دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهر
فصلنامه‌ی علمی-پژوهشی فضای جغرافیایی

سال هجدهم، شماره‌ی ۶۲
تابستان ۱۳۹۷، صفحات ۱۳۵-۱۱۷

مصطفی کرمپور[۱]
***مینا میریان**[۲]

واکاوی همدید سامانه‌های سیل‌زا در استان گلستان (مطالعه موردی: سیلاب ۲۰ مرداد ۱۳۸۰)

تاریخ دریافت: ۱۳۹٤/۰٦/۱٤ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۸/۱۲

چکیده

در سال‌های اخیر نوسانات و تغییرات اقلیمی، رخداد سیل را در جهان تشدید نموده است. توجه به تغییرات اقلیمی در سال‌های اخیر به علت پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و خسارات مالی مربوط به رویدادهای حدی فرین جوی اهمیت زیادی پیدا کرده است. در این پژوهش رخداد سیل روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰ در استان گلستان بر اساس داده‌های بارش روزانه و داده‌های جوی از سری داده‌های واکاوی شده NCEP/NCAR و ECMWF مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور نقشه‌های تاوایی پتانسیل ارتل در سطوح همدمای ۳۳۰ و ۳۲۰ کلوین، الگوهای گردشی ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰، همگرایی شار رطوبت تراز ۸۵۰، شاخص‌های ناپایداری و پوشش ابر ترسیم و مورد تجزیه‌وتحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد در این روز با ریزش هوای سرد از استراتوسفر به وردسپهر تاوایی پتانسیل در منطقه تقویت شده است. به همراه عقب‌نشینی پرارتفاع جنب‌حاره و نفوذ سامانه‌های پرارتفاع شمال دریای خزر از بخش‌های شمالی و کم‌ارتفاع گنگ و خلیج‌فارس از بخش‌های جنوبی، رطوبت به منطقه مورد مطالعه تزریق گردیده است، در نتیجه بستر ناپایداری‌ها و جبهه‌زایی و در نتیجه بارش‌های شدید در این روز فراهم شده است.

کلید واژه‌ها: تاوایی پتانسیل، الگوهای گردشی، همگرایی شار رطوبت، شاخص‌های ناپایداری، گلستان.

۱- گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران.
*۲- دانشجوی دکتری آب‌وهواشناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران. (نویسنده مسئول). E-mail: Mina_mirian@yahoo.com

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

مقدمه

سیل رویدادی ناگهانی است که منشاء آن بارندگی‌های بیش از حد می‌باشد که همه ساله در ایران و جهان خسارت‌های شدید جانی و مالی را به بار می‌آورد. در سال‌های اخیر و به دنبال سوء استفاده‌های انسان از طبیعت و برهم زدن پتانسیل‌های محیطی، این رخداد به یکی از بزرگ‌ترین مخاطره‌های محیطی ایران تبدیل شده است (Salahi and Ali Jahan, 2013: 74). فلات ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی خاص خود در نقطه‌ای انتقالی نسبت به الگوهای بزرگ مقیاس گردش عمومی وردسپهری (تروپوسفری) قرار دارد و محل برهم کنش سامانه‌های برون‌حاره، جنب‌حاره و حاره‌ای است. این ویژگی همراه با توپوگرافی پیچیده آن موجب گردیده تا توزیع جغرافیایی سازوکارهای بارش‌زا در ایران از تنوع و تفاوت زمانی و مکانی زیادی برخوردار باشد. تحلیل مطلوب وقوع بارش در ایران با توجه به تفاوت سازوکارهای بارش و تنوع سامانه‌های بارش‌زا، شناخت دقیق مؤلفه‌های اصلی سامانه اقلیم منطقه‌ای را طلب می‌نماید (Mofidi and Zarin, 2005: 114). در این زمینه مطالعات زیادی انجام گرفته است.

Kato and Aranami (2005)، نشان دادند که عامل اصلی بارش‌های سنگین ناحیه نیاگاتا-فوکوشیما در ۸ و ۱۳ ژولای (۲۰۰٤)، تشدید ناپایداری همرفتی ناشی از هوای مرطوب سطح پایین و هوای خشک سطح بالا بوده است. Lomazzi et al (2014)، پیش‌شرط‌های سینوپتیکی برای بیشینه سیل در طول موسمی تابستانی آسیا در ناحیه بمبئی را مورد مطالعه قرار دادند و به این نکته رسیدند که تکوین سینوپتیکی رویدادهای سیل در ساحل غربی- مرکزی هند و منطقه پرجمعیت بمبئی با دوره‌های موسمی مراکز کم‌فشار متناظر بوده و جریان بالایی تحت تأثیر لبه غربی حوضه اقیانوس هند قرار داشته است. فرآیندهای ساحلی در امتداد شبه جزیره عربستان که در آن جریان‌ها با فلات قاره اندرکنش دارند از ویژگی‌های کلیدی بیشینه‌ها در طول موسمی‌های جنوب آسیا به شمار می‌روند. Collins et al (2014)، آب‌وهوا شناسی سینوپتیکی و مکانیزم‌های تولید سیل‌های سالانه در نیوانگلند و آتلانتیک کانادا را مطالعه نمودند. در ایران نیز مطالعات بسیاری در این خصوص صورت گرفته است. Masoudian (2005) الگوهای گردشی پدیدآورنده‌ی سیلاب‌های بزرگ در کارون را مورد ارزیابی قرار داد و شش الگوی ایجادکننده سیلاب‌های بزرگ را در کارون شناسایی نمود. این الگوها به دو دسته پرارتفاع و کم ارتفاع تقسیم می‌شوند. الگوهای کم ارتفاع و فرودها شرایط دینامیکی را برای ناپایداری فراهم می‌آورند و بیش‌تر در دوره سرد سال دیده می‌شوند. الگوهای پرارتفاع و فرازها، شرایط دینامیکی را برای پایداری فراهم می‌آورند و بیش‌تر در دوره گرم سال دیده می‌شوند. بررسی رابطه این الگوها با رواناب و بارش کارون نشان داد که الگوهای کم ارتفاع ارتباط معناداری با بارش و رواناب نشان می‌دهند؛ به‌ویژه این‌که رابطه آن‌ها با بارش قوی‌تر است. Moradi (2001)، در بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان ماه سال (۱۳۷۵) نواحی مرکزی استان مازندران، عامل اصلی وقوع سیلاب در منطقه را در نقشه سطح زمین، وجود مرکز پرفشار روی دریای سیاه و گسترش پشته این مرکز بر منطقه می‌داند. این در حالی است که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، ناوه عمیقی بر منطقه حاکم بوده که شرایط را برای ناپایداری و وقوع بارش شدید در منطقه مهیا می‌سازد. Mofidi and Zarin (2005)، تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران را مورد بررسی قرار دادند. Najjar

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

Saligheh (2006)، نیز در بررسی مکانیزم‌های بارش در جنوب‌شرق بیان می‌کند که نفوذ زبانه کم‌فشار موسمی از سمت شرق در سطوح زیرین تروپوسفر باعث انتقال رطوبت از اقیانوس هند و خلیج بنگال می‌شود و چنانچه شرایط مساعدی برای صعود توده‌های مرطوب در لایه‌های میانی تروپوسفر وجود داشته باشد، بارش‌های رگباری شدید حاصل می‌شود. Khoshhal Dastjerdi and Alizadeh (2011)، بارش‌های ایجادکنندهٔ سیل در استان خراسان رضوی را بررسی نموده‌اند، نتایج نشان داد که سامانه ایجادکننده این رگبار در اثر حرکت رو به شمال و شرق پرفشار آزور، و عقب‌نشینی شاخه جنوبی آن در اثر عمیق شدن ناوه کم‌فشار قطبی ایجاد شده و نیز اندرکنش با کم‌فشارگنگ، ناپایداری و رگبار را ایجاد کرده است.

Mohammadi and Masoudian (2010)، بارش‌های سنگین ایران را تحلیل نمودند و نشان دادند که الگوی پرفشار اروپا -کم‌فشار عراق در رویداد این بارش‌ها مؤثر بوده است. در این زمان زبانه‌ای از پرفشار اروپا و دریای سیاه از شمال‌غرب کشور نفوذ کرده و با کم‌فشار عراق شیو شدیدی را موجب شده است. به نظر می‌رسد تحت این شیو شدید فشار و همچنین ادغام رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه‌ی قطبی بر روی عراق، فرود عمیق بر روی قبرس، تغذیه‌ی رطوبتی خلیج‌فارس در ترازهای ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، تغذیه‌ی رطوبتی دریای سرخ و مدیترانه و سیاه در ترازهای بالاتر، این بارش‌های سنگین اتفاق افتاده است. Parandeh Khozani and Lashkari (2010)، سیستم‌های سیل‌زا در جنوب ایران را مطالعه نمودند و دریافتند که این توفان‌ها نتیجه تقویت و تشدید مرکز کم‌فشار سودان و منطقه همگرایی دریای سرخ، در مواردی هم ادغام مرکز کم‌فشار سودان با مرکز کم‌فشار مدیترانه‌ای است. Gayoor et al (2012)، رابطه بارش‌های سنگین استان خراسان رضوی را با الگوهای گردشی بالا مطالعه نمودند. نتایج تحلیل‌ها نشان داد که دو الگوی گردشی به نام‌های فرود دریای خزر - احمر و فرود مدیترانه - جنوب اروپا بیش‌تر بارش‌ها را توجیه می‌کنند و بیش از ٦٠ درصد بارش‌ها در این دو الگو رخ می‌دهد و منابع رطوبتی دریای مدیترانه، دریای عرب و خلیج‌فارس در این بارش‌ها نقش چشم‌گیری داشته‌اند Alizadeh et al (2012)، الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو هنگام رخداد بارش‌های فراگیر و غیرفراگیر در ایران را تحلیل نمودند و در نهایت به این نتیجه رسیده‌اند که با افزایش تاوایی پتانسیل بر روی شرق مدیترانه فرود در جهت طولی امتداد پیدا می‌کند و زمانی که محور فرود بر روی نصف‌النهار ٤٧/٥ درجه طول شرقی واقع شود، بیش از ۵۰ درصد ایران با ریزش بارش فراگیر مواجه خواهد شد. همچنین، زمانی که فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی شرق مدیترانه چندان عمیق نباشد و محور فرود دورتر از نصف‌النهار ٤٧/٥ درجه طول شرقی واقع شود، بارش‌های با مساحت کم‌تری در کشور رخ خواهد داد. Rahimi and Mirhashemi (2013)، نشان می‌دهند که گسترش پرارتفاع اقیانوس اطلس- اروپا به سمت قطب، جابه‌جای تاوه قطبی به سمت عرض‌های پایین، قرارگیری ایران در معرض وزش تاوایی مثبت از عوامل ریزش بارش‌های سنگین و رخداد سیلاب در سطح حوضه بهشت‌آباد می‌باشند. در سال‌های اخیر نوسانات و تغییرات اقلیمی، رخداد سیل را در جهان تشدید نموده است. توجه به تغییرات اقلیمی در سال‌های اخیر به علت پیامدهای اقتصادی، اجتماعی و خسارات مالی مربوط به رویدادهای حدی فرین جوی اهمیت زیادی پیدا کرده است (Mohammadi and Taghavi, 2005: 152). بارش نسبتا شدید در روز ۲۰ مرداد سال (۱۳۸۰) در نواحی جنوب‌شرقی دریای خزر منجر به رخداد سیلی گشت که تقریبا طی قرن گذشته

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

وقوع آن در کشور ایران بی‌سابقه بوده است وسعت تخریبی سیل مذکور در مناطق شهری و روستایی به حدود ۵۰۰۰ کیلومتر مربع رسید، همچنین طبق آمار بین‌الملل صادر شده منتهی به اوت (۲۰۰۱) تلفات انسانی این سیل در سال مذکور در دنیا مرتبه اول را داشته است، در نهایت می‌توان گفت که این سیل بیش‌تر بلای انسانی بوده است. در نتیجه این پژوهش با هدف شناخت شرایط همدید ایجاد وقوع سیل در روز ۱۹ و ۲۰ مرداد ماه سال (۱۳۸۰) صورت گرفته است.

محدوده مورد مطالعه

استان گلستان به‌عنوان بخشی از حوضه آبریز دریای خزر بین طول جغرافیایی"٤٩'٥٠°٥٣ و"٢٩'٢١°٥٦ شرقی و عرض"٦'٣٠°٣٦ و"٣٤'٧°٣٨ شمالی واقع شده است. وسعت آن بالغ ۲۱۰۰۰ کیلومتر مربع است و ۱/۲ درصد از مساحت کشور و ۱۱/۷ درصد از مساحت حوضه آبریز دریای خزر را تشکیل می‌دهد (Arvin et al, 2012: 120).

مواد و روش‌ها

ابتدا داده‌های بارش روزانه طی روزهای ۱۸ تا ۲۲ مرداد ماه (۱۳۸۰) (۹ تا ۱۳آگوست ۲۰۰۱) مورد پردازش قرار گرفت، نتایج بررسی‌ها نشان داد که در این دوره بیش‌ترین بارش مربوط به روز ۲۰ مرداد ماه بوده است، در این روز اکثر ایستگاه‌ها بارش بالاتر از ۳۰ میلی‌متر را تجربه نموده‌اند، در (جدول ۱) بیشینه بارش ایستگاه‌ها نمایش داده شده است.

جدول ۱- بیشینه بارش ایستگاه‌های استان گلستان در روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

ایستگاه	بارش (mm)
آزادشهر	۱۳۰
تنگ راه	۱۵۰
جنگل گلستان	٤٥٠
دشت	۱۵۰
رامیان	۱۰۳

سپس برای تحلیل الگوهای موجد سیل از داده‌های NCEP/NCAR و داده‌های ECMWF استفاده شد. که داده‌ها شامل: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ (بر حسب ژئوپتانسیل‌متر)، باد مداری (uwnd) و باد نصف‌النهاری (vwnd) (بر حسب متربرثانیه)، رطوبت‌نسبی (rhum)، نم‌ویژه (shum) (بر حسب گرم‌برکیلوگرم) ،آب قابل بارش، میزان ابرناکی، در محدوده ۲۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۲۰- تا ۹۰ درجه شرقی با تفکیک مکانی ۲/۵× ۲/۵ درجه قوسی می‌باشند.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

براساس داده‌های مذکور نقشه‌های همگرایی رطوبت و همگرایی شار رطوبت[3] بر اساس معادله همگرایی شار رطوبت و همچنین تاوایی پتانسیل محاسبه و ترسیم گردید. برای نشان دادن شار رطوبت جو از معادله وزش و جمله همگرایی بر اساس معادله پیوستگی ماده استفاده شد که به شرح زیر می‌باشد:

$$Qq = -\left[u\frac{\partial q}{\partial x} + V\frac{\partial q}{\partial y}\right]$$ رابطه (۱)

$$\nabla Q \underset{V}{\rightarrow} = -\left[q\frac{\partial u}{\partial x} + V\frac{\partial v}{\partial y}\right]$$ رابطه (۲)

$$mfc = qQ - \nabla q \underset{v}{\rightarrow}$$ رابطه (۳)

در رابطه ۱، Qq: وزش رطوبت، q: رطوبت ویژه، u: مؤلفه باد مداری، v: مؤلفه باد نصف‌النهاری می‌باشد. در رابطه شماره (۲)، $\nabla Q \underset{V}{\rightarrow}$: همگرایی افقی شار رطوبت در راستای تغییر بر روی مدار و نصف‌النهار است. mfc: بیانگر همگرایی شار رطوبت می‌باشد که از ادغام دو معادله فوق به‌دست می‌آید (Banacos and Schultz, 2005: 351). به علاوه تاوایی پتانسیلی، یکی از کمیت‌های کلیدی است که به صورت یک ابزار فرایابی در فهم دینامیک پدیده‌های جوی و اقیانوسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. به علت ویژگی‌های خاص این کمیت استقبال روزافزونی از کاربرد این کمیت در بررسی پدیده‌های متفاوت جوی از قبیل چرخندزایی، جبهه‌زایی، تاشدگی وردایست، ناپایداری کژفشار، انتشار امواج راسبی و بندال (بلاکینگ) به چشم می‌خورد (Ahmadi Givi et al, 2006: 1). جایگاه مرکزی تاوایی پتانسیلی راسبی- ارتل[4] (به اختصار pv) در دینامیک جو از مقیاس‌های سیاره‌ای تا میانی آن را تبدیل به ابزار فرایافتی مهمی برای تحلیل سامانه‌های جوی در این مقیاس‌ها کرده است (Mohebalhojeh and Moradi, 2002: 1). لذا برای دست‌یابی به این منظور نقشه‌های دوبعدی تاوایی پتانسیل و ارتفاع ژئوپتانسیل سطح هم‌دمای ۳۲۰ و ۳۳۰ کلوین به صورت ۱۲ ساعته ترسیم شده است. برای محاسبه تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌دمای پتانسیلی، تاوایی پتانسیلی روی سطوح هم‌فشاری طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود (Ahmadi Givi et al, 2006: 2):

$$PV = -g\,(fK + \nabla P \times V).\nabla P\theta$$ رابطه (٤)

$$PV = -g\{(\frac{\partial V}{\partial X} - \frac{\partial u}{\partial y})p + f - \frac{\partial p}{\partial \theta}(\frac{\partial \theta}{\partial X}\frac{\partial V}{\partial p} - \frac{\partial \theta}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p})\}\frac{\partial \theta}{\partial p}$$ رابطه (۵)

3- Mfc
4- Rossby-Ertel otential Vorticity

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

که g شتاب‌گرانی، p فشار، f پارامتر کوریولیس تابعی از عرض جغرافیایی، u, v مؤلفه‌های افقی سرعت و θ دمای پتانسیلی است. عبارت فوق برای جو استاندارد نشان می‌دهد که به ازای $f = 10^{-4}s^{-1}$ و تغییر دمای پتانسیلی ۱۰ K در سطح فشاری ۱۰۰ هکتوپاسکال، مقدار PV تقریباً $10^{-6}m^2s^{-1}Kkg$ است (Ahmadi Givi et al, 2006: 3). از این‌رو مقدار $10^{-6}m^2s^{-1}Kkg$ معادل یک واحد PV در نظر می‌گیرند و به اختصار به صورت PVU نشان می‌دهند. در ادامه با استفاده از شاخص‌های ناپایداری، میزان ناپایداری و شدت توفان در روزهای وقوع سیل ۱۹ و ۲۰ مرداد ماه (۱۳۸۰) محاسبه می‌گردد. شاخص‌های ناپایداری مورد محاسبه عبارت‌اند از: شاخص ناپایداری آب قابل بارش ابر (PWC)[5]، شاخص مجموع‌ها (TTI)[6] و شاخص ناپایداری (SWEAT)[7].

شاخص PWC: بنا به تعریف، مقدار آب چگالیده شده موجود در یک ستون هوای نمناک، آب قابل بارش نامیده می‌شود. برای مثال اگر یک ستون هوای نمناک ۳ سانتی‌متر آب قابل بارش داشته باشد، بدین معناست که در ستون هوایی با سطح مقطع یک سانتی‌متر مربع، مقدار ۳ گرم آب به صورت بخار وجود دارد که اگر به طریقی متراکم شود و به شکل آب تغییر شکل دهد، ارتفاع آن از کف ستون ابر، ۳ سانتی‌متر خواهد بود. البته هیچ فرآیندی در طبیعت وجود ندارد که همه بخار آب موجود در هوا را به صورت باران متراکم سازد. مقدار آب قابل بارش از راه‌های متفاوت قابل محاسبه است (Sadeghi Hosseini and Rezaian, 2006: 85). برای محاسبه آب قابل بارش در نقش شاخصی برای پیش‌بینی فعالیت همرفتی از رابطهٔ زیر استفاده می‌گردد (Manzato and Morgan, 2003: 68).

$$PWC = (\frac{1}{g}\int_{P_{CCL}}^{P_{EL}} \bar{r}\, dp) \times 10^{-1}$$ رابطه (٦)

که در این رابطه $\bar{r}$ مقدار متوسط نسبت اختلاط بین سطوح فشاری P_{CCL} و P_{EL} (فشار در پایه و قله ابر) است.

شاخص TT: این شاخص یکی از شاخص‌های مرسوم برای سنجش ناپایداری به حساب می‌آید و از رابطه زیر میزان آن محاسبه می‌گردد:

$$TTI = (T_{۸۵۰} - T_{۵۰۰}) + (Td_{۸۵۰} - T_{۵۰۰})$$ رابطه (۷)

در معادله بالا ۸۵۰ T: دمای ۸۵۰ هکتوپاسکال به درجه سانتی‌گراد، ۵۰۰ T: دمای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به درجه سانتی‌گراد و Td: دمای نقطه شبنم است. این شاخص بیانگر تفاضل دمای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و دمای توده هوا در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است (Miller, 1972: 190).

5- Precipitable water of cloud
6- Total Totals index
7- Servere Weather Threat index

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

جدول ۲- مقادیر شاخص ناپایداری TT

میزان ناپایداری و طوفان	ارزش شاخص TT
حرکات همرفتی با احتمال کم	کم‌تر از ٤٤
احتمال تندر همراه توفان و رعدوبرق	٤٤-٠
احتمال توفان تندری شدید	٥٢-٥١
توفان تندری حتمی	٥٦-٥٣
توفان تندری شدید	٥٦ و بیش‌تر

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

رابطه (۷) $SW=20\ (tt-49)+12\ D850 + 2\ v850+ v\ 500+125\ [\sin(\Delta v500-850)+0.2]$

در این رابطه، tt همان شاخص مجموع است و اگر از ٤٩ کوچک‌تر باشد، مقدار آن منفی می‌شود. D٨٥٠ دمای نقطهٔ شبنم تراز ٨٥٠ هکتوپاسکال، V تفاوت سرعت باد در دو تراز، ٨٥٠ و ٥٠٠ هکتوپاسکال ΔV اختلاف جهت باد در دو تراز ٥٠٠ و ٨٥٠ هکتوپاسکال می‌باشد که بر حسب درجه بیان می‌شود (Miller, 1972: 190).

جدول ۳- مقادیر شاخص ناپایداری sweat

میزان ناپایداری و وقوع توفان	ارزش sweat
کمی شدید	۳۰۰-۱۵۰
احتمالاً شدید	٤٠٠-٣٠٠
احتمال تورنادو	+٤٠٠

سپس میزان ابرناکی منطقه به منظور تعیین مسیر انتقال رطوبت به منطقه مورد مطالعه ترسیم و تحلیل می‌گردد.

یافته‌ها و بحث

به منظور درک بهتر از الگوهای همدیدی رخداد وقوع سیل، نقشه‌های ٤٨ ساعت قبل در محیط نرم‌افزاری Grads ترسیم و سپس به تحلیل هر نقشه پرداخته شده است.

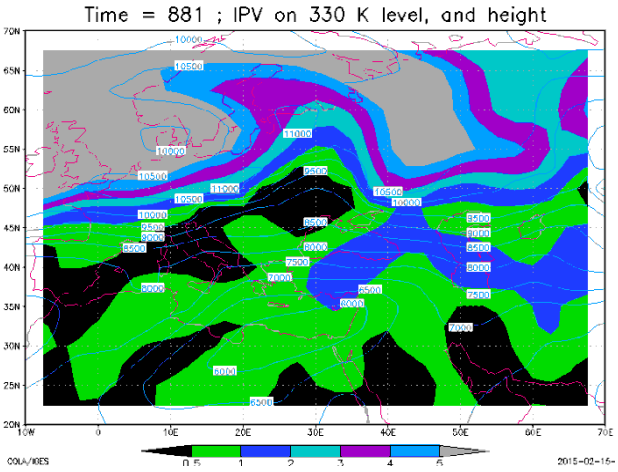
- الگوی همدید ٤٨ ساعت قبل از رخداد سیل

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

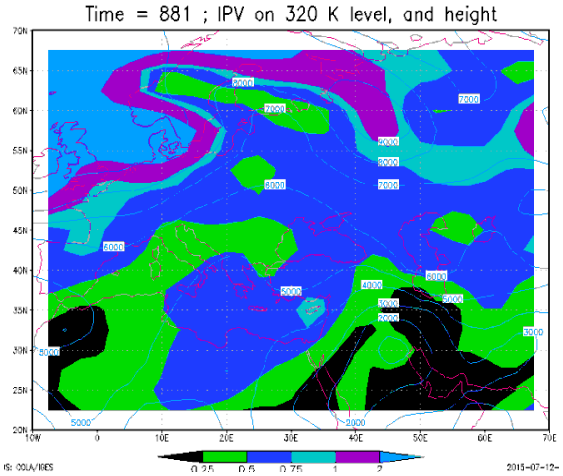
شکل (۱)، تاوایی پتانسیل ارتل را در ساعت ۳/۳۰ روز ۱۸ مرداد (۱۳۸۰)، در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین نشان می‌دهد. مطابق با این نقشه ریزش هوای سرد پوش‌سپهر به درون وردسپهر بر روی روسیه و دریای خزر باعث تقویت تاوایی پتانسیل در این سطح شده است. تاوایی در شرق ایران PVU ۱، و در شمال‌شرق ایران، دریای خزر، دریای سیاه و ترکیه بین PVU ۲-۱ می‌باشد. این شرایط گویای آن است که ارتفاع وردایست کم‌تر شده و در برخی بخش‌ها به ۷۰۰۰ متری رسیده است. بنابراین ناپایداری در شرق ایران و قسمت‌های مرکزی وجود دارد و شرایط برای ورود توده هوای موسمی و گرم و مرطوب جنوب به داخل ایران و منطقه مورد مطالعه مهیا شده است. در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین در ساعت ۳/۳۰، (شکل ۲) نشان می‌دهد که هوای سردی که از استراتوسفر به درون تروپوسفر در شمال دریای خزر و شمال شرق اروپا نفوذ کرده بود به این سطح نیز رسیده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقدار تاوایی پتانسیل بر روی دریای خزر بین PVU ۰/۷۵- ۰/۵ در ارتفاع ۵۰۰۰ تا ٦۰۰۰ متری به بالا و بر روی شرق ایران و جنوب عراق PVU ۰/۵ است. نفوذ هوای گرم عرض‌های پایین به سمت عرض‌های بالا باعث شکل‌گیری یک سامانه مانع بر روی شرق اروپا شده است. در این ساعت ما شاهد فرارفت هوای گرم و مرطوب از دریای مدیترانه و سیاه به سمت دریای خزر هستیم. نقشه تاوایی پتانسیل ساعت ۱۵/۳۰ سطح همدمای ۳۳۰ کلوین (شکل ۳) نیز مبین آن است که تاوایی پتانسیل این سطح نسبت به ۱۲ ساعت قبل تقویت شده و به سمت عرض‌های پایین‌تر کشیده شده و مقدار آن‌که بیش از PVU ۲ محاسبه شده، در شمال دریای خزر افزایش یافته است، همچنین ریزش هوای سرد منجر به عقب‌نشینی سلول پرارتفاع جنب‌حاره به سمت عرض‌های پایین‌تر گشته است، که این خود موجبات ناپایداری در سطوح پایین‌تر جو را فراهم می‌کند. به علاوه بر روی دیگر نقاط ایران به استثنای جنوب، تاوایی پتانسیل بین PVU ۱ - ۰/۵ می‌باشد که برای ایجاد ناپایداری در لایه‌های پایین مناسب است. در سطح ۳۲۰ کلوین در این ساعت نیز تاوایی پتانسیل در شرق دریای مدیترانه نسبت به ساعات قبل تقویت شده است. بر روی ایران مرکزی به علت استقرار فرونشینی، تاوایی پتانسیل تا ارتفاع ۲۰۰۰ متری بسیار کم می‌باشد (شکل ٤). بر روی (شکل ۵) تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، کم‌ارتفاع خلیج‌فارس با جهت جنوب‌شرقی-شمال‌غربی تا دریای سیاه کشیده شده است، پربند ۸۰ ژئوپتانسیل‌متر مشخص کننده زبانه این کم‌ارتفاع می‌باشد که با کم‌ارتفاع گنگ که از سمت کشور پاکستان و افغانستان نفوذ کرده ادغام گشته است، این ادغام سبب تشدید شیب فشار و در نتیجه مکش بیش‌تر هوای گرم و مرطوب سواحل جنوبی ایران می‌گردد و در نهایت شرایط ناپایداری را فراهم شده است. همچنین وجود زبانه‌ای از هوای گرم که از مسیر مدیترانه و جنوب اروپا وارد شمال قفقاز شده و تشکیل یک سامانه مانع را داده و سبب شمالی-جنوبی شدن جریانات گشته، به انضمام یک سامانه کم‌ارتفاع با هسته مرکزی ۲۰ ژئوپتانسیل‌متر بر روی شمال‌شرق دریاچه بالخاش با محور شمال‌شرق-جنوب‌غرب، سبب ریزش هوای سرد بر عرض‌های جنوبی و شمال ایران می‌گردند. در سطح ۸۵۰ (شکل ٦)، یک سلول پرارتفاع با پربند ۱۵۳۰ ژئوپتانسیل‌متر را بر روی دریای خزر نشان می‌دهد که با حرکت واچرخندی خود باعث نزول هوای سرد به سمت قسمت‌های شمالی ایران می‌گردد. از طرفی در جنوب البرز به سمت پایین، منطقه تحت تأثیر کم ارتفاع ادغام شده گنگ و خلیج‌فارس قرار دارد، که پیشانی آن با پربند ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل‌متر مشخص گشته و کاملاً رطوبت را از خلیج‌فارس و عمان وارد می‌نمایند و در نتیجه شیب حرارتی زیادی را در سطح

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

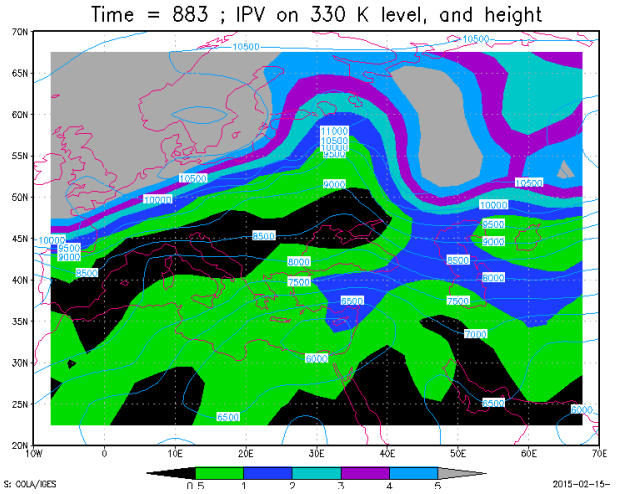
منطقه برقرار و یک منطقه فعال از نظر جبهه‌زایی را ایجاد می‌کند. طبق (شکل ۷)، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال یک مرکز کم ارتفاع شمال دریاچه بایکال شکل گرفته، که محور ناوه آن به سمت شمال‌شرق کشور عمیق گشته است، این شرایط به ایجاد شرایط مکش در این منطقه کمک می‌نماید. بر روی ترکیه نیز یک کم‌فشار ضعیف دیده می‌شود که باعث شکل‌گیری ابرهایی با ارتفاع پایین شده است. (شکل ۸)، همگرایی شار رطوبت را به نمایش می‌گذارد، همان‌طور که نشان داده شده است هسته‌های بیشینه رطوبتی اصلی که در بخش‌های شمال، شمال‌شرق، جنوب‌شرق و جنوب غرب ایران قرار دارند که رطوبت‌شان را از طریق واچرخند شمال دریای خزر و همچنین چرخند ادغام شده گنگ و خلیج‌فارس دریافت می‌کنند و به این ترتیب رطوبت دریای خزر، خلیج‌فارس و عمان و دریای سیاه را وارد ایران نموده‌اند.



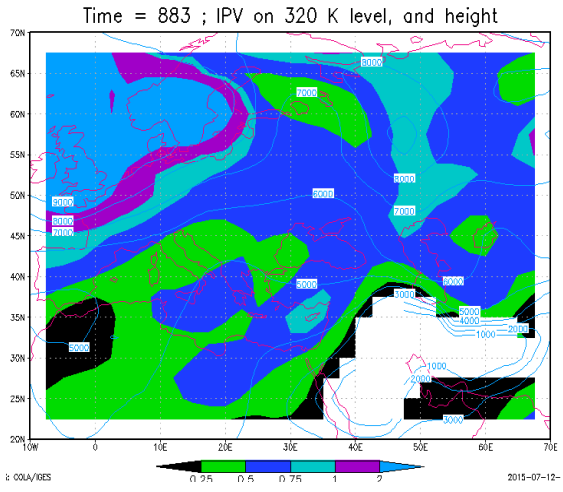
شکل ۱: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت ۳/۳۰ روز ۱۸ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۲: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت ۳/۳۰ روز ۱۸ مرداد ۱۳۸۰

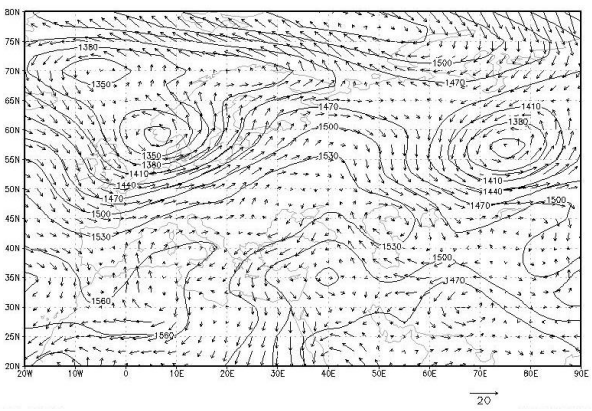


شکل ۳: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت ۱۵/۳۰ روز ۱۸ مرداد ۱۳۸۰

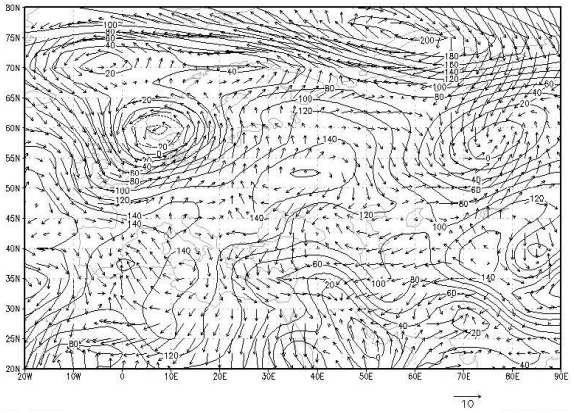


شکل ٤: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت ۱۵/۳۰ روز ۱۸ مرداد ۱۳۸۰

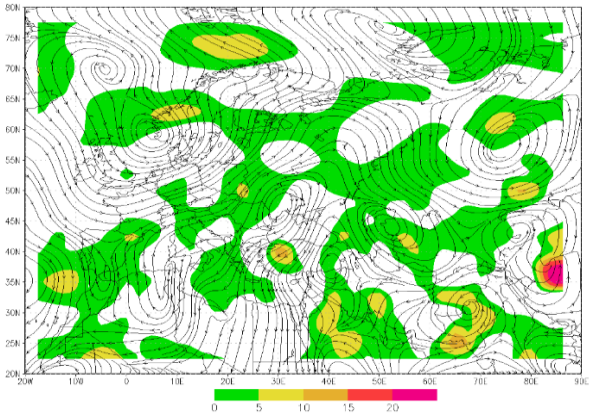
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



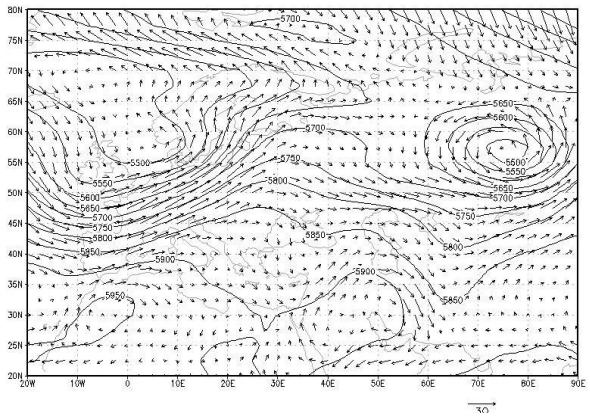
شکل ٦: الگوی گردشی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۱۸ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۵: الگوی گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ۱۸ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۸: همگرایی شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۱۸ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۷: الگوی گردشی تراز۵۰۰ هکتوپاسکال ۱۸ مرداد ۱۳۸۰

- الگوی همدید رخداد ٢٤ ساعت قبل از وقوع سیل

در نقشه‌های تاوایی پتانسیل سطح همدمای ۳۳۰ و ۳۲۰ کلوین در ساعت ۳/۳۰ ما شاهد کاهش ارتفاع تاوایی نسبت به روز قبل هستیم. در سطح ۳۳۰ کلوین تاوایی پتانسیل در شمال‌شرق ایران و بر روی ترکیه تا PVU ۲ تقویت گشته و همچنین ناوه‌ای بر روی دریای خزر شکل‌گرفته که سبب ریزش هوای سرد به روی پهنه آبی خزر می‌گردد و این خود حاکی از آن است که شرایط برای شکل‌گیری ناپایداری‌های شدید در شمال‌شرق ایران و در دریای خزر مهیا شده است (شکل ۹). در سطح ۳۲۰ کلوین مقدار تاوایی پتانسیل در بخش‌های شرق، جنوب‌شرق، شمال‌غرب و جنوب‌غرب نسبت به روز قبل در این ساعت تقویت شده و در نتیجه با عقب‌نشینی سلول پرارتفاع جنب‌حاره شاهد گسترش ناپایداری‌ها و ورود توده هوای مرطوب از سمت جنوب‌غرب، شمال‌غرب و دریای خزر بر روی منطقه هستیم (شکل ۱۰). همان‌طور که در نقشه ساعت ۱۵/۳۰ سطح همدمای ۳۳۰ کلوین آشکار است محور ناوه کم‌ارتفاع شمال‌شرق بالخاش عمیق گشته و سلول کم‌ارتفاع گنگ با گسترش تراف بر روی ایران به درون منطقه مورد مطالعه گسترش پیدا کرده است. سامانه مانع گسترش شرق-غربی داشته و محور ناوه شمالی دریای خزر شمال‌شرقی و جنوب‌غربی شده که سبب ماندگاری سلول کم‌ارتفاع در شرق دریای خزر شده است (شکل ۱۱). در سطح همدمای

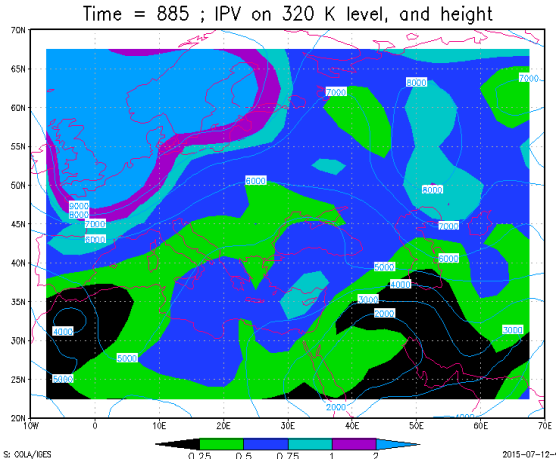
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

۳۲۰ کلوین تاوایی پتانسیل ارتل نسبت به ساعات قبل تغییری نداشته است و درنتیجه انتقال رطوبت از روی دریای خزر و جنوب‌شرق به داخل منطقه مورد مطالعه همچنان ادامه دارد (شکل ۱۲).

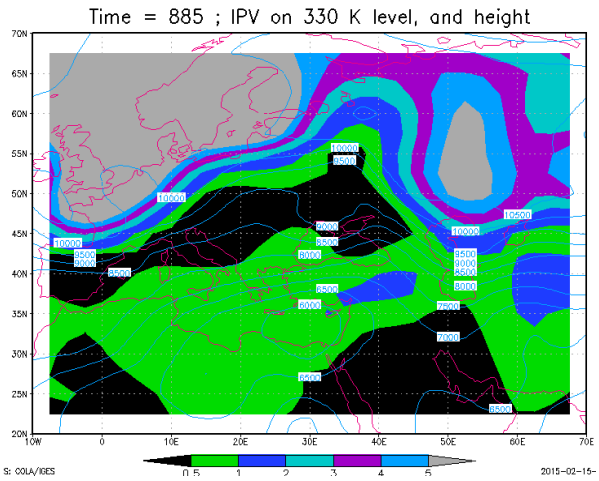
آنچنان که در (شکل ۱۳) نمایش داده شده است، در این روز سیستم پرارتفاع شمال دریای خزر بر منطقه حکم‌فرماست و اکثر منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همچنین ناوه کم‌ارتفاع شمال‌شرق بایکال عمیق‌تر گشته و از سوی دیگر کم‌ارتفاع گنگ و خلیج‌فارس با محور جنوب‌شرق–شمال‌غرب نسبت به روز گذشته بیش‌تر بخش‌های ایران را متأثر نموده و تا نواحی شمالی کشور پیشروی نموده است. این شرایط سبب شکل‌گیری مناطق بارشی هم در غرب و هم در شرق دریای خزر می‌باشد. در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ١٤) نشان می‌دهد که پرارتفاع جنب حاره‌ای به اندازه‌ای گسترش پیدا کرده که زبانه‌های آن تا سیبری نفوذ کرده و این حالت منجر به تا شدگی جو در این محدوده شده است و از این طریق هوای سرد به نیمه شمالی کشور شارش یافته و رطوبت را از دریای خزر وارد این بخش‌ها می‌نماید. در این سطح کم فشار لوت با کم فشار گنگ با پربند ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل‌متر یکی شده و شاهد ورود جریانات گرم و مرطوب به داخل ایران شده است. در تراز ۵۰۰ محور ناوه کم‌ارتفاع شمال دریاچه بالخاش با ارتفاع مرکزی ۵۵۵۰ ژئوپتانسیل‌متر نسبت به روز پیشین عمیق‌تر گشته به دنبال آن نیز سلول پر ارتفاع جنب حاره تا شمال روسیه پیشروی نموده محور این فراز در جنوب ایران کمی به سمت غرب جابجا شده و همین حالت باعث ورود سامانه موسمی به داخل ایران مرکزی شده است (شکل ۱۵). شارش رطوبت در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را نیز بیش‌تر از سمت شمال‌شرق و جنوب‌شرق به واسطه پرارتفاع دریای خزر و کم‌ارتفاع گنگ صورت می‌گیرد (شکل ١٦). لکن این حالت مسیر پوشش ابرهای مشاهده شده در منطقه را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۸).

شش کانون اصلی آب قابل بارش بر روی دریای خزر، دریای سیاه، شرق مدیترانه، خلیج‌فارس و دریای سرخ مستقر گشته‌اند. مقدار آب قابل بارش در نواحی شمالی کشور قابل ملاحظه بوده (بیش از ۳۰ گرم در کیلوگرم)، به طوری که پربند آب قابل بارش روی استان گلستان بین ۳۰ تا ۳۵ گرم در کیلوگرم را نشان می‌دهد، که این حالت نیز حاکی از بالا بودن رطوبت عمودی در یک ستون هوای بالای آن منطقه و ظرفیت جو منطقه برای ایجاد بارش سنگین می‌باشد. مؤثرترین کانون تأثیرگذار آب قابل بارش برروی منطقه مورد بررسی کانون دریای خزر می‌باشد (٤٥ گرم در کیلوگرم)، که به سبب فرارفت هوا در این محدوده و مهیا بودن دیگر شرایط همدیدی، بارش شدید را در این روز و روز بعد ایجاد نموده است (شکل ۱۷). شاخص ناپایداری TT در این روز نیز مقادیر٦٠–٥٥ را در محدوده استان نشان داد که حاکی از توفان شدید تندری در ناحیه می‌باشد. همچنین ارقام به‌دست آمده از شاخص sweat (۱۵۰–۱۰۰) نشان‌دهنده طوفان‌های کمی شدید در سطح منطقه می‌باشد.

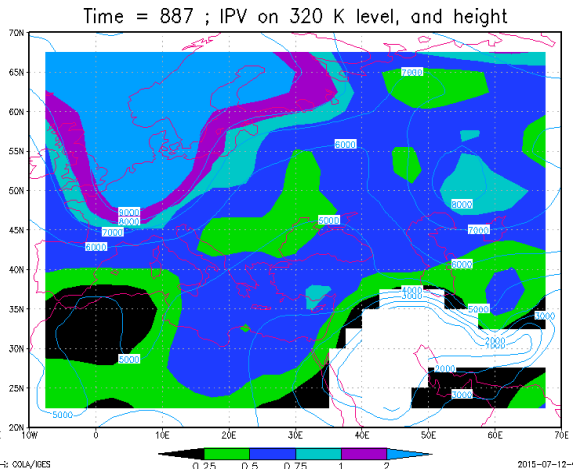
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



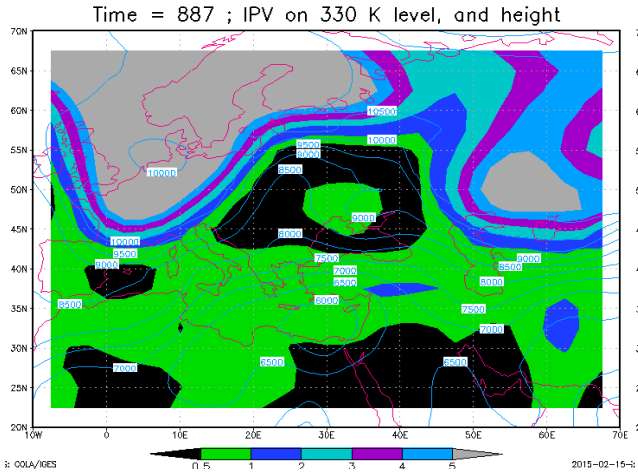
شکل ۱۰: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت۳/۳۰ روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



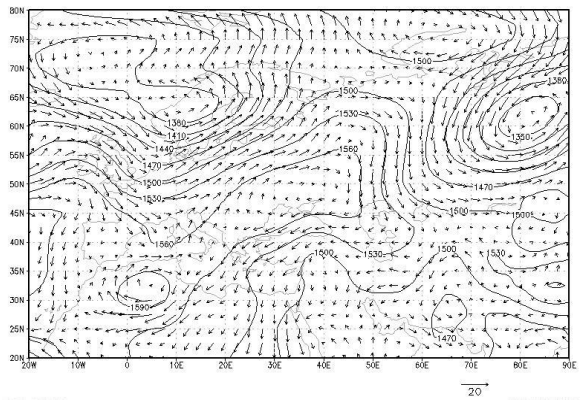
شکل ۹: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت۳/۳۰ روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



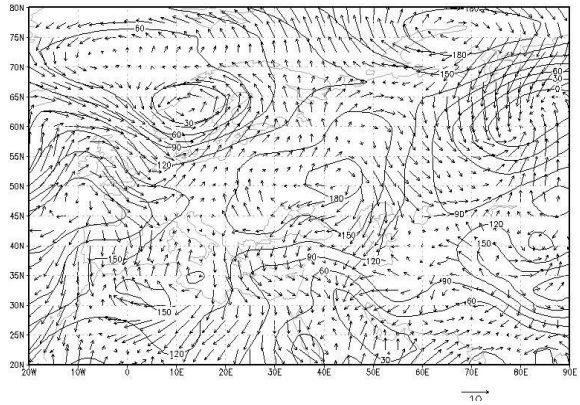
شکل ۱۲: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت۱۵/۳۰روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۱۱: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت۳۰/ ۱۵ روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰

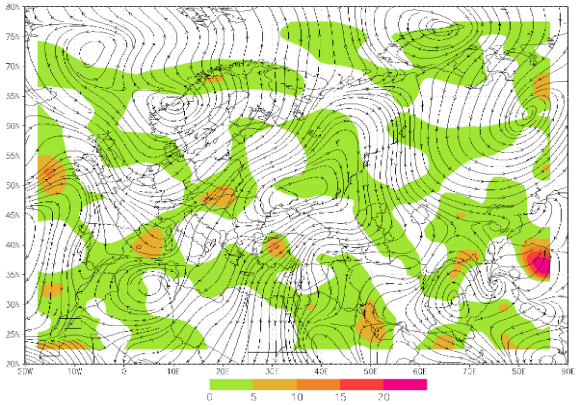


شکل ۱٤: الگوی گردشی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۱۹ مرداد ۱۳۸۰

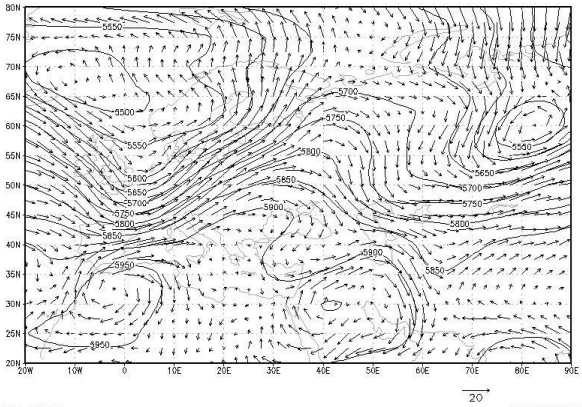


شکل ۱۳: الگوی گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ۱۹ مرداد ۱۳۸۰

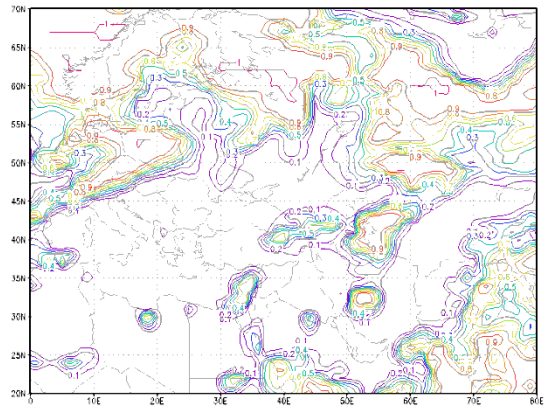
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



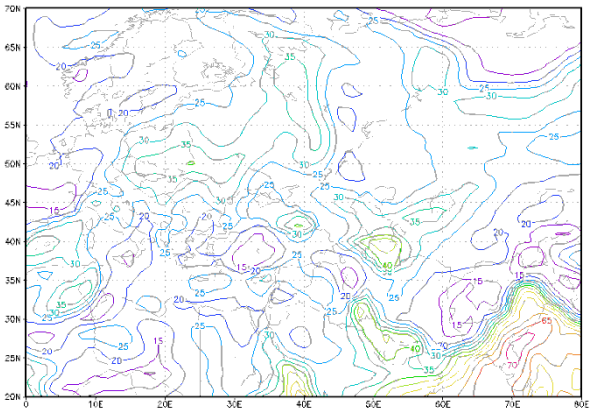
شکل ۱۶: همگرایی شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۱۵: الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۱۸: نقشه پوشش ابر منطقه در روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰



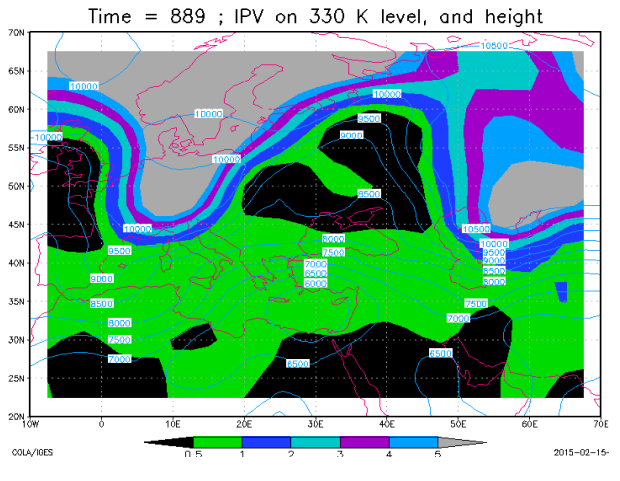
شکل ۱۷: آب قابل بارش در روز ۱۹ مرداد ۱۳۸۰

– الگوی همدید رخداد روز سیل

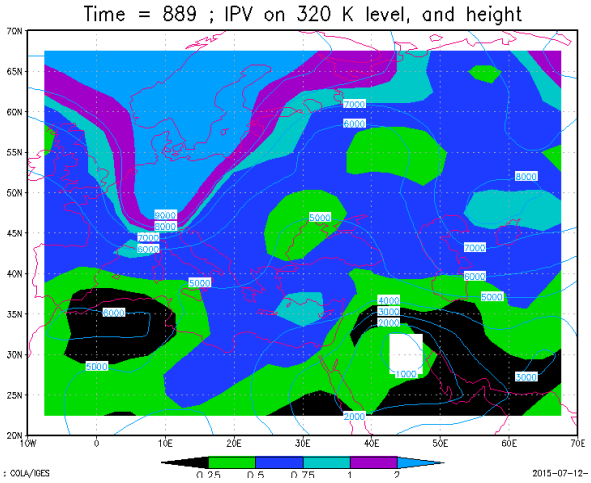
مطابق با شکل ۱۹ تاوایی پتانسیل نسبت به ۱۲ ساعت پیش تغییر چندانی نداشته و تنها در بخش‌های شمال و شرق دریای خزر تقویت شده است. در سطح ۳۲۰ کلوین شرایط همانند ۱۲ ساعت پیش دنبال می‌گردد (شکل ۲۰). همچنین در نقشه ساعت ۱۵/۳۰ تاوایی پتانسیل در محدوده شمال دریای خزر و منطقه مورد مطالعه افزایش داشته و مقدار آن به PVU ۲ در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین و PVU ۰/۵ – ۰/۷۵ در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین می‌رسد و همچنان شاهد شارش هوای سرد از استراتوسفر به وردسپهر و تزریق رطوبت از بخش‌های جنوبی هستیم (شکل‌های ۲۲ و ۲۱). همان‌گونه که در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در روز ۲۰ مرداد مشاهده می‌شود، هرسه سیستم (پرارتفاع شمال دریای خزر، کم‌ارتفاع شمال‌شرق بایکال و کم‌ارتفاع گنگ و خلیج فارس) تقویت و گسترش بیش‌تری نموده‌اند، این شرایط زمینه را برای برخورد توده هواهای مختلف در جهات متفاوت فراهم می‌کند. در نتیجه جبهه در مناطق شمال‌شرق (ناحیه مورد مطالعه)، شمال و شمال‌غرب گسترش بسیاری یافته است. پربند ۱۲۰ ژئوپتانسیل‌متر پیشانی جبهه را نشان می‌دهد. این شرایط زمینه را برای ریزش بارش‌های شدید در منطقه فراهم آورده است (شکل ۲۳). طبق نقشه ۲۴ مرکز پرارتفاع بسته‌ای بین دریای خزر و دریای سیاه مستقر می‌باشد که زبانه‌های از آن تا شرق دریای خزر را پوشش داده‌اند،

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

در نتیجه هوای بسیار سردی از عرض‌های بالا به منطقه نفوذ کرده که عبور بخشی از آن‌ها از روی دریا سبب تقویت رطوبت و افزایش ناپایداری هوا در سواحل جنوبی خزر می‌گردد. با عقب‌نشینی پرارتفاع جنب‌حاره سه مرکز کم‌ارتفاع با پربند ۱۵۰۰ ژئوپتانسیل‌متر با یکدیگر ادغام شده‌اند و سرتاسر شرق، جنوب‌غرب و غرب را تحت تأثیر خود در می‌آورند که گرما و رطوبت را وارد این نواحی می‌نماید. در نتیجه در محدوده شمال‌شرق ما شاهد تشکیل جبهه هستیم که منجر به بارش شدید در این روز بوده است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال با توجه به شرایط روز بیستم و عقب‌نشینی پرارتفاع جنب‌حاره یک بلاکینگ تشکیل شده است که با انحراف‌های شدید شارش‌های جوی در رودباد در سطوح ۲۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال همراه می‌باشد، بلاکینگ ایجاد شده متشکل از دو تراف جانبی می‌باشند که بخش‌های شمال و شمال‌شرق کشور تحت تأثیر تراف سمت راست این بلاک قرار گرفته‌اند، که این وضعیت سبب کاهش ضخامت جو، افزایش ناپایداری، ابرناکی و ریزش باران در این مناطق می‌گردد. پشته‌ای عمیق در امتداد شمال دریای سیاه و غرب دریای خزر شکل گرفته که سبب ریزش هوای سرد و رطوبت از دریای سیاه و مدیترانه و همچنین دریای خزر به بخش‌های شمال‌شرقی ایران می‌گردد. آن چنان‌که آشکار است جریانات به طور کلی شمال-جنوب می‌باشند (شکل ۲۵). شار رطوبت نسبی به روز پیشین تغییر چندانی نکرده است. با این تفاوت که دو هسته بیشینه یکی در شرق دریای خزر و دیگری در بخش‌های جنوب‌غرب کشور تشکیل گردیده است که افزایش انباشت بخارآب را در این ناحیه نشان می‌دهد (شکل ۲۶). آب قابل بارش کانون دریای خزر نسبت به روز قبل گسترش بیش‌تری بر روی ناحیه مورد بررسی داشته است (شکل ۲۷). مسیر ابرها نیز همانند روز پیش جهت واچرخند دریای خزر و چرخند گنگ و خلیج‌فارس را دنبال می‌نماید (شکل ۲۸). برآورد شاخص TTI با عدد ۶۰-۵۰ نیز مبین توفان تندری شدید در سطح منطقه می‌باشد. از سوی دیگر شاخص SWEAT با رقم ۲۰۰-۱۰۰ نیز مانند روز پیش توفان با شدت کم را نشان می‌دهد.

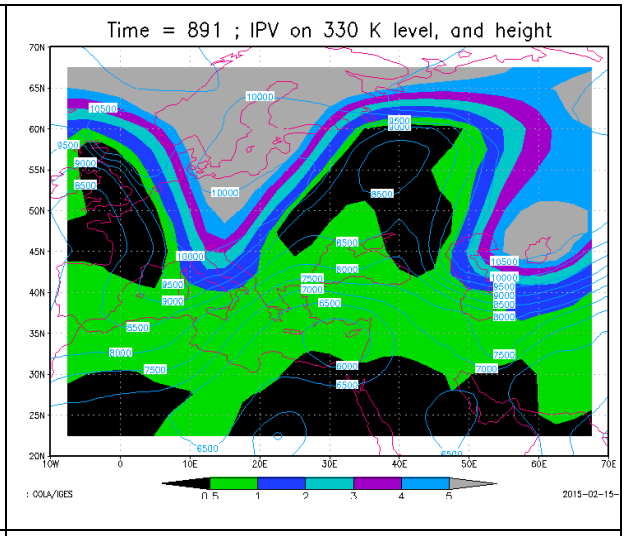


شکل ۱۹: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت ۳/۳۰ روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

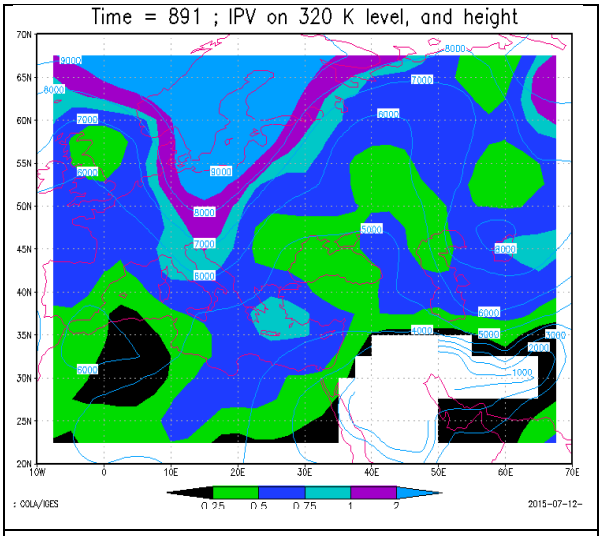


شکل ۲۰: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت ۳/۳۰ روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

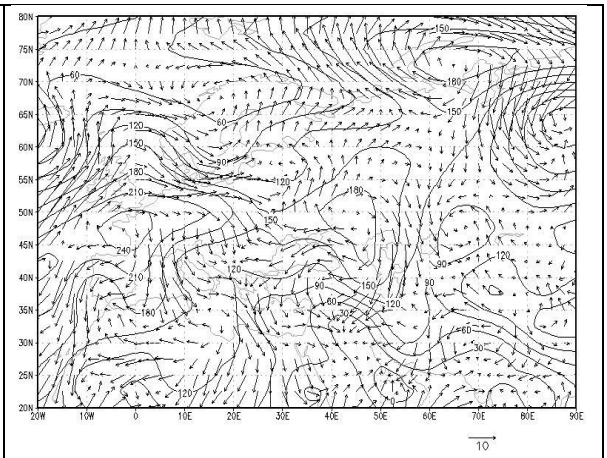
[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



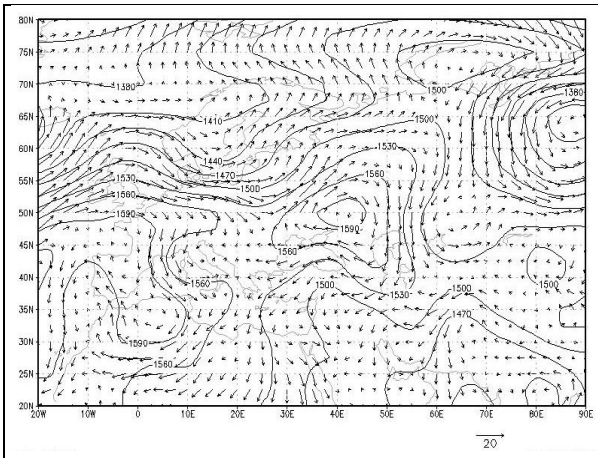
شکل ۲۱: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۳۰ کلوین
ساعت ۱۵/۳۰ روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰



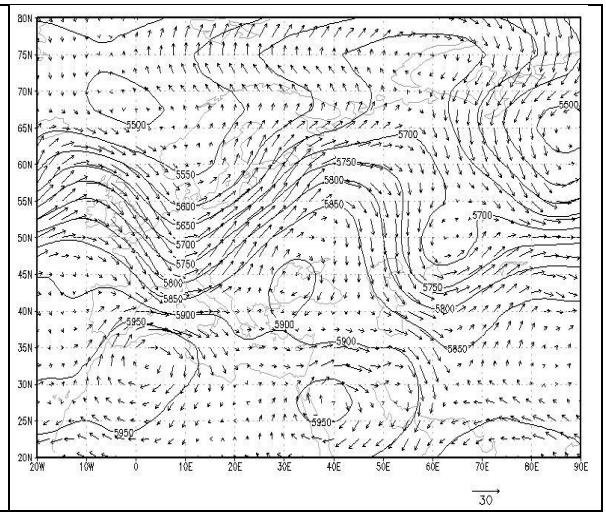
شکل ۲۲: تاوایی پتانسیلی ارتل در سطح همدمای ۳۲۰ کلوین
ساعت ۱۵/۳۰ روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰



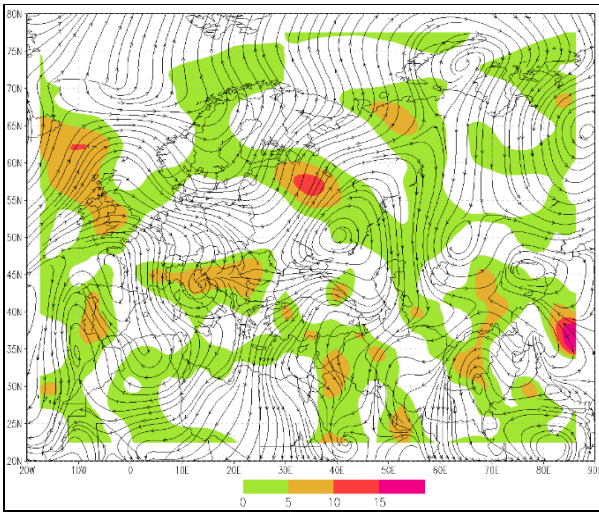
شکل ۲۳: الگوی گردشی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ۲۰ مرداد (۱۳۸۰)



شکل ۲۴: الگوی گردشی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

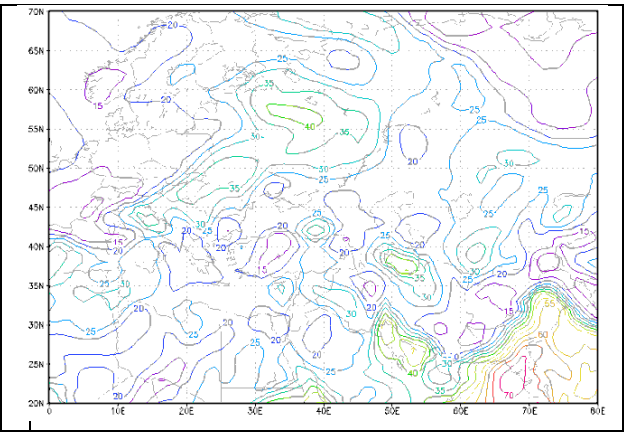


شکل ۲۵: الگوی گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

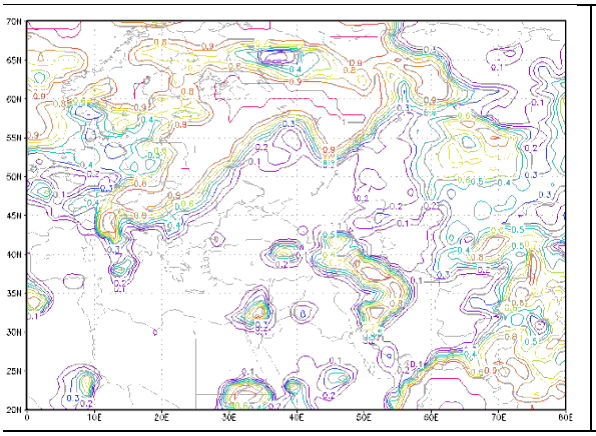


شکل ۲۶: همگرایی شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]



شکل ۲۷: آب قابل بارش در روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰



شکل ۲۸: پوشش ابر منطقه در روز ۲۰ مرداد ۱۳۸۰

نتیجه‌گیری

نظر به این‌که مخاطرات محیطی یکی از مسایل تأثیرگذار در برنامه‌ریزی‌های انسانی محسوب می‌شود و با توجه به این‌که سیل ۲۰ مرداد ماه (۱۳۸۰) یکی از خسارت‌بارترین سیل‌های به وقوع پیوسته چه از لحاظ مالی و چه به لحاظ تلفات انسانی در استان گلستان محسوب می‌شود، لذا در این پژوهش با استفاده از رویکرد محیطی به گردشی شرایط همدید تأثیرگذار در رخداد این سیل بررسی می‌شود. لازم به ذکر است که در اکثر مطالعاتی که بر روی سیل انجام شده‌اند از تاوایی پتانسیل به عنوان یک شاخص مهم برای تشریح شرایط همدیدی تمرکزی صورت نگرفته در نتیجه در این پژوهش سعی نمودیم که این خلع را جبران نماییم. که منتهی به نتایج زیر گردید:

به طور کلی با توجه به نقشه‌های تاوایی پتانسیل ارتل در روز رخداد سیل در سطح همدمای ۳۳۰ و ۳۲۰ کلوین ریزش هوای سرد از استراتوسفر به عرض‌های پایین‌تر و تقویت تاوایی پتانسیل در منطقه (pvu ۲)، به همراه عقب‌نشینی پرارتفاع جنب حاره و یورش هوای مرطوب به واسطه چرخندهای گنگ و خلیج‌فارس از بخش‌های جنوبی به سمت منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود، که ناپایداری‌های شدیدی را فراهم می‌نماید. این شرایط در ترازهای پایین‌تر نیز دنبال می‌شود به طوری که در ترازهای ۱۰۰۰، ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال سامانه پرارتفاع شمال دریای خزر با حرکت واچرخندی خود باعث انتقال رطوبت از دریای خزر بر روی منطقه مورد مطالعه شده است و همچنین کم‌ارتفاع گنگ و خلیج‌فارس با عقب‌نشینی پر ارتفاع جنب‌حاره‌ای عربستان در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال از سمت شرق و جنوب ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده، به‌طوری که زبانه‌های آن تا منطقه مورد مطالعه کشیده شده است. بدین ترتیب جبهه بر روی منطقه شکل گرفته است. نقشه‌های شار رطوبت سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال نشان دادند که واچرخند دریای خزر رطوبت دریای خزر را از بخش‌های شمالی (۴۰ گرم در هر کیلوگرم) و چرخند گنگ و خلیج‌فارس، رطوبت پهنه‌های آبی خلیج‌فارس و عمان را (بیش از ۴۵ گرم در هر کیلوگرم) از بخش‌های جنوبی وارد منطقه می‌نمایند، لذا این دو سامانه مسیر ابرهای شکل‌گرفته بر ناحیه مورد بررسی را تبیین می‌نماید. همچنین مهم‌ترین هسته‌های بیشینه تأثیرگذار در شرق دریای خزر و در بخش‌های جنوب‌غرب کشور قرارگرفته‌اند. شاخص ناپایداری TT نیز مقادیر ۶۰-۵۰ را در

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

محدوده استان نشان داد که حاکی از توفان شدید تندری در ناحیه می‌باشد و شاخص SWEAT با رقم ۲۰۰-۱۰۰ نیز توفان کم‌شدت را نشان می‌دهد.

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

References

- Ahmadi Givi, F., Mohebalhojeh, A. R., Ghariloo, M., (2006), "Dynamic study of cyclone systems on Iran from a potential vorticity view: Case Study December 2001", ***Journal of the Earth and Space***, 1: 1-13. [In Persion].
- Alizadeh, T., Azizi, GH., Rousta, I., (2012), "Analysis of 500 hPa circulation patterns of Atmosphere at inclusive and non-inclusive precipitation event in Iran", ***Quarterly Spatial Planning (Modares Human Sciences***), 16 (4): 1-24.
- Arvin, A. A., Mofidi Khaje, A. M., Mazini, F., (2012), "Selecting place and time patterns in Golestan province rainfall by clustering analysis, ***Geographical Planning of Space Quarterly Journal***, 2 (6): 117-132. [In Persion].
- Banacos, P. C., Schultz, D. M., (2005), "The use of moisture fluxconvergence in forecasting convective initiation: historical andoperational perspectives", ***Wea. Forecasting***, 20: 351-366
- Collins, M., Kirk, J., Pettit, J., DeGaetano, A., McCown, S., Peterson,T., Means,T., Zhang, X., (2014), "Synoptic climatology and generating mechanisms of annual floods in New England and Atlantic Canada", ***Physical Geography***, 35 (3): 195-2
- Gayoor, H. A., Halabian A. H., Saberi, B., Hossain Ali Poorjazi, F., (2012), "Investigating the relation between heavy precipitation and circulation patterns of the upper atmosphere (case study : Southern Khorasan Province)", ***Journal of Natural Environment hazards***, 1 (2): 11-27.
- Kato, T., Aranami, K., (2005), "Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model", ***Sola***, 1: 1-4.
- Khoshhal Dastjerdi, J., Alizadeh, T., (2011), "Synoptic and thermodynamic survey of 15 September 2009 shower caused flood in Khorasan Razavi Province", ***Journal of Spatial Planning (Modares Human Sciences)***, 14 (4): 87-109.[In Persion].
- Lomazzi, M., Entekhabi, D., G. Pinto, J., Roth, G., Rudari, R., (2014), "Synoptic preconditions for extreme flooding during the summer Asian Monsoon in the Mumbai area", ***Journal of Hydrometeorology***, 15 (1): 229-242.
- Manzato, A., Morgan, Jr, G., (2003), "Evaluating the sounding instability with the lifted parcel theory", ***Atmospheric Research***, 67 (68): 455- 473.
- Masoudian, S. A., (2005), "Identification of circulation patterns causing large flood in Karoon", ***Semi- Annually Geography and Development***, 3 (5): 161-182.
- Miller, R. C., (1972), "Notes on Analysis and Severe Storm ForecastingProcedures of the Air Force Global Weather Central, Tech. Rept. 200 (R). Headquarters", ***Air Weathe Service***. USAF. 190.
- Mofidi, A., Zarin, A., (2005), "The synoptic study of low pressure systems of the Sudan in heavy rain falls in Iran", ***Geographical Research***, 2 (77): 113-136. [In Persion].
- Mohammadi, B., Masoudian, S. A., (2010), "Synoptic analysis of heavy precipitation events in Iran", ***Journal of Geography and Development***, 8 (19): 47-70. [In Persion].
- Mohammadi, H., Taghavi, F., (2005), "Trend in indices of temperature and precipitation extreme in Tehran", ***Geographical Research Quarterly***, 37 (53): 151-172. [In Persion].
- Mohebalhojeh, A. R., Moradi, M., (2002), "Analysis of the rossby-ertel potential vorticity on levels of potential isotherm", Conference of Wether Numerical Prediction, Atmospheric Science & Meteorogical Research Center, October 2002, Page 1. [In Persion].
- Moradi, H. R., (2001), "Synoptic study of flood in central regions of Mazandaran province in 11 November 1996", ***Journal of Geography Education Growth***, 53: 198-120. [In Persion].

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]

- Moradi, H. R., (2004), "The role of the caspian sea in the rainfall conditions of the Northern coast of Iran", ***Journal of Marine Sciences and Technology***, 3 (2-3): 77- 87. [In Persion].
- Najjar Saligheh, M., (2006), "Rainfall Mechanism in Southeast of Iran", ***Geographical Research Quarterly***, 38 (55): 1- 13. [In Persion].
- Parandeh Khozani, A., Lashkari, H., (2010), "Synoptic Analysis of Flood Generating Systems in the Southern Part of Iran", ***Iran-Water Resources Research***, 6 (2): 66-73.
- Rahimi, D., Mirhashemi, H., (2013), "Analysis thermodynamic and synoptic pick floods region mountain (Behesht Abad Basin)", ***Geographical Rrsearches Quarterly Journal***, 28 (3), Page 131-144. Sola, 1: 1-4. [In Persion].
- Sadeghi Hosseini, S. A., Rezaian, M., (2006), "Study of few instability indices and potential of convective clouds for the Esfahan area", ***Journal of The Earth and Space Physics***, 32 (2): 83-98. [In Persion].
- Salahi, B., Jahan A, M., (2013), "Synoptic Analysis of Climatic Hazards in Yasouj city (A Case Study: Heavy Precipitation on 11 March 2011)", ***Journal of Geography and Environmental Hazards***, 2 (5): 73- 89. [In Persion].

[Downloaded from geographical-space.iau-ahar.ac.ir on 2026-10-31]