تحلیل همدیدی بارش سنگین۲۱ نوامبر۲۰۱۱ استان کهکیلویه و بویراحمد (لیکک)

دکترمجید منتظری[۱]، دکتر محمدحسن نامی[۲]، حمیده دالایی[۳]

۱ـ استادیار اقلیم شناسی دانشگاه اصفهان
۲ـ استادیار دانشگاه فارابی
۳ـ دانشجوی دکتری اقلیم شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف آباد، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، نجف آباد

چکیده

بارش سنگین و تاثیرات مستقیم و غیرمستقیم آن بر روی زندگی انسان ها و فعالیت های انسانی نه تنها لزوم توجه به این پدیده محیطی را توجیه می کند. بلکه راه را برای پیش بینی رخداد آنها در آینده فراهم می سازد. دراین پژوهش معیار بارش سنگین، بارش بالای ۱۰۰ میلی متر در یک روز و از رویکرد محیطی به گردشی استفاده شد شرایط همدیدی در زمان این رویداد (۲۱نوامبر۲۰۱۱) بررسی گردید. جامعه آماری در این پژوهش دارای دو پایگاه می باشد. نتایج نشان می دهد پیشروی کم فشار سودانی از سمت جنوب و پرفشار اروپایی از سمت شمال و تشکیل جبهه در غرب و جنوب غرب کشور و در تراز میانی جو نیز عمیق تر شدن فرود مدیترانه و حرکت شرق سوی آن و وجود رطوبت زیاد وقرار گیری هسته سرعت رودباد جنب حاره ای بر روی دریای سرخ و شمال عربستان سبب بارش سنگین شده است.

کلید واژه ها: بارش سنگین، اقلیم شناسی همدید، الگوی فشار، کهکیلویه و بویراحمد، لیکک

مقدمه

در آب و هواشناسی پویشی یا دینامیکی به توجیه و تفسیر ساختار حرکات اتمسفری با استفاده از قواعد فیزیک حاکم بر حرکت، پرداخته می شود. تغییر در اندازه نیروهای گرادیان فشار، گرانش و تنشی منجر به تشکیل سامانه های همدیدی متفاوت و در نتیجه رخداد پدیده ها، بی نظمی ها و بی هنجاری های اقلیمی می گردد.[۱] بارش ایران از تنوع زمانی و مکانی قابل ملاحظه ای برخوردار است. برهم کنش مداوم سامانه های گردش اتمسفری در طول سال به طور برجسته و گسترده ای چنین تنوعی را موجب گردیده است(علیجانی،۱۳۷۲). با وجود اینکه بخش های زیادی از ایران دارای اقلیم خشک و نیمه خشک بوده و همچنین فاقد منابع رطوبتی عمده ای برای تامین بارش های سنگین است، گاهی مناطقی از ایران شاهد بارش های بسیار سنگین و رگباری هستند. ویژگی اصلی این بارش ها متغیر بودن زمان و مکان آنهاست(مسعودیان،۱۳۷۷). جهت ایجاد بارندگی های شدید عامل رطوبت مهم تر از عامل صعود می باشد(علیجانی،۱۳۸۱) بالا بودن رطوبت وردسپهر در مکان بارش و تزریق رطوبت از طریق وزش نقش

[1] - Entropy

اساسی در رخداد بارش های سنگین دارند (هارناک و همکاران1998)[۱]. بارش های فوق سنگین در شرایط همدید ویژه ای رخ می دهند. مطالعه این شرایط همدیدی، جهت شناخت و پیش بینی شرایط محیطی لازم است. مطالعاتی که در زمینه بارش های سنگین و فوق سنگین در ایران و جهان انجام گرفته، معیارها و آستانه های مختلفی را برای بارش های فوق سنگین در مناطق مختلف ارائه نموده اند و به صراحت می توان بیان نمود که تعریف جامعی از بارش های سنگین و فوق سنگین که بتوان برای مناطق مختلف استفاده نمود، وجود ندارد. در زمینه تاثیر گردش های جوی بر وقوع بارش و الگوهای آن در مناطق مختلف جهان مطالعات زیادی انجام شده است. از آن جمله می توان به مطالعه همدیدی بارش های بهاره در اریتره توسط هبتمایکل و پدلی[۲](۱۹۷٤)، ارتباط بارش با گردش جوی در طی دوره ترسالی و خشکسالی در غرب آفریقا توسط نیکلسون[۳](۱۹۸۱)، تحلیل همدیدی بارش های ماهانه و فصلی سری لانکا در رابطه با گردش جوی که سوپیا[٤](۱۹۸۷)انجام داده، اشاره نمود. در همین رابطه فایرس[٥](۱۹۸۸) به تحلیل همدیدی نوع آب و هوا با استفاده از بارنگی روزانه ماه ژانویه در دریاچه چارلز لویزیانا پرداخته است. کیبلس[٦](۱۹۸۹)، با استفاده از نقشه های سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به مطالعه توزیع حداکثر بارش در طی ماه های ژوئن و سپتامبر در منطقه بی مودال واقع در میدوست شمالی پرداخته و رژیم بارنگی منطقه را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. در تحقیق دیگری ماتاری را[۷] ضمن بررسی موقعیت و تعداد آنتی سیکلون های مستقر در اقیانوس هند و اطلس، تاثیر آنها را بر بارش زیمباوه بررسی نمود(قشقایی،۱۳۷۵). همچنین بلترامدو و کمبرلین[۸](۱۹۹۳) ارتباط گردش جوی و تغییرات بارش های سالانه در منطقه سومالی را مطالعه کرده و بین بارش های فوق بافشار در روی اقیانوس هند همبستگی مثبتی به دست آورده اند. کرایپلنی و همکاران[۹](۱۹۹۷) نیز با مطالعه بارش های موسمی هند و الگوهای گردش جوی عرض های میانه در نیمکره شمالی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی به این نتیجه رسیدند که نه تنها بین ارتفاع ژئوپتانسیل سطح ۵۰۰ و بارش در هند و سه ناحیه دیگر(منچوری، آلگرین و دریای خزر) همبستگی مثبتی وجود دارد بلکه این ارتباط بین تغییرات ده ساله بارش های موسمی هند و اشکال گردش جوی نیمکره شمالی نیز مشاهده می گردد. چین سنگ و همکاران[۱۰] بارش های بیش از ۱۰۰ میلیمتر در بعدازظهرهای تایوان در دوره آماری (۱۹۹۷-۱۹۹۳) را از لحاظ شرایط همدیدی و آماری بررسی و آنها را به دو گروه طبقه بندی کردند. بارش های گروه A بیشتر در دامنه ارتفاعات در شمال و مرکز تایوان رخ می دهد و علت وقوع آنها پرفشار جنب حاره ای آرام غربی که در شرق تایوان قرار گرفته و وزش بادهای جنوبی در سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال با سرعت بالا می باشد.

---

[۱]- Har nack et,al

[2] – **Habtemi**chael and Pedgley

[3] – Nicholson

[4] – Suppiah

[5]- Faiers

[6] – Keables

[7] – Matarira

[8] – Beltramdo and Camberlin

[9] – Kripalani, et.al.,

[10] – Chin- seng, et.al.,

در گروه B محور پشته پرفشار در نواحی جنوبی تایوان واقع شده و بادهای جنوب غربی بیشتر در سطوح زیر ۷۰۰ هکتوپاسکال وزش داشته اند که بیشتر بارش ها در ارتفاع بیش از ۵۰۰ متر به وقوع پیوسته است. بوهارا و همکاران[1](۲۰۰۵)، پس از بررسی بارش سنگین۲۶ ژولای ۲۰۰۵ در بمبئی نشان دادند که در زمان این بارش بخش گسترده ای از هند، بخصوص در سواحل غربی زیر نفوذ مونسون ها بوده در این زمان کم فشاری در غرب رودخانه بنگال و سواحل اوراسیا شکل گرفته و شرایط را برای ورود مونسون ها و جریان های قوی استوایی از جنوب فراهم آورد. کومار[2](۲۰۰۸) بارش سنگین ۲۶ ژوئیه سال ۲۰۰۵ (۱۳۸٤/۵/٤) بمبئی را به کمک مدل پژوهش و پیش بینی هوا بررسی کرد که این مدل، هسته های همرفتی قوی اما کوتاه مدتی را در دل حرکات صعودی کلان مقیاس شبیه سازی نمود. تحلیل این هسته ها که بر روی بمبئی شکل گرفته بود نشان داد که منبع رطوبتی این سامانه جریان های شمال و شمال غربی با منشاء دریای عرب بوده است. مولر و همکاران[3] (۲۰۰۹)، با استفاده از شاخص های دینامیک دینامیک و ترمودینامیک منتخب در دوره ٤٤ ساله(۲۰۰۲-۱۹۵۸) شامل شار نصف النهاری رطوبت[4]، شار مداری رطوبت[5]، تاوایی پتانسیلی[6]، ارتفاع ژئوپتانسیلی[7]، سرعت قائم در دستگاه فشاری[8]و همگرایی رطوبت[9] به بررسی متغیر های هواشناسی به عنوان شاخص های تعیین کننده رخداد بارش های سنگین در جمهوری چک پرداختند. شاخص FQV [10] (شار نصف النهاری رطوبت) به عنوان یک شاخص مناسب که همزمان گرادیان فشار، شرایط دما و شرایط رطوبت را منعکس می نماید، معرفی شد. به طوریکه مقادیر بالا و پایینFQV به ترتیب یک جریان رطوبتی را از جنوب و از شمال نشان می دهد. بر اساس نتایج این پژوهش، مقادیر کوچکتر EM نشانگر شرایط حدی تر[11] همدید در شاخص های منتخب است به طوریکه مقادیر کمینه EM بااولین روزهای رخداد بارش سنگین در جمهوری چک متناظر است. هر دو مورد سیلاب تابستانه(ژوئیه ۱۹۹۷و آگوست ۲۰۰۲) با مقادیر بسیار پایین EM نشان داده شده است و از سوی دیگر تمام رخدادهای سیلاب موردمطالعه، در ٦ درصد پایین مقادیر EM قرار می گیرند.

در ایران هم مطالعات مختلفی در زمینه بارش های سنگین انجام شده است. اشجعی باشکند(۱۳۷۹) به بررسی و ارائه مدل های همدید بارش های سنگین شمالغرب ایران پرداخته و نشان دداده است که از میان سامانه های متفاوتی که منطقه را تحت تاثیر قرار می دهند، کم فشارهای مدیترانه ای به علت اینکه حاوی رطوبت زیاد می باشند بیش از سامانه های دیگر بر روی بارش های سنگین منطقه موثرند. به علاوه زمانیکه سامانه کم فشار مدیترانه با سامانه واچرخند اروپا از روی قفقاز و شمالغرب ایران نفوذ کند، شدیدترین حالت جبهه زایی و همگرایی به وجود می آید

[1] – Bohra, et.al.,

[2] – Kumar,et.al.,

[3] – Muller, et.al.,

[4] – Meridional flux of Moisture

[5] - Zonal flux of Moisture

[6] - Potential Vorticity

[7] - Geopotential height

[8] - Vertical velocity in p-system

[9] - Convergence of Moisture

[10] - Meridional flux of Moisture

[11] - Extrem

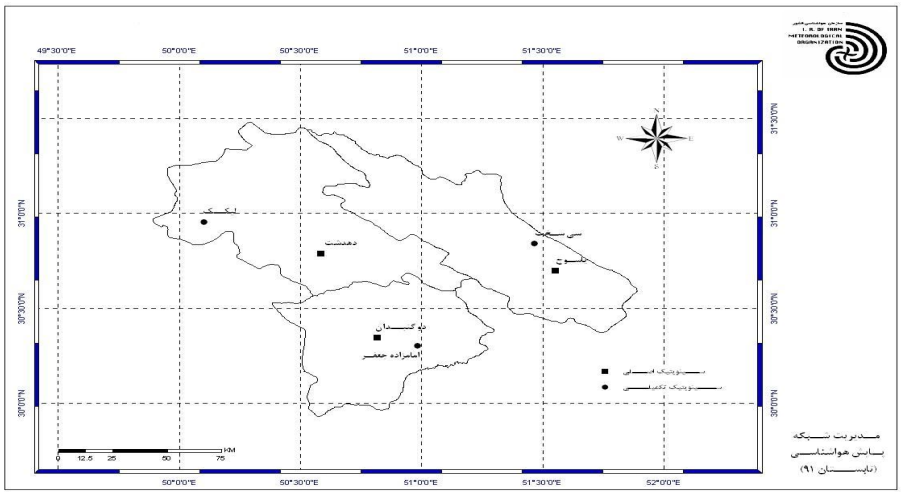
و بارش سامانه چشم گیرتر می شود.لشگری(۱۳۸٤) وقوع بارش های سنگین و سیل آسا را در جنوبغرب ایران نتیجه تقویت و تشدید مرکز کم فشار موسمی سودان و منطقه همگرایی دریای سرخ می داند. مسعودیان(۱۳۸۷)، در بررسی که بر روی بارش های ابر سنگین یک روزه بیش از ۱۰۰ میلیمتر کشور انجام داد دوالگوی گردشی را مسئول بارش های ابر سنگین یک روزه ایران دانست همچنین وی با ترسیم نقشه های وزش رطوبتی اینگونه بارش ها، منبع آنها را دریای خزر، خلیج فارس و دریای عرب معرفی نمود. خوشحال و همکاران(۱۳۸۸) هم منبع و مسیر رطوبت بارش های فوق سنگین استان بوشهر را شناسایی نمودند.

هدف اصلی تحقیق

بارش سنگین و تاثیرات مستقیم و غیرمستقیم آن بر روی زندگی انسان ها و فعالیت های انسانی، لزوم توجه به این پدیده محیطی را توجیه می کند. شناسایی الگوهای همدید پدیدآورنده بارش های فوق سنگین نه تنها سازوکار پیدایش اینگونه بارش ها را روشن می سازد بلکه راه را برای پیش بینی رخداد آنها در آینده فرام می سازد.

داده ها و روش تحقیق

در ابتدا برای داشتن پوشش نسبتاً کامل از منطقه، مشخصات کلیه ایستگاههای همدید مستقر در منطقه تهیه گردید(شکل۱). جامعه آماری در این پژوهش دارای دو پایگاه می باشد. پایگاه داده های محیط سطحی که آمار بارش روزانه و سایر متغیر های اقلیمی در استان را از دو روز قبل از حادثه تا روز حادثه نشان می دهد (جدول۱) که با مراجعه مستقیم به فایل های رقومی ارسالی از سوی ایستگاه های استان به سازمان هواشناسی کشور، آمار مورد نیاز استخراج شد. پایگاه دیگر داده های جوی می باشد که چگونگی جریان های جوی را مشخص کرده و داده های تراز های فشار و سطح زمین را شامل می شود. داده های جوی لازم برای این پژوهش از پایگاه داده ای FSN DATA که وابسته به NOAA است گرفته شد. در این پایگاه داده ها ازدوره زمانی ۱۹۹۷ تاکنون موجو می باشد و داده ها از قابلیت اعتماد بالاتری برخوردار می باشند و برای هر روز ٤ دیدبانی در ساعات همدید۰۰.۰۰، ۰٦.۰۰، ۱۲.۰۰ و ۱۸.۰۰ را پوشش می دهد..در این پژوهش از داده های ساعتی روزهای ۱۹، ۲۰ و ۲۱ نوامبراستفاده شده است و ساعت ۱۲ چون تغییرات را در حد خوبی به ما نشان می دهد نقشه هایش را استخراج نمودیم.از این پایگاه فشار تراز دریا، ارتفاع ژئوپتانسیل، نم ویژه، بادمداری و نصف النهاری، سرعت قائم(امگا) و دمای هوا انتخاب گردیده است. روش تحقیق در این پژوهش رویکرد محیطی به گردشی است. دلیل اصلی انتخاب این رویکرد به عنوان روش اصلی مطالعه این است که تغییرات مکانی و زمانی بارش بسیار شدیدتر از سایر متغیرهای اقلیمی است. در واقع انتخاب این رویکرد به محقق امکان می دهد تا تنها بر روی بارش ها و در نتیجه تیپ های همدیدی متمرکز شود که با پدیده بارش در ارتباط هستند(یارنال، ۱۳۸۵). در ابتدا برای تشخیص بارش فرین، آمار بارش روزانه ایستگاه های محدوده مورد مطالعه(شکل۱) گردآوری و در یک پایگاه داده مرتب گردید.(جدول۱) صحت و درستی داده های ثبت شده در هرکدام از ایستگاه های اندازه گیری زمینی با توجه به شرایط ایستگاه های مجاور، کنترل شد.



شکل۱: موقعیت ایستگاه های همدید استان کهگیلویه و بویراحمد

مطالعه بر روی بارش سنگین محدوده مورد مطالعه به صورت زیر انجام شد:

۱- مقدار آن بالای ۱۰۰ میلی متر در یک روز می باشد.

۲- فراگیر باشد یعنی در بیش از یک سوم ایستگاه های محدوده مورد مطالعه ثبت گردیده باشد.

۳- تکرار آن در دوره مورد مطالعه حداقل باشد. زیرا بارش های فوق سنگین که حالت فرین دارند دارای الگوهای همدیدی ویژه ای می باشند(علیجانی و همکاران،۱۳۸۹).

جدول ۱: ویژگی های موقعیت مطلق ایستگاه های همدیدی منطقه

نام ایستگاه	Station Number	ICAO	Latitude	Longitude	elevation	سال تاسیس
دو گنبدان	40835	OIAH	30 20 46	50 49 09	726	1364
یاسوج	40836	OISY	30 41 55	51 33 18	1816.3	1365
دهدشت	40838	KOYD	30 47 18	50 35 11	793.3	1385
لیکک	99552	KOYL	30 57 20	50 06 20	760	1389
سی سخت	99555	KOYS	30 50 26	51 28 03	2133.4	1385
امامزاده جعفر	99565	KOYE	30 18 04	50 59 05	668	1378

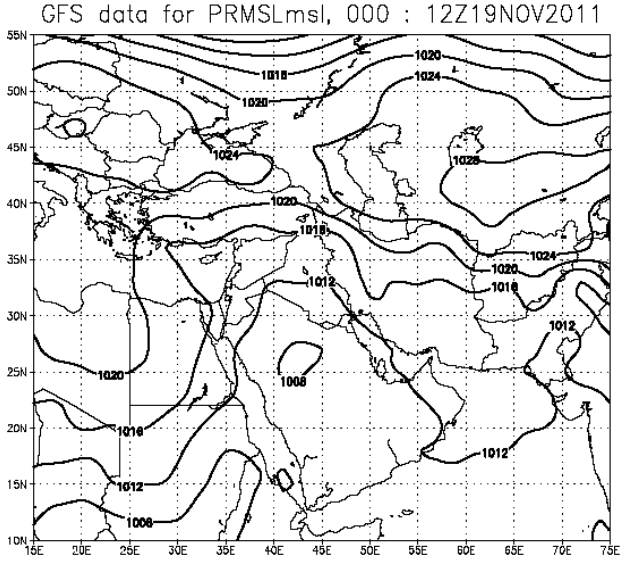
جدول۲: مقایسه پارامترهای دما ، بارش و رطوبت ۲ روز قبل از بارش سنگین و روز بارش۲۱ نوامبر۲۰۱۱

پارامتر	یاسوج			دهدشت			لیکک			سی سخت			دوگنبدان		
	۱۹نوامبر	۲۰ نوامبر	۲۱ نامبر	۱۹نوامبر	۲۰ نوامبر	۲۱ نامبر	۱۹نوامبر	۲۰ نوامبر	۲۱ نامبر	۱۹نوامبر	۲۰ نوامبر	۲۱ نامبر	۱۹نوامبر	۲۰ نوامبر	۲۱ نامبر
دمای کمینه	۷	۱۱	۷	۱۲	۱۲	۱۳	۱۵	۱۴	۱۲	۸	۹	۵	۱۵	۱۵	۱۵
دمای بیشینه	۲۰	۱۳	۹	۲۳	۱۶	۱۵	۲۲	۲۰	۱۷	۱۷	۱۱	۶	۲۸	۲۳	۱۶
بارش	۰/۳	۰/۰۱	۵۰/۶	۱	۳/۴	۱۰۷/۸	۰	۳	۱۵۰/۳	۰/۴	۰/۲	۵۹/۶	۰	۰	۴۷/۸
درصد رطوبت نسبی بیشینه	۹۲	۷۲	۹۸	۹۸	۹۱	۱۰۰	۹۱	۹۳	۹۹	۷۸	۸۰	۱۰۰	۸۷	۶۸	۱۰۰
درصد رطوبت نسبی کمینه	۴۲	۳۵	۵۳	۶۰	۵۰	۷۸	۶۳	۶۱	۴۸	۵۸	۵۱	۷۶	۲۲	۲۶	۳۴

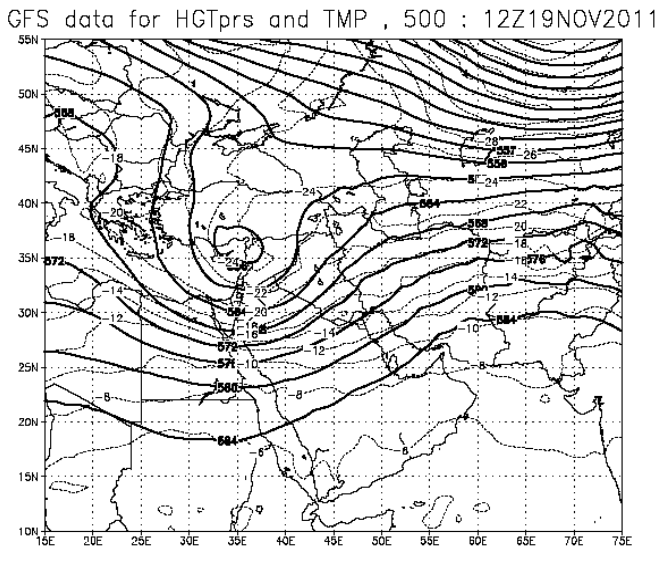
یافته های پژوهش:

الگوی فشار روزهای قبل از بارش

«با توجه به اینکه رخداد بارش در روز ۲۱ نوامبر است بررسی نقشه ها از روز ۱۹ نوامبر آغاز گردیده است».الگوی سطح زمین ۱۹ نوامبر شکل (۲) الگوی ایزوباری تراز سطح دریا را در ۲روز قبل از رخداد بارش را نشان می دهد. مهمترین سامانه‌های نقش بسته در این تصویر عبارتنداز پرفشار سیبری با هسته ی ۱۰۲۸ هکتوپاسکالی در عرض ٤٢ درجه‌ی شمالی و ٦٥ درجه ی طول شرقی (جنوب و شرق دریاچه ی آرال) قرار دارد که زبانه ی آن تا شمال و شرق ایران کشیده شده است به طوری که کمربند پرفشار قوی را در آسیای مرکزی به وجود آورده است و با حرکت واچرخندی هوای سرد شمالی را وارد ایران می کند. همچنین سامانه ی دیگر پرفشار اروپایی است که با هسته ی ۱۰۲۸ هکتوپاسکالی بر روی جنوب اروپا و کشور مجارستان واقع شده زبانه های آن تا شرق دریای سیاه کشیده شده است و به نظر می رسد که طی روزهای آینده به سمت نوار شمالی ایران حرکت کند. از ویژگی های این پرفشار این است که هوای سرد عرض های بالایی را بر روی دریاهای مدیترانه و سیاه می ریزد و با افزایش چگالی جو بر روی این دریاها و همچنین کاهش ظرفیت بخار آب جو این سامانه به سمت جنوب حرکت کرده و با حرکت بر روی دریای سرخ رطوبت جذب کرده و به سمت سامانه‌ی سودانی که هسته‌ی ۱۰۰۸ هکتوپاسکالی آن بر روی سودان قرار گرفته است حرکت کرده و با ریزش هوای سرد بر روی این کم فشار حرارتی و اندرکنش آن با کم فشار مذکور به یک کم فشار دینامیکی تبدیل شده و از سمت سودان به سمت عرض های بالا حرکت کرده و با تشکیل هسته ۱۰۱۲ میلی باری بر روی عربستان در اثر اندرکنش ریزش هوای سرد شمالی و گرم جنوبی یک کژ فشار بر روی ایران شکل گرفته که همانطور که در در تصویر دیده می شود این شرایط خود با توجه به الگوهای ۵۰۰ میلی باری باعث صعود هوای گرم و مرطوب سودانی شده است.



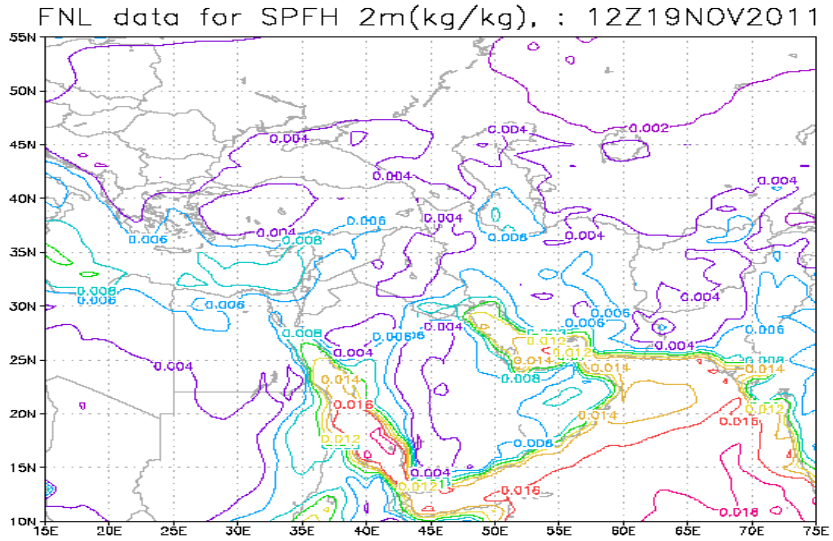
شکل۲: الگوی فشارسطح زمین ساعت ۱۲.۰۰ روز ۱۹ نوامبر



شکل۳: نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی روز ۱۹ نوامبر ساعت ۱۲.۰۰

در نقشه ی پربندی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی شکل (۳) روز ۱۹ نوامبر همانگونه که در تصویر دیده می شود زبانه ی ورتکس قطبی تا شمال دریای خزر کشیده شده و پربند ۵۵٦ ژئوپتانسیل دکامتری آن در شمال دریای خزر قرار گرفته و با گردش واچرخندی فوق العاده عظیم خود هوای سرد قطبی را به عرض های پایین انتقال داده و همانطور که دیده می شود میزان دما در مرکز آن 40- درجه سانتی گراد بوده که این وضعیت دما را در شمال ایران تا ۲۲- درجه سانتی گراد کاهش داده است. همچنین فرازی بر روی اروپای شرقی قرار گرفته است که این فراز نیز هوای سرد عرض های بالا را به سمت دریای سیاه کشانده است و عمدتا تحت تاثیر حرکت نصف النهاری عرض های بالا و فراهم نمودن تاوایی پتانسیل ورتکس قطبی فرودی در شرق دریای مدیترانه شکل گرفته است که منحنی بسته ی ۵۵٦ ژئوپتانسیل دکامتری آن بر روی جنوب ترکیه و شمال شرق دریای مدیترانه قرار گرفته است و پربند ۵۸٤ دکامتری آن تا جنوب دریای سرخ کشیده شده است و با افزایش تاوایی مثبت در محور فرود باعث صعود هوا در تراز زمین گردیده است (اختلاف ارتفاع فرود ۲٤ ژئوپتانسیل دکامتر است) که این امر نشان دهنده ی اختلاف بالای تاوایی بین نواحی شرق مدیترانه و دریای سرخ است و هرچه این شرایط به سمت ایران نزدیکتر شود صعود بیشتری را به همراه خواهد داشت . همانطوری که در نقشه های تراز دریا دیده شد همگرایی بین هوای سرد شمالی و هوای گرم و مرطوب جنوبی باعث ایجاد جو همگرا و کژفشاری شد که با تشدید تاوایی مثبت، صعود و درنهایت چگالش را به همراه خواهد داشت.

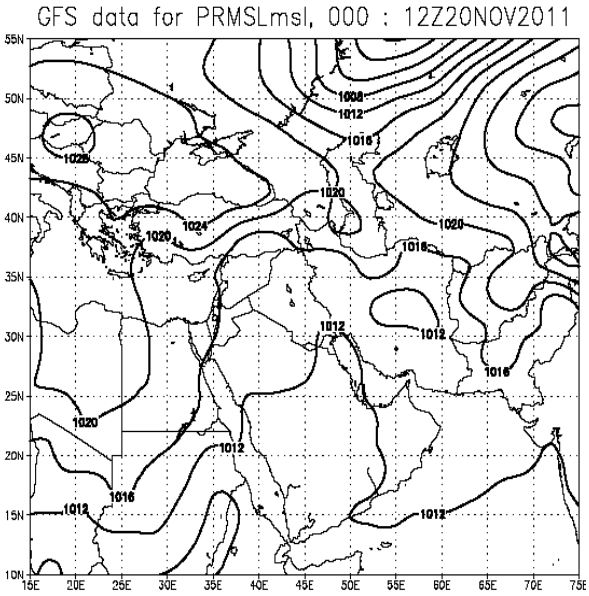
بررسی نقشه های نم ویژه شکل (٤) نیز نشان میدهد که مسیر انتقال رطوبت به منطقه از روی دریای سرخ، دریای عرب، دریای عمان و خلیج فارس بوده است.



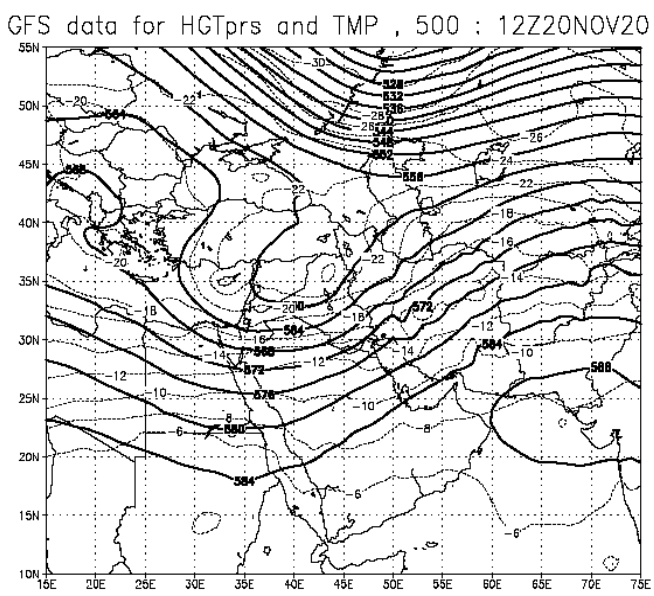
شکل ٤: الگوی نم ویژه ساعت ۱۲.۰۰ روز ۱۹ نوامبر

شکل (۵) الگوی ایزوباری تراز سطح دریا را در ۲٤ ساعت قبل از رخداد بارش نشان می دهد. همانطور که در تصویر دیده می شود سامانه ی پرفشاری که در شمال شرقی ایران شکل گرفته بود در این روز به سمت شرق جابه جا شده به طوری که ضمن قوی تر شدن با هسته ی مرکزی ۱۰۳٦ هکتوپاسکال در ٤۸ درجه ی عرض جغرافیایی و ۷۵ درجه ی طول شرقی قرار گرفته است و زبانه های آن تا شرق دریای خزر کشیده شده است.از سوی دیگر زبانه

های مرکز کم فشار از روی سودان در امتداد جریان های فرود تراز فوقانی جو با عبور از روی دریای سرخ و کسب انرژی از مرکز شار گرمای نهان این دریابه سمت شمال شرق تا شمال عراق و جنوب رشته کوه های البرز نفوذ کرده است. همچنین در اثر حرکت واچرخندی پرفشار سیبری که تا جنوب شرق ایران نفوذ کرده و حرکت واچرخندی پرفشار اروپایی بر روی دریای خزر یک کم فشار دینامیکی با منحنی بسته ی ۱۰۱۲ هکتوپاسکالی در مرکز ایران شکل گرفته است.



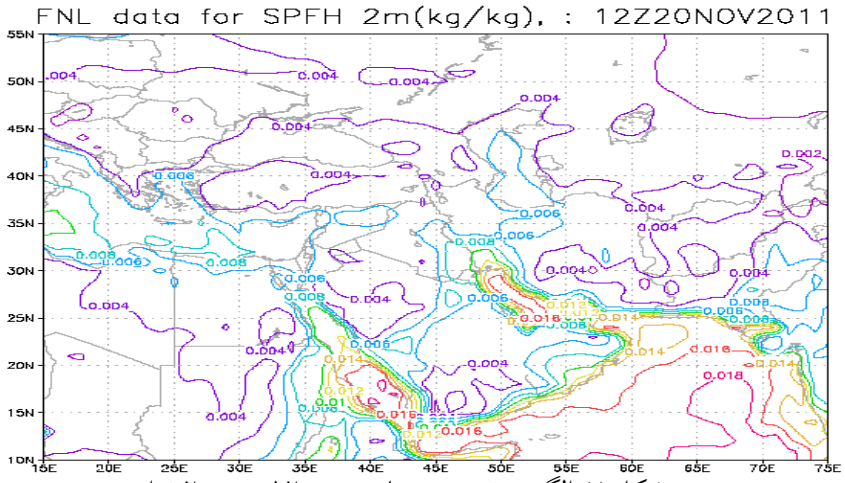
شکل ۵: الگوی فشارسطح زمین ساعت ۱۲ روز ۲۰ نوامبر



شکل ٦: نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی روز ۲۰ نوامبر ساعت۱۲

در نقشه ی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی شکل (٦) فرود عمیقی که بر روی دریای مدیترانه شکل گرفته از لحاظ موقعیت مکانی به سمت شرق و عرض های پایین حرکت نموده است و همانطوری که گفته شد با تزریق هوای سرد عرض های بالایی از طریق حرکت واچرخندی پرفشار اروپایی و اندرکنش آن با کم فشار سودانی به یک کم فشار دینامیکی تبدیل شده به طوری که ضمن حرکت به سمت غرب ایران خطوط ژئوپتانسیلی آن فشرده تر شده و و محور فرود بر روی دریای سرخ قرار گرفته است.

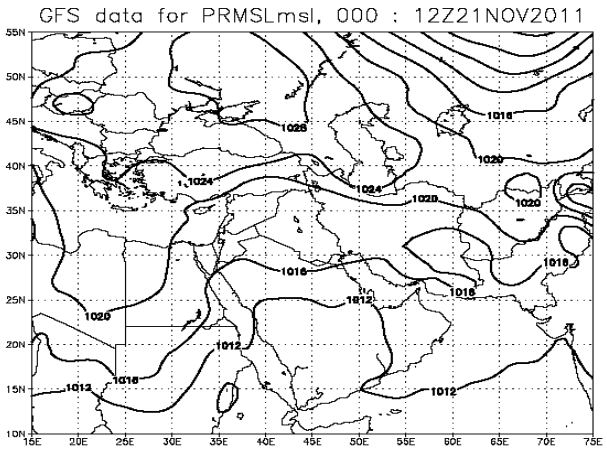
بررسی نقشه های نم ویژه شکل (۷) نشان می دهد که بیشینه نم ویژه بر روی دریای سرخ ، خلیج فارس دریای عمان و اقیانوس هند قرار داشته است و در حقیقت منبع اصلی تامین کننده ی رطوبت بارندگی های جنوب غرب ایران در یای سرخ بوده است و رطوبت دریای عمان و اقیانوس هند نیز از طریق پرفشاری که بر روی این مناطق شکل گرفته است با حرکت واچرخندی ناشی از آن وارد ایران می شود. مرکز بیشینه ی رطوبت بر روی دریای سرخ بتدریج با جابه جایی شرق سوی محور ناوه به طرف شرق گسترده شده و از نظر موقعیت سطح زمین بر روی دریای عرب، خلیج عدن و خلیج فارس کشیده شده است و همزمان با رخداد بارندگی نوار باریکی از بیشینه ی نم ویژه برروی جنوب غرب ایران قرار میگیرد.



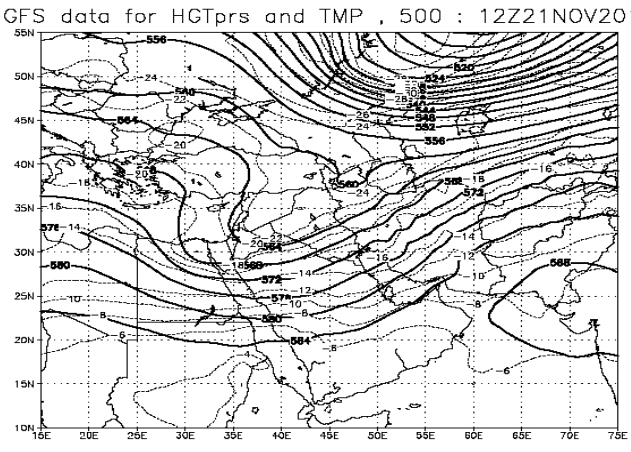
شکل ۷: الگوی نم ویژه ساعت ۱۲.۰۰ روز ۲۰ نوامبر

الگوهای فشار در روز بارش

شکل (۸) الگوی ایزوباری تراز سطح دریا را در روز رخداد بارش نشان می دهد. در روز بارش پرفشار اروپایی با قدرت بیشتری زبانه های خود را تا شمال دریای سرخ و آفریقا گسترش داده است و باعث گرادیان شدید حرارتی در این مناطق شده است در ادامه مرکز کم فشار سودانی نیز با عبور از روی شمال عربستان و خلیج فارس و جذب رطوبت از این دریا به تدریج وارد غرب و جنوب غرب ایران می شود. پیشروی کم فشار سودانی از سمت جنوب و پرفشار اروپایی از سمت شمال و برخورد این دو سامانه گرم و سرد باعث تشکیل جبهه در غرب و جنوب غرب کشور شده است.



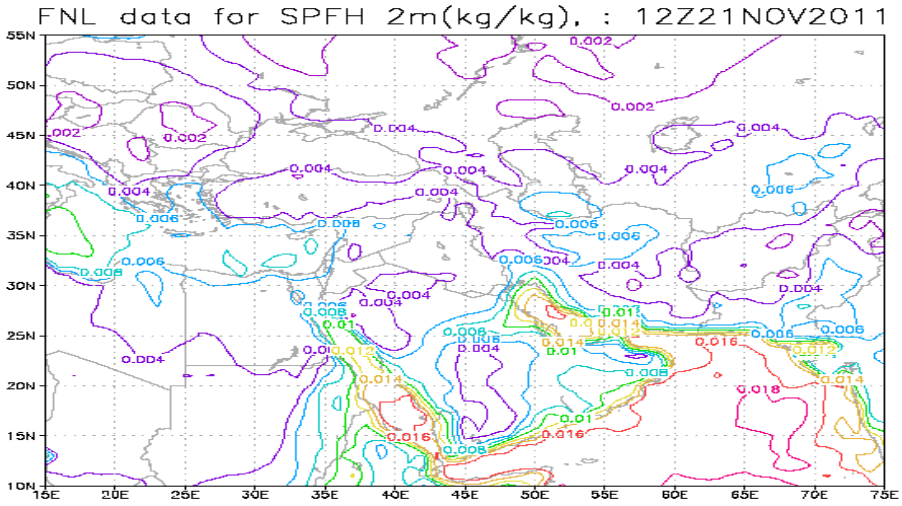
شکل ۸: الگوی فشارسطح زمین ساعت ۱۲ روز ۲۱ نوامبر



شکل ۹: نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی روز ۲۱ نوامبر ساعت ۱۲

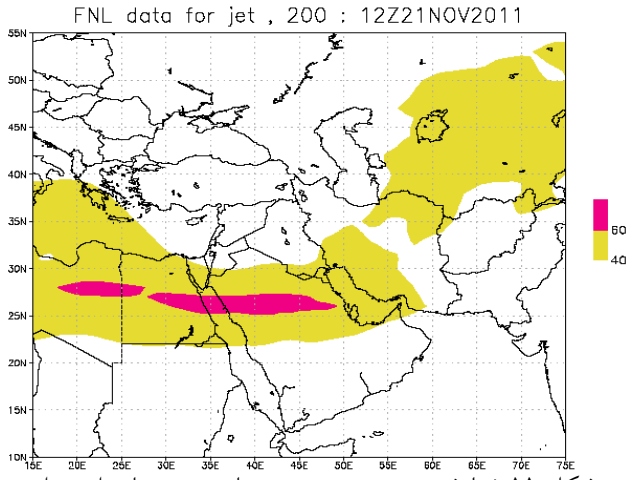
در تراز میانی جو شکل (۹) نیز فرود عمیق تر شده و با محور شمال شرقی–جنوب غربی پربند ۵۸٤ ژئوپتانسیل دکامتری آن تا جنوب عربستان کشیده شده است و با حرکت شرق سوی خود باعث شده در همین روز منطقه مورد مطالعه در سمت شرق فرود که منطقه ی وزش چرخندگی مثبت است قرار گرفته و چرخند ایجاد شده به طرف شرق حرکت کرده و با توجه به ناپایداری و گرادیان شدید حرارتی منجر به صعود هوا در منطقه شده است. وجود رطوبت زیاد نیز به ناپایداری کمک کرده و شرایط را برای ایجاد بارش های سنگین در منطقه بیش از پیش فراهم

نموده است به طوری که نقشه های نم ویژه نشان دهنده ی حداکثر فرارفت هوای گرم و مرطوب در امتداد جریان های جلو فرود از روی دریای سرخ و خلیج فارس بر روی منطقه مورد مطالعه است(شکل ۱۰).

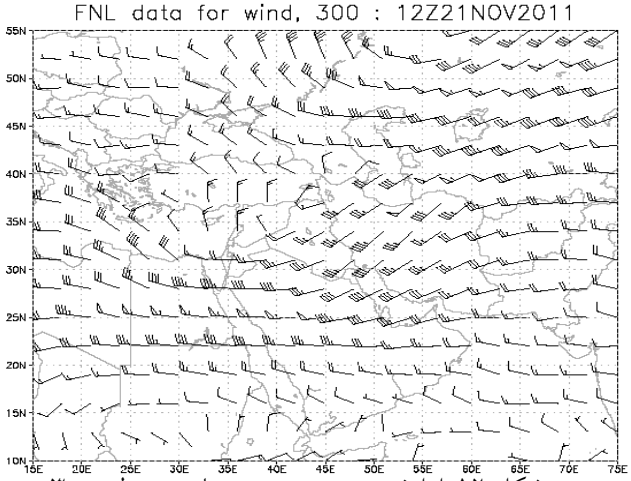


شکل ۱۰: الگوی نم ویژه ساعت ۱۲.۰۰ روز ۲۱ نوامبر

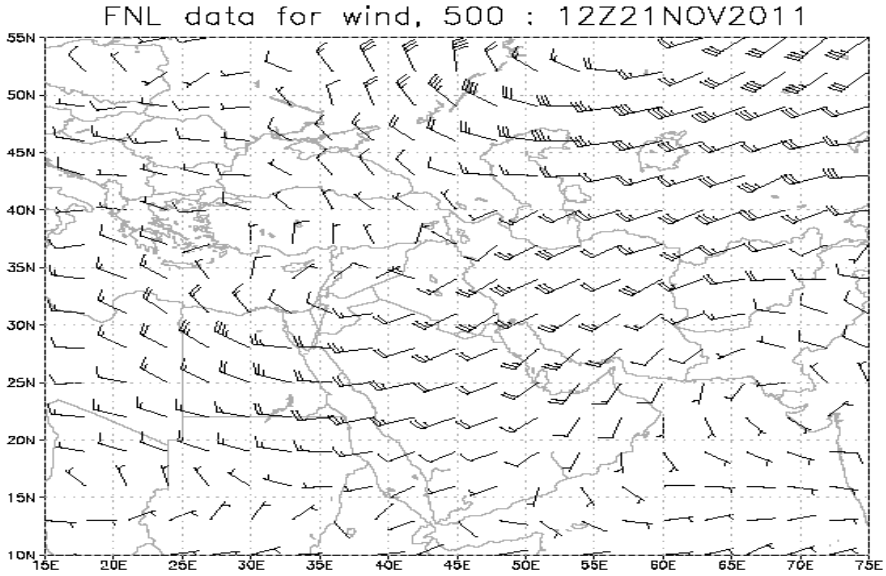
همچنین از عوامل مؤثر دیگر بر بارش سنگین در منطقه مورد مطالعه قرار گیری هسته سرعت رودباد جنب حاره ای شکل (۱۱) بر روی دریای سرخ و شمال عربستان است زیرا سایر شرایط در زیر هسته ی رودباد و به تبعیت از سرعت آن به سمت منطقه ی مورد مطالعه جابه جا می شند. هرچه سرعت رودباد بیشتر باشد انتقال انرژی توسط آن بیشتر بوده و توانایی آن در ایجاد بارش سنگین بیشتر می باشد. آرایش بردار سرعت و جهت هم سرعت باد در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی شکل های (۱۲و ۱۳) در روز بارش نشان می دهد که رودباد جنب حاره ای با هسته ی سرعت ۶۰ متر بر ثانیه با جهت غربی-شرقی،شمال شرقی بر روی جنوب غرب ایران قرار دارد. از سوی دیگر هسته ی جت در شمال دریای سرخ و عربستان و امتداد آن تا جنوب غرب ایران در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی موجب افزایش سرعت بالاروی و همرفت عمیق در جنوب غربی ایران و منطقه مورد مطالعه شده است.



شکل ۱۱: نمایش هسته سرعت رودباد جنب حاره ای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال روز ۲۱ نوامبر ساعت ۱۲



شکل ۱۲: ارایش سرعت و جهت باد در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکالی ساعت ۱۲.۰۰ روز ۲۱ نوامبر



شکل۱۳: آرایش سرعت و جهت باد در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی ساعت ۱۲.۰۰ روز ۲۱ نوامبر

نتیجه گیری:

بارش از مهمترین عناصر اقلیمی است که تغییرات آن تاثیرات شدیدی بر منابع آبی هر منطقه دارد و شناسایی ویژگی های بارشی هر منطقه نقش شایانی در برنامه ریزی منابع آبی آن دارد . در این مقاله به بررسی عوامل همدیدی موثر در سیل ۲۱ نوامبر ۲۰۱۱ استان کهکیلویه و بویراحمد منطقه لیکک پرداخته شده است. مطالعات نشان داد، پرفشار اروپایی که از ۲ روز قبل از وقوع سیل در منطقه به وجود آمده بود به تدریج در روزهای بعد تقویت شده و با قدرت بیشتری زبانه های خود را تا شمال دریای سرخ و آفریقا گسترش داده است و باعث گرادیان شدید حرارتی در این مناطق شده است در ادامه مرکز کم فشار سودانی نیز با عبور از روی شمال عربستان و خلیج فارس و جذب رطوبت از این دریا به تدریج وارد غرب و جنوب غرب ایران می شود. پیشروی کم فشار سودانی از سمت جنوب و پرفشار اروپایی از سمت شمال و برخورد این دو سامانه گرم و سرد باعث تشکیل جبهه در غرب و جنوب غرب کشور شده است. در تراز میانی جو نیز عمیق تر شدن فرود مدیترانه با محور شمال شرقی–جنوب غربی پربند ۵۸٤ ژئوپتانسیل دکامتری آن تا جنوب عربستان کشیده شده است و با حرکت شرق سوی خود باعث شده در همین روز منطقه مورد مطالعه در سمت شرق فرود که منطقه ی وزش چرخندگی مثبت است قرار گرفته و چرخند ایجاد شده به طرف شرق حرکت کرده و با توجه به ناپایداری و گرادیان شدید حرارتی منجر به صعود هوا در منطقه شده است. وجود رطوبت زیاد نیز به ناپایداری کمک کرده و شرایط را برای ایجاد بارش های سنگین در منطقه بیش از پیش فراهم نموده است به طوری که نقشه های نم ویژه نشان دهنده ی حداکثر فرارفت هوای گرم و مرطوب در امتداد جریان های جلو فرود از روی دریای سرخ و خلیج فارس بر روی منطقه مورد مطالعه است. همچنین از عوامل مؤثر دیگر بر بارش سنگین در منطقه مورد مطالعه قرار گیری هسته سرعت رودباد جنب حاره ای بر روی دریای سرخ و شمال عربستان است زیرا سایر شرایط در زیر هسته ی رودباد و به تبعیت از سرعت آن به سمت منطقه ی مورد مطالعه جابه جا می شوند. هرچه سرعت رودباد بیشتر باشد انتقال انرژی توسط آن بیشتر بوده و توانایی آن در ایجاد بارش سنگین بیشتر می باشد. در این روز رودباد جنب حاره ای با هسته ی سرعت ٦۰ متر بر ثانیه با جهت غربی–

شرقی، شمال شرقی بر روی جنوب غرب ایران قرار دارد. از سوی دیگر هسته ی جت در شمال دریای سرخ و عربستان و امتداد آن تا جنوب غرب ایران در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی موجب افزایش سرعت بالاروی و همرفت عمیق در جنوب غربی ایران و منطقه مورد مطالعه شده است

منابع:

۱-اشجعی باشکند، محمد، ۱۳۷۹، بررسی و ارائه مدل های همدیدی بارش های سنگین در شمالغرب ایران، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده منابع طبیعی، گروه هواشناسی.

۲-خوشحال، جواد، محمود، خسروی و حمید، نظری پور، ۱۳۸۸، شناسایی منشاء و مسیر رطوبت بارش های فوق سنگین استان بوشهر، فصلنامه علمی پژوهشی جغرافیا و توسعه، شماره۱٦، زمستان.۱۳۸۸

۳-علیجانی، بهلول، ۱۳۷۲، مکانیسم های صعود بارندگی های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، ش.۸۵

٤-لشگری، حسن، ۱۳۸٤، تحلیل همدیدی دو نمونه از الگوی بارش های زمستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۹، شماره۱، بهار ۱۳۸٤.

۵-مسعودیان، سیدابوالفضل، ۱۳۷۷، بررسی نظام تغییرات زمانی-مکانی بارش در ایران زمین، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، گروه جغرافیا.

٦- مسعودیان، سیدابوالفضل، ۱۳۸۷، شناسایی شرایط همدید همراه با بارش های ابرسنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران.

۷- یارنال، برنت، ۱۳۸۵، اقلیم شناسی همدید و ماربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان، چاپ اول ، انتشارات دانشگاه اصفهان.

۸- علیجانی، بهلول، ۱۳۸۱، اقلیم شناسی همدید، انتشارات سمت، چاپ اول، تهران.

۹- قشقایی، قاسم، علیجانی، بهلول، ۱۳۷۵، بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، پایان نامه کارشناسی ارشد،دانشگاه تربیت معلم، دانشکده ادبیات و علوم انسانی.

10- Habtemichael, A, Pedgley, D.E, (1974), Synoptic Case- Study of Sepring Rains in Erierea, Arch Meteorol. Geophs, A,3-4, 285-296.

11-Harnack. Robert P, Jensen. Donald T,Cermak. Joseph R., 1998, Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, International journal of climatology. 18: 701–723.

12- Beltramdo, G, Camberlin, P, 1993, Intrnnual Variability of rainfall in the Eastern Horn of Africa & Indicators of Atosheric Circulation, Int.J.Climatol,13,533-546.

13- Kripalani,R.H, et al, 1997, Association of the Indian Summer Monsoon with NorthernHemisphere mid- Latitude Circulation,Int.J.Climato.17,1055-1065.

14- Keables,M.J, 1989, A Synoptic Climatology of Bimodal Precipitation Distribution in the upper Midwest, J.Climato.2, 1289- 1294.

15- Nicholson,S.E, 1981, Rainfall & Atmospheric Circulation During Drough Periods & Water Years in West Africa, Mon,Wea,Rev,109,2119-2208.

16- Bohra, A.K., Swati Basu, E. N., Rajagopal, G.R., Iyengar, M., Das Gupta, R. shrit and B.Athiyaman, 2006, Heavy rainfall episode over Mumbai on 26 July2005: Assessment of NWP guidance. Current Science, 90:1188-1194.
17- Ching-Sen, C., Chuan - Yao, L., Yin - Jin, C.and His - Chysi, Y, 2002, A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the Mei-Yu season. Atmospheric research, 65: 129–149.
18- Harnack. Robert P, Jensen. Donald T, Cermak. Joseph R., 1998, Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in Utah, International journal of climatology. 18: 701–723.
19- Kumar. Anil, Dudhia. J, Rotunno. R, Niyogi.Dev and Mohanty. U. C, 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.pp 134: 1897–1910
20- Muller, M, et al, 2009, Extremeness of meteorological variables as an indicator of extreme precipitation events, Atmospheric Research 92 (2009), 308-317.
21-Muller, M, et al, 2009, Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe from 1951 to 2002, Natural Hazards and earth system sciences 9 (2009), 441-450.
22- Faiers,G.E, 1988, A Synoptic Weather Type Analysis of January Hourly Percipitation at Lake Charls, Louisiana, Phys, Geogra,8,99-119.
23- Suppiah, R, 1987, Atmospheric Circulation Variation & the Rainfall of Srilanka, Ph.D,Thesis,Institue of Geoscience, University of Tsukuba,Japan, pp.151.