

واکاوی آماری-همدیدی بارش رواناب در حوضه‌ی بهشت‌آباد

مجید منتظری^۱

چکیده

سیل به عنوان یکی از مهم‌ترین سوانح طبیعی همواره مورد توجه بشر بوده و در سال‌های اخیر با توجه به پدیده‌ی گرمایش جهانی و تغییر شکل بارش‌ها از حالت جامد به مایع، لزوم توجه بیشتر به آن احساس می‌شود. در حوضه‌های کوهستانی که از رژیم برفی برخوردارند، معمولاً وقوع بارش با رخداد سیلاب همزمان نیست. با این وجود، در برخی موارد رخداد بارش فرین منجر به وقوع سیلاب‌های مهیب و خانمان برانداز، شده است. هدف از این پژوهش، بررسی ساز و کار سامانه‌هایی است که همزمان با وقوع بارش‌های فرین، دبی‌های سیلابی را به دنبال داشته است. بدین منظور، داده‌های بارش روزانه ۲۳ ایستگاه هواسنجی استان چهارمحال و بختیاری از ۱۳۷۹/۱۰/۱۲ تا ۱۳۹۱/۷/۳۰، داده‌های دبی روزانه ایستگاه آب‌سنجی بهشت‌آباد در بازه‌ی زمانی ۱۳۷۷/۱/۱ تا ۱۳۸۹/۱۲/۲۹ و داده‌های تراز میانی هوا سپهر شامل متغیرهای ارتفاع ژئو پتانسیل، فشار تراز دریا، بادمداری، باد نصف‌النهار، امگا، دما و رطوبت ویژه که از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی/ مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا اخذ، و به کار گرفته شد. سپس بر مبنای رویکرد محیطی به گردشی مورد واکاوی همدید قرار گرفت. واکاوی آماری داده‌های روزانه‌ی بارش رواناب نشان داد که رابطه‌ی معناداری بین بارش ایستگاه‌های حوضه و مقدار رواناب در زمان رخداد بارش وجود ندارد. به نظر می‌رسد عدم همزمانی وقوع بارش با رخداد رواناب، ناشی از ریزش‌های جامد است. در حالی که در رخداد‌های همزمان بارش- رواناب، ریزش‌های مایع بوده است. واکاوی همدید نشان داد، وجه تمایز بین سامانه‌های با بارش مایع و جامد، در نحوه‌ی تأمین رطوبت آنهاست. به طوری که رویدادهای بارشی مایع، با استقرار سامانه‌ی واپرخندی بر روی دریای عرب همراه است که این سامانه هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به داخل فرود عمیق مدیترانه هدایت نموده و هوای گرم و مرطوب، پس از عبور از دریای سرخ و خلیج فارس تقویت شده و بر محتوای رطوبتی آن افزوده شده و در نتیجه در اثر ناپایداری شدید ایجاد شده در جلوی فرود عمیق مدیترانه صعود نموده و رخداد بارش‌های سیل‌زا در زاگرس مرتفع، به ویژه حوضه‌ی بهشت‌آباد را به دنبال دارد.

کلمات کلیدی: واکاوی آماری-همدیدی، بارش-رواناب، سیلاب‌های فرین، حوضه‌ی بهشت‌آباد.

مقدمه

ریزش بارش‌های فرین اساسی‌ترین عامل وقوع سیل می‌باشد. در بیشتر حوضه‌های آبی ایران به ویژه مناطق جنوب و جنوب غرب کشور، همه ساله بارش‌های فرین سیل‌های مخربی را ایجاد می‌کنند (پرنده خوزانی و لشکری، ۱۳۹۰: ۱۲۳). بارش فرین و تأثیرات مستقیم و غیرمستقیم آن بر زندگی انسان‌ها و فعالیت‌های انسانی، لزوم توجه به این پدیده محیطی را توجیه می‌کند. در زمینه‌ی تأثیر گردش جوی بر بارش و شناسایی الگوهای آن تاکنون مطالعات زیادی در داخل و خارج از کشور صورت گرفته که به تعدادی از آنها اشاره می‌گردد. کاروالهوا^۱ و همکاران (۲۰۰۲)، رویدادهای بارش فرین در جنوب شرق آمریکای جنوبی و الگوهای همرفتی بزرگ مقیاس در مرکز همگرایی اطلس جنوبی (SACZ) را بررسی کرده و نشان دادند که توزیع ناحیه‌ای بارش فرین، به شدت به شکل همرفت در این مرکز بستگی دارد. ژای^۲ و همکاران (۲۰۰۵)، روند تغییرات زمانی بارش کل و بارش فرین در چین را مطالعه کرده و نتیجه گرفتند که در ۷۰ سال اخیر تعداد روزهای بارانی کاهش، ولی شدت بارش افزایش یافته است. اسچومن^۳ و همکاران (۲۰۰۹: ۶۰)، بارش روزانه گرینلند را در ارتباط با الگوهای همدید بررسی و مطالعه کردند. استنسن^۴ و همکاران (۲۰۱۱)، بارش‌های فرین نروژ مرکزی را بررسی و بیان کردند که بارش‌های فرین منطقه با عوامل توپوگرافی محلی در ارتباط می‌باشد. کاراجیانیدیس^۵ (۲۰۱۲)، روند بارش‌های فرین اروپا را بررسی و دریافتند که بارش‌های فرین منطقه دارای روند کاهشی، افزایشی و بدون روند بوده و با افزایش ارتفاع تعداد آنها نیز افزایش می‌یابد. پریا^۶ و همکاران (۲۰۱۵)، ناهنجاری‌های دمای سطحی آب در اقیانوس هند - آرام و اثرات آن بر گردش‌های جوی تابستانه و وقوع بارش‌های فرین در شمال غرب ناحیه‌ی هند و پاکستان را بررسی نمودند. هورلینگ و همکاران (۲۰۱۶: ۲۳۱۳)، با استفاده از صدک ۹۵ بارش‌های روزانه ایالات متحده به بررسی روند بارش‌های فرین پرداختند و نشان دادند که دمای سطح دریا موجب افزایش وقوع رویدادهای بارش فرین در مناطق شمالی در تابستان و کاهش بارش‌های فرین در زمستان در مناطق جنوبی شده است. ماهونی^۷ و همکاران (۲۰۱۶: ۱۶۱۷) در بررسی بارش‌های فرین ایالات متحده دریافتند که رودهای جوی در انتقال رطوبت لازم جهت ایجاد بارش‌های فرین در بخش‌های جنوب شرقی ایالات متحده نقش بسیار مهمی ایفا می‌کنند. تقیان (۱۳۷۸)، در بررسی نمونه‌هایی از سامانه‌های باران‌زا در سواحل جنوبی دریای خزر به این نتیجه رسیده که بارندگی‌های قابل ملاحظه در سواحل جنوبی دریای خزر ناشی از سامانه واچرخندی حرارتی است. امیدوار

1- Carvalho et al.,

2- Zhai et al.,

3- Schuenemann et al.,

4- Steensen et al.,

5- Karagiannidis

6- Priya et al.,

7- Mahoney et al.,

(۱۳۸۶: ۸۱)، شرایط همدیدی و پویشی بارش منطقه شیرکوه را بررسی و بیان کرد سه نوع سامانه همدیدی منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. الگوی اول همراه با استقرار کم فشار سودانی روی شبه جزیره‌ی عربستان می‌باشد. الگوی دوم سامانه‌ی ترکیبی سودانی- مدیترانه‌ای است و الگوی سوم سامانه مدیترانه‌ای است که از رطوبت، ناپایداری و بارش کمتری برخوردار است. منتظری (۱۳۸۸: ۱۲۵)، بارش‌های فرین روزانه ایران را بررسی و به لحاظ بارش‌های فرین ایران را به چهار قلمرو تقسیم و بیان نمود که در دو قلمرو آن شامل امتداد سواحل شمالی خلیج فارس و دریای عمان بین ۶۰ تا ۷۰ و ۱۰۰ تا ۱۷۰ درصد بارش سالانه در یک شبانه روز رخ می‌دهد. خوشحال و علیزاده (۱۳۸۹: ۸۸)، سیلاب ۸۸/۶/۲۴ خراسان رضوی را مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که در سامانه‌ی ایجادکننده‌ی این سیلاب در اثر حرکت رو به شمال و شرق پرفشار آזור و عقب‌نشینی شاخه‌ی جنوبی آن در اثر عمیق شدن ناوه‌ی کم فشار قطبی ایجاد شده و ناپایداری و رگبار ایجاد کرده است. غفاریان و همکاران (۱۳۸۹: ۱)، بارش فرین ایستگاه ارومیه را مورد تحلیل قرار دادند. نتایج پژوهش آنها نشان داد برهم کنش دو رودباد جنب حاره و قطبی باعث چرخندزایی در منطقه شمال شرق دریای مدیترانه می‌شود و بارش‌های شدیدی را به همراه دارد. جانباز قبادی و همکاران (۱۳۹۰: ۲۳)، الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه سواحل جنوبی خزر را بررسی و دریافتند که این بارش‌ها نتیجه‌ی استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم‌فشار بر روی این منطقه بوده و در تمامی الگوها گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی در تراز زیرین جو بر دریا تسلط دارد. مسعودیان و محمدی (۱۳۹۱: ۱)، به تحلیل شرایط جبهه‌ای در زمان رخداد بارش‌های فرین آبرفرین ایران پرداختند و نشان دادند که از نظر مهیایی شرایط جبهه‌زایی در زمان رخداد بارش‌های آبرفرین ایران، ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال غیرفعال و ترازهای ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال فعال بوده‌اند. لشکری و همکاران (۱۳۹۱: ۹۹)، بارش‌های شدید اصفهان را مورد تحلیل همدید قرار دادند و دریافتند الگوی ادغامی کم فشار مدیترانه و سودانی موجب بارش‌های شدید در سطح استان اصفهان شده است. قویدل و همکاران (۱۳۹۲: ۱۱۱)، منابع انتقال رطوبت بارش‌های فرین سواحل ایران ترازهای دیگر نقش کمتری در ایجاد بارش داشته‌اند. کریمپور و همکاران (۱۳۹۲: ۹۹)، الگوهای همدید بارش‌های سیل‌آسا در استان لرستان را بررسی و بیان کردند که بارش‌های فرین در استان لرستان از ۴ الگو پیروی می‌کنند. متولی طاهر و همکاران (۱۳۹۴)، بارش‌های فرین استان مازندران را در ماه اکتبر بررسی و بیان کردند که پیوستن زبانه‌ای از جت قطبی به جت جنب حاره‌ای موجب تقویت مؤلفه‌ی نصف‌النهاری باد و در نتیجه تشدید فرارفت‌های دما و رطوبت و ریزش‌های بارش فرین در منطقه می‌شود.

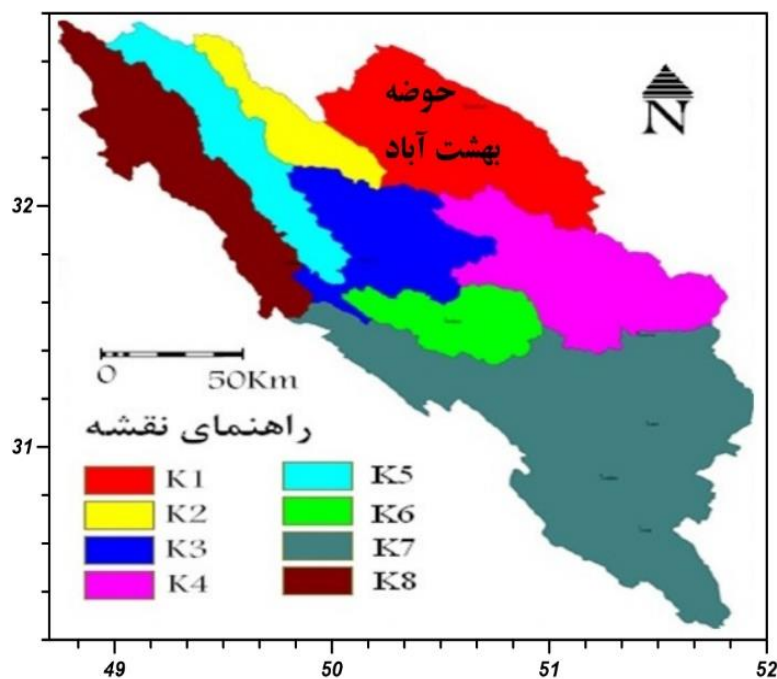
در حوضه‌ی بهشت‌آباد علی‌رغم وقوع بارش‌های فرین، لیکن تنها تعداد اندکی از آنها منجر به وقوع سیلاب‌های خانمان برانداز می‌گردد. هدف از انجام این پژوهش، بررسی ساز و کار وقوع سامانه‌هایی است که چنین سیلاب‌هایی را موجب می‌شوند.

مواد و روش‌ها

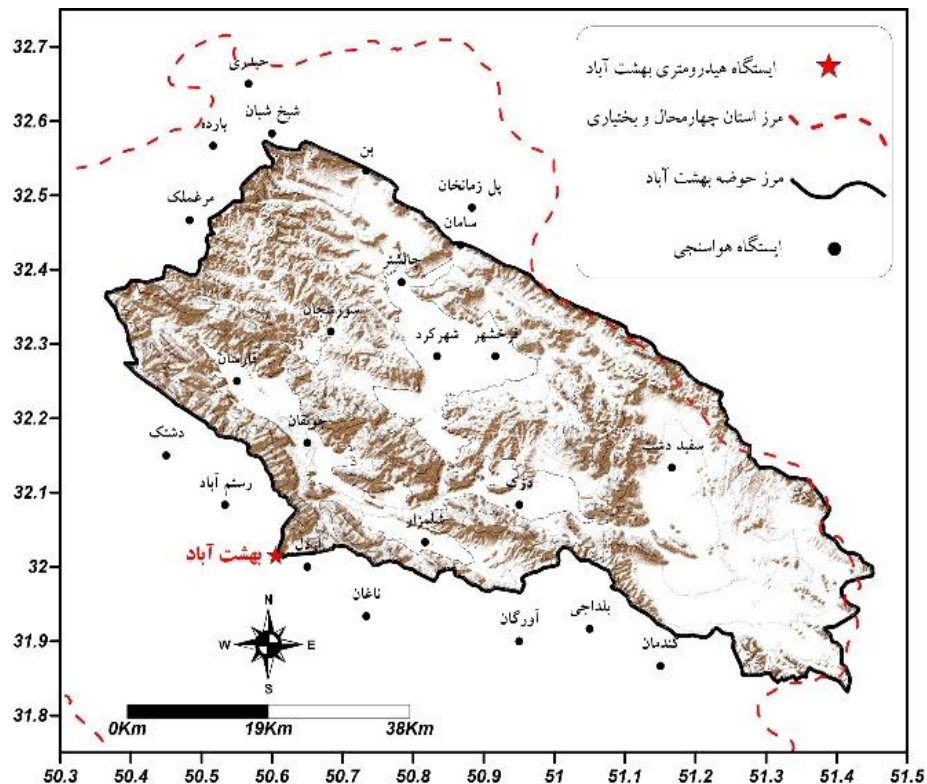
حوضه‌ی بهشت‌آباد شمالی‌ترین حوضه‌ی آبی کارون بزرگ است. خروجی این حوضه در شهرستان اردل استان چهارمحال و بختیاری در محل تلاقی رودخانه کیار و رودخانه جونقان در محلی به نام تنگ درکش ورکش می‌باشد که به بهشت‌آباد معروف است. در جدول (۱)، مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه و در شکل (۲)، پراکنش جغرافیایی آنها قابل مشاهده است.

جدول (۱) مشخصات ایستگاه‌های مورد مطالعه

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	نام ایستگاه	نوع ایستگاه
سامان	همدید	پل زمانخان	اقلیم شناسی	جونقان	بارانسنجی	شلمزار	بارانسنجی
فرخ‌شهر	همدید	دزک	اقلیم شناسی	حیدری	بارانسنجی	شیخ شبان	بارانسنجی
شهرکرد	همدید	فارسان	اقلیم شناسی	دشتک	بارانسنجی	مرغملک	بارانسنجی
آورگان	اقلیم‌شناسی	گندمان	اقلیم شناسی	رستم آباد	بارانسنجی	ناغان	بارانسنجی
اردل	اقلیم‌شناسی	بارده	بارانسنجی	سفید دشت	بارانسنجی	چالشر	بارانسنجی
بلداجی	اقلیم‌شناسی	بن	بارانسنجی	سورشجان	بارانسنجی		



شکل (۱) موقعیت زیرحوضه‌ی بهشت‌آباد در حوضه‌ی کارون شمالی



شکل (۲) موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش از سه پایگاه استخراج شده است. پایگاه اول، داده‌های محیطی سطحی شامل داده‌های بارش روزانه ۲۳ ایستگاه هواسنجی از ۱۳۷۹/۱۰/۱۲ تا ۱۳۹۱/۷/۳۰ مربوط به ایستگاه‌های هواسنجی استان چهارمحال و بختیاری و از پایگاه داده‌ی اداره‌ی کل هواشناسی استان اخذ شد. پایگاه دوم، داده‌های دبی روزانه در مقطع زمانی ۱۳۷۷/۱/۱ تا ۱۳۸۹/۱۲/۲۹ مربوط به ایستگاه آب‌سنجی بهشت‌آباد که از اداره‌ی آب منطقه‌ای استان، فراهم گردید. پایگاه سوم، داده‌های تراز میانی هواسپهر که متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب متر، فشار تراز دریا بر حسب پاسکال، مؤلفه‌ی بادمداری بر حسب متر بر ثانیه، مؤلفه‌ی باد نصف‌النهاری بر حسب متر بر ثانیه، امگا بر حسب پاسکال بر ثانیه، دما بر حسب کلوین و رطوبت ویژه را در بر می‌گیرد. این داده‌ها از مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی/ مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده‌ی آمریکا^۱ اخذ و نقشه‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، وزش باد، رودباد، تاوایی، تابع جبهه‌زایی و فرافت رطوبت برای نشان دادن ساز و کار بارش‌های فرین در محیط نرم‌افزار گردس محاسبه و ترسیم گردید و بر مبنای رویکرد محیطی به گردشی مورد واکاوی هم‌دید قرار گرفت.

۱- National Center for Environmental Prediction (NECP) / National Center for Atmospheric Research (NCAR)

پژوهش‌هایی که پیرامون بارش‌های فرین انجام شده، تعریف‌های متفاوتی را برای بارش‌های فرین در مناطق مختلف، بیان کرده‌اند. بنابراین، بارش‌های فرین در هر منطقه با توجه به ویژگی‌های محیطی و جغرافیایی همان منطقه تعریف می‌شود و تعریف جامعی برای آن نمی‌توان بیان نمود. در این پژوهش با استناد به پژوهش برزو و عزیزی، معیار بارش ۳۰ میلی‌متر به عنوان بارش سنگین در نظر گرفته شد (برزو و عزیزی، ۱۳۹۴: ۳۵۸). شناسایی بارش‌های فرین حوضه با این استدلال انجام شد که دست‌کم در یکی از ایستگاه‌های مورد مطالعه بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر ثبت شده باشد و دوم اینکه در سایر ایستگاه‌ها نیز بارش ثبت شده باشد حتی اگر بارش آنها کمتر از ۳۰ میلی‌متر باشد. در این فرایند، روزهایی که فقط در یک ایستگاه بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر ثبت شده ولی در سایر ایستگاه‌ها هیچ بارشی ثبت نشده بود با این استدلال که از ماهیت همیدی قوی برخوردار نیست، از گردونه‌ی محاسبات خارج شد.

بحث و نتایج

الف) واکاوی آماری بارش و دبی

به منظور واکاوی آماری بارش‌های فرین حوضه، ابتدا داده‌های بارش و دبی در نرم‌افزار اکسل وارد و دوره‌ی مشترک آنها در مقطع زمانی ۱۳۷۹/۱۰/۱۲ تا ۱۳۸۹/۱۲/۲۹ انتخاب شد. سپس داده‌ها به صورت نزولی مرتب و بدین ترتیب زمان رخداد بالاترین دبی‌های حوضه طی دوره‌ی مورد مطالعه به دست آمد. بررسی‌ها نشان داد بارش‌های فرین از آبان آغاز و تا اوایل اردیبهشت ادامه یافته و بیشترین بارش‌های فرین در ماه آذر رخ می‌دهد. در دوره‌ی گرم سال، ماه‌های تابستانی تیر، مرداد و شهریور نیز هیچ بارش فرینی ثبت نشده است (جدول ۲). سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۹ هر کدام با ۲۱ روز توأم با بارش فرین بیشترین و سال ۲۰۰۸ با ۲ مورد بارش فرین کمترین بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر را به خود اختصاص داده‌اند (جدول ۳). طولانی‌ترین و با دوام‌ترین دوره‌ی بارش حوضه از ۲۰۰۱/۱۲/۱ تا ۲۰۰۱/۱۲/۸ به مدت ۸ روز حادث شده است. در این دوره با وجود زمان طولانی بارش، لیکن به دلیل شدت کم بارش در واحد زمان و همچنین نوع و زمان وقوع بارش، طغیان و افزایش دبی در ایستگاه آب‌سنجی مشاهده نشده است.

جدول (۲) تعداد روزهای توأم با بارش فرین در هر ماه طی دوره‌ی مورد مطالعه

ماه	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر
تعداد روز	۲۷	۲۳	۲۰	۲۱	۱	۱	۰	۰	۰	۱	۲۰	۳۸

جدول (۳) تعداد روزهای بارش فرین استان به تفکیک سال

سال	۲۰۰۱	۲۰۰۲	۲۰۰۳	۲۰۰۴	۲۰۰۵	۲۰۰۶	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۲
تعداد روز	۱۸	۱۲	۱۰	۲۱	۱۸	۱۵	۱۲	۲	۲۱	۸	۱۱	۴

بالاترین و فرین‌ترین بارش طی دوره‌ی مورد مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری از تاریخ ۱۳۸۴/۱۱/۱۹ الی ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ به وقوع پیوسته به گونه‌ای که از ۲۳ ایستگاه مورد مطالعه در ۱۶ ایستگاه، بارش بالاتر از ۱۰۰ میلی‌متر ثبت شده است. به طوری که در ایستگاه جونقان در ۱۳۸۴/۱۱/۲۰، مقدار ۲۱۳ میلی‌متر بارش گزارش شده است (شکل ۵). در روز بعد این بارش فرین منجر به وقوع بالاترین دبی ثبت شده در حوضه‌ی معادل $567 \text{ m}^3/\text{s}$ شده است (شکل ۴).

واکاوای آماری داده‌های دبی حوضه‌ی بهشت‌آباد نشان داد دبی‌های بالاتر از میانگین ۱۲۵۲ مورد بوده و در ماه‌های تیر، مرداد، شهریور و مهر رخ نداده است. دبی‌های بالاتر از میانگین در ماه‌های اسفند و فروردین بیشتر حادث شده که می‌توان به ذوب پوشش برفی حوضه همزمان افزایش دما یا ریزش بارش‌های مایع بر روی پوشش برف، منتسب دانست (جدول ۴).

جدول (۴) دبی‌های بالاتر از میانگین به تفکیک ماه

ماه	دی	بهمن	اسفند	فروردین	ارابهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر
تعداد روز	۷۹	۱۸۴	۳۶۰	۳۲۱	۲۰۸	۲۲	۰	۰	۰	۰	۱۲	۶۶

جهت به دست آوردن تاریخ‌های وقوع سیلاب‌های بزرگ در حوضه‌ی بهشت‌آباد از شیوه‌ی دو انحراف معیار به اضافه‌ی میانگین، استفاده شد. از آنجا که میانگین و انحراف معیار دبی‌های حوضه به ترتیب $14/2$ و 24 متر مکعب در ثانیه برآورد شد (جدول ۵)، لذا دبی‌های بیش از 62 مترمکعب در ثانیه را می‌توان تحت عنوان سیلاب فرین در نظر گرفت. با این حساب ۱۹۶ مورد سیلاب فرین طی دوره‌ی مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. دبی‌های حوضه از چولگی مثبت بسیار شدید، برخوردار است این بدان معناست که تعداد دبی‌های کمتر از میانگین بسیار زیاد است. این موضوع را مُد دبی‌ها نیز که در حد 2 مترمکعب است، تأیید می‌کند (جدول ۵).

نتایج همبستگی‌های صورت گرفته بین دبی و بارش در حوضه‌ی بهشت‌آباد نشان داد که بین این دو متغیر رابطه معناداری وجود ندارد (جدول ۶). به گونه‌ای که در بسیاری از موارد بارش رخ داده اما دبی افزایش چندانی نداشته است یا خیلی از موارد بارش گزارش نشده است لیکن دبی نسبتاً بالایی از ایستگاه آب‌سنجی گزارش شده که این موضوع به رژیم برفی حوضه مرتبط است. از آنجا که حوضه‌ی بهشت‌آباد در زاگرس میانی واقع شده و از ارتفاع بلندی برخوردار است، لذا در ماه‌های سرد سال در بخش اعظم حوضه به ویژه در نقاط مرتفع، بارش‌ها به صورت جامد نازل می‌شود، در نتیجه رواناب چندانی ایجاد نمی‌گردد. در حالی که در اوایل بهار با گرم شدن هوا پوشش برفی منطقه ذوب شده و رواناب‌ها سرازیر می‌شوند. برای مثال بارش‌های گرم اوایل فصل بهار باعث ذوب شدن پوشش برف سطح زمین شده و بارش 5 میلی‌متری می‌تواند روانابی معادل

۲۰ تا ۳۰ میلی متر بارش، ایجاد کند. از این رو به نظر می رسد نمی توان از روی ای پیک به واکاوی الگوهای همدید حوضه پرداخت.

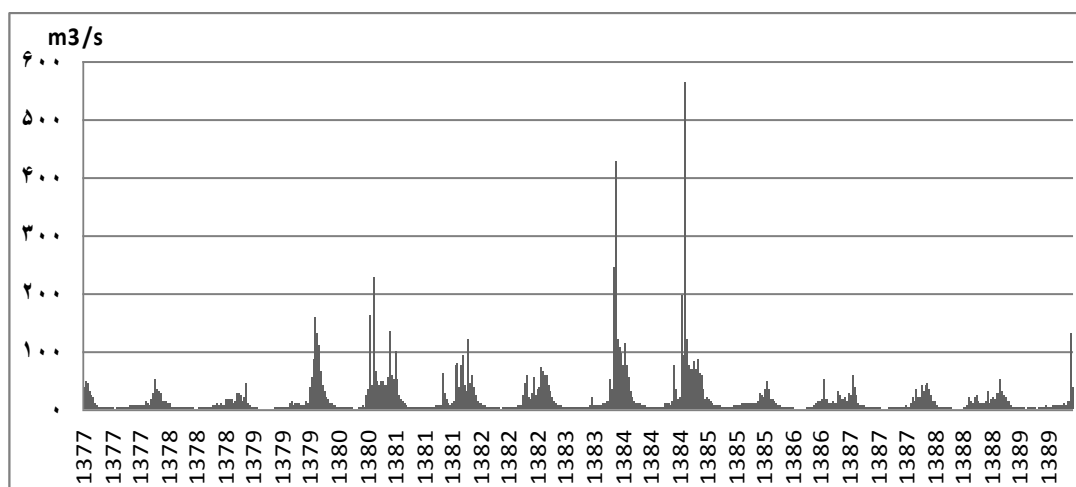
جدول (۵) آماره های دبی های حوضه ی بهشت آباد طی دوره ی مورد مطالعه

مد	میانه	میانگین	ضریب چولگی	انحراف معیار
۱/۹	۶/۴	۱۴/۲	۷/۶	۲۴

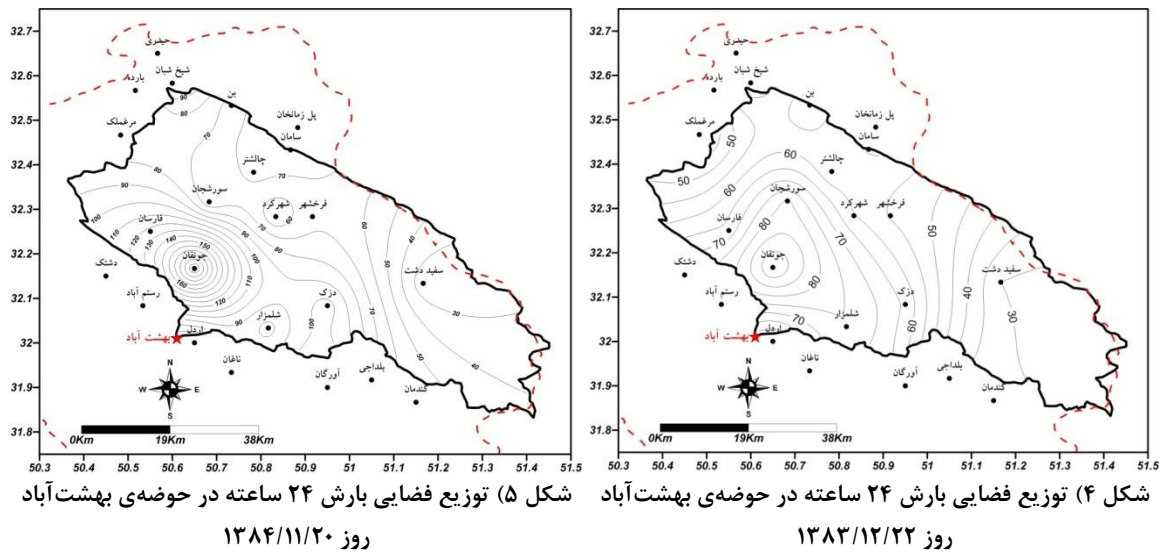
جدول (۶) نتایج همبستگی بین بارش و دبی در حوضه ی بهشت آباد

نام ایستگاه ضریب همبستگی	نام ایستگاه ضریب همبستگی	نام ایستگاه ضریب همبستگی	نام ایستگاه ضریب همبستگی	نام ایستگاه ضریب همبستگی	نام ایستگاه ضریب همبستگی
اردل	۰/۰۰۰۷	آورگان	۰/۰۰۱۹	بارده	۰/۰۰۴۵
چالشر	۰/۰۳۱	دشتک	۰/۰۰۰۲	بلداجی	۰/۰۰۱۲
فرخ شهر	۰/۰۳۱	فارسان	۰/۰۰۰۴	حیدری	۰/۰۰۲۳
مرغملک	۰/۰۰۳	ناغان	۰/۰۰۲۱	پل زمانخان	۰/۰۰۰۴
شهرکرد	۰/۰۰۰۴	شلمزار	۰/۰۰۱۳	شیخ شبان	۰/۰۰۱

با وجود عدم همزمانی بارش های فرین و دبی های سیلابی حوضه ی بهشت آباد لیکن در دو مورد بارش فرین حوضه، با دبی های طغیانی مقارن بوده است. الف) دوره ی ۱۳۸۳/۱۲/۲۱ تا ۱۳۸۳/۱۲/۲۲؛ ب) دوره ی ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ تا ۱۳۸۴/۱۱/۲۱ (شکل ۵). با توجه به قدرت سامانه بارش زا، فراگیر بودن آن و استقرار سامانه ی و اچرخندی بر روی دریای عرب، و بهره گیری از رطوبت دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس بارش های مایع نازل شده و منجر به وقوع سیلاب های مهیب در حوضه ی بهشت آباد شده است. از این رو این دو مورد جهت واکاوی همدید انتخاب شد. توزیع فضایی بارش های فرین در دوره های انتخابی نیز در شکل های ۵ و ۶ نمایش داده شده است. در هر دو مورد کانون بارش ها در ایستگاه جونقان بوده است.



شکل (۳) دبی های فرین حوضه در دوره ی ۱۲ ساله مورد مطالعه

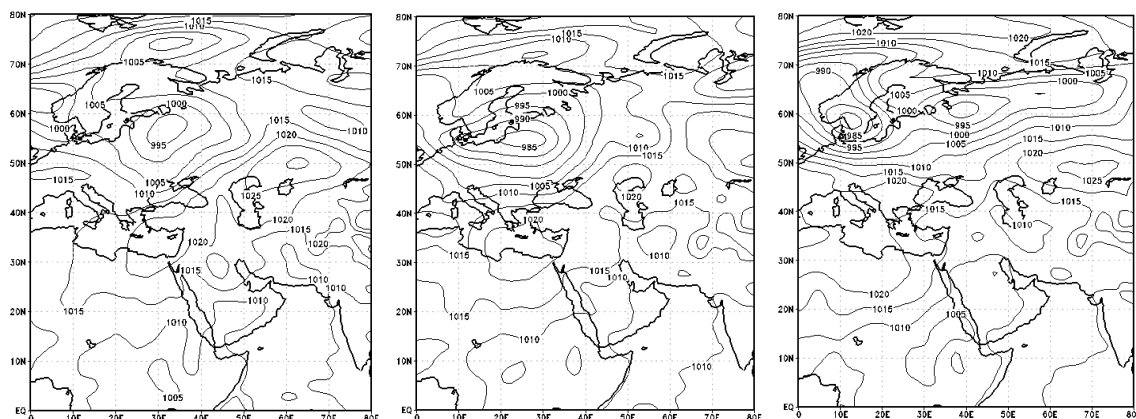


ب) واکاوی همدید

در واکاوی‌های همدید باید به دو پرسش مهم پاسخ داده شود: ابتدا، ساز و کار صعود هوا چگونه فراهم شده است؟ پاسخ به این پرسش از طرق نقشه‌های فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، وزش باد، رودباد، تابع چرخندگی و تابع جبهه‌زایی انجام شد. دوم، رطوبت لازم برای وقوع بارش از چه طریقی فراهم شده است؟ برای پاسخ به این پرسش از نقشه‌های فرارفت رطوبت استفاده شد. برای هر فرانسج در سه روز متوالی نقشه مورد نظر در محیط نرم‌افزار گردس تهیه و ترسیم شد.

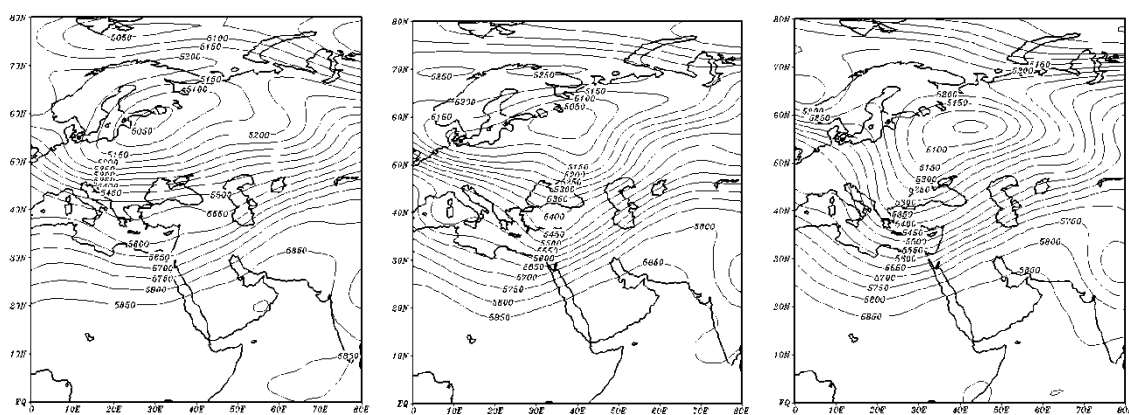
واکاوی همدید بارش‌های فرین دوره ۱۳۸۳/۱۲/۲۱ تا ۱۳۸۳/۱۲/۲۳

سامانه‌های فشار که در نقشه‌های فشار تراز دریا در سه روز متوالی مشهود است، عبارتند از: سامانه‌ی کم فشار جنوب اسکانندیناوی و شمال اروپا با فشار مرکزی ۹۸۰ هکتوپاسکال که پهنه‌ی وسیعی را در بر گرفته و در روزهای بعد به سمت شرق بر روی مرکز اروپا جابجا شده است. سامانه‌ی پرفشار سیبری با فشار مرکزی ۱۰۲۵ بین دریاچه‌ی خوارزم و آرال مستقر شده و در روزهای بعد قوی‌تر شده و فشار مرکزی آن به ۱۰۳۰ هکتوپاسکال می‌رسد. سامانه فشار مهم و تأثیرگذار بعدی مرکز کم فشار منطقه‌ی شاخ آفریقا و شبه جزیره عربستان که به سامانه کم فشار سودانی موسوم است و با فشار مرکزی ۱۰۰۵ هکتوپاسکال در سطح وسیعی گسترده شده و بخشی از آن با فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال شبه جزیره عربستان و نیمه‌ی شمالی ایران در جنوب دریای خزر را در بر گرفته است. اختلاف فشار بین سامانه‌های فشار نامبرده سبب بروز شیو فشار در سطح زمین شده و ساز و کار ناپایداری هوا را فراهم می‌آورد.



شکل (۶) نقشه‌ی فشار تراز دریا ۲۱ اسفند شکل (۷) نقشه‌ی تراز فشار دریا ۲۲ اسفند شکل (۸) نقشه‌ی فشار تراز دریا ۲۳ اسفند

نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ روز ۲۱ اسفند حاکی از استقرار فرود بسیار عمیقی در بادهای غربی از اروپای شمالی تا دریای مدیترانه و شمال آفریقا می‌باشد به گونه‌ای که محور فرود، از مرکز کم ارتفاع اروپای مرکزی با ارتفاع مرکزی ۵۰۵۰ متر، تا شمال آفریقا بر روی کشور مصر امتداد یافته و منطقه‌ی جلو فرود در منطقه‌ی شرق مدیترانه حدفاصل دریای سرخ تا دریای خزر گسترش یافته است. این فرود عمیق هوای سرد عرض‌های شمالی را به سمت دریای مدیترانه و شمال آفریقا هدایت می‌کند، و در اثر تداخل هوای سرد شمالی با هوای نسبتاً گرم و مرطوب دریای مدیترانه و شمال آفریقا اختلاف دمای شدیدی را در سطح زمین ایجاد نموده و زمینه ساز تشکیل جبهه‌ی قطبی را در جلو فرود فراهم آورده است (شکل ۱۵). این فرایند، تشدید ناپایداری در جلو فرود را موجب شده و ساز و کار وقوع بارش فرین را به ویژه در دامنه‌های غربی رشته کوه زاگرس، موجب شده است. بادهای غربی در حرکت شرق سوی خود موجب جابجایی محور فرود در روز ۱۲ مارس بر روی منطقه‌ای حدفاصل دریای سیاه و خزر شده و در نهایت در روز سوم سامانه‌ی غربی تضعیف شده و از شدت ناپایداری‌های آن کاسته شده است.

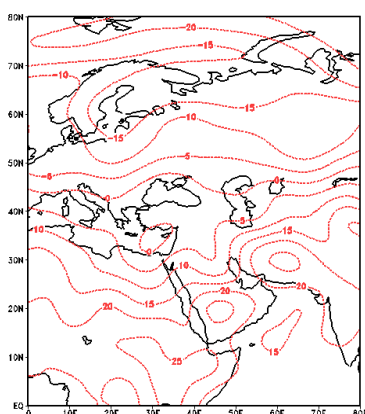


شکل (۱۱) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۳ اسفند

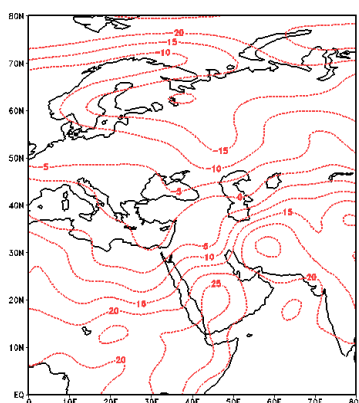
شکل (۱۰) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۲ اسفند

شکل (۹) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۱ اسفند

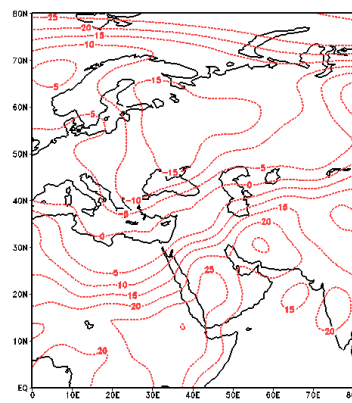
یورش هوای سرد شمالی به سمت دریای مدیترانه و شمال آفریقا سبب بروز شیو دمایی شدید در حد ۲۵ درجه‌ی سلسیوس در امتداد فرود بلند مدیترانه شده است. منحنی همدمای صفر درجه از جنوب دریای مدیترانه می‌گذرد و منحنی همدمای ۲۵ درجه در کشورهای مصر و سودان تا دریای سرخ، شبه جزیره عربستان و مرکز ایران امتداد یافته است. این شیو شدید دما با امتداد شمال‌شرقی - جنوب‌غربی فرود بلند مدیترانه، منطبق بوده و ساز و کار تشکیل جبهه‌ی قطبی را فراهم آورده است (شکل ۱۵). در روز ۱۳ مارس از شدت اختلاف دما کاسته شده است (شکل‌های ۱۲ تا ۱۴).



شکل (۱۴) نقشه‌ی دما روز ۲۳ اسفند

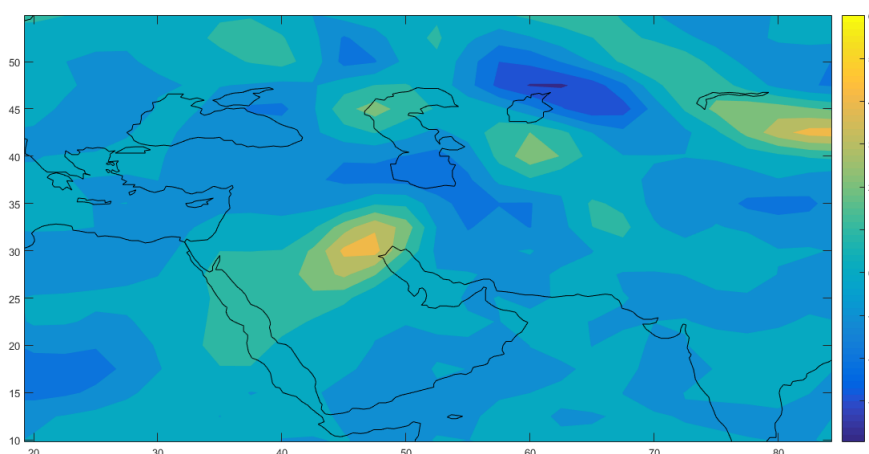


شکل (۱۳) نقشه‌ی دما روز ۲۲ اسفند



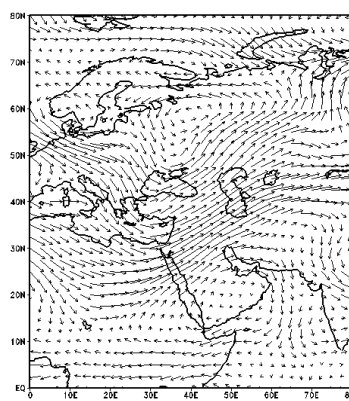
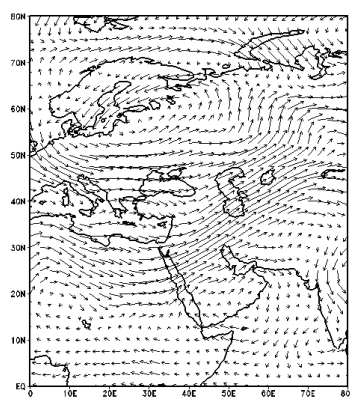
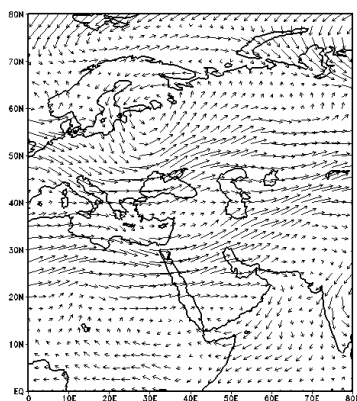
شکل (۱۲) نقشه‌ی دما روز ۲۱ اسفند

تابع جبهه‌زایی بر اساس تندی باد و شیو دما محاسبه و برحسب کلوین، متر بر ثانیه، بیان می‌شود. این تابع شکل‌گیری جبهه را نشان می‌دهد که ساز و کار ترمودینامیکی سطح زمین را با تراز میانی هواسپهر برقرار نموده و زمینه‌ساز صعود هوای مرطوب و ایجاد بارش‌های فرین را فراهم می‌کند. بر اساس شکل ۱۵ منطقه‌ی جبهه‌زایی در امتداد فرود بلند مدیترانه، از غرب دریای سرخ تا شمال خلیج فارس گسترش یافته و کانون آن در روز ۲۲ اسفند در شمال خلیج فارس شکل گرفته است.



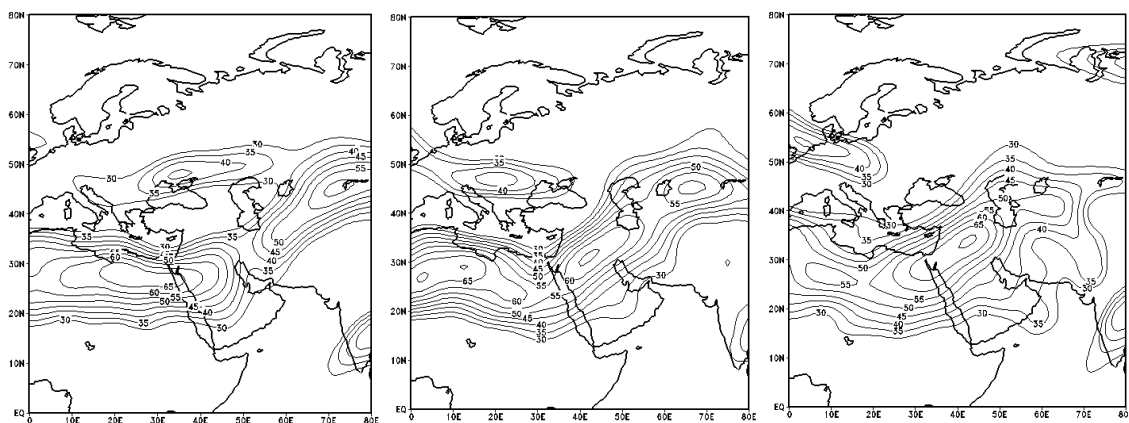
شکل (۱۵) تابع جبهه‌زایی روز ۲۲ اسفند ۱۳۸۲

با توجه به اختلاف شدید دما، اختلاف شدید فشار شکل گرفته و این موضوع نیز تندی باد را موجب شده است (شکل ۱۲ و شکل ۱۶). تشکیل مرکز کم ارتفاع بر روی اروپای مرکزی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حرکت چرخندی خود هوای سرد و مرطوب اقیانوس اطلس شمالی را به سمت مرکز اروپا و دریای مدیترانه هدایت نموده و سپس با تغییر تاوایی، جهت جریان به سمت شمال شرق منحرف شده و هوای سرد و مرطوب شمالی، از دریای مدیترانه و شمال آفریقا به سمت دریای سرخ و در امتداد شمال شرق به سمت دریای خزر هدایت شده است (شکل ۱۶). نکته ی بسیار مهم و قابل توجه، حرکت و اچرخندی سامانه های که در جنوب شبه جزیره ی عربستان و دریای عرب مستقر شده، موجب هدایت هوای گرم و مرطوب دریای عرب به داخل فرود بلند مدیترانه و سپس در امتداد بادهای غربی به سمت غرب ایران و رشته کوه های زاگرس منتقل شده و در اثر ناپایداری شدید زمینه ساز وقوع بارش های مایع فرین بر روی این منطقه شده است.



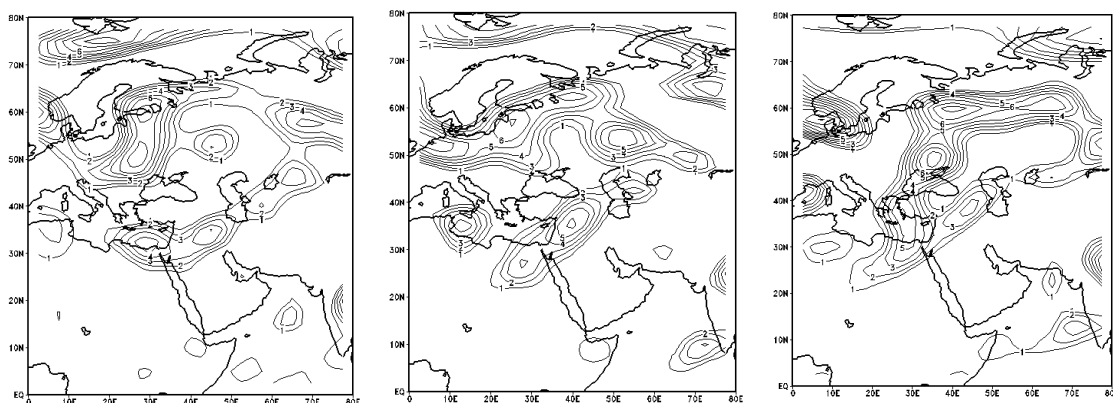
شکل (۱۶) نقشه ی ترکیبی باد، ۲۱ اسفند شکل (۱۷) نقشه ی ترکیبی باد، ۲۲ اسفند شکل (۱۸) نقشه ی ترکیبی باد، ۲۳ اسفند

یکی از نمادهای ناپایداری شدید ناشی از شیو شدید دما، وزش بادهای شدید و شکل گیری رودباد است. همواره استقرار فرود عمیق در بادهای غربی با تشکیل رودباد در ترازهای بالا همراه است. استقرار رودباد در تراز بالا منجر به ایجاد ناپایداری شدید در سطح زمین شده و هر چه سرعت رودباد بیشتر باشد، در نتیجه شدت ناپایداری نیز افزایش می یابد. در شکل های ۱۹ تا ۲۱ مسیر رودباد با آرایش فرود بادهای غربی منطبق است و سرعت بالای هسته ی رودباد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ۷۰ متر بر ثانیه می رسد، تخلیه ی هوا در این تراز را به همراه داشته و در نتیجه منجر به مکش هوا از ترازهای پایین به ترازهای بالا شده و این فرایند، صعود هوا را به دنبال داشته است.



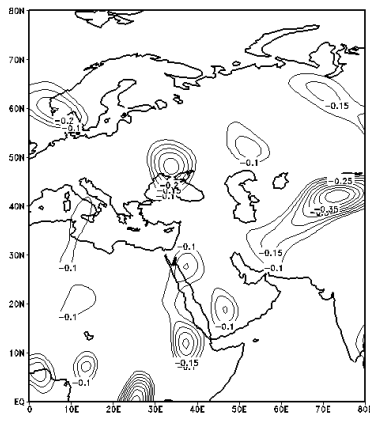
شکل (۱۹) نقشه‌ی رودباد ۲۱ اسفند شکل (۲۰) نقشه‌ی رودباد ۲۲ اسفند شکل (۲۱) نقشه‌ی رودباد ۲۳ اسفند

پایداری و ناپایداری هوا تحت تأثیر نوع و مقدار تاوایی قرار دارد. از آنجا که تاوایی مثبت منجر به همگرایی هوا در ترازهای پایین شده و شرایط صعود هوا را فراهم می‌آورد، لذا جلوی فرود غربی با تاوایی مثبت همراه است. بر این اساس منطقه وسیعی حدفاصل دریای مدیترانه، شمال خلیج فارس تا شرق دریای خزر، در وضعیت تاوایی مثبت قرار دارد. این فرایند ساز و کار صعود هوا را فراهم می‌آورد (شکل‌های ۲۲ تا ۲۴).

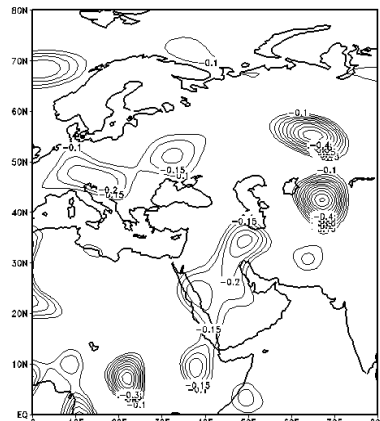


شکل (۲۲) نقشه‌ی تابع تاوایی، ۲۱ اسفند شکل (۲۳) نقشه‌ی تابع تاوایی، ۲۲ اسفند شکل (۲۴) نقشه‌ی تابع تاوایی، ۲۳ اسفند

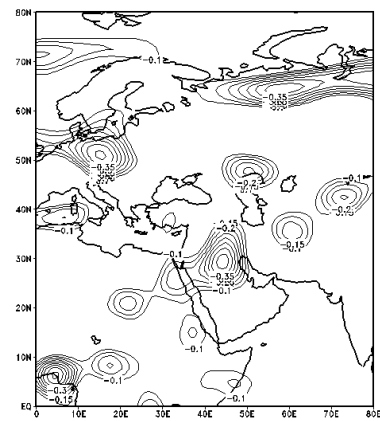
برای نمایش صعود هوا، از نقشه‌های امگا استفاده می‌شود. در واقع امگا حرکت قائم هوا را به صورت صعودی و نزولی نمایش می‌دهد. از آنجا که حرکت صعودی هوا، خلاف جاذبه‌ی زمین است، با اعداد منفی نمایش داده می‌شود. لذا در نقشه‌های امگا اعداد منفی نماینده‌ی صعود هوا است. بر این اساس در روز ۲۲ اسفند کانون صعود هوا در جلوی فرود یعنی در امتداد خطی از میانه‌های کشور مصر، دریای سرخ و شبه جزیره عربستان، شمال خلیج فارس تا جنوب غرب دریای خزر، گسترش یافته است. حرکت شرق سوی فرود بادهای غربی، منجر به جابجایی کانون‌های صعود هوا در روزهای بعد شده است (شکل‌های ۲۵ تا ۲۷).



شکل (۲۷) نقشه‌ی امگا، ۲۳ اسفند

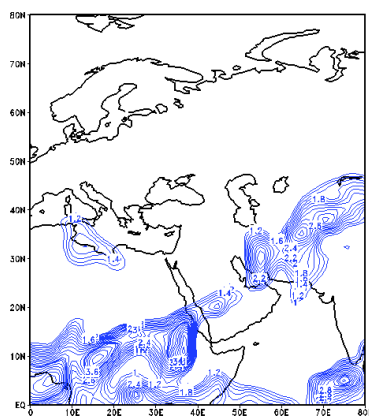


شکل (۲۶) نقشه‌ی امگا، ۲۲ اسفند



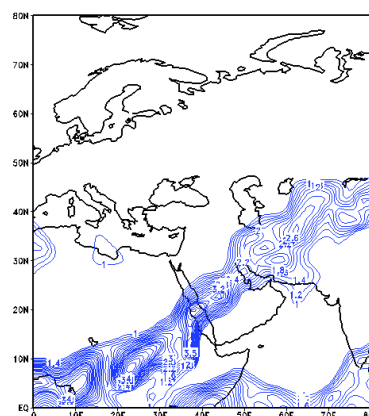
شکل (۲۵) نقشه‌ی امگا، ۲۱ اسفند

پس از بررسی ساز و کارهای صعود هوا، در مرحله‌ی بعد می‌بایست وضعیت رطوبت هوا و چگونگی تزریق رطوبت از کانون‌های رطوبتی و پهنه‌های آبی به هوای در حال صعود، مورد واکاوی قرار گیرد. بدین منظور نقشه‌های فرارفت رطوبتی هوا محاسبه و ترسیم گردید. بر اساس شکل (۱۶)، استقرار سامانه‌ای واچرخندی بر روی دریای عرب، ساز و کار تزریق رطوبت این دریا را به داخل هوای در حال صعود فرود مدیترانه فراهم آورده است. هوای مرطوب ضمن عبور از دریای سرخ و سپس خلیج فارس، تقویت شده و در نتیجه منجر به وقوع بارش‌های بسیار فرین در غرب ایران به ویژه حوضه بهشت‌آباد در میانه‌ی زاگرس مرتفع شده است. بر اساس نقشه‌های ترسیم شده، نقش اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه در تأمین رطوبت مورد نیاز بارش‌های فرین در دوره‌ی مورد مطالعه بسیار کم اهمیت است و رطوبت این بارش‌ها از منطقه‌ی حاره به داخل فرود عمیق مدیترانه که در این زمان تا عرض ۲۰ درجه‌ی شمالی گسترش یافته، تزریق شده است (شکل‌های ۲۸ تا ۳۰).



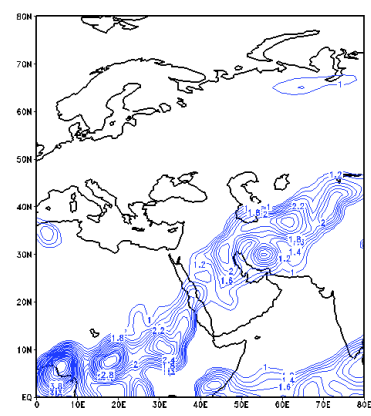
شکل (۳۰) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۲۳

اسفند



شکل (۲۹) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۲۲

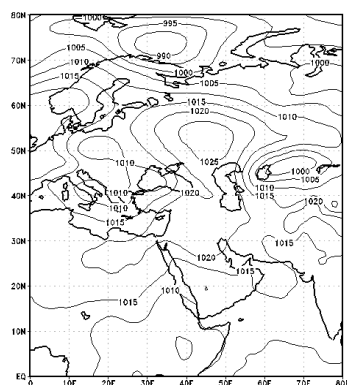
اسفند



شکل (۲۸) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۲۱

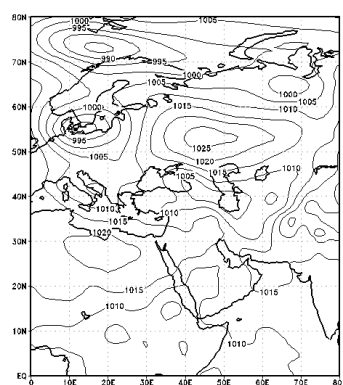
اسفند

نقشه‌های تراز دریا پراکندگی الگوهای فشار را نشان می‌دهند. الگوهای فشار در این نقشه‌ها عبارتند از: الف) سامانه‌های کم‌فشار، شامل سامانه‌ی کم‌فشار جنب قطبی با فشار مرکزی ۹۸۵ هکتوپاسکال در شمال شبه جزیره‌ی اسکاندیناوی و کانون دوم آن در جنوب این شبه جزیره مستقر است. سامانه‌ی کم‌فشار دیگری با فشار مرکزی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در شمال شرق دریای مدیترانه و در نهایت سامانه‌ی کم‌فشار موسوم به سامانه‌ی سودانی با فشار مرکزی ۱۰۰۵ هکتوپاسکال در شرق آفریقا استقرار یافته است. ب) سامانه‌های پرفشار، شامل پرفشار ضعیف شرق اروپا و پرفشار جنب حاره‌ای آزر در شمال آفریقا هر دو با فشار مرکزی ۱۰۲۰ هکتوپاسکال و در نهایت زبانه‌ای از پرفشار سیبری که با روند شمال شرق جنوب غرب تا بخش‌های شرقی ایران گسترش یافته است (شکل ۳۱). سامانه‌های محوری تأثیرگذار بر بارش این دوره، کم‌فشار شرق مدیترانه است که در روزهای بعدی تحت تأثیر بادهای غربی به سمت شرق جابجا شده و پرفشار اروپای شرقی که در روزهای بعد قوی‌تر شده و حتی زبانه‌ای از آن تا شرق دریای مدیترانه و غرب ایران گسترش یافته است (شکل‌های ۳۲ و ۳۳). شیو فشار بین این سامانه‌ها، ساز و کار ناپایداری هوا را دوره‌ی مورد مطالعه فراهم آورده است.



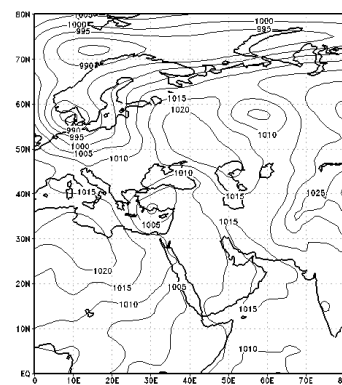
شکل (۳۳) نقشه‌ی فشار تراز دریا، ۲۱

بهمن



شکل (۳۲) نقشه‌ی فشار تراز دریا، ۲۰

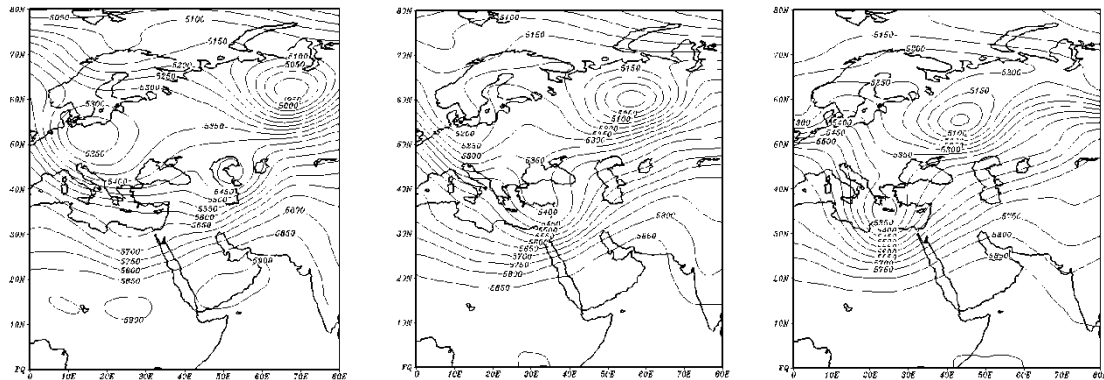
بهمن



شکل (۳۱) نقشه‌ی فشار تراز دریا، ۱۹

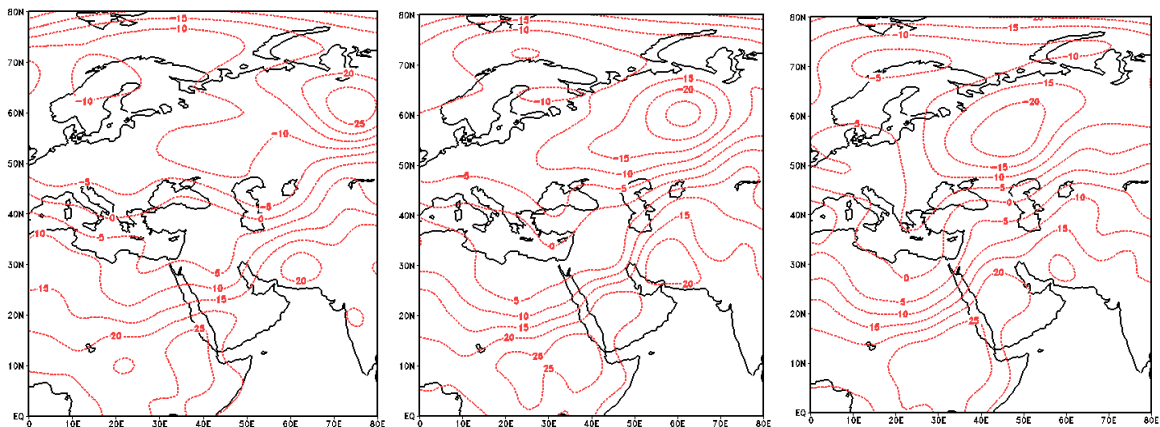
بهمن

در نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دو کانون کم ارتفاع یکی در شرق اروپا با ارتفاع ۵۰۵۰ متر و دیگری در مرکز دریای مدیترانه با ارتفاع ۵۳۵۰ متر که در مرکز یک فرود عمیق تشکیل شده را نشان می‌دهد (شکل ۳۴). این موج عمیق با حرکت نصف‌النه‌ای خود هوای سرد عرض‌های شمالی را به مرکز دریای مدیترانه سرازیر نموده و شیو دمایی ایجاد شده زمینه‌زایی را فراهم آورده است. بخش جلوی این فرود عمیق از شرق دریای مدیترانه تا غرب دریای خزر گسترش یافته و ناپایداری لازم جهت ایجاد بارش را فراهم نموده است. هر دو مرکز کم ارتفاع در روزهای بعد همراه با موج بادهای غربی به سمت شرق جابجا شده و در نتیجه از شدت ناپایداری‌شان کاسته شده است (شکل‌های ۳۵ و ۳۶).



شکل (۳۴) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل، ۱۹ شکل (۳۵) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل، ۲۰ شکل (۳۶) نقشه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل، ۲۱ بهمن بهمن بهمن

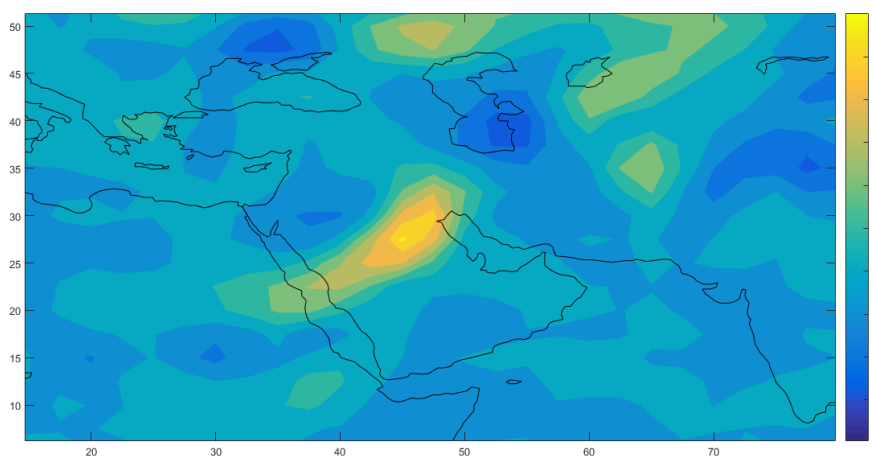
واکاوی ساز و کار دمایی بسیار حائز اهمیت است، زیرا شیو دما منجر به شیو فشار شده و در نهایت ساز و کار تشکیل جبهه و ایجاد ناپایداری و صعود هوا را فراهم می‌آورد. از سوی دیگر شیو دمایی حاصل از ریزش هوای سرد عرض‌های بالا به داخل فرود مدیترانه شیو دمایی حدود ۲۵ درجه سلسیوس را بین سواحل جنوبی دریای مدیترانه و بخش‌های جنوبی کشور مصر در شرق دریای سرخ ایجاد نموده است. این شیو دمایی با آرایش فرود بلند مدیترانه منطبق است. نکته‌ی مهم دیگر، مقایسه‌ی نقشه‌های دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که کانون هوای سرد اروپای شرقی با دمای ۲۵- درجه سلسیوس (شکل‌های ۳۰ تا ۳۲) با کانون کم ارتفاع اروپای شرقی با ارتفاع ۵۰۵۰ متر در نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل‌های ۳۴ تا ۳۶) منطبق است.



شکل (۳۷) نقشه‌ی دما، ۱۹ بهمن شکل (۳۸) نقشه‌ی دما، ۲۰ بهمن شکل (۳۹) نقشه‌ی دما، ۲۱ بهمن

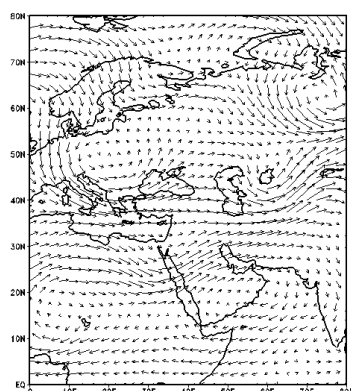
ریزش هوای سرد از عرض‌های شمالی بر روی دریای مدیترانه و شیو دمایی ایجاد شده منجر به شیو شدید فشار شده و در نهایت تندی وزش باد منجر می‌گردد. مجموع این پدیده‌ها، ساز و کار جبهه‌زایی را در جلوی

فرود مدیترانه فراهم آورده است. این تابع شکل‌گیری جبهه را نشان می‌دهد که ساز و کار ترمودینامیکی سطح زمین را با تراز میانی هواسپهر برقرار نموده و زمینه ساز صعود هوای مرطوب و ایجاد بارش‌های فرین را فراهم می‌کند. شدت جبهه‌زایی در بارش ۲۰ بهمن ۱۳۸۴ به مراتب قویتر از بارش ۲۲ اسفند ۱۳۸۳ است (شکل ۱۵ و ۳۳). این موضوع منجر به وقوع بارش به مراتب شدیدتری در ۲۰ بهمن ۱۳۸۴ نسبت به بارش ۲۲ اسفند ۱۳۸۳، شده است.

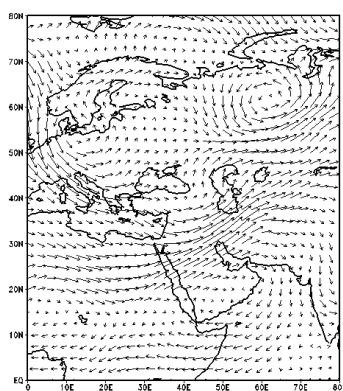


شکل (۴۰) تابع جبهه‌زایی روز ۲۰ بهمن ۱۳۸۴

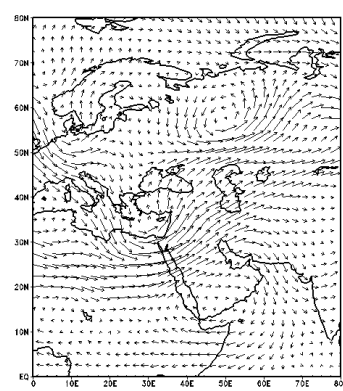
نقشه‌های ترکیبی بادمداری و نصف‌النهاری که تندی و جهت باد را نمایش می‌دهند ابزار مناسبی برای بیان ساز و کار ترمودینامیکی هوا سپهر است. در این نقشه فرود عمیق مدیترانه و چگونگی ریزش هوای سرد اقیانوس اطلس شمالی بر روی دریای مدیترانه و سپس انتقال آن به سمت شمال شرق و عبور از دریای سرخ را نشان می‌دهد. همانند بارش فرین ۱۲ مارس ۲۰۰۵ در این بارش نیز استقرار یک سامانه‌ی واچرخندی بر روی دریای عرب رطوبت این دریا را به داخل فرود مدیترانه هدایت نموده و در اثر صعود هوای مرطوب در جلو فرود عمیق مدیترانه زمینه‌ی وقوع بارش‌های مایع را فراهم آورده است. مایع بودن بارش از وقوع سیلاب بلافاصله پس از رخداد بارش استدلال شده است.



شکل (۴۳) نقشه‌ی باد ۲۱ بهمن

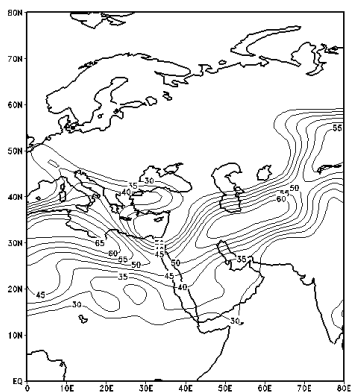


شکل (۴۲) نقشه‌ی باد ۲۰ بهمن

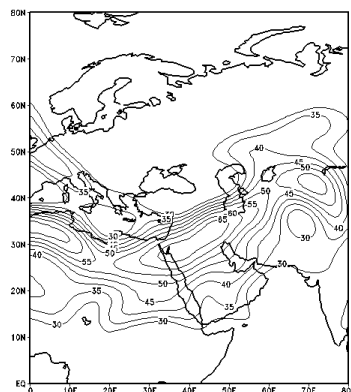


شکل (۴۱) نقشه‌ی باد ۱۹ بهمن

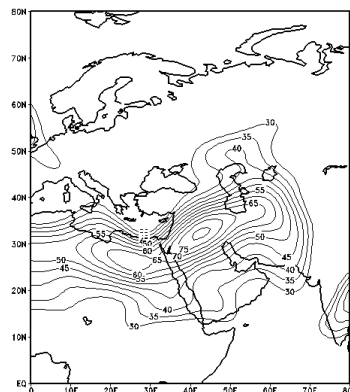
در محل فرود بلند مدیترانه به دلیل ریزش هوای سرد و ایجاد اختلاف دما و اختلاف شدید فشار، وزش باد با سرعت بسیار زیاد صورت می‌گیرد. حرکت شدید باد به ویژه در جلوی فرود منجر به تخلیه‌ی هوا در تراز میانی شده و در نتیجه مکش هوا از سطح زمین و صعود هوا را به دنبال دارد. در شکل ۵۵، سرعت هسته‌ی رودباد در شمال خلیج فارس و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ۸۰ متر بر ثانیه رسیده است. در روزهای بعد از سرعت حرکت هسته‌ی رودباد کاسته شده و مسلماً شدت ناپایداری نیز کمتر شده است. نکته‌ی مهم مسیر حرکت رودباد با آرایش منحنی‌های هم ارتفاع و شکل فرود بلند منطبق است.



شکل (۴۶) نقشه‌ی رودباد ۲۱ بهمن

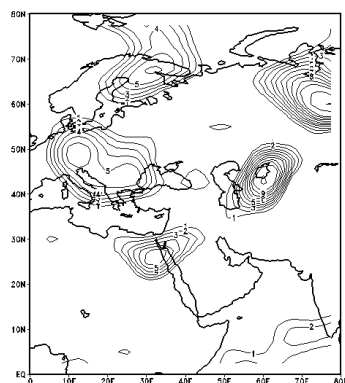


شکل (۴۵) نقشه‌ی رودباد ۲۰ بهمن

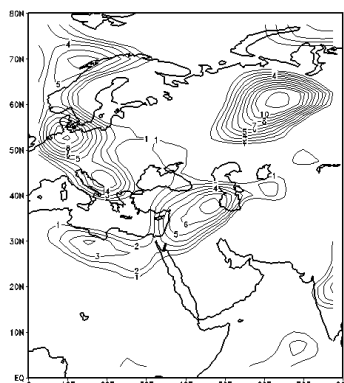


شکل (۴۴) نقشه‌ی رودباد ۱۹ بهمن

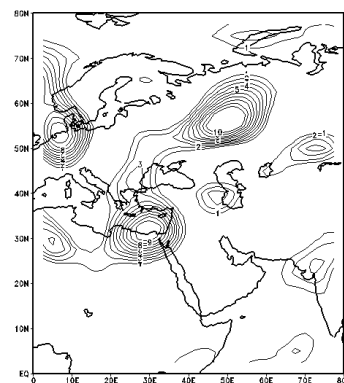
تابع چرخندگی وجود تاوایی را در بادهای غربی محاسبه می‌کند. تاوایی می‌تواند مثبت یا منفی باشد. از آنجا که تاوایی مثبت منجر به صعود هوا می‌شود، لذا در نقشه‌های تهیه شده فقط بخش‌هایی که تاوایی مثبت داشته است نمایش داده شده است. در جلو فرود عمیق مدیترانه تاوایی مثبت است و زمینه برای صعود هوا فراهم است. در شکل ۴۷ تاوایی مثبت شدید بر روی شرق مدیترانه است که در روز ۲۱ بهمن با حرکت شرق سوی بادهای غربی به منطقه‌ای بین دریای مدیترانه تا غرب دریای خزر را فرا گرفته است. و در روز ۲۱ بهمن به شرق خزر منتقل شده است.



شکل (۴۷) نقشه‌ی تاوایی، ۱۹ بهمن

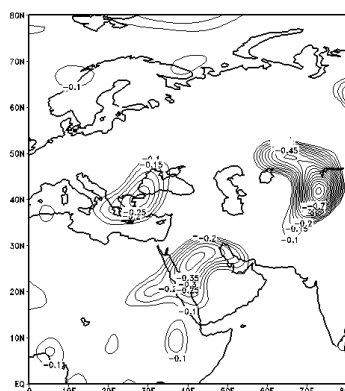


شکل (۴۸) نقشه‌ی تاوایی، ۲۰ بهمن

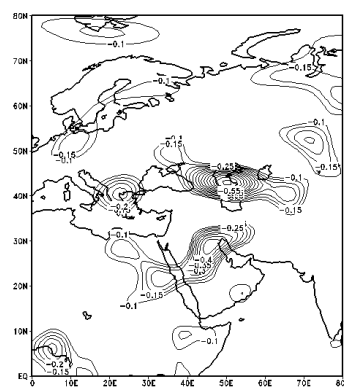


شکل (۴۹) نقشه‌ی تاوایی، ۲۱ بهمن

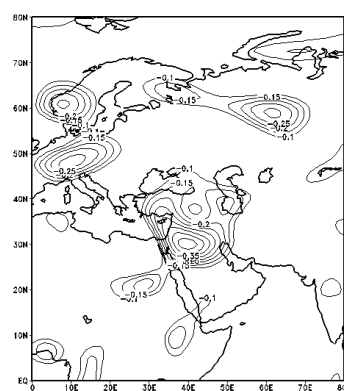
در واقع نقشه‌های امگا حرکت قایم هوا را نمایش می‌دهد. از آنجا که صعود هوا بر خلاف جاذبه‌ی زمین است، به صورت منفی نمایش داده می‌شود. چون در مطالعه‌ی بارش چگونگی صعود هوا مد نظر است، فقط داده‌های منفی نمایش داده شده است. بر این اساس، کانون صعود در روز ۱۹ بهمن در شرق مدیترانه و در روز ۲۰ بهمن به شمال خلیج فارس منتقل شده و از شدت بیشتری نیز برخوردار است (شکل‌های ۴۷ تا ۴۹).



شکل (۵۰) نقشه‌ی امگا ۱۹ بهمن

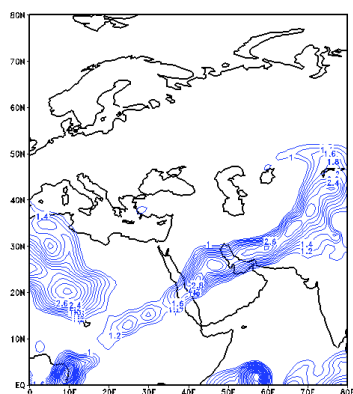


شکل (۵۱) نقشه‌ی امگا ۲۰ بهمن



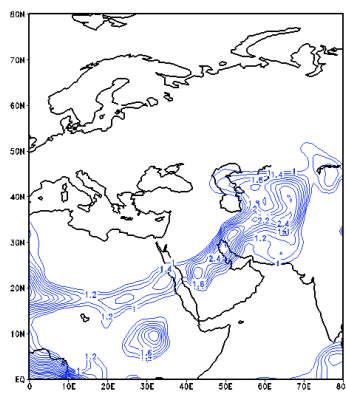
شکل (۵۲) نقشه‌ی امگا ۲۱ بهمن

یکی از شرایط مهم وقوع بارش، دسترسی به رطوبت است. برای نمایش چگونگی ساز و کار تأمین رطوبت بارش‌های فرین در دوره‌ی مورد نظر، نقشه‌های فرارفت رطوبت تهیه و ترسیم شد. بر اساس شکل ۴۱ استقرار سامانه واچرخند بر روی دریای عرب هوای گرم و مرطوب این دریا را به درون فرود بلند مدیترانه تزریق می‌کند. هوای مرطوب ضمن عبور از روی دریای سرخ و خلیج فارس تقویت شده و رطوبت لازم برای رخداد بارش فرین را فراهم می‌آورد. از این‌رو، می‌توان گفت نقش دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس در تأمین رطوبت بارش‌های فرین دوره‌ی مورد مطالعه، بسیار تعیین کننده است. نتیجه‌ی مهم این است که بر اساس نقشه‌های فرارفت رطوبت، به نظر می‌رسد نقش دریای مدیترانه و اقیانوس اطلس در تأمین رطوبت لازم برای این بارش، کم‌رنگ‌تر است.



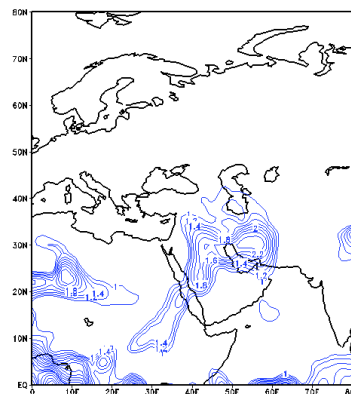
شکل (۵۵) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۲۱

بهمن



شکل (۵۴) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۲۰

بهمن



شکل (۵۳) نقشه‌ی فرارفت رطوبت، ۱۹

بهمن

نتیجه‌گیری

در حوضه‌های کوهستانی که از رژیم برفی برخوردارند معمولاً وقوع بارش با رخداد سیلاب همزمان نیست. حوضه‌ی بهشت‌آباد به دلیل قرارگیری در میانه‌های زاگرس مرتفع، از رژیم برفی برخوردار است. بررسی‌های آماری بر روی داده‌های روزانه بارش-رواناب در حوضه نشان داد که رابطه‌ی معناداری بین بارش ایستگاه‌های حوضه و مقدار رواناب در زمان رخداد بارش، وجود ندارد. به نظر می‌رسد عدم همزمانی وقوع بارش با رخداد رواناب، ناشی از ریزش‌های جامد است. با این وجود بررسی‌ها نشان داد که تنها در دو مورد رخداد بارش و رواناب همزمان بوده است و این می‌تواند ناشی از ریزش‌های مایع باشد. برای درک علت رخداد بارش‌های مایع منجر به رخداد رواناب، این دو سامانه بارش را مورد واکاوی همدید قرار گرفت.

بررسی‌ها نشان داد که در هر دو مورد رخداد بارش فرین در حوضه‌ی استقرار فرود عمیق مدیترانه در تراز میانی هواسپهر که هوای سرد عرض‌های شمالی را بر روی دریای مدیترانه هدایت نمود و شیو دمایی ایجاد شده فرایند جبهه‌زایی را به دنبال داشته است. از سوی دیگر رودباد تشکیل شده بر فراز فرود عمیق، موجب ناپایداری و صعود هوا شده است. استقرار سامانه‌ی کم فشار دریای مدیترانه و سامانه‌ی کم فشار سودانی نیز زمینه‌ی همگرایی هوای سطح زمین و صعود آن به لایه‌های بالایی هواسپهر را فراهم آورده است. نکته‌ی بسیار مهم که منجر به تمایز بین این دو سامانه‌ی بارشی و سایر سامانه‌ها شده و مایع و جامد بودن بارش‌ها را به دنبال داشته است، در نحوه‌ی تأمین رطوبت آنهاست. به طوری که هر دو رویداد بارشی، با استقرار یک سامانه‌ی واچرخندی بر روی دریای عرب همراه بوده که این سامانه هوای گرم و مرطوب دریای عرب را به داخل فرود عمیق مدیترانه هدایت نموده و هوای مرطوب پس از عبور از دریای سرخ و خلیج فارس تقویت شده و بر محتوای رطوبتی آن افزوده شده و در نتیجه در اثر ناپایداری شدید ایجاد شده در جلوی فرود عمیق مدیترانه صعود نموده و رخداد بارش‌های سیل‌زا در زاگرس مرتفع، به ویژه حوضه‌ی بهشت‌آباد را به دنبال

داشته است. در حوضه‌ای که متوسط دبی آن ۱۴ متر مکعب است، دبی لحظه‌ای ۵۶۷ متر مکعب در ثانیه را تجربه نموده است.

منابع

- امیدوار، کمال (۱۳۸۶)، «بررسی و تحلیل شرایط همدیدی و دماپوشی رخداد بارش در منطقه شیرکوه»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۵۹، صص ۸۱-۹۸.
- برزو، فرزانه و قاسم عزیزی (۱۳۹۴)، «پیشنهاد معیاری ساده برای برآورد بارش سنگین در مناطق مختلف ایران»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷ شماره ۳، صص ۳۶۵-۳۴۷.
- پرند خوزانی، اکرم و حسن لشکری (۱۳۹۰)، «بررسی همدیدی بارش‌های فرین در جنوب ایران»، مجله برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۴۱، صص ۱۳۶-۱۲۹.
- تقیان، عزت‌اله (۱۳۷۸)، «بررسی نمونه‌هایی از سامانه‌های بارانزا در سواحل دریای خزر»، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.
- جانباز قبادی، علیرضا؛ مفیدی، عباس و آذر زرین (۱۳۹۰)، «شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر»، جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۴۲، شماره ۲، صص ۴۰-۲۳.
- خوشحال دستجردی، جواد و تیمور علیزاده (۱۳۸۹)، «بررسی همدیدی و دماپوشی رگبار موجد سیلاب ۸۸/۶/۲۴ در استان خراسان رضوی»، برنامه‌ریزی و آمایش فضا، دوره ۴، شماره ۴، صص ۱۰۹-۸۸.
- غفاریان، پروین؛ مشکواتی، امیرحسین؛ آزادی، مجید و فاطمه رحیم‌زاده (۱۳۸۹)، «بررسی همدیدی بارش در شمال غرب ایران - مطالعه‌ی موردی بارش فرین ایستگاه ارومیه»، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال اول، شماره ۳ و ۴، صص ۱-۱۳.
- قوبدل، یوسف؛ فرج‌زاده؛ منوچهر و سیامک احمدی (۱۳۹۲)، «منابع و دینامیسم انتقال رطوبت بارش‌های فرین به سواحل ایران در جریان توفان گونو»، فصلنامه‌ی فضای جغرافیایی، شماره ۴۴، صص ۱۱۱-۱۳۳.
- کرم‌پور، مصطفی؛ معصوم‌پورسماکوش، جعفر؛ میری، مرتضی و یداله یوسفی (۱۳۹۲)، «بررسی الگوهای همدیدی بارش‌های سیل‌آسا در استان لرستان»، فصلنامه‌ی فضای جغرافیایی، شماره ۴۳، صص ۹۹-۱۱۳.
- لشکری، حسن؛ قائمی، هوشنگ؛ حجتی، زهرا و میترا امینی (۱۳۹۱)، «تحلیل همدیدی بارش‌های شدید در استان اصفهان»، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۴، صص ۹۹-۱۱۶.
- مسعودیان، سیدابوالفضل و بختیار محمدی (۱۳۹۱)، «تحلیل فراوانی جبهه‌زایی در زمان رخداد بارش‌های ابرفرین ایران»، فصلنامه‌ی تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره ۱، صص ۱۰۴-۱-۲۴.

- منتظری، مجید (۱۳۸۸)، «تحلیل زمانی- مکانی بارش‌های فرین روزانه در ایران»، مجله‌ی جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره‌ی ۲، صص ۱۴۰-۱۲۵.
- متولی طاهر، فاطمه زهرا؛ احمدی گیوی، فرهنگ و پرویز ایران‌نژاد (۱۳۹۴)، «بررسی هم‌دیدگی بارش‌های فرین استان مازندران در ماه اکتبر»، کنفرانس هواشناسی ایران، یزد، اردیبهشت ۱۳۹۴.
- Carvalho, L.M.V., Jones, C., Liebmann, B., (2002), “**Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone**”, *J. Climate*, No. 15, PP: 2377-2394.
- Hoerling. M, Eischeid. J, Judith. I, Perlwitz. U, Quan. X-W, Wolter. K, and Cheng. L, (2016), “**Characterizing Recent Trends in U.S. Heavy Precipitation**”, *Journal of Climate*, Volume 29, PP: 2313-2332, DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0441.1
- Karagiannidis, A., F., Karacostas, T., Maheras, P. and Makrogiannis, T., (2012), “**Climatological Aspects of Extreme Precipitation in Europe, Related to Mid-Latitude Cyclonic Systems**”, *Theor. Appl. Climatol.*, No. 107, PP: 165-174.
- Mahoney. K, Darren. L. J, Neiman. P, Hughes. M, Darby. L, Wick. A, White. A, Sukovich. E, and Cifelli. R, (2016), “**Understanding the Role of Atmospheric Rivers in Heavy Precipitation in the Southeast United States**”, *American Meteorological Society*, PP: 1617-1632. DOI: 10.1175/MWR-D-15-0279.1,
- Priya . P, Milind Mujumdar, T.P. Sabin, Pascal Terray, Krishnan May, (2015), “**Impacts of Indo-Pacific Sea Surface Temperature Anomalies on the Summer Monsoon Circulation and Heavy Precipitation over Northwest India–Pakistan Region during 2010**”, *Journal of Climate*, Vol. 28, No. 9, PP: 3714 -3730.
- Schuenemann, K.C., John, J., Cassano, J.F., (2009), “**Synoptic Forcing of Precipitation over Greenland: Climatology for 1961-1999**”, *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 10, PP: 60-78.
- Steensen, B., M., 'Olafson, H., and Jonassen, M., O., (2011), “**An Extreme Precipitation Event in Central Norway**”, *Tellus*, No. 63A, PP: 675-686.
- Zhai, P., Zhang, X., Wanfs, H. and Pan, X., (2005), “**Trends in Total Precipitation and Frequency of Daily Precipitation Extremes over China**”, *Journal of Climate*, PP: 18, pp. 1096-1108.