴ / ۶ / ۸۸) به صورت ساعتی از سازمان هواشناسی کشور گرفتیم؛ همچنین اطلاعات مربوط به جو بالا (رادیسوند) در ساعت‌های ۰۰ و ۱۲ گرینویچ (۳.۵ و ۱۵.۵ به وقت محلی) را در این روز و روزهای قبل از آن، از سایت دانشگاه ایومینگ تهیه و استفاده کردیم؛ سپس برای رسم و تحلیل نقشه‌ها داده‌های مربوط به فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، باد و رطوبت ویژه برای روز رخداد بارش و دو روز قبل از آن را به صورت شش ساعته از سایت cdc برای نیم کره شمالی گرفتیم. برای نشان دادن شار رطوبت جو^۱ از معادله وزش و جمله همگرایی براساس قانون پیوستگی ماده استفاده کرده‌ایم. این معادله در قالب روابط زیر خلاصه شده است:

$$Qq = -\left(u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y}\right) \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\nabla q \vec{v} = -\left(q \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad \text{رابطه (۲)}$$

$$mfc = qQ - \nabla q \vec{v} \quad \text{رابطه (۳)}$$

در رابطه ۱، Qq ؛ معادل وزش رطوبت، q ؛ رطوبت ویژه و u و v به ترتیب مؤلفه باد مداری و نصف‌النهاری است و در رابطه ۲، $\nabla q \vec{v}$ ؛ همگرایی افقی شار رطوبت در راستای تغییر بر روی مدار و نصف‌النهار است (Benacos and Schultz, 2005). از ترکیب روابط ۱ و ۲ معادله mfc حاصل می‌شود که برای بیان شار رطوبت و جهت آن به کار می‌رود. پس از بررسی بارش ایستگاه‌ها، ناپایداری جوی در منطقه را به کمک مهم‌ترین شاخص‌های ناپایداری نظیر $Is, Cape, Tt, KI, Sweat, Pw$ تحلیل کردیم؛ در پایان، برای نشان دادن چگونگی

1. Mfc

تحول بسته هوا و تکمیل بحث‌ها نمودارهای اسکیتوی (skew-t) روز رخداد بارش را تجزیه و تحلیل کردیم.

۳- بحث

ایران به علت قرار گرفتن در کمربند خشک نیم‌کره شمالی و استقرار پرفشار جنب‌حاره در دوره گرم سال بر روی آن، یک ناحیه کم‌باران به حساب می‌آید؛ علاوه بر آن، بیشترین بارش در این کشور در فصل زمستان و تنها در دوره سرد سال اتفاق می‌افتد؛ بنابراین، در ایران، وقوع بارندگی در فصل گرم و به‌ویژه تابستان، نادر است. پدیده‌های جوی نادر به‌ویژه بارش‌های شدید خارج از فصل، خسارت‌هایی فراوان در این کشور در پی دارد؛ بنابراین، برای پیش‌بینی این پدیده‌ها شناخت آنها ضروری است بارش روز ۲۴/۶/۱۳۸۸ استان خراسان رضوی، یکی از این پدیده‌های نادر است. جدول ۱ مقدار بارش در ایستگاه‌های مستقر در این استان را در روز مذکور نشان می‌دهد.

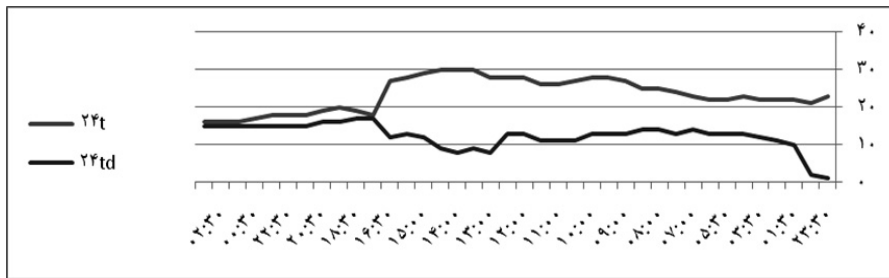
جدول ۱ مقادیر بارش ۲۴/۶/۸۸ در ایستگاه‌های استان خراسان رضوی به میلی‌متر (سازمان هواشناسی کشور)

مقدار بارش (میلی‌متر)	ارتفاع ایستگاه (متر)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	نام ایستگاه
۲۳	۱۸۷۰	۴۹	۳۵	درگز
۱۸/۱	۹۹۹	۵۹	۳۶	مشهد
۶/۳	۱۴۵۰	۵۹	۳۵	تربت حیدریه
۲	۹۵۰	۶۰	۳۵	تربت جام
۰/۸	۲۳۵	۶۱	۳۶	سرخس
۱۳/۲	۱۱۰۹	۵۸	۳۵	کاشمر
۱/۱	۱۱۷۶	۵۹	۳۶	گلمکان
۸/۴	۱۴۰۰	۵۹	۳۵	فریمان

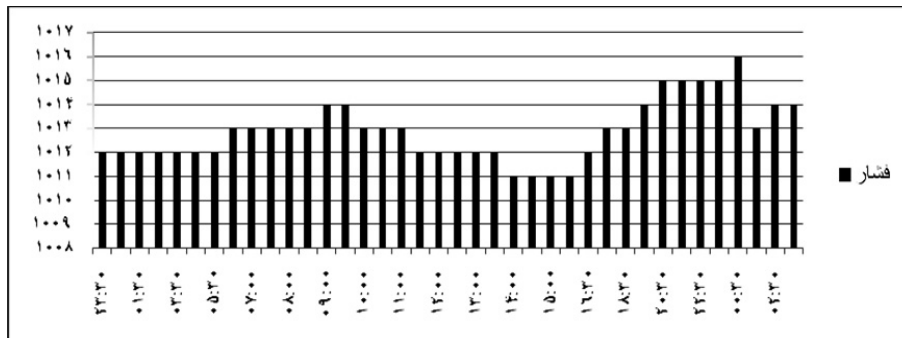
همان‌طور که در این جدول می‌بینیم، بیشترین مقدار بارندگی به ایستگاه‌های درگز، مشهد و کاشمر اختصاص دارد. با نگاهی به طول، عرض و ارتفاع این ایستگاه‌ها و دیگر ایستگاه‌های موجود در این جدول و با توجه به ویژگی‌های جغرافیایی منطقه، یعنی مجاورت با کوهستان، به نظر می‌رسد که بارش در این منطقه رگباری بوده که به سبب وضعیت کوهباری تشدید شده



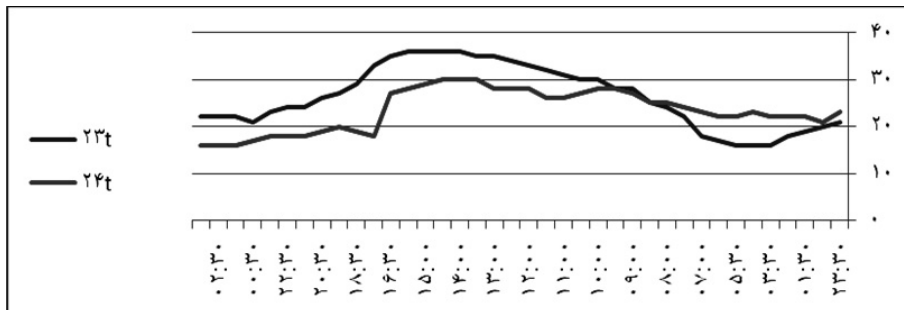
است. برای آزمودن این مسئله، شاخص‌های ناپایداری را به کار گرفتیم؛ همچنین جهت نشان دادن ورود جبهه به منطقه مورد مطالعه، تغییرهای ساعتی دما، فشار و نقطه شبنم را در شکل‌های ۱ تا ۳ برای ایستگاه مشهد ترسیم کردیم. همان گونه که در این شکل‌ها می‌بینیم، ورود جبهه (محل برخورد دما و فشار) به این ایستگاه، در ساعت ۱۶:۳۰ اتفاق افتاده است. برای نشان دادن ابرناکی، دمای نقطه شبنم و دمای هوا در این ایستگاه را نیز در شکل ۱ درج کرده‌ایم. آن گونه که در شکل می‌بینیم، در این ساعت، دو منحنی به هم نزدیک می‌شوند و این حالت، بیانگر ریزش باران در ایستگاه ذکر شده است. در شکل ۳، تغییرهای دمای ساعتی را در ایستگاه مشهد در روز بارندگی و روز قبل از آن ترسیم کرده‌ایم. مقایسه این شکل با شکل ۲ پایین آمدن دما را در اثر ورود جبهه نشان می‌دهد.



شکل ۱ تغییرهای ساعتی دما و دمای نقطه شبنم در ایستگاه مشهد در روز ۲۴ شهریور



شکل ۲ تغییرهای ساعتی فشار در ایستگاه مشهد در روز ۲۴ شهریور



شکل ۳ تغییرهای ساعتی دما در ایستگاه مشهد در روزهای ۲۳ و ۲۴ شهریور

۳-۱- بررسی‌های ترمودینامیک

۳-۱-۱- شاخص ناپایداری شوالتر

شوالتر با توجه به ضریب‌های مختلفی که در تحول کومه‌ای باران دخالت دارند، رابطه (۱) را پیشنهاد کرده است. (روش، ۱۳۸۰: ۲۹۵).

$$S_{I=T-T'} \quad \text{رابطه (۴)}$$

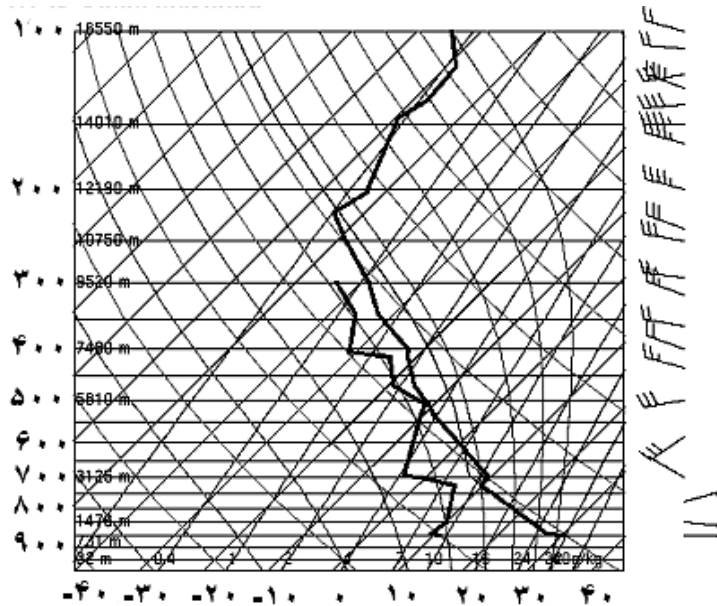
در این رابطه، S_I شاخص شوالتر، T' دمای توده هوا در تراز پانصد هکتوپاسکال و T دمای واقعی توده هوا است. شوالتر مقدار I_S را مطابق با جدول ۲ می‌داند.

جدول ۲ مقادیر شاخص ناپایداری شوالتر (ماخذ: منبع اینترنتی شماره ۲۴)

ارزش شاخص S_I	میزان ناپایداری
۰ تا -۴	ناپایداری متوسط
-۴ تا -۷	ناپایداری شدید
-۸ و کمتر	ناپایداری خیلی شدید

جدول ۳ مقدار شاخص شوالتر در ایستگاه مشهد

۱۳۸۸/۶/۲۴	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)
S_i	-۲/۱۸	-۴/۶۷



شکل ۴ نمودار اسکویوتی ایستگاه مشهد در ساعت ۱۵:۳۰ روز ۱۳۸۸/۶/۲۴

همان طور که در جدول ۲ می بینیم، هرچه این شاخص منفی تر باشد، جو ناپایدارتر خواهد بود. مقدار این شاخص در ساعت سه و نیم ($-۲/۱۸$) و در ساعت پانزده و نیم ($-۴/۶۷$) محاسبه شده است؛ بنابراین، طبق جدول ۱، در این منطقه ناپایداری شدیدی در ساعت ۱۵:۳۰ بعد از ظهر رخ داده است. این ناپایداری بیان کننده آن است که در تراز پانصد هکتوپاسکال، دمای بسته هوا از محیط اطرافش بالاتر می باشد؛ یعنی از محیط اطرافش گرم تر است؛ به عبارت دیگر، مقادیر منفی نشان دهنده این است که شناوری مثبت تا ارتفاع بیشتری ادامه یافته و باعث صعود بیشتر بسته در ابر شده است. در این شاخص، فرض بر این است که ناپایداری در تراز ۸۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می دهد. (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵). برای نشان دادن این مطلب، نمودار اسکویوتی می تواند اطلاعات دقیق تری را در اختیار ما گذارد. همان گونه که در شکل ۴ می بینیم، دمای نقطه شبنم و دمای محیط در ساعت ۱۵:۳۰ (دوازده گرینویچ) در ایستگاه مشهد در تراز پانصد هکتوپاسکال یکدیگر را قطع کرده اند؛ بنابراین، طبق شاخص شوالتر و شواهد موجود در نمودار اسکویوتی می توانیم نتیجه بگیریم که بیشترین چگالش رطوبت در تراز پانصد هکتوپاسکال رخ داده است.

۳-۱-۲- شاخص 'Cape'

این شاخص حداکثر انرژی در دسترس را در یک محیط بدون تلاطم برای یک بسته در حال صعود هوا که به‌طور عمودی بالا می‌رود، اندازه‌گیری می‌کند، بیشتر نوعی اندازه‌گیری فیزیکی از ناپایداری هوا می‌باشد. و یکی از شاخص‌های عمده برای پیش‌بینی‌های یک یا دوروزه ناپایداری است؛ بنابراین نمی‌تواند عامل ناپایداری را به‌خوبی مشخص کند. با استفاده از رابطه ۵ محاسبه می‌شود (الیسا و کلمته، ۱۹۹۷).

$$CAPE = g \int_{lfc}^{el} \frac{\theta - \theta'}{\theta'} dz \quad \text{رابطه (۵)}$$

در رابطه ۵، $CAPE$ برحسب J/kg محاسبه می‌شود، g ؛ نیروی جاذبه، el ؛ سطح تعادل بسته هوا، lfc ؛ سطوح آزاد همرفتی، θ' ؛ دمای بالقوه محیط و θ ؛ دمای بالقوه توده هوا می‌باشد. این فرمول نشان می‌دهد که برای محاسبه این شاخص، نیم‌رخ دمای محیط و دمای توده هوای بالارو بین دو تراز (lfc) جایی که توده هوا شروع به صعود می‌کند (ناپایداری توده هوا)، و تراز (el) جایی که حرکات همرفتی به تعادل می‌رسد (پایداری توده هوا)، محاسبه می‌شود. مقادیر این شاخص در جدول ۴ نشان داده شده است. مقادیر زیاد $CAPE$ گویای اختلاف بیشتر دمای محیط و دمای بسته هوای بالارونده است. (Weisman and Klemp, 1986).

جدول ۴ مقادیر شاخص ناپایداری انرژی پتانسیل در دسترس

$CAPE(j/kg)$	میزان ناپایداری
۱۰۰ - ۱۵۰۰	ناپایداری متوسط
۱۵۰۰ - ۲۵۰۰	ناپایداری شدید
۲۵۰۰ و بیشتر	ناپایداری خیلی شدید

جدول ۵ مقدار شاخص ناپایداری از انرژی پتانسیل در دسترس در ایستگاه مشهد

$CAPE(j/kg)$	ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)
	۹۳۵/۴	۴۵۳



طبق جدول ۵، مقدار شاخص $CAPE$ ، در ساعت ۱۵:۳۰ و نیم روز ۲۴/۶/۸۸ به میزان ۹۳۵/۴ ژول بر کیلوگرم بوده است. هرچه این مقدار بیشتر باشد، نیروی شناوری قوی‌تر و در نتیجه شتاب بالارو بیشتر خواهد بود. این شاخص حداکثر انرژی ممکن بسته هوای ناپایدار را صرف نظر از بخار آب و آب چگالیده شده در شناوری نشان می‌دهد در این ساعت، مقدار شاخص مورد نظر، نشان‌دهنده، نیروی مثبت بالارو و ناپایداری تقریباً زیاد در مقایسه با ساعت ۳:۳۰ (محل) است و گویای ناپایداری متوسط از تراز تعادل تا تراز همرفتی می‌باشد.

۳-۱-۳- شاخص ناپایداری مجموعها (TTI)^۱

این شاخص نیز حاصل اختلاف دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده G هوا در تراز پانصد هکتوپاسکال می‌باشد. با استفاده از این شاخص نمی‌توان به‌طور صریحی صعود توده هوا را مشخص کرد؛ اما در عوض می‌توان ساختار رطوبتی و دمای توده هوا را تعیین نمود. این شاخص با استفاده از رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}) \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این رابطه، T_{850} , T_{500} , T_{d850} به ترتیب دمای نقطه شبنم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دمای توده هوا در تراز ۸۵۰ و دمای هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌باشند. مقادیر این شاخص در جدول ۶ درج شده است. (Miller, 1972).

جدول ۶ مقادیر شاخص ناپایداری TTI

ارزش شاخص TTI	میزان ناپایداری و طوفان
کمتر از ۴۴	حرکات همرفتی با احتمال کم
۴۴ - ۵۰	احتمال طوفان و رعد و برق
۵۱ - ۵۲	احتمال طوفان شدید
۵۳ - ۵۶	طوفان پراکنده و گسترده
۵۶ و بیشتر	طوفان شدید و پراکنده

1. Total Totals index

جدول ۷ مقدار شاخص ناپایداری مجموع مجموعه‌ها در ایستگاه مشهد

1388 / ۶ / ۲۴	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)
$TT(C)$	۵۴/۲۰	۵۷/۲۰

با توجه به جدول ۷، مقدار به دست آمده برای شاخص $T T$ در ساعت‌های سه و نیم و پانزده و نیم، ۵۴/۲۰ و ۵۷/۲۰ درجه سانتی‌گراد است. این مقادیر نشان می‌دهند که یک طوفان شدید، به ویژه در ساعت ۱۵:۳۰ در ناحیه مورد مطالعه رخ داده است. همان طور که در بخش قبل گفته شد، متغیرهای محاسباتی این شاخص در تراز ۸۵۰ تا پانصد هکتوپاسکال قرار دارند. می‌توان مانند شاخص شوالتر با نمودار اسکیتی ویژگی‌های این پارامترها را نیز نشان داد. نمودار ۴ همگرایی دما و نقطه شبنم را به خوبی در تراز پانصد هکتوپاسکال نشان می‌دهد.

۳-۱-۴- شاخص ناپایداری KI:

این شاخص را جورج در سال ۱۹۶۰ به صورت رابطه ۴ نشان داده است. همان طور که در این رابطه می‌بینیم، از دما و نقطه شبنم سه تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای محاسبه آن استفاده می‌شود. در محاسبه این شاخص، مقادیر زیاد دما و نقطه شبنم، نشان‌دهنده وجود رطوبت در تراز پایین و افزایش احتمال همرفت می‌باشد. (جدول ۸)، (صادقی حسینی و رضائیان، ۱۳۸۵).

$$KI = (T 850 - T 500) + Td850 - (T 700 - Td 700) \quad \text{رابطه (۷)}$$

جدول ۸ مقادیر شاخص ناپایداری KI

ارزش شاخص KI	میزان ناپایداری و حرکات همرفتی
۲۵ - ۱۵	همرفت پتانسیل کم
۳۹ - ۲۶	همرفت پتانسیل متوسط
۴۰ و بیشتر	همرفت پتانسیل زیاد

جدول ۹ مقدار شاخص ناپایداری KI در ایستگاه مشهد

۱۳۸۸/۶/۲۴	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (۱۲ گرینویچ)
KI	۲۲/۹۰	۳۵/۳۰



در رابطه ۷، هرچه جمله اول (افت دما در حرکت بالارو) از جمله دوم (رطوبت اولیه) بزرگ‌تر باشد و جمله سوم- که به‌نوعی نشان‌دهنده کمبود اشباع هوا در تراز هفتصد هکتوپاسکالی است- کوچک‌تر باشد، ناپایداری افزایش می‌یابد؛ همچنین هرچه k بزرگ‌تر باشد (یعنی رطوبت و افت دما بیشتر باشد)، میزان بارش در ایستگاه‌های زمینی افزایش می‌یابد. مقدار شاخص k برای ساعت‌های ذکر شده در روز مورد مطالعه، محاسبه و در جدول ۹ درج شده است. به‌طوری که در این جدول می‌بینیم، مقادیر K به ترتیب برابر $۲۲/۹۰$ و $۳۵/۳۰$ است و با توجه به جدول ۸، این مقدار نشان‌دهنده وقوع حرکت‌های همرفتی در ساعت‌های مذکور در ایستگاه مشهد می‌باشد.

۳-۱-۵- شاخص ناپایداری (SWEAT)^۱

این شاخص بیشتر برای تحلیل بالقوه شدت توفان‌ها به‌کار می‌رود و طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{SW} = 20(tt - 49) + 12 D850 + 2 v850 + v500 + 125[\sin(\Delta v500 - 850) + 0.2] \quad (۸)$$

در این رابطه، tt همان شاخص مجموع است و اگر از ۴۹ کوچک‌تر باشد، مقدار آن منفی می‌شود. $D850$ دمای نقطه شبنم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، V تفاوت سرعت باد در دو تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، ΔV اختلاف جهت باد در دو تراز ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال می‌باشد که برحسب درجه بیان می‌شود. مقادیر این رابطه همیشه مثبت است، مقادیر بیشتر از سی صد احتمال طوفان را افزایش می‌دهد. و مقادیر بیشتر از چهارصد نشان‌دهنده وقوع تورنادو می‌باشد (جدول ۱۰) (Miller, 1972).

جدول ۱۰ مقادیر شاخص ناپایداری sweat

ارزش sweat	میزان ناپایداری و وقوع طوفان
۳۰۰-۱۵۰	ضعیف
۴۰۰-۳۰۰	متوسط
۴۰۰ و بیشتر	قوی و احتمال تورنادو

جدول ۱۱ مقدار شاخص ناپایداری sweat در ایستگاه مشهد

1388 / 6 / 24	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (دوازده گرینویچ)
sweat	۲۳۵	۳۳۰/۴۰

بنابراین، شاخص sweat بیشتر برای وقوع طوفان و تورنادو در هنگام حرکت‌های همرفتی شدید به‌کار می‌رود. طبق جدول ۱۱، مقدار این شاخص در ساعت ۳:۳۰ و در ایستگاه مشهد ۲۳۵ بوده است و با مقایسه تقسیم‌بندی جدول ۱۰، در گروه طوفان‌های ضعیف جای می‌گیرد؛ همچنین مقدار آن در ساعت ۱۵:۳۰ یعنی یک ساعت قبل از شروع رگبار، برابر با ۳۳۰/۴۰ می‌باشد و وضعیت وقوع یک طوفان متوسط را اعلام می‌کند.

۳-۱-۶- شاخص آب قابل بارش (pW^1)

مقدار آب چگالیده‌شده موجود در یک ستون هوای مرطوب، آب قابل بارش نامیده می‌شود و برحسب سانتی‌متر یا میلی‌متر بیان می‌گردد. آب قابل بارش به‌صورت جرم بخار آب موجود در هوا از سطح زمین تا انتهای تروپوسفر یا بین هردو سطح فشار دلخواه در نظر گرفته می‌شود. و با استفاده از رابطه ۶ محاسبه می‌شود (بایرز، ۱۳۷۷ : ۱۲۷).

$$pW = g^{-1} \int_p^{p_0} q dp \quad \text{رابطه (۹)}$$

در این رابطه، g نیروی جاذبه، q رطوبت ویژه، p فشار سطح زمین و p_0 فشار سطح پانصد هکتوپاسکال می‌باشد. این شاخص، مقدار آب چگالیده‌شده و یا بخار آب را در



هنگام وقوع رگبار گرمایی بیان می‌کند. مقدار PW برای ایستگاه مشهد، محاسبه و در جدول ۱۲ درج شده است.

جدول ۱۲ مقدار شاخص آب قابل بارش (PW) در ایستگاه مشهد

۱۳۸۸/۶/۲۴	ساعت ۳:۳۰ (۰۰ گرینویچ)	ساعت ۱۵:۳۰ (دوازده گرینویچ)
Pw (mm)	۱۸/۹۷	۲۶/۷۱

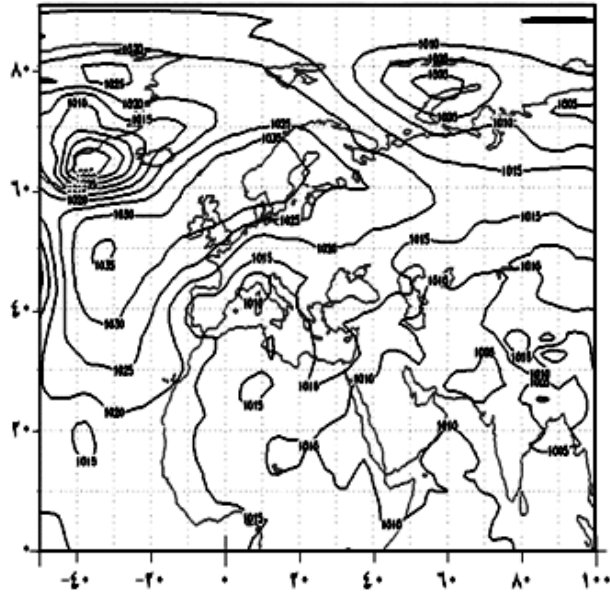
همان‌گونه که می‌دانیم، میزان حداکثر رطوبتی که می‌تواند در حجمی معین از هوا وجود داشته باشد، به درجه حرارت آن بستگی دارد و دارای نسبت مستقیم است. بسته هوای مرطوب در اثر صعود فشار آن کم و در اثر انبساط سرد می‌شود؛ در نتیجه، دمای هوا ابتدا به نقطه شبنم می‌رسد و پس از آن، قسمتی از رطوبت کم که نمی‌تواند به صورت بخار باقی بماند، متراکم می‌شود و به بارندگی تبدیل می‌گردد. (قائمی، ۱۳۸۶: ۳۰۶). همان‌گونه که در شاخص K نیز گفتیم، هرچه افت دما، میزان رطوبت و مقدار شاخص K بیشتر باشد، مقدار بارندگی در سطح ایستگاه بیشتر می‌شود. این مسئله، به وضوح در هنگام رگبار گرمایی دیده می‌شود. با توجه به مقدار زیاد شاخص K در تراز پانصد هکتوپاسکال و میزان آب قابل بارش ۲۶ میلی‌متری که در ساعت ۱۵:۳۰ در ایستگاه مشهد برآورد شد و همچنین وقوع ریزش هجده میلی‌متری باران در سطح ایستگاه مشهد و ۲۳ میلی‌متری در ایستگاه درگز، می‌توان وجود ناپایداری شدید و حرکات همرفتی را در ایستگاه‌های مورد نظر تأیید کرد. تحلیل شاخص‌های ذکر شده، وجود حرکات همرفتی و توفان شدید را برای یک رگبار یک‌ساعته در ایستگاه‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.

۳-۲- علت‌ها و الگوهای همدید و ایجادکننده

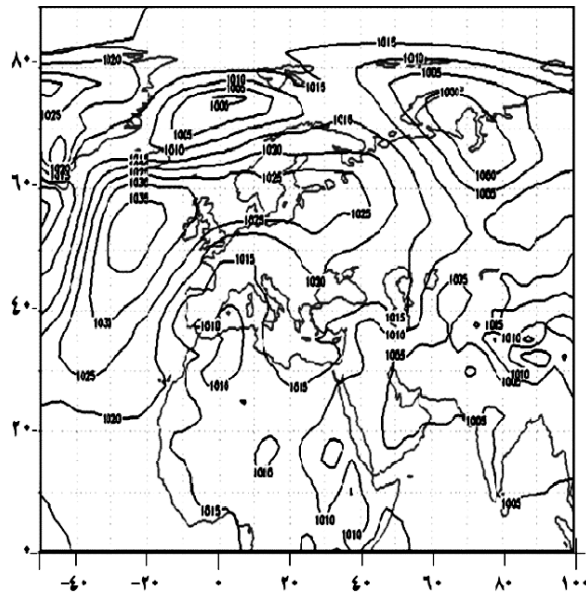
۳-۲-۱- الگوهای ایزوباری

با مراجعه به نقشه‌های ایزوباری جهان و مقایسه آرایش الگوها و سامانه‌های شش‌ساعت به شش‌ساعته نقش‌بسته بر روی آنها در روزهای ۲۲، ۲۳ و ۲۴ شهریور ۱۳۸۸ و ردگیری پیدایش

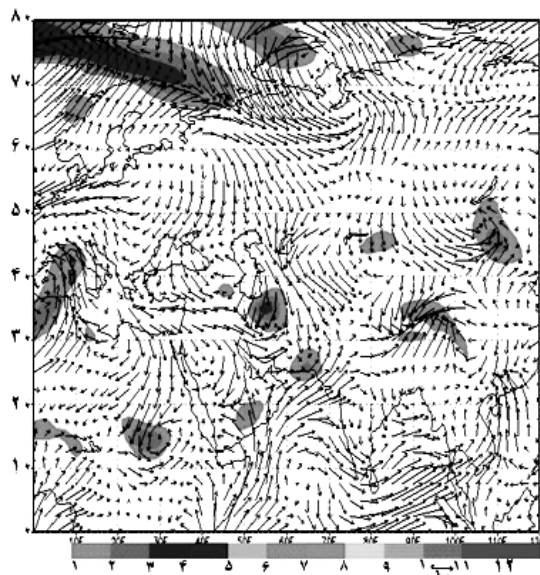
تغییرها و مسیر حرکت‌های این الگوها و سامانه‌ها مشخص می‌شود که عامل اصلی ریزش رگبارهای فروریخته در استان خراسان رضوی در روز ۲۴ شهریور، گسترش رو به شرق سامانه پرفشار اقیانوس اطلس شمالی (آزور) بوده است. در اینجا به دلیل اختصار و برای نشان‌دادن چگونگی اثر این سامانه پرفشار در ایجاد بارش‌های روز ۲۴ شهریور در خراسان رضوی، دو قطعه از نقشه‌های ایزوباری جهان را در محدوده‌های (۵۰-) تا ۱۰۰ درجه عرض و صفر تا نود درجه طول جغرافیایی، در ساعت ۱۵:۳۰ روزهای ۲۳ و ۲۴ شهریور نشان می‌دهیم. همان گونه که در تصویر ۵ می‌بینیم، بر روی این قطعه نقشه، شش سامانه واضح و گسترده وجود دارد: کم‌فشار ایسلند، پرفشار آزور در جنوب کم‌فشار ایسلند، کم‌فشار مدیترانه در جنوب پرفشار آزور، کم‌فشار قطبی، پرفشار آسیایی و کم‌فشار حرارتی دره گنگ. تقویت و گسترش رو به شرق سامانه آزور، در ساعت‌های آینده و اندرکنش آن با سامانه‌های دیگر، وضعیت جدیدی را در آب و هوای منطقه‌های مختلف در محدوده این نقشه ایجاد خواهد کرد در شکل ۶، نقشه‌های الگوی ایزوباری در ۲۴ شهریور ۱۳۸۸ (یعنی ۲۴ ساعت بعد) در همان محدوده و همان ساعت نشان داده شده است. مقایسه الگوها و سامانه‌های موجود در این نقشه با الگوها و سامانه‌های موجود در نقشه قبلی نشان می‌دهد که در اثر تقویت و گسترش رو به شرق و شمال پرفشار آزور، کم‌فشار ایسلند ضمن حرکت به سمت شرق ضعیف شده است؛ در حالی که کم‌فشار قطبی و پرفشار آسیایی، ضمن تقویت به سمت شرق و جنوب گسترش یافته‌اند. این فرایند باعث شده است کم‌فشار مدیترانه و کم‌فشار گنگ ضمن حرکت به سمت غرب در جهت عرض جغرافیایی فشرده‌تر گردند؛ به طوری که زبانه کم‌فشار گنگ در غرب دریای خزر تا جنوب دریای سیاه و در شرق این دریاچه تا مدار ۴۵ درجه شمال خراسان کشیده شده و به صورت سلولی نسبتاً بسته درآمده و جبهه سرد و زبانه پرفشار آزور در شرق دریای خزر بر روی شمال شرق ایران واقع گردیده و موجب ریزش‌های رگباری در این منطقه شده است. چگونگی قرارگرفتن این جبهه در شمال شرق کشور، در تراز هزار هکتوپاسکال در شکل ۷ نشان داده شده است.



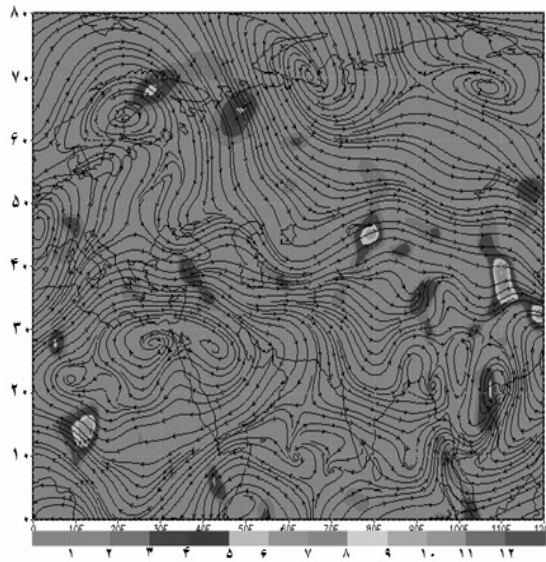
شکل ۵ نقشه تراز دریا در ۲۳ شهریور، ساعت ۱۵:۳۰



شکل ۶ نقشه تراز دریا در ۲۴ شهریور، ساعت ۱۵:۳۰



شکل ۷ نقشه جهت باد و جبهه تراز هزار هکتوپاسکال در ۲۴ شهریور

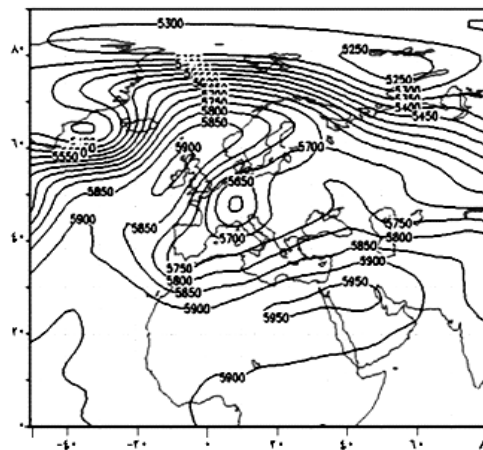


شکل ۸ نقشه جهت باد و شار رطوبت تراز پانصد هکتوپاسکال در ۲۴ شهریور

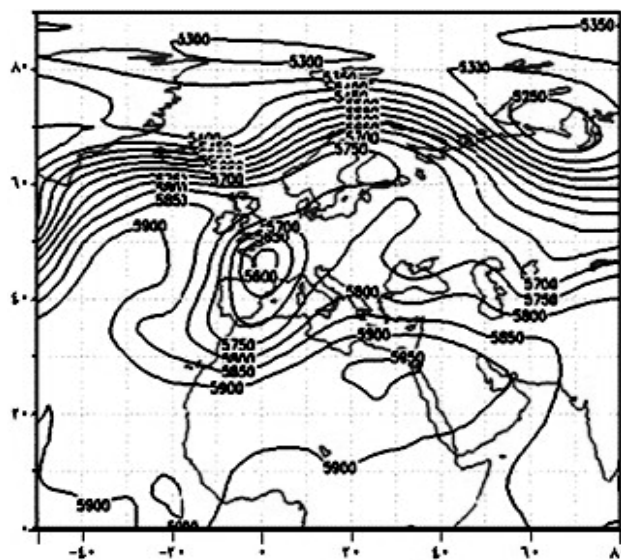


۳-۲-۲- الگوهای پربندی تراز پانصد هکتوپاسکال

در شکل‌های ۹ و ۱۰، الگوهای پربندی تراز پانصد هکتوپاسکالی در همان محدوده و همان زمان نقشه‌های تراز دریا نشان داده شده است. با مقایسه این نقشه و نقشه‌های تراز دریا درمی‌یابیم که در این نقشه‌ها، اثر کم‌فشار گنگ و پرفشار آسیایی دیده نمی‌شود. این مسئله بیانگر آن است که کم‌فشار گنگ، از نوع حرارتی می‌باشد و ارتفاع آن به این تراز نمی‌رسد. بررسی نقشه‌های ۲۳ شهریور نشان می‌دهد که به‌جای کم‌فشار گنگ، یک زبانه پرفشار آזור قرار گرفته است. در درون این زبانه، پربند ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر در جهت غرب به شرق از مرکز افریقا در جنوب مدیترانه تا خلیج همیشه فارس به‌صورت یک نوار کشیده شده و از روی دریای سرخ عبور می‌کند. از این سلول فرعی، دو پشته یکی در جهت شمال و غرب از روی ایران گذشته و در غرب دریای خزر تا شمال دریای سیاه امتداد یافته است؛ دیگری نیز در جهت شمال شرق تا محل پرفشار آسیایی در تراز دریا، یعنی در عرض ۴۵ تا ۵۰ درجه غرب نقشه کشیده شده است؛ بنابراین، پرفشار آسیایی در تراز سطح زمین باید یک سامانه پویا باشد که بر اثر پرفشار آזור ایجاد شده است. در بین دو پشته فرعی سامانه آזור در شمال شرق دریای خزر و دریاچه آرال، یک ناوه ضعیف از کم‌فشار قطبی شکل گرفته که محور آن از شمال شرق به جنوب غرب، از روی دریاچه بایکال گذشته و تا خزر میانی امتداد یافته است.



شکل ۹ الگوهای پربندی تراز پانصد هکتوپاسکال در ۲۳ شهریور، ساعت ۱۵:۳۰



شکل ۱۰ الگوهای پربندی تراز پانصد هکتوپاسکال در ۲۴ شهریور، ساعت ۱۵:۳۰

بررسی و مقایسه نقشه روزهای ۲۳ و ۲۴ شهریور نشان می‌دهد که در اثر حرکت رو به شرق و شمال شاخه اروپایی پرفشار آזור و حرکت رو به شرق و جنوب کم‌فشار قطبی شاخه جنوبی، پرفشار آזור عقب‌نشینی کرده و در اثر این عقب‌نشینی، یک ناوه فرعی در جنوب غرب کم‌فشار قطبی ایجاد شده که محور آن در روی دریای سیاه تا دریای مدیترانه در جهت شمال شرق به جنوب امتداد می‌یابد؛ همچنین ناوه دریاچه بایکال و خزر نیز بسیار عمیق شده است؛ به طوری که محور آن تقریباً به صورت شمال - جنوب در شرق خزر تا شمال خلیج همیشه فارس کشیده شده و از روی شمال شرق ایران و خراسان رضوی می‌گذرد. با توجه به اینکه حرکت پشته‌های هوا در این تراز، مطابق با جهت خطوط هم‌ارتفاع است، کسب رطوبت از دریای سیاه، دریای مدیترانه و به ویژه دریای خزر توسط بسته‌های هوا (شکل ۸) و ریزش هوای سردتر عرض‌های بالاتر روی منطقه در پشت جبهه سرد، به روشنی مشخص می‌شود. همان طور که در این تصویر می‌بینیم، شار رطوبتی در تراز پانصد هکتوپاسکال بر روی شمال شرق کشور شکل گرفته و منبع عمده آن، از روی دریای خزر و دریای سیاه می‌باشد.



۴- نتیجه گیری

رگبارهای گرمایی از نظر توزیع زمانی و مکانی، دارای قاعده خاصی نیستند و تنها می‌توان با شناخت چگونگی و الگوهای همدید پدیدآورنده آنها به دیدی جامعی درباره آنها دست یافت. در این مقاله، رگبار مورد نظر را با استفاده از مهم‌ترین شاخص‌های ناپایداری مطالعه کردیم. تحلیل ترمودینامیک این رگبار نشان می‌دهد که نیروی شناوری مثبت و قوی، در زمان وقوع آن حاکم بوده است. این نیرو در ساعت ۱۵:۳۰ روز رگباری، ۹۳۵/۴ ژول بر کیلوگرم بوده است؛ به همین دلیل، ناپایداری و شتاب بالارو به شکلی قوی و ناگهانی در این ناحیه رخ داده است؛ علت این ناپایداری سریع و ناگهانی، ریزش هوای سرد عرض‌های بالا بر روی کم‌فشار حرارتی (گنگ) و به وجود آمدن جبهه است. این فرایند باعث شده که دمای بسته هوا از محیط اطراف گرم‌تر شود و تا تراز پانصد هکتوپاسکال (نقطه چگالش) صعود کند، با توجه به مقدار قابل توجه رطوبت در ناحیه مورد نظر و میزان آب قابل بارش ۲۶ میلی‌متری در جو، زمینه برای چگالش و تخلیه ناگهانی رطوبت در تراز پانصد هکتوپاسکال فراهم شده، و طی یک ساعت، رگبار گرمایی شکل گرفته است. تحلیل ترمودینامیک این پدیده، باعث روشن‌تر شدن الگوهای همدید ایجادکننده می‌شود. همان‌طور که الگوهای ایزوباری تراز دریا نشان می‌دهد، حرکت رو به شرق پرفشار اقیانوس اطلس شمالی (آزور) در دو روز قبل تا روز بارندگی، و اندرکنش با سامانه‌های دیگر مانند کم‌فشار مدیترانه و کم‌فشار حرارتی گنگ، موجب ایجاد وضعیتی ناپایدار و پدیدآوردن جبهه سرد بر روی شمال شرق ایران می‌گردد. با بررسی الگوهای تراز پانصد هکتوپاسکال، مشخص گردید که سامانه ایجادکننده این رگبار در اثر حرکت رو به شمال و شرق پرفشار آزور و عقب‌نشینی شاخه جنوبی آن در اثر عمیق‌شدن ناوه کم‌فشار قطبی ایجاد شده و ریزش هوای سردتر عرض‌های بالا روی منطقه در پشت جبهه سرد باعث ایجاد ناپایداری شدیدی در منطقه مورد مطالعه شده است. سامانه غالب تراز پانصد هکتوپاسکال در فصل تابستان بر روی ایران، پرفشار آزور است. با توجه به پژوهش انجام‌گرفته، اگر کم‌فشار حرارتی گنگ بر روی ایران مستقر باشد و سامانه کم‌فشار قطبی در عرض‌های بالا فرصت حرکت به سمت عرض‌های پایین را پیدا کند، سامانه پرفشار آزور عقب‌نشینی می‌کند. در صورت در دسترس بودن رطوبت، زمینه برای ناپایداری و تخلیه ناگهانی رطوبت فراهم

می‌شود و می‌توان ریزش رگبار گرمایی را پیش‌بینی کرد؛ البته دست یافتن به این شرایط به مطالعه و تأمل بیشتری نیاز دارد.

۵- منابع

- رابرت بایرز، هاریس (۱۳۷۷). *هواشناسی عمومی*. ترجمه تاج‌الدین بنی‌هاشم و دیگران. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.
- روش، تریپله (۱۳۸۰). *هواشناسی عمومی*. ترجمه جمشید شاهرخی. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.
- صادقی حسینی، علیرضا و مهتاب رضائیان (۱۳۸۵). «بررسی تعدادی از شاخص‌های ناپایداری و پتانسیل بارورسازی ابرهای همرفتی منطقه اصفهان». *مجله فیزیک زمین و فضا*. ش ۳۲. صص ۸۳-۹۸.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۳). *مبانی آب و هواشناسی*. تهران: سمت.
- ----- (۱۳۸۵). *اقلیم‌شناسی سینوپتیک*. تهران: سمت.
- قائمی، هوشنگ (۱۳۸۶). *هواشناسی عمومی*. تهران: سمت.
- Banacos, P. C and D. M. Schultz, (2005). *The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives*. *Wea. Forecasting*, 20, 351-366.
- Buizza, Roberto and M. Moltini (1995). «The Role of Finite-Time Barotropic Instability during Transition to Blocking». *Journal of Atmospheric Science*. Vol 53. No 92.p. 1674-1697.
- Henry, Norm.L. (1999). «A Static Stability Index for Low-Topped Convection». *Juornal of Weather and Forecasting*. Vol 15: 254- 264.
- Kato, Teruyuki (2004). «Formation Features of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy Rainfall and Problems in the Precipitation Using a



- Cluded Resolving Model. ». *Solla*. Vol.xx.xxx-xxx, doi 10.2151/sola.2xxx.
- Kotroni.V. (1998). «Severe Flooding over Central and Southern Greece Associated With pre-Cold Frontal Orographic Lifting». *Q. J. R. Meteorol. Soc.* (1999). 125, pp. 967-991.
 - Kumar, Anil (2008). «Analysis of the 26 July 2005 Heavy Rain Event Over Mumbai India Using the Weather Research and Forecasting (WRF) Models». *Q.J.R.Meteorol 134*. PP.1897-1970.
 - Lana. J (2007). *Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in the Balearic Island*. *Adv.Geosci.* 12, 27, 32.
 - Lee, D. (2008). «Heavy rainfall Events Lasting 18day From July 31 to August 17 1998 over Korea». *Jurnal of the Meteorological Society of Japon.* vol.86. no.2. pp.313-333.
 - Marinaki, A. et al (2006). «Evaluation of Atmospheric Instability Indices in Greece». *Journal of Advances in Geosciences*. 7. 131–135.
 - Miller, R. C. (1972). *Notes on Analysis and Severe Storm Forecasting Procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R)*. Headquarters. Air Weather Service. USAF. 190 pp.
 - Promasakha, Kamol (2008). «Case Study: Integrate Stability Index and Applied GIS for Thunderstorm Risk Assessment in the Northeast of Thailand». *International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes*. November 24-26. 2008. Bangkok. Thailand
 - Queralt, S. (2007). «Atmospheric Instability Analysis and its relationship to Precipitation Patterns over the Western Iberian Peninsula». *Journal of Advances in Geosciences*. 10: 39–44.

- Tuduri, Elisa (1997) «The Environments of Significant Convective Events in the Western Mediterranean». *Juornal of Weather and Forecasting*. vol 12. p 294-306.
- Weisman, M. L. and J. Klemp (1986). Characteristics of Isolated Convective storms. Mesoscale. *Meteorology and Forecasting*. P. S. Ray. Ed. Amer. Meteor. Soc. 331-358.
- <www.cdc.noaa.gov>
- <www.farsnews.ir>
- < www.theweatherprediction.com>
- <www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>