بررسی جامع همدید بارش روز های ۲۹ نوامبر الی ۵ دسامبر۲۰۰۸ در ایران

اشرف اسدی[۱]، طیبه اکبری ازیرانی[*۲]

۱-استادیار گروه اقلیم شناسی، دانشگاه پیام نور

۲-استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۶/۲۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۲/۳/۲۶

چکیده

در طی روزهای۲۹ نوامبرالی ۵ دسامبر ۲۰۰۸ بارش‌هایی فراگیر در ایران روی داد که گستردگی مکانی آنها در طی این چند روز در ایران متفاوت بود. با بررسی داده‌های بارش ۳۰۴ ایستگاه همدید کشور مشخص شد که روزهای اوج این خوشه بارش ۳۰ نوامبر و ۱ دسامبر بوده‌اند. بدین منظور به بررسی جامع همدید این روزها پرداخته شد. موقعیت و مسیر حرکت چرخند و فرود بادهای غربی در طی این دوره مشخص شد. نتایج نشان داد که سامانه‌ی بندالی زوجی که در شمال دریای خزر مستقر بوده، سبب ایجاد یک ناوه عمیق بر روی ایران شده است، بطوری که این ناوه و حرکت کند آن باعث وقوع بارش های شدید در منطقه مورد مطالعه شده است.با ترسیم بردارهای Q مکان‌های صعود و نزول هوای متأثر از همگرایی و واگرایی این بردارها نیز تعیین گردید. وزش تاوایی، نقش و تأثیر باد آزمینگرد و نتایج حاصل از آن نیز بررسی شده است. با بررسی رطوبت در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مشخص شد که رطوبت مورد نیاز این بارش‌ها توسط فرود بادهای غربی از دریای عرب، خلیج عدن، دریای سرخ و دریای مدیترانه تأمین شده است.

واژه‌های کلیدی:بردارهایQ، وزش تاوایی، باد آزمینگرد، بندالی زوجی

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۸۲۴۸۵۸۲ Email: t_akbari@sbu.ac.ir

مقدمه

اقلیم شناسی همدید، علم مطالعه رابطه الگوهای گردشی با محیط سطحی تعریف شده است (یارنال، ۱۹۹۳، ۱۰). اقلیم شناسی همدید سعی دارد رابطه بین تغییرات الگوهای گردش اتمسفر و پدیده ها و فرآیند های محیط زیست را شناسایی کند(علیجانی، ۱۳۸۱). اهمیت بارش‌های شدید و گاهی سیل آسا برای کشوری مانند ایران با ویژگی های آب و هوایی خاص خود، محرز بوده و همواره یکی از عواملی است که در مناطق مختلف جغرافیایی از نظر مالی و جانی اثرات وخیمی به همراه داشته و انسان و طبیعت را در سطح وسیعی متأثر ساخته است.ایران به دلیل موقعیت خاص جغرافیایی،از آب وهوای متنوعی برخودار است.نواحی کوهستانی غرب کشور تحت تأثیر سیستم های قوی بارنزای مدیترانه ای قرار دارد و نواحی ساحلی خلیج فارس و جنوب شرق کشور تحت تأثیر نفوذ اثرات تضعیف شده بادهای موسمی می باشند و بنابراین در چنین شرایطی ایران از نوسانات اقلیمی شدیدی برخوردار می باشد.بدین ترتیب بررسی شرایط اقلیمی و تغییرات و نوسانات آن بسیار مهم بوده و بایستی عناصر آب وهوایی و عواملی که آنها را تحت کنترل قرار می دهند به درستی مطالعه وشناسایی شوند.شناخت سامانه‌های آب و هوایی نقش مهمی در مشخص شدن ابعاد مختلف این موضوع در مدیریت و برنامه بهره برداری از منابع آب به منظور استفاده بهینه از آنها دارد. روبرت[2] (۱۹۹۸) رابطه شرایط جو بالا را با رویداد بارش‌های سنگین تابستان در یوتا، مادوکس (۱۹۷۸) مقایسه‌ی همدید سیل‌های سنگین بیگ تامپسون و راپید سیتی، پیر (۱۹۹۵) بارندگی‌های فصل گرم شمال شرقی آفریقا، بدنورز (۲۰۰۷) دلایل همدیدی ریزش برف سنگین در دشت‌های آلمان _ لهستان، کوتیل و همکاران (۱۹۹۶) شرایط همدید حاکم بر بارش‌های بیشینه در غرب مدیترانه در اواخر قرن حاضر، وودهاوز (۱۹۹۷) رابطه بین اقلیم زمستانی و الگوهای گردشی بیابان سونوران در آمریکا، کورتی و همکاران (۱۹۹۹) رابطه الگوهای گردشی با بارش و اثر آن بر تغییر اقلیم کشور پرتغال و تاموزیو وهمکاران (۲۰۰۵) تغییرپذیری بارش‌های زمستانی و ارتباط آن با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس در کشور رومانی را مورد بررسی قرار داده-اند. این محققان با استفاده از داده های ایستگاههای هواشناسی و با تحلیل الگوهای همدیدی بارش در نقاط مختلف جهان رخداد بارش سنگین را مطالعه نمودند.

در ایران نیز عربی(۱۳۸۵) با استفاده از نقشه های هوا در ساعت صفر در سطح زمین و تراز میانی جو به تحلیل همدیدی بارندگی ۲۱تا ۲۶ تیر ماه ۱۳۷۸ پرداخت و نشان داد که گسترش و نفوذ سیستم کم فشار مونسون از سمت جنوب و جنوبشرق و سیستم های پرفشار مهاجر از طرف شمال و همچنین امواج بادهای غربی در سطوح بالای جو باعث رخداد بارش سنگین در این دوره شده است. قهرمان (۱۳۸۲) با استفاده از آمار و اطلاعات بارندگی در ایستگاه های باران سنجی و تهیه منحنی بدون بعد بارش و با استفاده از توزیع احتمال گامبل به بررسی جامع رگبار ۱۶ خرداد ۱۳۷۱ مشهد پرداخت و رخداد بارش سنگین مورد بررسی را رخدادی استثنایی با دوره بازگشت ۳۸۰ سال معرفی نمودند.

مسعودیان(۱۳۸۳)بررسی شدت و توزیع زمانی بارش، شناسایی الگوهای گردشی پدیده آورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون پرداخته و رابطه این الگوها را با رواناب وبارش کارون بدست آورد.

علیجانی (۱۳۷۸) عوامل همدید ایجاد کننده

2 - Robert

بارش‌های ایران را با تحلیل همدید نقشه های هوا مشخص نمود همچنین علیجانی (۱۳۷۲) مکانیزم‌های صعود توده های هوا و ایجاد بارندگی-های ایران را تحلیل نمود. تقی زاده(۱۳۸۶) با تحلیل همدید بارندگی مرداد ماه ۱۳۸۶به نتایج مشابهی دست یافت. مرادی (۱۳۸۵) وقوع سیلاب ها بر اساس موقعیت های همدید در ساحل جنوبی دریای خزر را مطالعه نمود و شدت سیلاب را در ارتباط با وضعیت همدید توده های هوا مشخص نمود. مفیدی (۲۰۰۵) با تحلیل همدید بارش‌های سنگین با منشأ دریای سرخ در منطقه-ی خاورمیانه توانست اهمیت سامانه سودانی را نشان دهید. لشکری (۱۳۸۲) مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب را بروش تحیل همدید نقشه های هوا مشخص نمود. مرادی (۱۳۸۰) تحلیل همدید بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال را بررسی نمود. در حالیکه علیجانی (۱۳۷۸) با تحلیل همدید نقشه های هوا تغییرات الگوی جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه را در بارشهای فصل سرد و گرم ایران تبیین کرد. جهانبخش و ذوالفقاری (۱۳۸۱) الگوهای همدید بارش های روزانه در غرب ایران را مطالعه نمودند و اهمیت سامانه های مدیترانه در رخداد بارشهای سنگین را بیان نمودند. خوشحال (۱۳۷۶) با تحلیل همدید توانست مدلی همدیدی- اقلیمی برای بارش های بیش از ۱۰۰ میلی متر سواحل جنوبی خزر ارائه کند. لشکری (۱۳۷۵) الگوهای همدید بارش‌های شدید جنوب غرب کشور و نقش سامانه سودانی را تبیین نمود. عزیزی و همکاران (۱۳۸۸) با تحلیل همدید سامانه بندالی مؤثر بر رخداد یخبندانها و سرمای بی سابقهٔ ژانویه ۲۰۰۸ میلادی در ایران رخداد بارشهای شدید در جنوب شرق کشور را نیز متأثر از این کاهش دما بیان کردند. علیجانی و همکاران (۱۳۸۹) شرایط همدید رخداد بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ میلادی در جنوب شرق کشور را مورد بررسی قرار داده‌اند و الگوهای آن را معرفی کردند. بدلیل نقش مهم تغییر درتوزیع زمانی و مکانی بارش در بهره برداری پایدار از منابع آبی و شکل گیری چشم اندازهای جغرافیایی، در این تحقیق به بررسی و تحلیل همدیدی جامع تغییرات زمانی و مکانی بارش روز های ۲۹ نوامبر الی ۵ دسامبر۲۰۰۸ در ایران پرداخته شده است و بر این اساس پرسش های اساسی که تحقیق حاضر درصدد پاسخ گویی به آنها است عبارت از عامل ناپایداری و منشأ رطوبت این بارش‌ها، شناسایی مسیر چرخندهای مولد در ارتباط با الگوهای همدید می باشد. نقش سامانه بندالی در تولید این بارش ها نیز از دیگر سئوالات این پژوهش است.

مواد و روش

موقعیت منطقه مورد مطالعه: هدف از انجام پژوهش‌های همدید بررسی رابطه میان گردش-های جوی با محیط سطحی است (یارنال، ۱۹۹۳). از این رو برای انجام این پژوهش و نیز تمامی بررسی های همدید، دو دسته داده مورد نیاز است.

۱- داده های سطحی (که بیانگر ویژگی های محیط سطحی است). در این پژوهش داده های بارش ۳۰۴ ایستگاه همدید طی دوره زمانی ۲۷ نوامبر تا ۵ دسامبر۲۰۰۸ (۶ تا ۱۶ آذر ۱۳۸۷) اخذ شده از سازمان هواشناسی استفاده شده است .

۲- داده های جو بالا. برای مطالعه ترازهای بالایی جو داده های مورد نیاز شامل ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب متر، مؤلفه مداری باد بر حسب متر بر ثانیه، مؤلفه نصف النهاری باد بر حسب متر بر ثانیه و نم

ویژه بر حسب گرم بر گرم از مرکز ملی پیش بینی محیطی (NCEP) و مرکز ملی مطالعات جوی (NCAR) در ترازهای مختلف جو و در طی ساعات مختلف (به صورت ۶ ساعته) اخذ گردیده و توسط نرم افزارهای Grads Surfer ، پردازش شده اند. منطقه مورد مطالعه برای بررسی های همدید نیز از ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی و از ۱۰ درجه غربی تا ۷۰ درجه شرقی انتخاب شد.از آنجا که بیشترین ناپایداری جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که به عنوان لایه میانی و نماینده ترازهای مختلف جو محسوب می‌شود، روی می-دهد (علیجانی، ۱۳۷۸) در مطالعه حاضرنیز بیشترین بررسی ها در این تراز صورت گرفته است.خوشه بارش ایجاد کننده این بارش‌ها از روز ۲۷ نوامبر (۶ آذر) تا ۶ دسامبر(۱۶ آذر)منجر به بارش‌هایی در نقاط مختلف ایران شده است،که البته پراکندگی مکانی آنها در روزهای مختلف این خوشه بارش متفاوت بوده است.

روش کار: برای تهیه نقشه های همبارش این چند روز از داده های باران سنجی ۳۰۴ ایستگاه همدید استفاده شد و پس از بررسی آنها با استفاده از نرم افزار Surfer به ترسیم آنها اقدام نمودیم. پس از تهیه نقشه های هم بارش جهت بررسی شرایط همدید ایجاد کننده این بارش‌ها به مطالعه چگونگی ورود سامانه های همدید بر روی ایران از آغاز شکل گیری سامانه و مسیر حرکت آن به سمت ایران و خروج آن از ایران به صورت ۴ بار در روز (هر ۶ ساعت یکبار) اقدام شد.علاوه بر مطالعات معمول همدید از جمله ردیابی چرخند ها و پیدا کردن محل قرار گیری فرود بادهای غربی و چگونگی استقرار آنها و غیره به ترسیم بردارهایQ و محل قرار گیری رودبادها و تعیین وزش تاوایی و پیامدهای ناشی از آنها نیز پرداخته شده است.

هدف از محاسبه بردارهای Q پیش یابی حرکات عمودی در جو است. بردارهای Q در طرف شرق مراکز کم فشار تراز دریا، همگرا و در طرف غرب آنها واگرا می شوند.در این شرایط برای شرق چرخند ها صعود و برای شرق واچرخند ها نزول پیش یابی می شود(مارتین،۲۰۰۶).

درصفحه f(که پارامتر کوریولیس ثابت فرض می شود) بردار Qبه صورت زیر تعریف می شود(مارتین،۲۰۰۶):

رابطه ۱)
$$\vec{Q}=-\frac{g}{\theta_0}\left[\left[-\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial x}\cdot\nabla_p\theta\right]\hat{i},\left[-\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial y}\cdot\nabla_p\theta\right]\hat{j}\right]$$

g شتاب گرانی، θ_0 دمای بالقوه مرجع، v_gباد زمینگرد افقی، ∇_pعملگر دل بر روی سطوح همفشار و θدمای بالقوه است.بردارQ در چارچوبه نظریه زمینگردوار (صفحه f) همانی است: فقط به جای مختصات فیزیکی (x,y) مختصات زمینگرد (X,Y) را جایگزین می کنیم.جهت بردارهای Q به طرف هوای در حال صعود است.اگر جهت بردارهای Q به طرف هوای گرم باشد جریان زمینگرد جبهه زا و اگر به طرف هوای سرد باشد جبهه زدا خواهد بود. ارقام منفی (نقطه چینها) بردار Q نشان دهنده حرکات صعودی و ارقام مثبت (خطوط پیوسته) بردارQ نشان دهنده حرکات نزولی است.هرگاه بردارهای Q همگرا شوند شاهد حرکات صعودی و هرگاه که بردارهایQ واگرا شوند شاهد حرکات نزولی خواهیم بود(مارتین،۲۰۰۶)،طول بردارها نیز تعیین کننده شدت باد است(هرچه طول این بردارها بیشتر باشد سرعت باد نیز بیشتراست)،

استفاده از بردارهایQ به خوبی جوابگوی مطالعه پدیده‌ی بارش می باشد (در مناطق همگرایی بردارهای Q پدیده بارش رخ می دهد).با مطالعه بردارهایQ می توان محل جبهه را نیزتعیین کرد، مرز منطقه همگرایی و واگرایی بردارهای Qمحل قرار گیری جبهه می باشد.

یکی از عبارتهای استفاده شده در رابطه ۱، باد زمینگرد افقی است. باد زمینگرد افقی، بردار سرعت باد افقی است که از ترازمندی نیروی شیو افقی فشار و شتاب کوریولیس حاصل می شود.

رابطه۲) $$f\hat{k}\times\vec{V}_g=-g\nabla_p z$$

در رابطه بالا $\vec{v}_g$باد زمینگرد، fپارامتر کوریولیس، $\hat{k}$ بردارِیکه‌ی عمودی، g شتاب گرانی، ∇_p عملگر دل افقی در دستگاه مختصات همفشار و z ارتفاع سطوح همفشار است. باد زمینگرد بر روی سطوح همفشار در راستای خطوط هم ارتفاع ژئوپتانسیل و بر روی سطوح هم ژئوپتانسیل در راستای خطوط همفشار می وزد. به طوری که در نیمکره شمالی مناطق کم ارتفاع(کم‌فشار) در سمت چپ آن قرار می گیرند.

باد نازمینگرد[۳] $\vec{V}_{ag}$ (آزمینگرد) نیز تفاضل برداری میان باد واقعی $\vec{V}$ (دیده‌بانی) از باد زمینگرد $\vec{V}_g$ است که از رابطه زیر بدست می آید.

رابطه۳) $$\vec{V}_{ag}=\vec{V}-\vec{V}_g$$

معادله استفاده شده دیگر جهت بررسی جامع بارش در روزهای مورد نظر وزش تاوایی است که از رابطه زیر بدست می آید.

رابطه ۴) $$-\vec{V}_g.\nabla\left(\zeta_g+f\right)$$

در این رابطه تنها عبارت نا آشنای مورد استفاده ζ_g می باشد.عبارت ζ_gبیانگر تاوایی باد زمینگرد است که خود از رابطه‌ی زیر بدست می آید.

رابطه ۵) $$\zeta_g=\frac{g}{f}\nabla_p^2 z$$

در این رابطه fپارامتر کوریولیس، g شتاب گرانی ، ∇_p^2لاپلاسین بر روی سطوح همفشار و z ارتفاع سطوح همفشار است.اهمیت وزش تاوایی بدلیل تاثیر آن در فرایند چرخند زایی و چرخندزدایی است. وزش تاوایی مثبت ایجاب کننده چرخند زایی و وزش تاوایی منفی ایجاب کننده واچرخند زایی است.

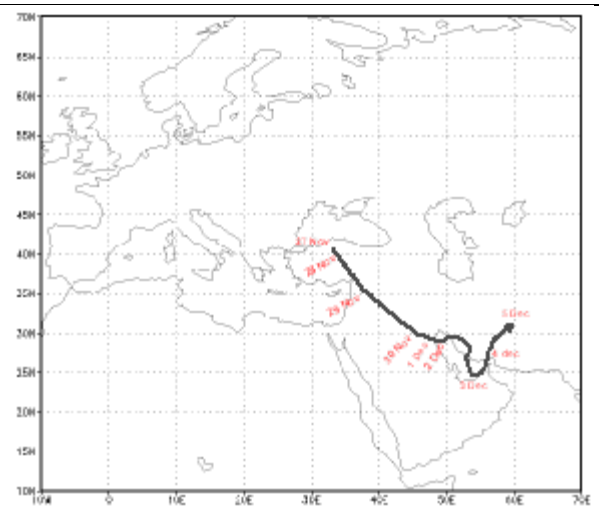
سامانه‌های بندالی نیز یکی از موارد مورد بررسی در این پژوهش است.بایستی توجه داشت که این سامانه به دلیل تأثیر بر تداوم و استمرار پدیده ها و عناصر اقلیمی دارای اهمیت است.معیار کمی که توسط تریگو و همکاران ارئه شده برای شناسایی این پدیده مورد استفاده قرار گرفته است.به عقیده ایشان حصول شرایط زیر ضروری است:۱-انشعاب و دو شاخه شدن جریان بادهای غربی ۲- ظهور همزمان همفشارهای (ایزوبار) بسته در سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ۳- استقرار و استمرار شرایط قبل حداقل برای ۵ روز(نقل از تریگو و همکاران، ۲۰۰۴). همان‌گونه که در بخش های زیر خواهیم دید با توجه به بررسی داده ها و شکل ها بروز این شرایط در روزهای مورد نظر آشکار خواهد شد.

در این مقاله به تمام موراد فوق پرداخته شده است که البته به دلیل کاهش حجم مطالب از آوردن تمام تصاویر مورد مطالعه، اجتناب شده است و فقط تصاویر و مطالب ساعت Z۱۲ روزهای اوج بارش برابر با ۳۰ نوامبر و۱دسامبر آورده شده است.

3-Ageostrophic wind

ردیابی مسیر چرخند در طی روزهای ۲۷ نوامبر الی ۶دسامبر

همان گونه که در شکل شماره ۱ نمایان است، سامانه ای که منجر به بارش‌های این چند روز در ایران شده است در ساعت ۱۸ روز ۲۷ نوامبر ۲۰۰۸ در جنوب دریای سیاه بر روی کشور ترکیه شکل گرفته و با جهت جنوب غربی حرکت کرده و به ایران نزدیک شده است و در ۶ دسامبر از کشور خارج شده است.این سامانه روز سوم دسامبر۲۰۰۸ روی جنوب خلیج فارس قرار گرفته و جهت جنوب غربی خود را به جهت شمال شرقی تغییر داده و با دریافت رطوبت بیشتر از خلیج فارس و عبور از کوههای زاگرس جنوبی و ارتفاعات هزار ولاله زار و تأثیر چرخند زایی باد پناهی از این ارتفاعات شدت گرفته به طرف مرکز و شرق کشور حرکت کرده است.



شکل ۱: ردیابی مسیر چرخند وجهت حرکت آن
در طی روزهای ۲۷ نوامبر الی ۵ دسامبر ۲۰۰۸

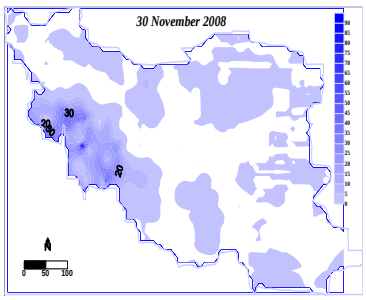
بررسی شرایط بارش و همدید روز ۳۰ نوامبر

به منظور درک بهتر روند فعالیت سامانه‌ی بارانزا در طی این چند روز، اقدام به تحلیل میزان بارش وتهیه‌ی نقشه های هم بارش شد. میزان کل بارش دریافتی این روز در ایران برابر ۱۱۵۶ میلیمتر بود، با بررسی میزان بارش در روز ۳۰ نوامبر ۲۰۰۸ (برابر با ۹آذر ۱۳۸۷) آشکار شد که ایستگاه های غربی کشور شاهد بارش‌های چشمگیری بوده‌اند که از بین این ایستگاه ها ایستگاههای بروجرد (۴۴ میلیمتر)، الشتر (۴۰ میلیمتر)، خرم آباد (۶۶ میلیمتر)، صفی آباد دزفول (۶۷ میلیمتر)، پایگاه دزفول (۹۴ میلیمتر)، امیدیه (۶۵ میلیمتر)، کوهدشت (۴۴ میلیمتر) شاهد بارش‌های بیش از ۴۰ میلیمتر بوده اند. البته سایر ایستگاه‌های غربی کشور نیز از میزان بارش قابل توجهی برخوردار بوده اند که در اینجا به دلیل طولانی شدن کلام از نام بردن آنها خودداری می شود. شکل a-۲ نقشه همبارش روز ۳۰ نوامبر این مطلب را به گونه ای آشکار تر نمایان کرده است. شکلb -۲ بیانگر قرار گیری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می باشد، در این شکل رخداد سامانه‌ی بندالی قوی

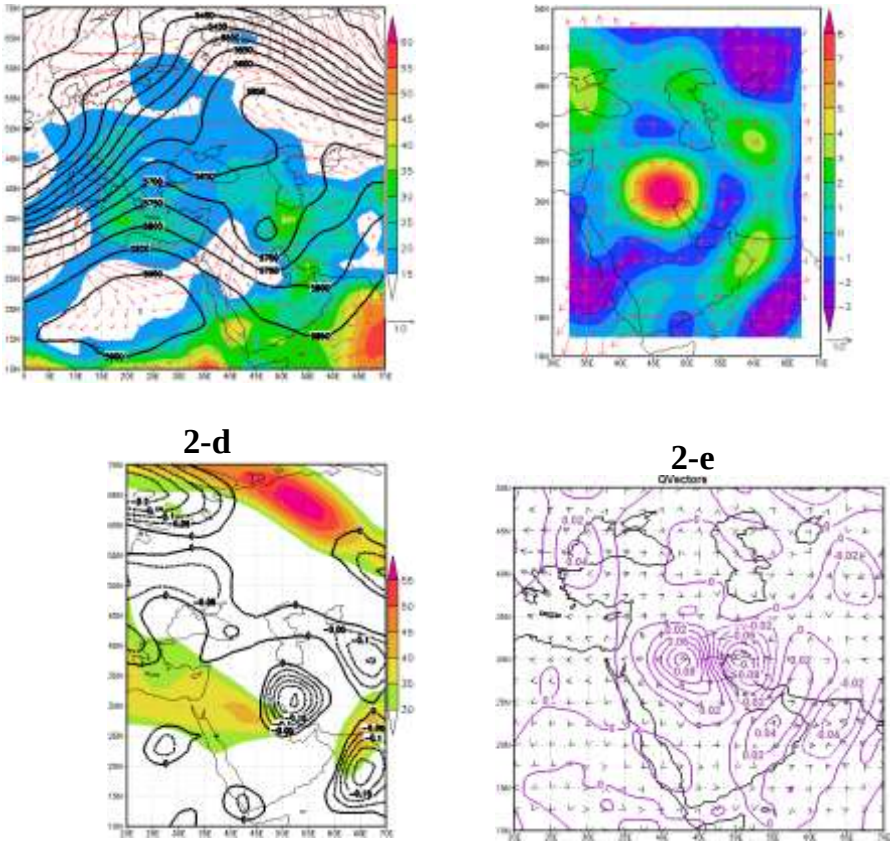
روی دریای سیاه و شمال دریای خزر دیده می شود این امر ناشی از وزش نصف النهاری بادهای غربی است که باعث نفوذ توده هوای قطبی به طرف عرض‌های پایین و گسترش هوای گرم منطقه حاره به طرف عرض‌های بالا شده و منجر به شدت تفاوت‌های مداری می شود.سامانه‌ی بندالی رخداده از نوع زوجی است، در این شکل جریان بادهای غربی ضمن جداشدگی از سامانه‌ی بندالی، شاخه ای از آن با حرکت نصف النهاری به سمت شمال پیشروی نموده و بنابر اصل حفظ تاوایی دارای انحنای آنتی سیکلونی می شوند که در سطوح بالا، یک پشته را همراه با یک سلول پر ارتفاع بسته در مرکز آن بوجود می آورد و شاخه دیگر نیز با حرکت نصف النهاری به سمت جنوب حرکت می کند و بعلت کاهش مقدار کوریولیس دارای انحنای سیکلونی شده و ناوه ای را همراه با یک سلول کم ارتفاع بسته در مرکز آن بوجود می‌آورند که این سلول کم ارتفاع پایینی با آن سلول پر ارتفاع که در مرکز پشته بوجود آمده است، تشکیل یک زوج را می دهد.در مکانی که سامانه‌های بندالی پاییز و زمستان حاکمیت دارند، گرمای محسوس در زیر ناوه بطور غیر عادی زیاد و در زیر پشته کم می‌باشد (عزیزی ،۱۳۷۸). در اینجا این پدیده منجر به شکل گیری ناوه ای بر روی ایران و پشته ای در شمال دریای سیاه شده است. در زمانی که این پدیده شکل میگیرد در شرق آن جریان صعودی و در پی آن ایجاد بارش و در غرب آن جریان نزولی برقرار است، سرعت حرکت این سامانه کند است و باعث تمدید ساعات بارش می شود با توجه به آمار بارش این روز در ایران تأثیر این پدیده آشکار می‌گردد.شکل ۲-c نشان دهنده بادنازمینگرد وتاوایی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی است. شکل **۲-d** نشان دهنده هسته رودباد (جت) در تراز ۳۰۰ هکتو پاسکالی در جنوب ایران است. در این شکل همگرایی باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در غرب ایران و حرکات صعودی شدید در شرق آن و شکل گیری کم فشاری در زیر مکان حرکات صعودی شدید و همگرایی باد تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل گرفته است.شکل**۲-e** نشانگر بردارهای Q است ومشخص می کند که جنوب غرب و غرب ایران منطقه همگرایی بردارهای Q است در نتیجه در این منطقه گردش گرمایی عادی یعنی صعود هوای گرم برقرار است. مطابق شکل **۲-c** که تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را نشان می دهد، وزش تاوایی مثبت ایجاب کننده چرخند زایی و وزش تاوایی منفی ایجاب کننده واچرخند زایی است. در این شکل می بینیم که در سراسر غرب و مرکز ایران مقدار وزش تاوایی مثبت است یعنی در زمان حال و طی ساعات آینده چرخندی روی منطقه مستقر و در حال شکل گیری است.باد آزمینگرد حاصل تفاضل باد واقعی (دیده بانی شده) از باد زمینگرد است($\vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g$).باد آزمینگرد در سمت غرب فرود بالایی همگراست.در نتیجه در این منطقه حرکات نزولی برقرار می شود در حالی که در سمت شرق محور فرود بالایی باد زمینگرد واگراست و ستون هوای زیر این منطقه دستخوش حرکات صعودی می شود، به همین

دلیل است که غالباً در سمت راست محور فرود بالایی هوای خراب و در سمت راست محور فراز بالایی هوای صاف حاکم است (مارتین،۲۰۰۶). در شکل c- ۲ باد آزمینگرد در تراز میانی جو به همراه هسته های رود باد مستقر در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در شکل b- ۲ نمایان است همان-گونه که شکل ها نشان می دهند در نیمه شمالی خروجی و نیمه جنوبی ورودی حرکات واگرایی (صعود هوا) ناشی از وزش باد آزمینگرد روی داده است که این امر نیز گویای تأثیر وزش باد آزمینگرد در ناپایداری جو زیرین و ریزش باران-های این چند روزه می باشد البته هسته رود باد در جنوب غرب ایران قرار گرفته است و تأثیر ناپایداری شدید حاصل از آن در این مناطق بیشتر است. باد آزمینگرد و فرود بادهای غربی همراه با آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی ، به وضوح تأثیر واگرایی باد آزمینگرد در حرکات صعودی و شکل گیری بارش‌های ناشی از آن در بخش شرقی و محور فرود را نمایش می دهد. مطابق شکل b- ۲ و c- ۲ در مکان‌هایی که خطوط ژئوپتانسیل به هم نزدیک می شوند سرعت باد آزمینگرد بیشتر می شود و در نتیجه حرکات صعودی شدیدتر است.شکل b- ۲ همچنین میزان و مکان ورود یا منشأ رطوبت این بارش‌ها در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد. همان‌گونه که شکل نیز گویای آن است رطوبت این بارش‌ها به ترتیب اهمیت از خلیج عدن،دریای سرخ و دریای مدیترانه تأمین شده است که در بخش های جنوبی به دلیل حرکات پادساعتگرد بادها دراین تراز پس از عبور از خلیج فارس تقویت شده است.بنابراین ناپایداری موجد این بارش‌ها توسط مؤلفه های بادهای غربی و رطوبت مورد نیاز نیز در درجه اول توسط دریای عرب و خلیج عدن تأمین شده است.

2-a



2-b **2-c**



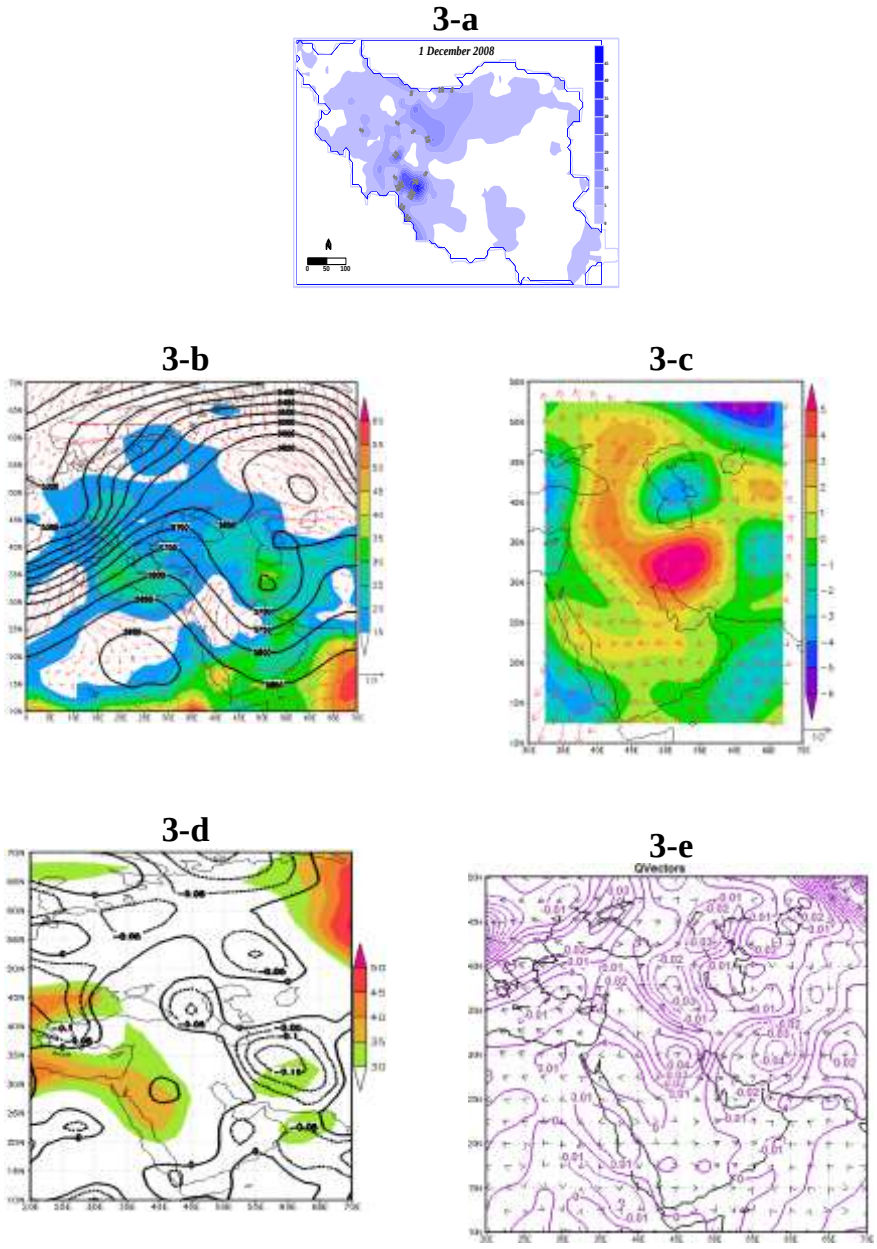
شکل ۲: بررسی بارش و شرایط همدید در ساعات ۱۲ زولو روز ۳۰ نوامبر ۲۰۰۸

شکل a (نقشه همبارش)، شکلb (نقشه آب قابل بارش تراز۸۵۰ (میلیمتر) و ارتفاع ژئوپتانسیل(ژئوپتانسیل متر) و باد واقعی(متر برثانیه) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، شکل c (نقشه تاوایی و باد آزمینگرد یا نازمینگرد)، شکل d (نقشه رودباد(متربرثانیه) و حرکات عمودی صعودی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال(پاسکال بر ثانیه)) ، شکل e (نقشه بردارهای Q و همگرایی و واگرایی آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)

بررسی شرایط بارش و همدید روز ۱ دسامبر

به منظور درک بهتر روند فعالیت سامانه‌ی باران زا در طی این چند روز، اقدام به تحلیل میزان بارش و تهیه‌ی نقشه های هم بارش کردیم. میزان کل بارش دریافتی این روز در ایران ۸۴۲ میلیمتر بوده است، با بررسی میزان بارش در روز ۱ دسامبر ۲۰۰۸ (برابر با ۱۰آذر ۱۳۸۷) آشکار شد که ایستگاه های غرب، جنوب غرب، مرکز و شمال کشور شاهد بارش‌های چشمگیری بوده اند که از بین این ایستگاه ها ایستگاه‌های فریدونشهر (۳۲ میلیمتر)، محلات(۲۱ میلیمتر)، بوشهر(۳۴ میلیمتر)، یاسوج(۵۳ میلیمتر)، دوگنبدان(۲۰ میلیمتر)، لردگان (۳۴ میلیمتر)، شهرکرد (۳۱ میلیمتر)، کوهرنگ(۳۰ میلیمتر)، داران(۲۴ میلیمتر) و تهران(۲۰ میلیمتر) شاهد بارش‌های بیش از ۲۰ میلیمتر بوده اند البته سایر ایستگاه های این منطقه از کشور به اضافه منطقه کوچکی در جنوب شرق ایران از میزان بارش قابل توجهی برخوردار بوده اند که در اینجا به دلیل طولانی شدن کلام از نام بردن آنها خودداری می شود. در شکل a-۳ نقشه همبارش روز ۱ دسامبر این مطلب را به گونه ای آشکار تر نمایان کرده است.

شکلb -۳ بیانگر قرار گیری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال می باشد در این شکل رخداد سامانه‌ی بندالی قوی در شمال و مرکز ایران دیده می شود که این امر ناشی از وزش نصف النهاری بادهای غربی است که باعث نفوذ توده هوای قطبی به طرف عرضهای پایین و گسترش هوای گرم منطقه حاره به طرف عرضهای بالا شده و منجر به شدت تفاوتهای مداری می شود. سامانه‌ی بندالی رخداده در این روز نیز از نوع زوجی است که در قسمت قبل توضیحات آن بیان شده است. در اینجا این پدیده منجر به قرار گیری محور ناوه به صورت اریب از شمال غرب ایران به طرف جنوب شرق و پشته ای بر روی روسیه و شمال دریای خزر شده است، در زمانی که این پدیده وجود دارد در شرق آن جریان صعودی و در پی آن ایجاد بارش و در غرب آن جریان نزولی برقرار است سرعت حرکت این سامانه کند است و باعث تمدید ساعات بارش می شود با توجه به آمار بارش این روز در ایران تاثیر این پدیده آشکار می گردد. پیکانها در شکل b-۳ نشان دهنده جهت و سرعت وزش باد واقعی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی و رنگهای زمینه مقدار آب قابل بارش را در ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتو پاسکالی برحسب میلیمتر نشان می دهد. شکل**e** - ۳ نشانگر بردارهای Q است و مشخص می کند که در شمال غرب و جنوب شرق ایران منطقه همگرایی بردارهای Q می باشد در نتیجه در این منطقه گردش گرمایی عادی یعنی صعود هوای گرم برقرار است. شکل **۳–d** نشان دهنده هسته رودباد در تراز ۳۰۰ هکتو پاسکالی در جنوب شرق ایران است. شکل**c ـ ۳** تاوایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی را نشان می دهد. وزش تاوایی مثبت ایجاب کننده چرخند زایی و وزش تاوایی منفی ایجاب کننده واچرخند زایی است. در این شکل می بینیم که در سراسرشرق و مرکز ایران مقدار وزش تاوایی مثبت است یعنی در زمان حال و طی ساعات آینده چرخندی روی منطقه مستقر و در حال شکل گیری است. در شکل شماره **۳–c** نیز باد آزمینگرد در تراز میانی جو به همراه هسته های رود باد مستقر در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نمایان است همانگونه که شکل نشان می دهد در نیمه شمالی خروجی و نیمه جنوبی ورودی حرکات واگرایی (صعود هوا) ناشی از وزش باد آزمینگرد روی داده است که این امر نیز گویای تاثیر وزش باد آزمینگرد در ناپایداری جو زیرین و ریزش بارانهای این چند روزه می باشد البته هسته رود باد در جنوب شرق ایران قرار گرفته است و تاثیر ناپایداری شدید حاصل از آن در این مناطق بیشتر است. باد آزمینگرد حاصل تفاضل باد واقعی (دیده بانی شده) از باد زمینگرد است($\vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g$).



شکل ۳: بررسی بارش و شرایط همدید در ساعات ۱۲ زولو روز ۱ دسامبر ۲۰۰۸

شکل a (نقشه همبارش)، شکلb (نقشه آب قابل بارش تراز۸۵۰ (میلیمتر) و ارتفاع ژئوپتانسیل(ژئوپتانسیل متر) و باد واقعی(متر برثانیه) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)، شکل c (نقشه تاوایی و باد آزمینگرد یا نازمینگرد)، شکل d (نقشه رودباد(متربرثانیه) و حرکات عمودی صعودی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال(پاسکال بر ثانیه)) ، شکل e (نقشه بردارهای Q و همگرایی و واگرایی آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال)

براساس شکلهای ۳ روز اول دسامبر ۲۰۰۸ همگرایی باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در سراسر ایران و حرکات صعودی شدید در شرق آن و شکل گیری کم فشاری در غرب،جنوب غرب، جنوب شرق و جنوب ایران در زیر منطقه همگرایی باد تراز ۵۰۰ شکل گرفته است. به دلیل اینکه ایران در مرکز و شرق فرود بالایی باد غربی قرار داردو اینجا منطقه واگرایی باد آزمینگرد است پس حرکات صعودی هوا را ایجاب می کند و یکی دیگر از عوامل صعود هوا وشکل گیری بارش‌های

این روز در اینجا علاوه بر همگرایی بردارهای Qواگرایی باد آزمینگرد است. شکل b-۳ نیز میزان و مکان ورود یا منشأ رطوبت این بارش‌ها در تراز ۸۵۰ هکتو پاسکال را نشان می دهد، رطوبت ایجاد کننده این بارش‌ها در این روز به ترتیب اهمیت از دریای مدیترانه،خلیج عدن و دریای سرخ تأمین شده است.پس ناپایداری موجد این بارش‌ها توسط مؤلفه های بادهای غربی و رطوبت مورد نیاز نیز از غرب و جنوب وارد ایران شده است.

نتیجه گیری

در طی روزهای ۲۹ نوامبر الی۵ دسامبر ۲۰۰۸ بارش‌هایی فراگیر در ایران روی داده است البته اوج بارش‌ها در روزهای ۳۰ نوامبر و ۱و۲ دسامبر بوده اند. بنابراین به بررسی جامع این ۲ روز پرداخته شد تا عامل ناپایداری و منشأ رطوبت این بارش‌ها مشخص شود. بررسی ها نشان داد سامانه ای که منجر به بارش‌های این چند روز شده اند در ساعت ۱۸ روز ۲۷ نوامبر ۲۰۰۸ در جنوب دریای سیاه بر روی ترکیه شکل گرفته و با جهت جنوب غربی حرکت کرده و به ایران نزدیک شده است و از ۲۹ نوامبر کشور را تحت تأثیر خود قرار داده و بلاخره در ۵ دسامبر از آن خارج شده است. محور فرود عمیق بادهای غربی همراه با یک هسته سرد چال در طی این روزها دقیقاً بر مرکز و جنوب ایران استقرار یافته است. با بررسی نقشه های تهیه شده در این روزها مشخص شد که همگرایی بردارهای Q، فرود عمیق بادهای غربی بر روی ایران و رخداد سامانه‌ی بندالی زوجی، استقرار رودباد قوی در تراز ۳۰۰ هکتو پاسکال، واگرایی باد آزمینگرد و وزش تاوایی مثبت، ایجاد کننده حرکات صعودی این روزها بودند. رطوبت مورد نیاز این بارش‌ها نیز توسط فرود بادهای غربی از خلیج عدن، دریای سرخ و دریای مدیترانه تأمین شده است.

منابع

- آمار و اطلاعات بارش روزانه.، ۱۳۸۷. سازمان هواشناسی کشور.

-جهانبخش، س. و ذوالفقاری، ح.، ۱۳۸۱. بررسی الگوهای سینوپتیک بارش های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی شماره ۶۴-۶۳ ، ص ۲۵۸-۲۳۴.

-خوشحال، ج.، ۱۳۷۶. تحلیل وارائه مدل های سینوپتیک ـ کلیماتولوژی برای بارش های بیش از ۱۰۰ میلی متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دوره‌ی دکتری اقلیم شناسی، تهران، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۲۶۸.

- تقی زاده، ح.، ۱۳۶۶. تحلیلی بر بارندگی یک مرداد ماه سال ۱۳۶۶، مجله رشد آموزشی زمین شناسی، شماره ۱۰، ص ۲۹-۲۳.

-عربی، ز.، ۱۳۸۵. تحلیل همدیدی بارندگی ۲۱تا ۲۶ تیر ماه ۱۳۷۸ در ایران، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۶ ، ص ۱۵-۱.

- عزیزی، ق.، اکبری، ط.، داوودی، م. و اکبری، م.، ۱۳۸۸. تحلیل همدیدسرمای شدید دی ماه ۱۳۸۶ (ژانویه ۲۰۰۸)، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۷۰، زمستان ۸۸، ص ۲۰-۱.

- عزیزی، قاسم، ۱۳۷۸. بلوکینگ، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۳۶، ص ۵۰-۳۷.

- علیجانی، ب.، خسروی، م. و اسمعیل نژاد، م.، ۱۳۸۹. تحلیل همدیدی بارش سنگین ششم ژانویه ۲۰۰۸ در جنوب شرق ایران، نشریه پژوهشهای اقلیم شناسی، سال اول، شماره سوم و چهارم، پاییز و زمستان۱۳۸۹ (دو فصلنامه)، ص ۱۸-۷.

-علیجانی، ب.،۱۳۸۱. اقلیم شناسی همدید، انتشارات سمت، تهران، ص ۱۷۸ .
-علیجانی، ب.، ۱۳۷۸. بررسی سینوپتیک الگوهای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه در دوره۱۹۹۰-۱۹۶۱ ، مجله نیوار، شماره ۴۵-۴۴ ، ص ۲۹-۲۱.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۲. مکانیزمهای صعود بارندگیهای ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه تربیت معلم تهران، شماره اول، ص ۱۴-۳.
- علیجانی، ب.، ۱۳۶۶. رابطه پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم های هوایی سطح بالا، فصلنامه ۱۳- تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴، ص ۳۲-۲۵.
- قهرمان،ب.، ۱۳۶۲. بررسی جامع رگبار۱۶خرداد ۱۳۷۱ مشهد، علوم وفنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هفتم، شماره ۲، ص ۴۳-۳۲.
-لشکری، ح.، ۱۳۸۲. مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، پژوهشهای جغرافیایی، شماره ۴۶، ص ۱۸-۱.
- لشکری، ح.، ۱۳۷۵. الگوهای سینوپتیک بارش های شدید جنوب غرب ایران، رساله دکتری اقلیم شناسی، تهران، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس، ص ۲۵۳.
- مرادی، ح.ر.، ۱۳۸۰. تحلیل همدیدی بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال، مجله علوم دریایی ایران، دوره اول، شماره ۲، ص ۷۲-۶۱.
- مرادی، ح.ر.، ۱۳۸۵. پیش بینی وقوع سیلاب ها بر اساس موقعیت های سینوپتیکی در سواحل جنوبی دریای خزر، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۵۵، ص ۱۳۹-۱۳۱.
- مارتین ج. ا.، ۱۳۸۸. دینامیک جو در عرض میانه، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، انتشارات سمت، ص ۲۴۲.
-مسعودیان ، س. ا.، ۱۳۸۴. شناسایی الگوهای گردشی پدیده آورنده سیلابهای بزرگ در کارون، مجله جغرافیا و توسعه، بهار و تابستان ۱۳۸۵، ص ۲۳-۱۳.
- یارنال ب.، ۱۳۸۵. اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان، ص ۱۵۶.
-Barry, R. G. and Perry, A. H., 1973. Synoptic Climatology: Methods and Applications; London: Methuen and Co. Ltd. 158p.
-Bednorz, E., 2007. Synoptic Reasons for Heavy Snowfalls in the Polish German Lowlands, latioTheor: Journal of Applied Climatology, v. 92, p.133-140 .
-Cort.J.,1999. Circun Patterns Daily Precipitation in Portugal and Implications for climate change: Journal of Climate Dynamics, v.15, p.921-932 .
-Kutiel, H.,1996. Circulation and Extreme Rainfall condition in the Eastern Mediterranean during the Last Century, Inter.J.of climatology, v.1, p.73-82 .
-Maddox, H. and chappell, garacena., 1978. Comparison of meteorological aspects of the Thompson and rapid City flash floods: Journal of Monthly Weather review, v, 110, p.23-31.
-Mofidi, A., 2005. Synoptic Climatology of Heat Rainfalls with Origin of Red Region in the Middle east: Journal of Geographical Research, Scientific Information Database, Winter, 71-93p.
-Pierre, camberlin., 1995. June – September rainfall in north eastern Africa and atmospheric signals over the

tropics: A Zonal Perspective: Journal of International Journal of Climatology, v.15, p.3-14 .

-Robert, A., Maddox, F. and Hoxit, L., 1980. Meteorological Characteristics of Flash Flood Events Over the Western United Stated: Journal of Monthly Weather Review, v.108, p.31-42.

-Robert, P., Donald, T. and Joseph, R., 1998. Investigation of upper – air conditions occurring with heavy summer rain in Utah: International Journal of Climatology, v.34, p.11-90.

-Tomozeiu, R ., 2005. Winter Precipitation Variability and Large – Scale Circulation Patterns in Romania: Journal of Theoretical and Applied Climatology, v.81, p. 193-201

-Trigo, R.M.,Trigo, I.F., DaCamara, C.C. and Osborn, T. J., 2004. Climate Impact of the European Winter Blocking Episodes from the NCEP and NCAR Reanalysis: Journal of Climate Dynamic,v.23(1), p.17-28 .

-Woodhouse, C.A ., 1997. Winter climate and Atmospheric Circulation Patterns in the Sonoran Dissert Region, USA: International Journal of Climatology, v.17, p.859-868 .

-Yarnal, B.,1993. Synoptic climatology in Environmental Analysis, London, A Primer Belhaven Press, p.35-46.

-

http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html