

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۹ - پاییز ۱۳۸۹

وصول مقاله : ۱۳۸۷/۱۱/۱۶

تأیید نهایی : ۱۳۸۸/۹/۲۸

صفحات : ۴۷-۷۰

تحلیل همدید بارش‌های سنگین ایران مطالعه‌ی موردی: آبان‌ماه ۱۳۷۳

دکتر ابوالفضل مسعودیان

دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

دکتر بختیار محمدی

استادیار جغرافیا طبیعی دانشگاه کردستان

چکیده

در این پژوهش یکی از سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های کشور (روزهای ۱۳۷۳/۸/۱۲ تا ۱۳۷۳/۸/۱۷)، جهت آگاهی و شناخت سازوکارهای مؤثر بر رخداد این گونه رویدادهای فرین بررسی شد. در این دوره حدود نیمی از ایستگاههای کشور بارش چشمگیری داشتند. جهت تحلیل این رویداد، رویکرد محیطی به گردشی انتخاب شد. بعد از ترسیم نقشه‌های همبارش روزهای مورد مطالعه، نقاط اوج بارش و مراکز ثقل آنها به دست آمد و سپس الگوهای گردشی اصلی و منابع رطوبتی در زمان این رویدادها استخراج شد. تحلیل نقشه‌های فشار تراز دریا نشان داد که الگوی پرفشار اروپا-کم‌فشار عراق در رویداد این بارش‌ها مؤثر بوده است. در این زمان زبانه‌ای از پرفشار اروپا و دریای سیاه از شمال غرب کشور نفوذ کرده و با کم‌فشار عراق شیو شدیدی را موجب شده است. به نظر می‌رسد تحت این شیو شدید فشار و همچنین ادغام رویدادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه‌ی قطبی بر روی عراق، فرود عمیق بر روی قبرس، تغذیه‌ی رطوبتی خلیج فارس در ترازهای ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال، تغذیه‌ی رطوبتی دریای سرخ و مدیترانه و سیاه در ترازهای بالاتر، این بارش‌های سنگین اتفاق افتاده است.

کلیدواژه‌ها : بارش سنگین، مرکز ثقل بارش، الگوی گردشی، ژئوپتانسیل، ایران.

مقدمه

بارش پدیده‌ی حاصل از اندرکنش‌های پیچیده‌ی جو است. در میان رویدادهای اقلیمی، با توجه به نقش حیاتی آن اهمیت ویژه‌ای دارد؛ و نسبت به پدیده‌های اقلیمی دیگر از پیچیدگی رفتاری چشمگیرتری برخوردار است. اهمیت بررسی پدیده‌ی بارش زمانی آشکارتر است که یک مکان شاهد ریزش ناچیز یا قابل توجه و یا ناگهانی حجم زیادی از بارش باشد. ایران از جمله مناطقی است که شاهد رفتار ناهنجار و بی‌قاعدگی بارش است. بارش‌های ابر سنگین اغلب بر روی قلمروهای کوچک رخ می‌دهند با این حال ممکن است این رویدادها درون سامانه‌های بزرگ‌مقیاسی لانه کرده‌باشند و همچنین انرژی و رطوبت‌شان را از مناطق دوردست

دریافت کنند. بیشتر محققان توجه خود را یا به شناسایی شرایط همدید به وجود آورنده‌ی این رویدادها معطوف داشته‌اند، یا پیامدهای این رویدادهای فرین را مطالعه کرده‌اند. در زمینه‌ی بارش‌های ابر سنگین در سطح جهان تحقیقات گسترده‌ای انجام گرفته است.

گرویس من^۱ و همکاران در یک مطالعه‌ی گسترده، تغییرات بارش‌های سنگین را به عنوان یکی از مهمترین شاخص‌های نشان‌دهنده‌ی تغییر اقلیم جهانی در ۸ کشور کانادا، ایالات متحده، روسیه، چین، استرالیا، نروژ و لهستان بررسی کردند. آنها معتقدند که بارش‌های سنگین سهم کوچکی را از رویدادهای بارشی برون‌حاره‌ای را شامل می‌شوند (گرویس من و همکاران، ۱۹۹۹: ۲۴۳). نتیجه‌ی این تحقیق با مطالعه‌ای که علیجانی و همکاران بر روی ایران انجام داده‌اند همسو است. علیجانی و همکاران نیز معتقدند که بارش‌های سنگین سهم کمی از تعداد روزهای بارشی کشور را شامل می‌شوند با این حال، این رویدادها منبع اصلی تأمین آب کشور ایران هستند (علیجانی و همکاران، ۲۰۰۷: ۱). جنسا^۲ و همکاران با یک رویکرد آماری، تأثیر چرخندهای غرب مدیترانه بر روی ۹۴۸ بارش سنگین بیش از ۶۰ میلیمتر و ۲۵۹ بارش ابرسنگین بیش از ۱۰۰ میلیمتر که در طی ۵ سال، از ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۶ در غرب مدیترانه ثبت شده بود را مطالعه کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که در ۹۰ درصد موارد، مراکز چرخندی در مجاورت و همسایگی محل وقوع بارش‌های سنگین غرب مدیترانه واقع شده‌اند. این مراکز چرخندی در موقعیتی قرار می‌گرفتند که برقراری جریان هوای مدیترانه به سوی محل وقوع بارش سنگین را تقویت می‌کردند. در ضمن برخی از این رویدادها، به وسیله سامانه‌های همرفتی میان مقیاس^۳ به وجود آمده بودند (جنسا و همکاران، ۲۰۰۱: ۴۳). نتایج دیگر این تحقیق نشان داد که چرخندهای همزمان با وقوع بارش‌های سنگین، ضعیف، یا متوسط و کوچک مقیاس بوده‌اند و موقعیت آنها تصادفی نیست بلکه مرکز چرخند، معمولاً در شعاع ۳۰۰ کیلومتری محل وقوع بارش سنگین قرار دارد و در واقع این منطقه محل ریزش هوای گرم و مرطوب مدیترانه به طرف محل ریزش بارش‌های سنگین است (جنسا و همکاران، ۲۰۰۱: ۵۵).

چن^۴ و همکاران بارش‌های سنگین بیش از ۱۰۰ میلیمتر بعدازظهرهای تابان، در سال‌های ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۷ در طی فصل می‌یو^۵ (فصل بارشی در جنوب شرق آسیا است که در زبان تایوانی به آن Mei-yu، در زبان چینی Tsuyu در زبان ژاپنی Baiu و در زبان کره‌ای Jangma می‌گویند (www.wikipedia.org) را مطالعه کردند (چن و همکاران، ۲۰۰۲: ۱۲۹).

1-Groisman

2- Jansa

3- Mesoscale Convective systems

4- Chen

5- Mei-yu

در طی این دوره ۵ بارش بیش از ۱۰۰ میلی‌متر مشخص و در دو گروه جداگانه طبقه‌بندی شد. گروه اول بارش‌هایی را شامل می‌شد که در زمان آنها جریان‌های جوی به طور مشخصی جهت جنوبی داشتند و همزمان پرفشار جنب‌حاره‌ای غرب آرام، درست در شرق تایوان قرار گرفته بود و رطوبت نسبی در این زمان در زیر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۸۰ درصد بود ضمن آن که بیشتر بارش‌های این گروه، در دامنه‌ها و نواحی کوهستانی کم‌ارتفاع شمال و مرکز تایوان مشاهده شده است. در گروه دوم، دو بارش سنگین رخ داده بود که جریان‌های جوی در آن زمان، جهت جنوب غربی داشته و محور فراز پرفشار جنب‌حاره‌ای غرب آرام، روی قسمت‌های جنوبی تایوان واقع شده و در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رطوبت نسبی ۸۰ درصد بود و همچنین بارش‌های این گروه عمدتاً در مناطق مرتفع بیش از ۵۰۰ متر در مرکز تایوان رخ داده بودند (همان منبع، ۲۰۰۲: ۱۴۷).

هلستروم^۱ شرایط جو را در زمان رخداد بارش‌های سنگین و غیرسنگین در سوئد مطالعه کرد. وی تفاوت‌های میانگین شرایط جوی در زمان رویداد بارش‌های سنگین تابستانی (ژوئن تا آگوست) و غیرسنگین در سوئد را بر اساس تیپ‌های هوای لامب (چرخندی، واچرخندی و جهت‌دار)^۲ تحلیل نمود. وی بارش‌های بیش از ۴۰ میلی‌متر را سنگین و بارش‌های کمتر از ۴۰ میلی‌متر را غیرسنگین تعریف کرده است.

نتایج نشان داد که سهم رویدادهای بارشی که در زمان تیپ چرخندی رخ داده بود، برای رویداد بارش‌های غیر سنگین ۴۵ درصد و برای بارش‌های سنگین حدود ۷۰ درصد است و این می‌تواند با میانگین بالاتر سرعت عمودی تیپ‌های چرخندی در مقایسه با تیپ‌های واچرخندی و جهت‌دار و همچنین میانگین بالاتر نمونه‌ی این تیپ (تیپ‌های چرخندی) در مقایسه با تیپ هوای جهت‌دار مرتبط باشد (هلستروم، ۲۰۰۵: ۶۳۱).

لنا^۳ و همکاران الگوهای جوی به‌وجودآورنده‌ی بارش‌های سنگین جزایر بالریک^۴ (مجموعه‌ی جزایر واقع در شرق اسپانیا در دریای مدیترانه) را مطالعه کردند. آنها مجموع بارش روزانه بیش از ۶۰ میلی‌متر در ۲۱۶ ایستگاه باران‌سنجی طی سال‌های ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۴ به عنوان معیار بارش سنگین انتخاب شده بود.

در مجموع ۱۵۷ روز بارش بیش از ۶۰ میلی‌متر مشخص شد یعنی به‌طور متوسط در هر سال ۱۷/۴ رویداد بارش سنگین وجود داشته که از این تعداد تقریباً ۵۰ درصد در فصل پاییز

1- hellstrom

2- Directional

3- Lana

4- Balearic

رخ داده بودند و تقریباً ۸۷ درصد بارش‌های سنگین در زمانی رخ داده بود که یک مرکز چرخندی در شعاع ۶۰۰ کیلومتری جزایر واقع شده بود (لنا و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۷).

کومر^۱ و همکاران بارش سنگین ۲۶ ژوئیه سال ۲۰۰۵ (روز ۱۳۸۴/۵/۴) بمبئی^۲ را به کمک مدل پژوهش و پیش‌بینی هوا^۳ بررسی کردند. در این روز ایستگاه بمبئی در ۲۴ ساعت ۹۴۴ میلیمتر بارش ثبت کرده بود. این رویداد بارش بسیار سنگین که توسط مدل‌های عملیاتی^۴ پیش‌بینی شده بود خسارات جانی و مالی فراوانی را به همراه داشت. نتایج پژوهش نشان داد که مدل پژوهش و پیش‌بینی هوا قادر است رویداد بارش سنگین و ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. آزمون‌هایی که بر روی این مدل انجام شد، نشان داد که این رویداد بسیار متمرکز و محلی، نتیجه‌ی اندرکنش سامانه‌های هوای همدید مقیاس با میان مقیاس و ویژگی‌های اراضی ساحلی بوده است. همچنین حرکات صعودی بزرگ مقیاس روی منطقه‌ی بمبئی دلیل همیددی، داشته است. این مدل، هسته‌های همرفتی قوی اما کوتاه مدتی را در دل حرکات صعودی کلان مقیاس شبیه‌سازی کرد. تحلیل این هسته‌ها که بر روی بمبئی شکل گرفته بود نشان داد که منبع رطوبت این سامانه جریان‌های شمال و شمال‌غربی با منشأ دریای عرب بوده است (کومر و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۸۹۷).

قشقایبی اثر پرفشار سیبری را روی بارش‌های پاییزه سواحل جنوبی خزر مطالعه کرد. وی معتقد است که ۴۵ درصد بارش‌ها از فرابار سیبری، ۲۸ درصد از آنتی چرخندهای مهاجر و ۲۷ درصد در اثر سیستم‌های کم‌فشار حاصل می‌شود؛ که البته بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر توسط آنتی چرخندهای مهاجر تولید می‌شود و تنها زمانی پرفشار سیبری می‌تواند بارش‌های سنگین ایجاد کند که یک هسته‌ی فشار ۱۰۳۵ هکتوپاسکالی در شمال دریای خزر بسته شده باشد و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز یک تراف عمیق‌تر روی این ناحیه قرار گرفته باشد (قشقایبی، ۱۳۷۵: ۷۸).

اشجعی باشکند به بررسی و ارائه‌ی مدل‌های همدید بارش‌های سنگین بیش از ۳۰ میلیمتر شمال غرب ایران پرداخت. او معتقد است که از میان سامانه‌های متفاوتی که منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند، سامانه‌های کم‌فشار مدیترانه‌ای به دلیل این که حاوی رطوبت زیاد می‌باشند بیش از سامانه‌های دیگر بر روی بارش‌های سنگین منطقه مؤثر بوده‌اند و در مواقعی که

1- Kumar

2- Mumbai

3- Weather Research and Forecasting(WRF)

4- Operational Models

سردچال‌های ترازهای بالا در منطقه استقرار طولانی داشته باشند بارش‌های سنگین همراه با تگرگ خواهد بود. به‌علاوه زمانی که سامانه‌ی کم‌فشار مدیترانه با سامانه واکسند اروپا از روی قفقاز و شمال غرب ایران نفوذ کند، شدیدترین حالت جبهه‌زایی و همگرایی به وجود می‌آید و بارش سامانه چشمگیرتر خواهد بود (شجعی باشکند، ۱۳۷۹: ۹۳).

نجارسلیقه الگوهای هم‌دید بارش‌های تابستانه‌ی جنوب شرق ایران را مطالعه کرد. وی نقش واگرایی در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و کم‌ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال را در ریزش‌های جوی منطقه ضروری می‌داند و معتقد است که چنانچه زبانه‌ی کم‌فشار موسمی رطوبت را به ایران حمل کند اما کم‌ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و واگرایی ۲۰۰ هکتوپاسکال وجود نداشته باشد ریزش‌ها رخ نمی‌دهند (نجارسلیقه، ۱۳۸۰: ۱۲۴).

لشکری (۱۳۷۵، ۱۳۸۱، ۱۳۸۲، ۱۳۸۴) در مطالعات خود ضمن بررسی ساز و کاز تکوین، تقویت و توسعه‌ی مرکز کم‌فشار سودان، نقش این سامانه را بر روی بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران مطالعه نمود. وی برای بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران چهار الگوی کلی را معرفی کرد. الگوی اول را الگوی ادغامی سودانی-مدیترانه‌ای نام‌گذاری کرد و معتقد است که سامانه‌های سودانی در شرق مدیترانه یا بر روی عراق با هم ادغام می‌شوند و به‌طور هم‌زمان فعالیت می‌کنند و در این زمان بارش‌های سنگینی را از شمال غرب تا جنوب غرب به وجود می‌آورند. همچنین یادآور می‌شود که هیچ سامانه‌ی مدیترانه‌ای به تنهایی نمی‌تواند بارش‌های سنگینی را در جنوب غرب و جنوب ایران تولید کند مگر آنکه در ادغام با سامانه سودانی باشد.

سه الگوی دیگری که پرفشار سیبری، کم‌فشار سودان و پرفشار آزر سامانه‌های عمده‌ی آن را تشکیل می‌دهند؛ تحت عنوان سامانه‌های سودانی نام برده است و اعتقاد دارد که بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران تنها در زمان حاکمیت این سه الگو رخ می‌دهد و در این زمان سامانه‌ی مدیترانه‌ای یا فعال نبوده و یا نقش بسیار ناچیزی را در ایجاد بارش‌ها داشته است. مفیدی و زرین (۱۳۸۳ و ۱۳۸۴) تاریخچه‌ای از بررسی‌های انجام شده بر روی کم‌فشار سودانی را بیان کرده و سپس با توجه به ۱۸ مورد بارش سنگین با منشأ سودانی، الگوی سینوپتیکی حاکم در زمان وقوع توفان‌ها را استخراج کردند. نتایج بررسی آنها نشان داد که در زمان بارش‌های سیل‌زا پشته‌ای در تراز میانی وردسپهر در مدیترانه غربی و ناوه عمیق بر منتهی‌الیه شرق مدیترانه حاکمیت داشته است؛ با این حال آنها کشیده شدن تاوه قطبی در تراز ۵۰ هکتوپاسکال به عنوان منبع اصلی تاوایی برای پیدایش الگوی گردش ناهنجار و تقویت

سلول هدلی و جت جنب‌حاره بر روی مدیترانه و شمال آفریقا را مهمتر از ناوه عمیق منتهی‌الیه شرق مدیترانه و استقرار پشته واقع در تراز میانی وردسپهر روی مدیترانه غربی می‌دانند. اما در بررسی که مسعودیان با عنوان «شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، بر روی بارش‌های یک روزه بیش از صد میلیمتر» انجام داد؛ مشخص شد که دو الگوی گردشی در پدید آمدن بارش‌های ابرسنگین یک روزه‌ی ایران نقش دارند. الگوی اول با استقرار یک پرفشار بر روی دریای سیاه و گسترش فرود خلیج‌فارس مشخص می‌شود. در این شرایط شیو شدید فشار از شمال‌غرب تا جنوب‌غرب ایران برقرار می‌شود. دو سوم بارش‌های ابرسنگین یک روزه‌ی ایران در چنین شرایطی می‌بارند. الگوی دوم با شکل‌گیری فرود بر روی عراق و رخنه‌ی زبانه‌ی پرفشار سیبری-سیاه به درون ایران همراه است. این الگو عمدتاً در کرانه‌های خزر بارش می‌دهد و مسبب یک سوم از بارش‌های ابرسنگین یک روزه‌ی ایران است. منبع رطوبتی این بارش‌ها، دریای خزر، خلیج‌فارس و دریای عرب است. همچنین نقش دینامیکی هسته‌ی سرعت رودباد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی به رشد این سامانه‌های بارانزا کمک می‌کند. در نتیجه فرود خلیج‌فارس مسبب بارش‌های سنگین ایران است و فرود دریای سرخ نه از جهت تأمین ناپایداری و نه از جهت تأمین رطوبت نقشی در بارش‌های ابرسنگین یک روزه‌ی ایران ندارد (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۱). این پژوهش در واقع به نحوی تمامی تحقیقاتی قبلی را که مبنی بر تأثیر سامانه کم‌فشار سودانی بر وقوع بارش‌های سنگین ایران بود، رد می‌کند. البته باید تحقیقات دیگری در راستای تحقیق مسعودیان (۱۳۸۷) در زمینه‌ی بررسی شرایط همدید بارش‌های سنگین بیش از یک‌روزه (خوشه بارش‌های سنگین چندروزه) انجام داد تا با اطمینان بیشتری نسبت به عدم تأثیر یا اثرگذاری نه‌چندان زیاد سامانه‌های کم‌فشار سودانی در مورد بارش‌های سنگین ایران اظهارنظر کرد. سبزی‌پرور (۱۳۷۰)، ایزدنگهدار (۱۳۷۱)، باقری (۱۳۶۴)، جوانبخش (۱۳۷۴) و عربی (۱۳۷۹) مرادی (۱۳۸۳) کاویانی و همکاران (۱۳۸۵) محققان دیگری هستند که هرکدام عوامل سینوپتیک مؤثر در بارش‌های سنگین و سیل‌زای بخش‌های مختلف ایران را بررسی نموده‌اند.

در این پژوهش یک مورد از رویداد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر ایران جهت بررسی انتخاب شد. هدف از معیار قرار دادن فراگیر بودن بارش سنگین، این بود که توجه خود را به گردش‌های جوی و سامانه‌های همدید مقیاس مؤثر در ایجاد این پدیده‌ها معطوف کنیم. اگرچه در این بارش‌های سنگین و فراگیر هم باید به نقش مسلم تشدید و یا تضعیف بارش بر اثر عوامل محلی توجه داشت و از آن غافل نبود. ملاک انتخاب بارش سنگین در تحقیقاتی که به آنها

اشاره شد، به‌نوعی یک آستانه مشخص (مثلاً بارش‌های بیش از ۳۰، ۴۰، ۵۰ و یا ۱۰۰ میلیمتر) بود. در این بررسی هیچ کدام از آستانه‌های یاد شده، ملاک انتخاب بارش سنگین ایران در نظر گرفته نشد و میانگین بارش ایران (نه میانگین ایستگاه‌های ایران بلکه میانگین پهنه‌ی ایران) و همچنین مساحتی از ایران که زیر بارش بوده، ملاک انتخاب قرار گرفت اگر چه در زمان این خوشه بارش نیز تعدادی از ایستگاه‌های ایران، بارشی در حدود ۱۰۰ میلیمتر ثبت نموده‌اند. علاوه بر آن مقدار انحراف بارش از میانگین در دوره‌ی مورد مطالعه نیز عامل دیگری در انتخاب نمونه‌ی مورد مطالعه بوده است. به عبارت دیگر در زمان این خوشه بارش، حدود نیمی از پهنه‌ی ایران به طور متوسط بارشی بیش از ۴/۵ میلیمتر ثبت کرده، که این مقدار نسبت به میانگین بلندمدت ۴۰ ساله بیش از ۳/۷ میلیمتر بیشتر بوده است. با توجه به محاسبات انجام شده مقدار آبی که در زمان این خوشه بارش بر روی ایران ریزش کرده بیش از ۴۴ میلیارد متر مکعب بوده است. حجم زیاد آب ناشی از این بارندگی زمانی آشکار می‌گردد که آن را با ۴۰۰ میلیارد متر مکعب آب حاصل از بارش‌های سالانه‌ی ایران مقایسه کنیم.

داده و روش‌شناسی

هدف از مطالعات هم‌دید یافتن رابطه‌ی بین پدیده‌های محیطی و الگوهای گردشی جو است؛ در این گونه مطالعات دو پایگاه داده مورد نیاز است. بر این اساس در این پژوهش نیز که با هدف شناسایی و تحلیل شرایط هم‌دید بارش‌های ابرسنگین ایران انجام شده است، دو پایگاه استفاده شده است. پایگاه داده‌ی اول مربوط به بارش‌های ابر سنگین ایران طی دوره‌ی مورد مطالعه (روزهای ۱۳۷۳/۸/۱۲ تا ۱۳۷۳/۸/۱۷) است؛ و پایگاه دوم مربوط به متغیرهای جو بالا در همان زمان است. در این دوره از ۶۱۸ ایستگاه هم‌دید، اقلیمی و باران‌سنجی که بارش را دیده‌بانی کرده‌اند، بیش از نیمی از آنها مقدار قابل ملاحظه‌ای بارش ثبت نمودند. در مرحله‌ی بعد میان‌یابی بارش به‌روش کریجینگ در نرم‌افزار سرفر^۱ انجام شد و سپس متوسط بارش ایران از طریق میانگین‌گیری بارش تمامی یاخته‌های^۲ به‌دست آمده، و همچنین بیشینه بارش رخ داده و مساحت پهنه‌های زیر بارش در هر روز محاسبه شد. بعد از انجام میان‌یابی بارش ایران به کمک ۶۱۸ ایستگاه کشور ۸۲۳۰ یاخته (اندازه هر یاخته ۲۰۰×۲۰۰ کیلومتر مربع) به‌دست آمد که بر روی این یاخته‌ها مراکز بیشینه بارش و همچنین مراکز ثقل یا کانون‌های بارندگی مشخص شد. مرکز ثقل بارش‌های دوره مورد مطالعه با استفاده از رابطه‌های زیر به‌دست آمد:

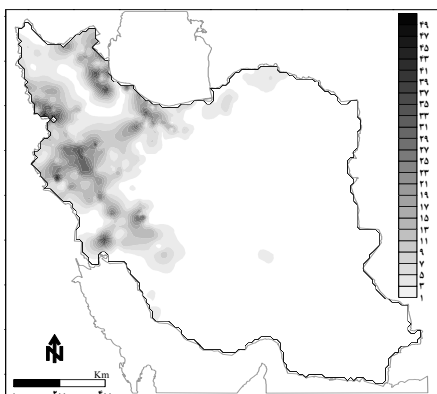
1- Surfer

2- Pixel

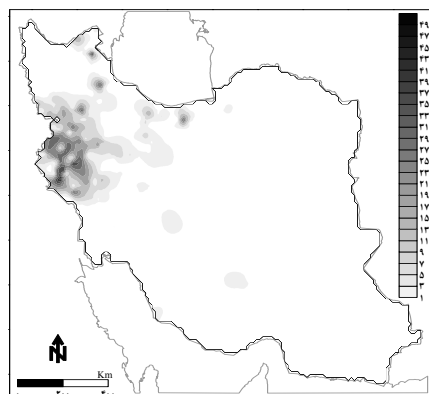
$$X_{center} = \frac{1}{\sum P_i} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot p_i \quad (1)$$

$$Y_{center} = \frac{1}{\sum P_i} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \cdot p_i \quad (2)$$

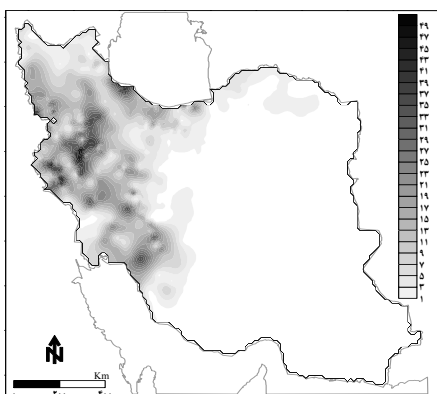
که در این رابطه‌ها X_{center} و Y_{center} مختصات جغرافیایی مرکز ثقل بارش در روز مورد نظر است و x_i ، y_i و p_i به ترتیب مقدار بارش، طول و عرض هر یاخته است و n تعداد یاخته‌های تشکیل‌دهنده‌ی نقشه‌ی همبارش است (شکل ۱).^۱



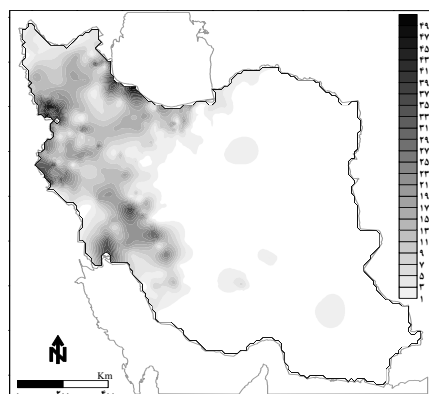
شکل ۲- نقشه‌ی همبارش روز ۱۳/۸/۱۳۷۳



شکل ۱- نقشه‌ی همبارش روز ۱۲/۸/۱۳۷۳

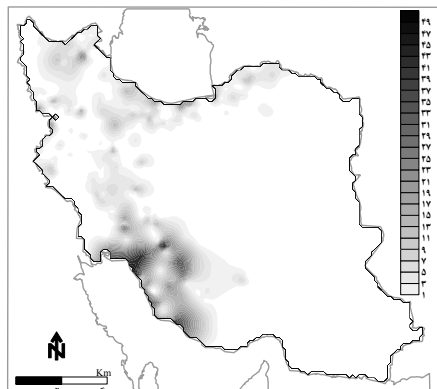


شکل ۴- نقشه‌ی همبارش روز ۱۵/۸/۱۳۷۳

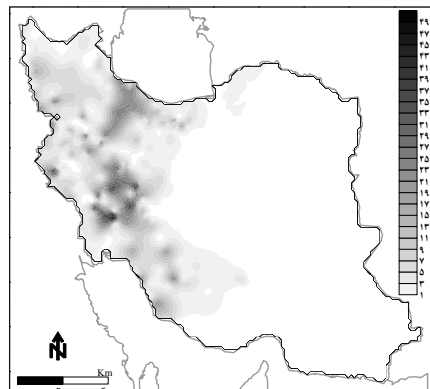


شکل ۳- نقشه‌ی همبارش روز ۱۴/۸/۱۳۷۳

۱- تمام شکل‌های موجود در این مقاله توسط نگارندگان ترسیم شده است.



شکل ۶- نقشه‌ی هم‌بارش روز ۱۳۷۳/۸/۱۷



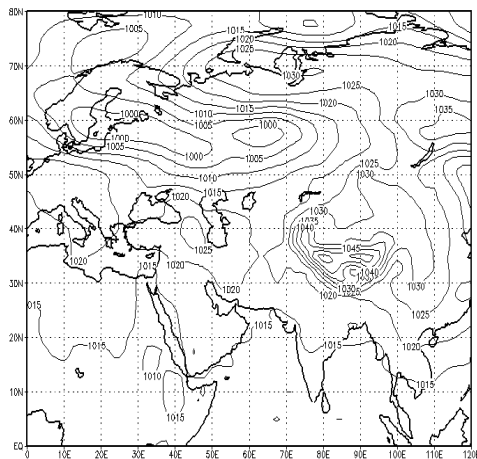
شکل ۵- نقشه‌ی هم‌بارش روز ۱۳۷۳/۸/۱۶

بعد از انجام تحلیل‌های مربوط به داده‌های بارش، داده‌های مربوط به فشار تراز ایستگاه، ارتفاع ژئوپتانسیل، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، نم و ویژه در ترازهای مختلف جو، از پایگاه داده مربوط به داده‌های جو بالا، از مرکز پیش‌بینی اقلیم وابسته به اداره جو و اقیانوس ایالات متحده برداشت شد. داده‌های جو بالا در محدوده‌ی طول جغرافیایی صفر تا ۱۰۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۱۰ تا ۶۰ درجه شمالی در زمان رویداد بارش‌های سنگین بررسی شدند. ابتدا برای شناخت بیشتر نسبت به فشار تراز دریا، نقشه‌های روزانه فشار از ۴۸ ساعت قبل از بارش تا انتهای دوره‌ی مورد مطالعه در نرم‌افزار گرادس ترسیم شد. با توجه با این نقشه‌ها وضعیت فشار تراز دریا در دوره‌ی مورد مطالعه تبیین شد. سپس برای دست یافتن به الگو یا الگوهای مشخص از فشار تراز دریا یک تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی فواصل اقلیدوسی این داده‌ها انجام شد. نمودار درختی حاصل از این تحلیل خوشه‌ای اختلاف خیلی معنی‌داری را در روزهای مختلف نشان نداد. در نتیجه نقشه‌ی ترکیبی از وضعیت فشار در زمان مورد مطالعه ترسیم شد و این نقشه ترکیبی به عنوان الگوی فشار تراز دریا تحلیل شد. در مورد متغیرهای دیگر نیز به همین صورت ابتدا نقشه‌های روزانه‌ی آنها ترسیم و سپس الگو یا الگوهای اصلی مؤثر در رخداد بارش‌های سنگین ارائه شد. در ادامه، این الگوها به عنوان عوامل هم‌دید اصلی بارش‌های سنگین دوره‌ی مورد مطالعه، تحلیل شدند.

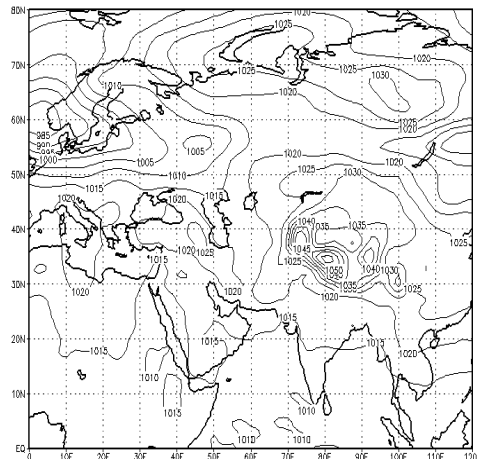
بحث

در این پژوهش فشار تراز دریا از ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش‌های ابرسنگین مورد توجه قرار گرفت. در این زمان دو هسته‌ی پرفشار یکی بر روی مرکز مدیترانه و ایتالیا و دیگری بر روی

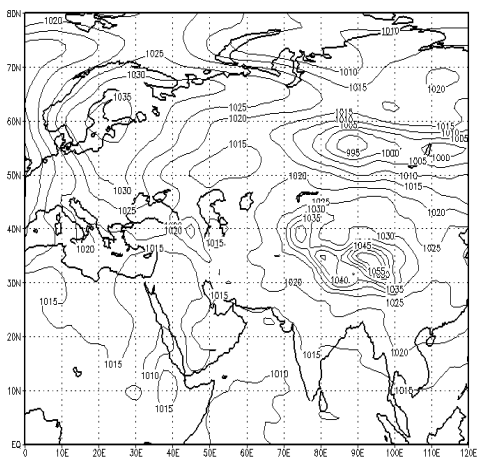
قفقاز شکل گرفته است. پرفشار قفقاز در راستای شمال غربی تا جنوب شرقی ایران گسترش یافته است. در این روز کم‌فشار گستره‌ای از منتهی‌الیه شرق مدیترانه تا جنوب دریای سرخ مستقر است؛ ضمن آن که در سمت شرق ایران، مرکز پرفشار بسیار قوی بر روی غرب چین و رشته‌کوه‌های هیمالیا وجود دارد (شکل ۲-۱). در روز بعد یعنی ۲۴ ساعت قبل از شروع بارش‌های ابر سنگین، مراکز پرفشار روی ایتالیا، قفقاز و رشته‌کوه‌های هیمالیا گسترش بیشتری پیدا می‌کنند، بطوری‌که این مراکز به طرف هم گسترش می‌یابند و در روز شروع بارش‌ها با ادغام می‌شوند؛ اما همچنان روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه تا جنوب دریای سرخ، کم‌فشار حاکم است (شکل ۲-۲). در روز شروع بارش‌ها (۱۳۷۳/۸/۱۲) مراکز پرفشار با هم ادغام شده و قسمت اعظم اروپا نیز در این روز تحت حاکمیت پرفشار قرار می‌گیرد. در این روز همچنین کم‌فشاری که از منتهی‌الیه شرق مدیترانه تا جنوب دریای سرخ ادامه داشت، به طرف شرق گسترش بیشتری پیدا می‌کند (شکل ۲-۳). بطوری‌که در روز بعد این کم‌فشار تا جنوب عراق کشیده می‌شود. در این پرفشار اروپا شدت بیشتری پیدا کرده است و کم‌فشار دیگری نیز بر روی غرب سیبری و شرق رشته‌کوه اورال شکل می‌گیرد (۲-۴). این کم‌فشار در روز بعد با کم‌فشاری که تا جنوب عراق گسترش یافته بود، بر روی ایران با هم ادغام می‌شود اما مرکز این کم‌فشار بر روی عراق مسقر است. در این روز باز هم فشار روی اروپا افزایش محسوسی پیدا کرده است (شکل ۲-۵). این دو کم‌فشار یاده شده (کم‌فشار غرب سیبری و کم‌فشار عراق) در روزهای بعد از هم جدا شده و دو هسته کم‌فشار جداگانه را بر روی عراق و دریاچه بایکال تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۶). میان این دو کم‌فشار، زبانه‌ای از پرفشار اروپا که مرکز آن بر روی شمال دریای سیاه قرار دارد، از شمال غرب کشور به داخل ایران نفوذ می‌کند. در واقع در این روز شیو شدید فشار بین کم‌فشار عراق و زبانه‌ی پرفشار گسترش یافته از اروپا مشاهده می‌شود (شکل ۲-۷). با نزدیک شدن به روزهای پایانی بارش، فشار بر روی ایران نیز افزایش چشمگیری پیدا کرده، به طوری‌که در روز ۱۳۷۳/۸/۱۷ یعنی انتهای دوره‌ی مورد مطالعه، شیو فشار میان قسمت اعظم اروپا، ایران، عراق و دریای مدیترانه به حد اقل خود می‌رسد (شکل ۲-۸). لازم به ذکر است که در تمامی دوره‌ی مورد مطالعه، مرکز پرفشار روی غرب چین و رشته‌کوه‌های هیمالیا هیچ‌گاه از بین نرفته و به عنوان قوی‌ترین مرکز فشار همواره وجود داشته است.



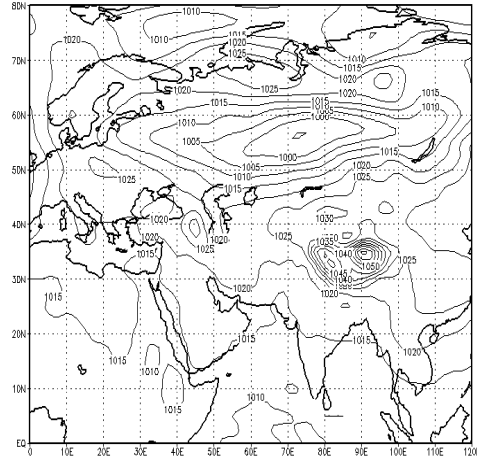
شکل ۲-۲: میانگین فشار تراز دریا ۲۴ ساعت قبل از شروع بارش



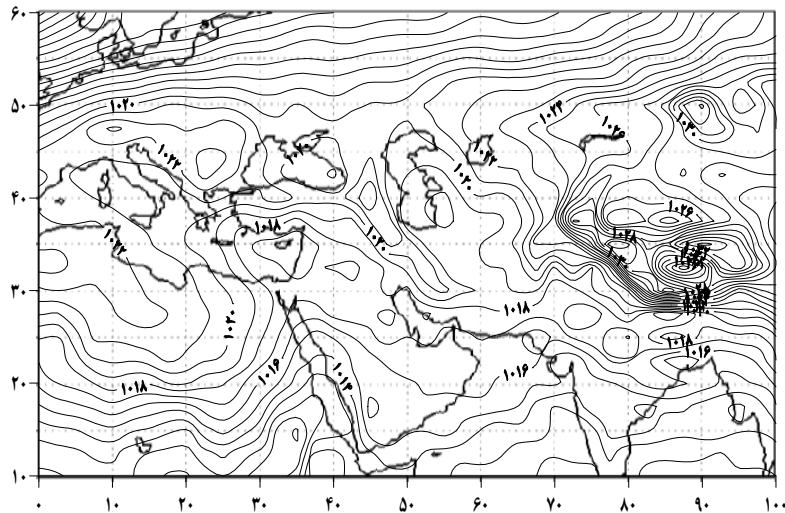
شکل ۲-۱: میانگین فشار تراز دریا ۴۸ ساعت قبل از شروع بارش



شکل ۲-۴: میانگین فشار تراز دریا در روز ۱۳۷۳/۸/۱۳



شکل ۲-۳: میانگین فشار تراز دریا در روز ۱۳۷۳/۸/۱۳

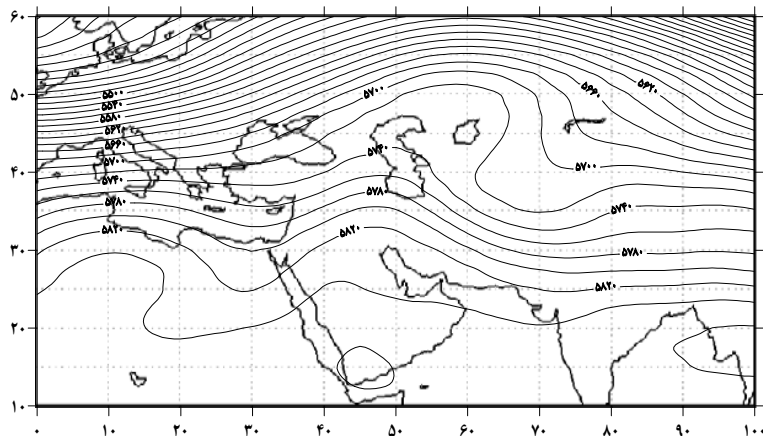


شکل ۳: میانگین فشار تراز دریا در دوره‌ی مورد مطالعه

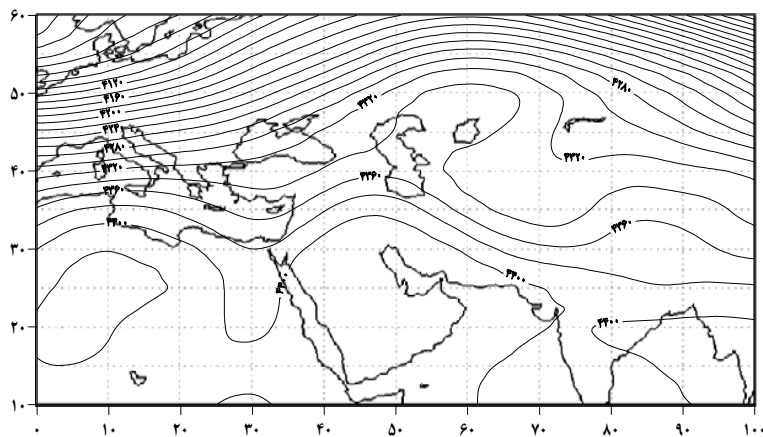
(۱۳۷۳/۸/۱۷ تا ۱۳۷۳/۸/۱۲)

تحلیل نقشه‌های هم‌دید مربوط به وضعیت میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل جو در ترازهای مختلف نشان داد که در زمان بارش‌های ابر سنگین دوره‌ی مورد مطالعه فرود نسبتاً عمیقی در ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال بر روی شرق مدیترانه وجود دارد.

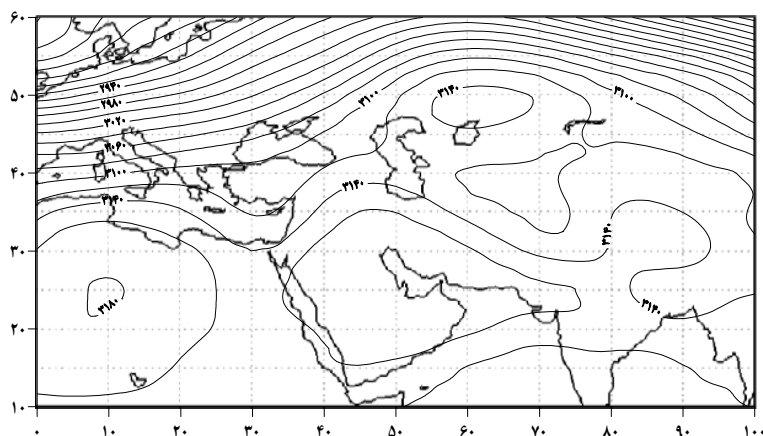
امتداد محور این فرود از جنوب ترکیه شروع و پس از عبور از قبرس تا شمال کشور مصر ادامه دارد (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). ضمن آن که در ترازهای ۸۵۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال هسته‌ی پراارتفاعی بر روی کشور لیبی تا سواحل جنوبی مرکز مدیترانه مستقر است. در این ترازها کم‌ارتفاعی بر روی سودان وجود دارد که در تراز ۹۲۵ این پراارتفاع تا شرق عراق گسترش دارد (شکل‌های ۷ و ۸). پس در زمان رویداد بارش‌های ابر سنگین فرود ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال روی شرق مدیترانه با محور جنوب ترکیه-قبرس-شمال‌مصر، الگوی غالب ارتفاع ژئوپتانسیل است و در ترازهای ۸۵۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال الگوی پراارتفاع کشور لیبی و ساحل جنوبی مرکز مدیترانه حاکم است. که علاوه بر آن در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال کم‌ارتفاع مستقر روی سودان تا شرق عراق گسترش یافته است.



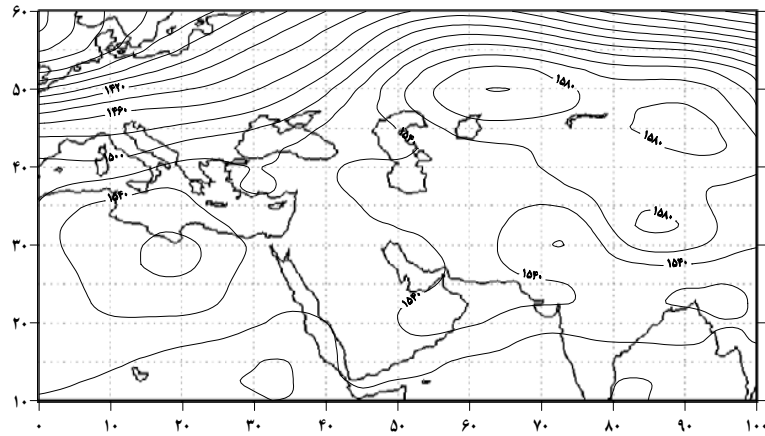
شکل ۴: ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۵۰۰۰ هکتوپاسکال



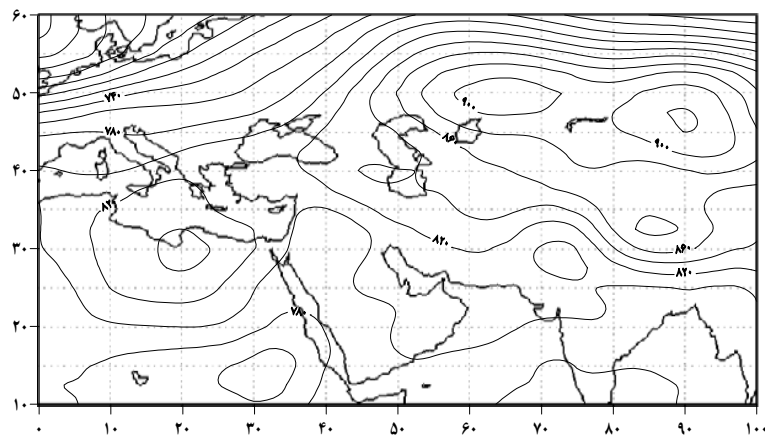
شکل ۵: ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۶۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۶: ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۷۰۰۰ هکتوپاسکال



شکل ۷: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال



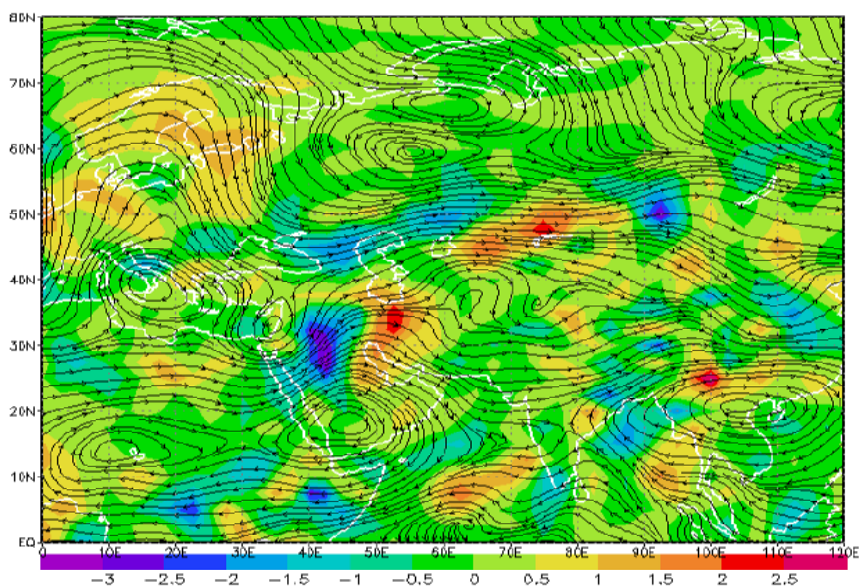
شکل ۸: ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال

در شروع بارش‌های ابرسنگین دوره‌ی مورد مطالعه مهم‌ترین منبع تأمین رطوبت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دریای سرخ و سپس دریای مدیترانه و دریای سیاه است. در این تراز خلیج فارس و دریای عمان رطوبتی را برای ریزش این بارش‌ها فراهم نکرده‌اند (شکل ۹).

در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در ابتدا منبع عمده رطوبت برای شروع بارش‌ها دریای سرخ است اما اوج بارش‌ها در زمانی رخ داده است که رطوبت دریای مدیترانه بر روی عراق رطوبت کشیده شده از دریای سرخ را همراهی کرده است. به عبارت دیگر در این تراز شروع بارش‌ها با نفوذ رطوبت دریای سرخ بر روی عراق و نیمه‌ی غربی کشور اتفاق افتاده است اما بارش‌های ابرسنگین در زمانی رخ داده‌اند که زبانه‌ای از رطوبت دریای مدیترانه با رطوبت منتقل شده از

دریای سرخ بر روی کشور عراق ادغام شده و در واقع همراهی این دو منبع رطوبتی بوده که سبب ریزش بارش‌های ابرسنگین ایران شده است (شکل ۱۰). در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نقش تغذیه رطوبتی دریای مدیترانه تا حدی بیشتر از دریای سرخ و دریای سیاه است اما همچنان همراهی رطوبت دریای مدیترانه و دریای سرخ موجب رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران شده است. در این تراز خلیج فارس نیز تا حدی نقش خود را هر چند ناچیز در تغذیه رطوبت بخش‌های جنوبی کشور نشان داده است (شکل ۱۱).

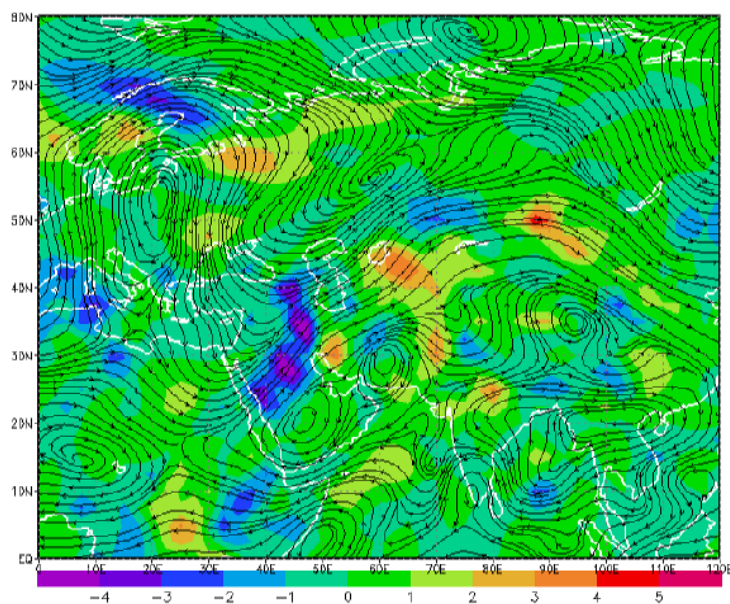
در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نقش تغذیه رطوبتی خلیج فارس به صورت جدی مطرح می‌شود. در این تراز از زمان شروع بارش، سواحل شمالی خلیج فارس به عنوان منبع اصلی تغذیه رطوبت، نقش خود را نشان می‌دهند. اگرچه همچنان دریای مدیترانه و سپس دریای سرخ زبانه‌هایی از رطوبت را به سمت ایران ارسال می‌کنند اما مقدار تخلیه رطوبت از سواحل شمالی خلیج فارس در این تراز چشمگیرتر است (شکل ۱۲). در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نیز باز هم سواحل شمالی خلیج فارس بیشترین رطوبت را به طرف ایران ارسال نموده است. همچنین دریای عرب نیز مقدار قابل ملاحظه‌ای رطوبت را به بخش‌های جنوب کشور ارسال کرده است.



شکل ۹: وضعیت وزش رطوبتی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

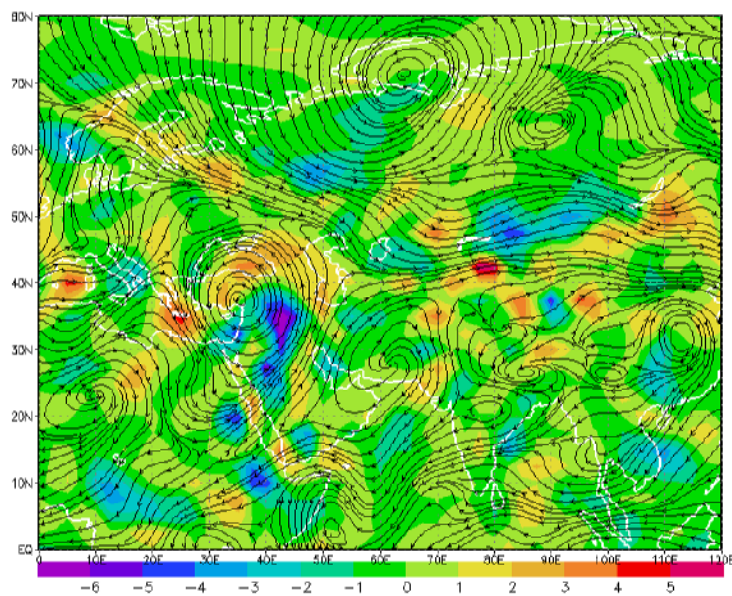
(نقش تغذیه رطوبتی دریای سرخ را می‌توان مشاهده کرد)

به طور کلی تحلیل نقشه‌های وزش رطوبت در دوره‌ی مورد مطالعه نشان داد که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دریای سرخ مهمترین منبع تغذیه‌ی بارش‌ها است و در ترازهای ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال دریای مدیترانه رطوبت بیشتری را جهت تأمین بارش‌های ابر سنگین کشور فراهم می‌نماید. در ترازهای پایین‌تر یعنی ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بدون شک نقش خلیج فارس در تأمین رطوبت آشکار است. اگرچه در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال نیز باز هم خلیج فارس تأمین‌کننده‌ی بخشی از رطوبت بارش‌های مورد بررسی بوده است (شکل ۱۰). در این ترازها رطوبت بسیار زیادی در زمان بارش‌های ابرسنگین از سواحل شمالی خلیج فارس تخلیه شده و همزمان در بخش‌های جنوب غربی، غرب و مرکزی ایران تزریق شده است. اگرچه ممکن است در این ترازها رطوبت چشمگیری در دریای سرخ و مدیترانه تخلیه شده باشد اما قسمت عمده‌ی این رطوبت را به مناطق اطراف خود تزریق نموده‌اند و مقدار کمی از آن به ایران رسیده است.

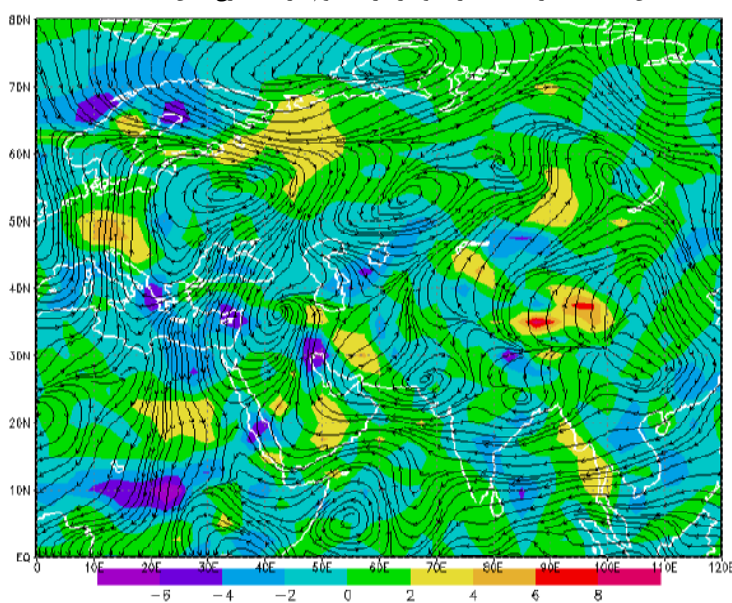


شکل ۱۰: وضعیت وزش رطوبتی جو در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

(نقش تغذیه‌ی مشترک رطوبتی دریای سرخ، مدیترانه، سیاه و تا حدود کمی خلیج فارس را می‌توان مشاهده کرد)



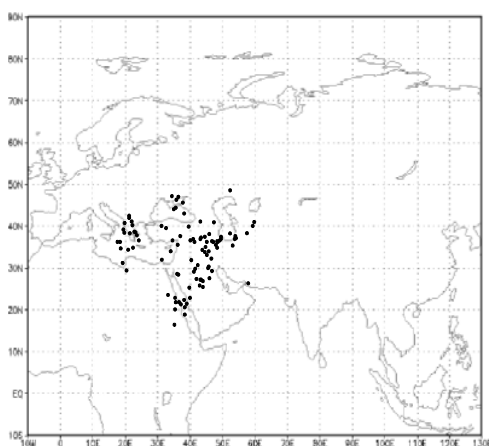
شکل ۱۱: وضعیت وزش رطوبتی جو در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال
(نقش تغذیه‌ی دریای مدیترانه و در درجه دوم دریای سرخ قابل مشاهده است)



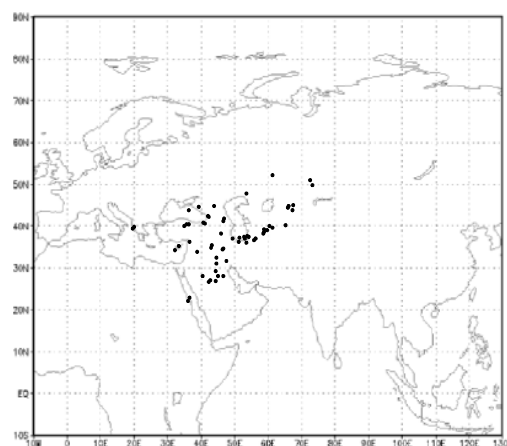
شکل ۱۲: وضعیت وزش رطوبتی جو در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال
(نقش تغذیه‌ی رطوبتی خلیج فارس را می‌توان مشاهده کرد.)

تحلیل نقشه‌های مراکز جبهه‌زایی هوا نشان داد که بیشترین تعداد جبهه‌ها در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر روی سواحل جنوبی دریای خزر، عراق و شمال عربستان و نیمه‌شرقی دریای سیاه مستقر هستند. در این تراز دریای سرخ و دریای مدیترانه نسبت به مناطق یاد شده جبهه‌زایی بسیار کمی دارند (شکل ۱۳-۱). در ترازهای ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال افزایش تعداد مراکز جبهه‌زایی در دریای سرخ و سواحل شمالی دریای مدیترانه و کشور یونان قابل توجه است؛ با این حال باز هم در این ترازاها بیشترین تعداد مراکز جبهه‌زایی بر روی کشور عراق و شمال عربستان قرار دارد. همچنین در این ترازاها شمال غرب ایران و دریای سیاه نیز چندین بار در دوره‌ی مورد مطالعه به عنوان مراکز جبهه‌زایی نمایان شده‌اند (شکل ۱۳-۲ و ۱۳-۳). در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال غرب عراق، غرب ترکیه، منطقه قفقاز و نیمه‌شمالی دریای سرخ بیشترین جبهه‌زایی را دارند (شکل ۱۳-۴). در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال منطقه قفقاز و نیمه‌ی شمالی دریای سرخ مناطق عمده‌ی جبهه‌زایی هستند (شکل ۱۳-۵). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌طور کلی سراسر دریای سیاه، امتداد سواحل شمالی دریای مدیترانه و نیمه‌ی شمال دریای سرخ شاهد بیشترین تعداد جبهه‌زایی هستند (شکل ۱۳-۶).

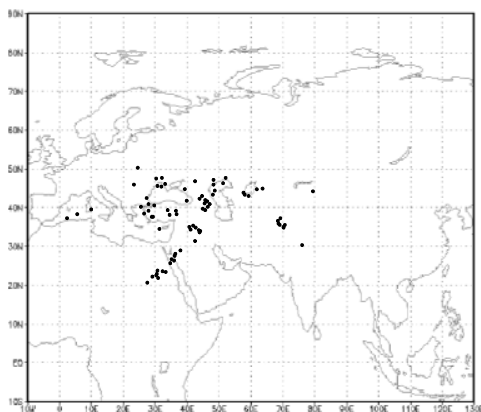
به‌طور کلی می‌توان گفت که مراکز جبهه‌زایی در ترازهای پایین (ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال) در اطراف منطقه‌ی بارش سنگین قرار دارند (بر روی عراق و سواحل شمالی کشور) و در ترازهای بالاتر (ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال) مراکز جبهه‌زایی عمدتاً در فاصله‌ای به‌مراتب دورتر (دریای سیاه، قفقاز، دریای مدیترانه و دریای سرخ) از مناطق رخداد بارش سنگین قرار دارند.



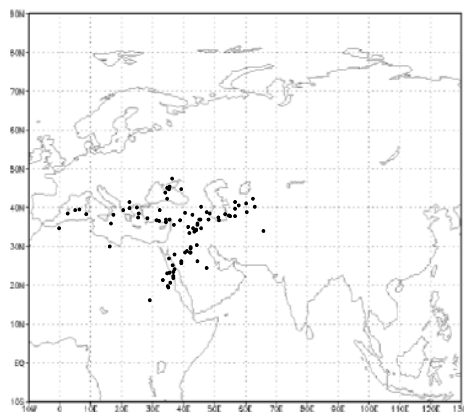
شکل ۱۳-۲: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۹۲۵



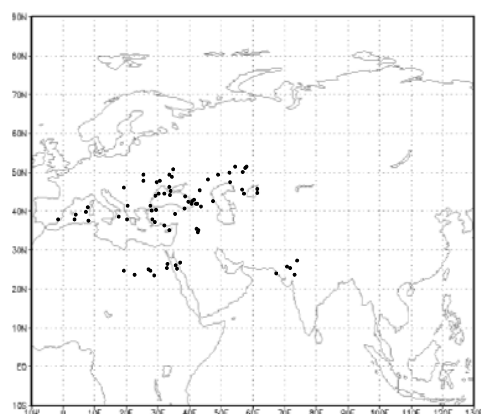
شکل ۱۳-۱: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۱۰۰۰



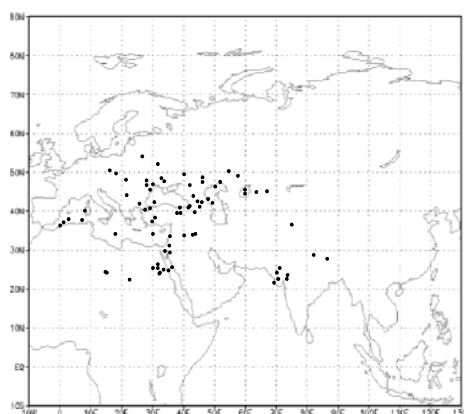
شکل ۱۳-۴: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۷۰۰



شکل ۱۳-۳: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۸۵۰



شکل ۱۳-۶: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۵۰۰

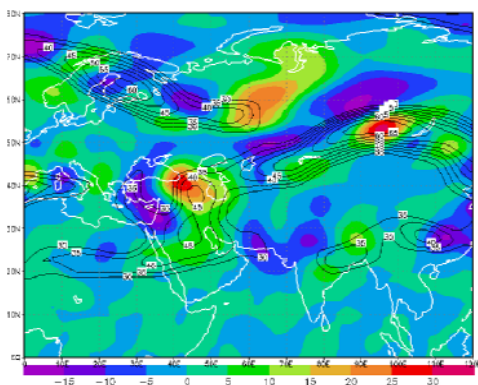


شکل ۱۳-۵: وضعیت مراکز جبهه‌زایی در تراز ۶۰۰

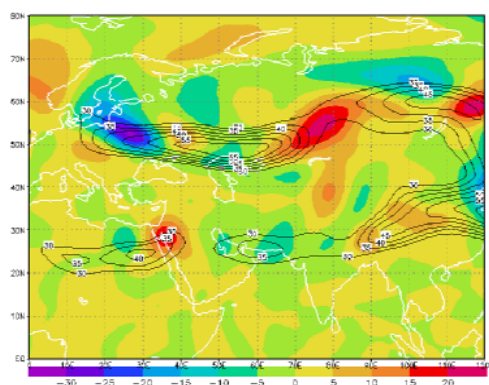
نقشه‌های مربوط به رودبادهای در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در زمان شروع رویدادهای بارش‌های سنگین رودباد جنب‌حاره‌ای بر روی مصر قرار دارد و رودباد جبهه‌ی قطبی مناطق واقع در شمال دریای خزر و دریای سیاه (اروپای مرکزی) فرا گرفته است. با نزدیک شدن این دو رودباد به یکدیگر (تغییر مکان رودباد جبهه قطبی به عرض‌های پایین‌تر و حرکت رودباد جنب‌حاره‌ای به سمت شمال شرق) مقدار بارش افزایش چشمگیری پیدا می‌کند. این دو رودباد هنگامی که بر روی عراق به هم می‌پیوندند، تشکیل یک رودباد قوی‌تر را می‌دهند و در این زمان است که اوج بارش‌های ابر سنگین ایران رخ داده است (شکل‌های ۱۴-۱ و ۱۴-۲).

در واقع شروع بارش‌ها که اندکی ملایم‌تر است در زمانی اتفاق افتاده است که هسته‌های رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه‌ی قطبی به‌ترتیب بر روی مصر و اروپای مرکزی قرار دارند و اوج بارش‌های ابرسنگین ایران نیز هنگامی است که این دو رودباد بر روی عراق ادغام شده و رودباد به مراتب قوی‌تری را تشکیل می‌دهند.

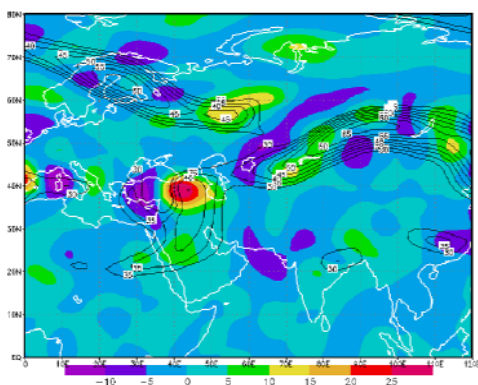
همین وضعیت یاد شده برای رودبادهای، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال هم حاکم است با این تفاوت که تنها رودباد جنب‌حاره‌ای از سرعت کمتری برخوردار است (شکل‌های ۱-۱۵ و ۲-۱۵).



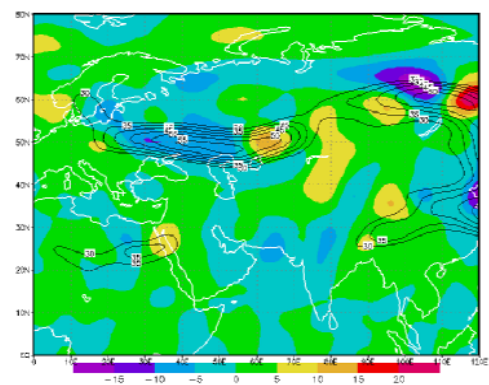
شکل ۱۴-۲: وضعیت قرارگیری رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه قطبی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در زمان اوج بارش‌های ابر سنگین (ادغام دو رودباد بر روی عراق را می‌توان مشاهده نمود)



شکل ۱۴-۱: وضعیت قرارگیری رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه قطبی در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال در زمان شروع بارش‌های ابرسنگین



شکل ۱۵-۲: وضعیت قرارگیری رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه قطبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمان اوج بارش‌های ابر سنگین (ادغام دو رودباد بر روی عراق را می‌توان مشاهده نمود)



شکل ۱۵-۱: وضعیت قرارگیری رودبادهای جنب‌حاره‌ای و جبهه قطبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در زمان شروع بارش‌های ابرسنگین

نتیجه‌گیری

در این پژوهش یک خوشه بارش ۶ روزه (روزهای ۱۳۷۳/۸/۱۲ تا ۱۳۷۳/۸/۱۷) که مقدار بارش آن بیش از ۱۰۰ میلی‌متر بود جهت بررسی و شناخت شرایط همدید آن انتخاب شد. یکی از ویژگی‌های عمده‌ی این خوشه بارش، فراگیر بودن یا به عبارتی گستردگی مناطق تحت‌تأثیر آن بود. نتایج پژوهش نشان داد که اگرچه مراکز بیشینه بارش در دوره‌ی مورد مطالعه عمدتاً در نیمه‌ی غربی کشور پراکنده بودند اما مراکز ثقل این بارش‌ها حاکی از تمرکز کانون بارش بر روی منطقه‌ی محدودی (استان‌همدان و نواحی اطراف) است. به عبارت دیگر علی‌رغم این‌که کانون بارش بر روی منطقه محدودی است اما تحت یک شرایط همدید یکسان و به دلیل متفاوت بودن شرایط محلی مراکز بیشینه بارش از پراکندگی بیشتری برخوردارند.

تحلیل مربوط به داده‌های جو بالا نیز نشان داد که در زمان این رویدادها یک الگوی فشار حاکم بوده است. این الگوی فشار با عوارض همدید پرفشار گسترده اروپا - دریای سیاه و کم‌فشار عراق آشکار است. اگرچه در این زمان مراکز کم‌فشار دیگری بر روی دریای مدیترانه و دریای سرخ مشاهده می‌شود، اما زبانه‌ای از پرفشار اروپا- دریای سیاه از شمال غرب کشور به درون ایران گسترش یافته است و این زبانه پرفشار گرادیان شدیدی را با کم‌فشار عراق ایجاد نموده است. علاوه بر این الگوی فشار، روی هم قرارگیری رودبادهای جنب‌حاره و جبهه قطبی بر روی عراق و بخش‌های غربی کشور، در زمان این رویدادها قابل توجه است. از لحاظ منابع تغذیه‌ی رطوبتی نیز خلیج فارس در ترازهای زیر ۸۵۰ هکتوپاسکال نقش عمده‌ای را در فراهم نمودن رطوبت مورد نیاز بارش‌ها بازی می‌کند؛ ضمن آن که منابع رطوبتی دریای سرخ و مدیترانه و سیاه در ترازهای بالاتر رطوبت سامانه‌های همدید را تأمین می‌کنند. اگرچه این پژوهش تنها یک نمونه موردی از بارش‌های ابرسنگین ایران را بررسی نموده است، به نظر می‌رسد نتایج این پژوهش تا حدودی با نتایج برخی محققان در زمینه‌ی عوامل مؤثر بر رویداد بارش‌های همدید همخوانی نداشته باشد.

اغلب تحقیقات قبلی که بر روی بارش‌های سنگین و ابرسنگین ایران انجام شده است به نقش مسلم کم‌فشار سودان و دریای سرخ و تأثیر قطعی این سامانه‌های همدید در رخداد بارش‌های ابرسنگین تأکید کرده‌اند. حال آن‌که این پژوهش نشان داد که نباید با اطمینان و قاطعیت نسبت به تأثیر عامل یا عوامل مؤثر در رخداد بارش‌های ابرسنگین ایران اظهار نظر نمود زیرا که در این پژوهش نمی‌توان عامل اصلی رخداد این پدیده را کم‌فشار سودانی دانست. با این حال باز هم اظهار نظر قطعی در مورد عامل یا عوامل مؤثر در بروز چنین پدیده‌هایی نیاز به بررسی و تأمل بیشتری دارد.

منابع

- ۱- اشجعی‌باشکند، محمد (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران، استاد راهنما: دکتر محمد خیراندیش. استاد مشاور: مهندس احمد نوحی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس. دانشکده منابع طبیعی. گروه هواشناسی.
- ۲- ایزدنگهدار، زهرا (۱۳۷۱). بررسی سینوپتیکی بعضی از سیستم‌های فشار کم مدیترانه‌ای مخصوص و اثرات آن بر روی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران.
- ۳- باقری، سعید (۱۳۶۴). بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در شمال ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۴- جوانبخش، حسنعلی (۱۳۷۴). بررسی سینوپتیکی اقلیمی سیل در شهرستان لار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- ۵- سبزی‌پرور، علی‌اکبر (۱۳۷۰). بررسی سیکلون‌های سیل‌زا در جنوب غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران.
- ۶- عربی، زهرا (۱۳۷۹). تحلیل و ارائه الگوهای سینوپتیکی حاکم بر بارش‌های شدید و فراگیر فصل تابستان ایران، پایان‌نامه دکتری. دانشگاه تربیت مدرس.
- ۷- قشقایی، قاسم (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر: استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی. استاد مشاور: زهرا حجازی‌زاده. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم. گروه جغرافیا. گرایش اقلیم و برنامه‌ریزی محیطی.
- ۸- لشکری، حسن (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پایان‌نامه دکتری. استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی. دانشگاه تربیت مدرس. دانشکده علوم انسانی. گروه جغرافیا.
- ۹- لشکری، حسن (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی. دوره ۶. شماره ۲. تابستان ۱۳۸۱.
- ۱۰- لشکری، حسن (۱۳۸۲). مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۴۶. زمستان ۱۳۸۲.
- ۱۱- لشکری، حسن (۱۳۸۴). تحلیل سینوپتیکی دو نمونه از الگوی بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی. دوره ۹. شماره ۱. بهار ۱۳۸۴.
- ۱۲- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۷). شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران. ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸. دانشگاه تبریز. دانشکده مهندسی عمران.

- ۱۳- مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۳). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم دریایی ایران. دوره ۳. شماره ۲ و ۳. بهار و تابستان ۱۳۸۳.
- ۱۴- مفیدی، عباس و زرین، آذر (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۷.
- ۱۵- مفیدی، عباس (۱۳۸۳). اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه‌ی دریای سرخ در خاورمیانه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۷۵.
- ۱۶- کاویانی، محمدرضا؛ مسعودیان، ابوالفضل و نجف‌پور، بهرام (۱۳۸۶). بررسی رابطه الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بارش‌های حوضه‌مند، مجله علوم انسانی دانشگاه اصفهان. جلد ۲۴. شماره ۳.
- ۱۷- نجارسلیمه، محمد (۱۳۸۰). الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۲. پاییز ۱۳۸۰.

- 18- A. Lana, J. Campins, A. Genov'es, and A. Jansa(2007) Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12, 27-32.
- 19- Agustin Jansa, Ana Genoves, M Angeles Picornell, Joan Campins, Ricardo Riosalido and Olinda Carretero(2001), *Western Mediterranean cyclones and heavy rain.Part 2: Statistical approach*, *Meteorol. Appl.* 8, 43–56 (2001).
- 20- Anil Kumar, J. Dudhia, R. Rotunno, Dev Niyogi and U. C. Mohanty,(2008) Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134: 1897–1910.
- 21- B. Alijani, J. O'Brien, B. Yarnal(2007), Spatial analysis of precipitation intensity and concentration in Iran, *Theor. Appl. Climatol.* DOI 10.1007/s00704-007-0344-y.
- 22- Ching-Sen Chen, Chuan-Yao Lin, Yin-Jin Chuang, Hsi-Chyi Yeh(2002), A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the mei-yu season, *Atmospheric Research* 65, 129–149.
- 23- Cecilia Hellstrom, (2005), Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in sweden, *Int. J. Climatol.* 25: 631–648.
- 24- Ravel Ya. Groisman, Thomas R Karl, David R EAsterling, Richard W Knight, Paul F Jamason, Kevin J Hennessy, Ramasmy Suppiah, Cher M Page, Joanna Wibig, Krzysztof Fortuniak, Vyacheslav N Razuvaev, Arthur Douglas, Eirik Fqrland, and Pan-Mao Zhai,(1999), Changes in the Probability of Heavy Precipitation: Important indicators of climatic change, *Climate Change* 42: 243-283.