

بررسی موردی نقش تاوه پیرا قطبی بر بارش روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵ ایلام

اعظم کاکاوند دویج^{۱*}، امیرحسین مشکوتی^۲، محمد مرادی^۳

۱- کارشناسی ارشد هواشناسی، سازمان هواشناسی کشور

۲- دکتری هواشناسی، استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

۳- دکتری هواشناسی، عضو هیات علمی پژوهشکده هواشناسی

چکیده

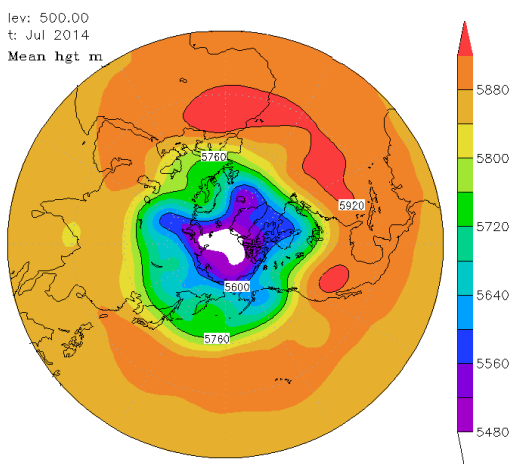
تاوه پیرا قطبی شکل غالب دینامیکی گردش زمستانه در پوش سپهر پایین و بخش میانی و بالایی وردسپهر است که وجود بادهای شدید در لبه بیرونی و پایین بودن دما در نواحی داخلی از مهمترین مشخصه‌های آن می‌باشد. در این پژوهش، با انتخاب یک دوره آماری ۳۰ ساله از ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ و استفاده از داده‌های فشار سطح متوسط دریا و ارتفاع ترازهای مختلف فشاری، ابتدا موقعیت مرکز تاوه پیرا قطبی در نیمکره شمالی در دو ماه ژانویه و جولای به عنوان ماه‌های به ترتیب سرد و گرم سال تعیین شد. در ادامه برای بررسی اثر تاوه پیرا قطبی بر بارش‌های جنوبغرب ایران، بارش شدید باران در ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵ بررسی شد. نتایج نشان داد که در ماه گرم، مرکز تاوه در روی کلاهدک قطبی قرار دارد و سطح بیشتری را نیز پوشش میدهد. در ماه سرد، ناوه‌های این سامانه در راستای نصف‌النهاری به سوی استوا گسترش یافته است. در حالت موردی ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵ نیز دیده شد که یک ناوه ارتفاع از تاوه پیرا قطبی به شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است. در اثر حرکت چرخندی شرق ناوه ارتفاع تراز میانی، حرکت بالاسوئی در روی عراق و غرب ایران ایجاد شده است. این شرایط سبب ایجاد واگرایی در ترازهای فوقانی و همگرایی در ترازهای زیرین شده و در نتیجه مطابق با معادله گرایش فشار، فشار در سطح زمین در این منطقه کاهش یافته و یک سامانه کم فشار دینامیکی تشکیل شده است. این مکانیسم نقش تاوه پیرا قطبی را در سامانه کم فشار شرق دریای مدیترانه آشکار کرد. بعلاوه فرافت نم نوپژه از عرضهای جنوبی همراه با حرکت بالاسوی شدید، سبب فراهم نمودن بارشهای همرفتی شدید در مناطق غرب و جنوبغرب ایران شده است.

کلید واژه‌ها: تاوه پیرا قطبی، گردش چرخندی، تاوایی پتانسیلی، دریای مدیترانه

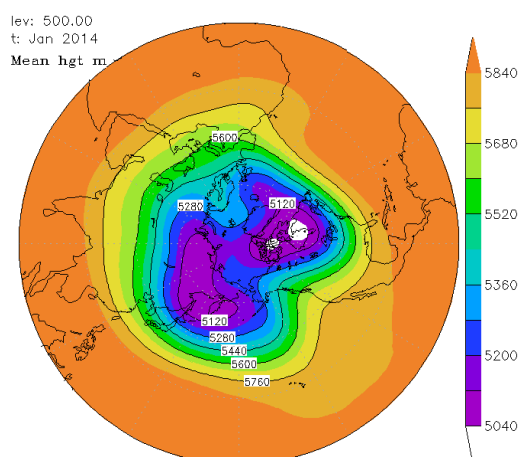
مقدمه

چرخند قطبی، تاوه پیرا قطبی، کم فشار قطبی و تاوه قطبی همواره در تحلیلهای اقلیمی و همدیدی مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. مهمترین مشخصه تاوه، وجود بادهای شدید در لبه بیرونی و پایین بودن دما در نواحی داخلی تاوه است (مرادی، ۱۳۸۰). گسترش قائم تاوه قطبی تغییرات سالانه قابل توجهی را تجربه می‌کند. گسترش قائم این تاوه در تابستان به ۱۶ کیلومتر و در زمستان تا ۶۰ کیلومتر می‌رسد. این در حالی است که گسترش افقی آن در سطح بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر می‌باشد. شکل‌های (۱) الف و ب به ترتیب میانگین ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ماه‌های ژانویه و جولای را در سال ۲۰۱۴ نشان می‌دهند. در این شکل‌ها دیده می‌شود که مرکز تاوه پیرا قطبی در موقعیت‌های مختلفی قرار گرفته است. در نواحی قطبی تحت تاثیر سرمای زیاد و حرکت وضعی زمین

در لایه‌های میانی و بالایی وردسپهر و پوش سپهر پایینی گردش چرخندی حاکم است که آن را تاوه پیرا قطبی می‌نامند که مرکز آن معمولاً در مناطق قطبی است (شکل ۱). در استراتوسفر این مناطق کم فشار (کم ارتفاع) با هسته سرد، در زمستان تقویت و در تابستان تضعیف می‌شوند. گستردگی معمول آنها ۲۰۰۰-۱۰۰۰ کیلومتر است که در آنها گردش هوا در خلاف جهت عقربه‌های ساعت (در نیمکره شمالی) می‌باشد (فرانسیس و واوروس، ۲۰۱۲). گردش چرخندی تاوه پیرا قطبی در تابستان تا ارتفاع ۱۶ کیلومتری و در زمستان تا ارتفاع حدود ۶۰ کیلومتری ادامه می‌یابد (مرادی، ۱۳۸۰). چرخند قطبی به نام‌های دیگری چون تاوه پیرا قطبی و کم فشار قطبی هم شناخته می‌شود. تاوه پیرا قطبی شکل غالب گردش دینامیکی زمستانه در پایین پوش سپهر و بخش میانی و بالایی وردسپهر محسوب می‌شود.



شکل ۱ (ب) - نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ماه ژولای سال ۲۰۱۴



شکل ۱ (الف) - نقشه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ماه ژانویه سال ۲۰۱۴

مطالعات در چند دهه گذشته نشان می‌دهند که انتشار پایین سوی بی‌هنجاری‌های گردش‌های پوش سپهر حاصل از نوسان تاوه پیرا قطبی، که در اثنای زمستان در هر دو نیمکره به دلیل فقدان تابش خورشیدی در پوش سپهر قطبی تقویت می‌گردد، نقش مهمی در اقلیم سطح زمین ایفا می‌کند (کرودا و کودرا^۳، ۲۰۰۰؛ بالدوین و دانکرتون^۴، ۲۰۰۱؛ بلک^۵، ۲۰۰۲).

هرگاه سطح تاوه پیرا قطبی در اوراسیا کاهش یا افزایش یابد، همین رویداد سه ماه بعد در اقیانوس‌های آرام و اطلس رخ خواهد داد و سه ماه بعد در آمریکای شمالی تکرار خواهد شد. مطالعه و شناخت نظم فعالیت تاوه و روند جابه‌جایی آن بین دو نیمکره شرقی و غربی، امکان پیش بینی میانگین ماهانه و فصلی دما و بارش را در عرض‌های معتدله امکان‌پذیر می‌سازد (نانجینگ^۲، ۱۹۹۰).

3. Keoda & Kodra

2. Nanjing

نیمکره شمالی موقعیت مرکز تاوه پیراقطبی در دو ماه ژانویه و جولای به عنوان ماه سرد و گرم بررسی شد و سپس با استفاده از داده‌های روزانه بارش در اکتبر ۲۰۱۵، یک رخداد سیلاب در یک منطقه در غرب ایران بطور موردی بررسی و ارتفاع آن با تغییرات تاوه پیراقطبی تحلیل شد. برای بررسی تغییرات مرکز تاوه پیراقطبی در ترازهای مختلف فشاری از الگوریتمی استفاده می‌شود که در آن تمامی نقاط موجود در محدوده انتخابی به جز نقاط مرزی نسبت به هشت نقطه همسایه آن مقایسه می‌گردند. نقطه‌ای که ارتفاع تراز فشاری در آن از هشت نقطه همسایه کمتر باشد، به عنوان موقعیت مرکز تاوه در نظر گرفته می‌شود.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش، از داده‌های تمام کره آرشیو NCEP/NCAR، با فاصله زمانی ۶ ساعته و گام شبکه‌ای ۲/۵ درجه استفاده شده است. داده‌های مورد نیاز این پژوهش شامل فشار سطح متوسط دریا، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی، داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های غرب کشور و الگوی بردار باد می‌باشند. با استفاده از الگوهای میانگین فشار سطح متوسط دریا، ارتفاع ژئوپتانسیلی ترازهای میانی و بالای جو (تراز ۵۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکالی)، الگوی بردار باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکالی، الگوی دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی و داده‌های روزانه بارش ایستگاه‌های غرب کشور در اکتبر ۲۰۱۵، بررسی همدیدی و دینامیکی شرایط هواشناختی حاکم بر سامانه بارشی ۲۷ تا ۳۰ اکتبر، که منجر به رخداد سیلاب در منطقه غرب ایران شد، انجام شده است. برای کاهش حجم مطالب، تنها تحلیل روزهای ۲۸ و ۲۹ اکتبر آورده شده است.

تحلیل همدیدی

از بررسی میدان فشار سطح متوسط دریا در روز بیست و هشتم اکتبر ۲۰۱۵ دیده می‌شود که هسته‌های کم فشار با گرادیان قوی در مناطق شمالی اقیانوس اطلس و شمال اقیانوس آرام وجود دارد. کم فشاری که در شمال اقیانوس اطلس قرار گرفته است دارای ناهای است که در امتداد

امواج وردسپهری هنگامی که انرژی کافی داشته باشند به پوش سپهر نفوذ می‌کنند. برهمکنش امواج وردسپهری و شارش میانگین در پوش سپهر سبب تضعیف تاوه پیراقطبی می‌شود. نوسان تاوه پیراقطبی پوش سپهری نقش اساسی در برهمکنش پوش سپهر- وردسپهر دارد (هاینز^۶ و همکاران، ۱۹۹۱؛ شیندل^۷ و همکاران، ۱۹۹۹).

بالدوین و همکاران (۲۰۰۱) نفوذ پایین سوی بی‌هنجاری‌های پوش سپهری به وردسپهر در اثنای نوسان تاوه پیراقطبی همراه با یک سرمایش قطبی غیر عادی را بررسی کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که هرگاه تاوه پیراقطبی تقویت شود هوای سرد در منطقه قطبی حبس می‌شود. میر رکنی و همکاران (۱۳۹۲) به کمک تابع‌های متعامد تجربی اثر نوسان تاوه پیراقطبی در دو زمستان سرد و گرم در منطقه‌ای شامل ایران را بررسی کردند و نشان دادند که جابجایی الگوی دو قطبی دمای سطح، که سبب بروز زمستان گرم و سرد در کشور ایران است، با نوسان تاوه قطبی در ارتباط است.

در ایران وضعیت دما و بارش عموماً تحت کنترل تاوه پیراقطبی و پرفشار جنب حاره می‌باشد. هرگاه محور ناهای تاوه پیراقطبی در امتداد طول‌های ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی عمیق‌تر شود و به عرض‌های جنوبی گسترش یابد بارش کشور فراگیر بوده و از شدت بیشتری برخوردار خواهد شد و استقرار پشته در غرب دریای سیاه و شرق اروپا با افزایش بارش و کاهش دما در کشور همراه می‌گردد (مرادی، ۱۳۸۰).

تعیین تاثیر گردش جوی روی بارش و دمای هوا از مهمترین اهداف هواشناسی دینامیکی و سینوپتیکی است. بررسی جابجایی مراکز تاوه پیراقطبی و تقویت و تضعیف تاوه پیراقطبی می‌تواند امکان پیش‌بینی‌های طولانی مدت را فراهم سازد (سلیمانی دامنه و همکاران، ۱۳۹۳).

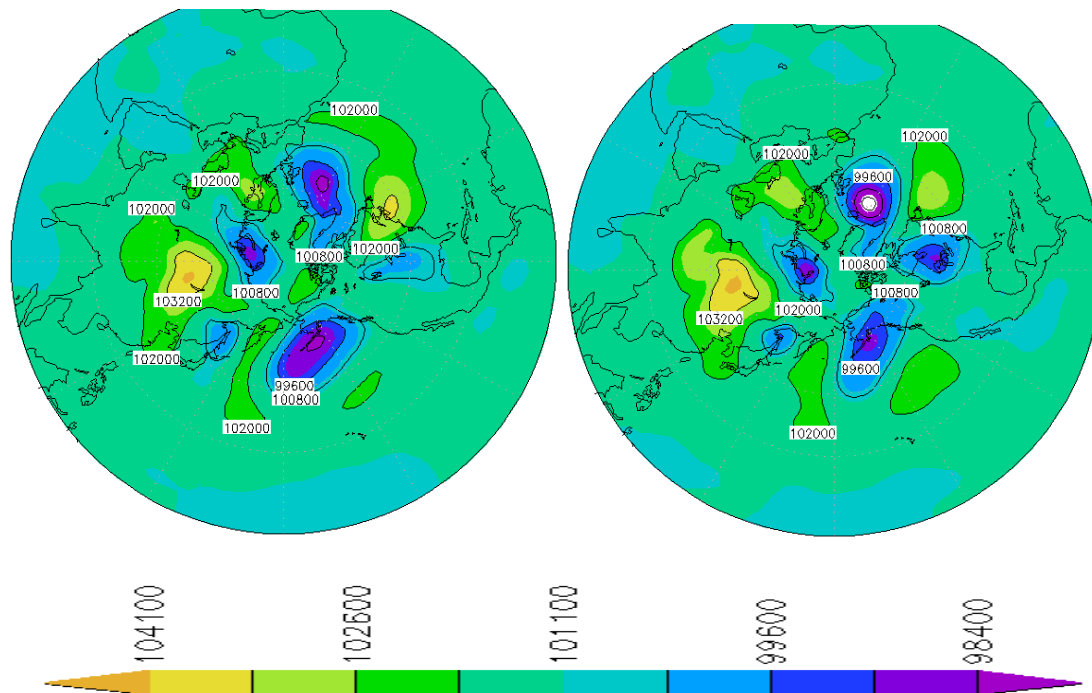
در این پژوهش با انتخاب یک دوره آماری ۳۰ ساله از ۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵ و استفاده از داده‌های فشار سطح متوسط دریا و ارتفاع ترازهای مختلف فشاری در محدوده موقعیت

4. Baldwin & Dunkerton
5. Black
6. Hainz
7. Shindel

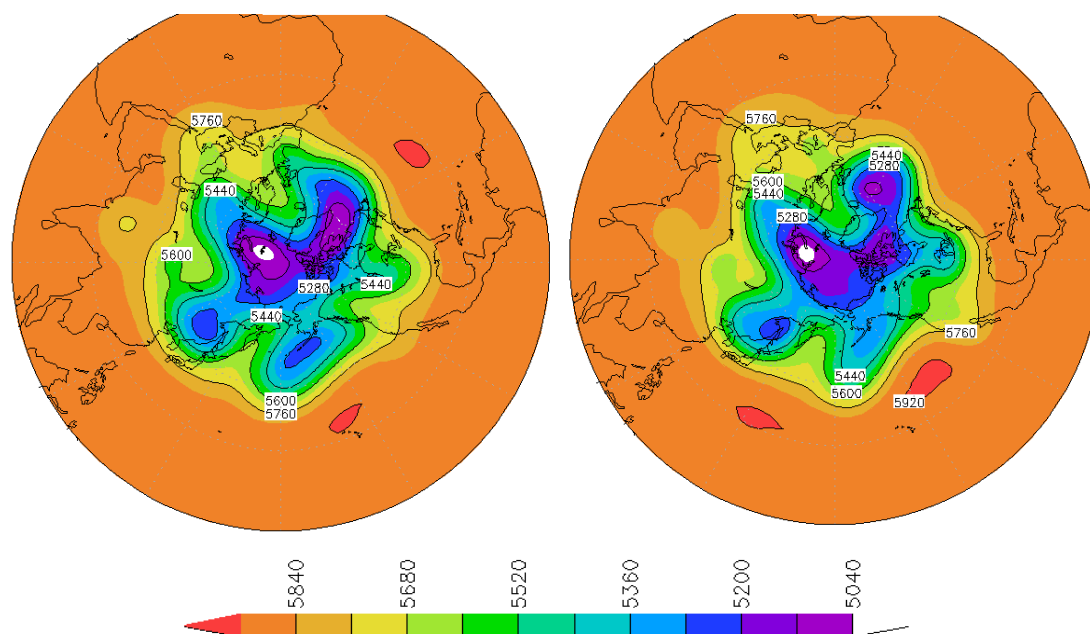
یافته است چندین ناوه ارتفاعی قابل مشاهده است. شاخص‌ترین این ناوه‌ها به ترتیب بر روی جنوب دریای مدیترانه، شمال دریای سرخ، نیمه غربی و شمال ایران قابل مشاهده است. یک پشته جنوب غربی - شمال شرقی روی ایران قرار دارد که موجب شکل‌گیری جریانات جنوب غربی بر روی کشور شده است. الگویی که به همراه ناوه مستقر شده بر روی شرق دریای مدیترانه اختطاری کلاسیک از شکل‌گیری یک سامانه آب و هوایی است. در روز ۲۹ اکتبر مرکز سامانه با پربند ۴۹۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی منطقه بافین و شمال سیبری قرار داشته است. ناوه‌های ناشی از این سامانه بر روی شمال اقیانوس اطلس، شمال اقیانوس آرام و روسیه قرار دارند. یک ناوه در راستای نصف النهاری به سمت روسیه و ناوه دیگری به سمت غرب ایران امتداد یافته است. در لبه بیرونی تاوه که با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص شده چندین ناوه ارتفاعی قابل مشاهده است. شاخص‌ترین این ناوه‌ها به ترتیب بر روی جنوب دریای مدیترانه، شمال دریای سرخ و نیمه غربی و شمال ایران قابل مشاهده هستند. همچنین یک پشته جنوب غربی - شمال شرقی روی ایران قرار دارد.

نصف النهاری به سوی غرب دریای مدیترانه بر روی منطقه آیریا گسترش یافته است. همزمان ناوه‌ای از کم فشار دیگری که مرکز آن بر روی دریای کارا در شمال روسیه قرار دارد و تا مناطق شمالی دریای خزر امتداد یافته است. کم فشارهایی که در شمال اقیانوس آرام قرار دارند نیز در امتداد نصف النهاری به سمت جنوب امتداد یافته‌اند. این شرایط در روز بیست و نهم اکتبر نیز در این مناطق دیده می‌شود با این تفاوت که در روز ۲۹ اکتبر (روز رخداد سیل) پنج هسته کم فشار با گرادیان قوی بر روی ایسلند، جنوب کانادا، شمال اقیانوس آرام، شرق آمریکای شمالی و دریای کارا در شمال روسیه دیده می‌شوند. کم فشاری که بر روی ایسلند قرار گرفته است در این روز از کم فشارهای دیگر قوی‌تر است (شکل ۲).

شکل (۳) نشان می‌دهد که در روز ۲۸ اکتبر تاوه پیرا قطبی با دو هسته مرکزی ۵۰۰۰ ژئوپتانسیل متر یکی بر روی منطقه بافین و شمال اقیانوس اطلس و دیگری بر روی شمال سیبری قرار دارد. ناوه‌های ناشی از این سامانه در راستای نصف النهاری به سمت دریای سیاه، دریای مدیترانه و دریای کاسپین امتداد یافته است. در لبه بیرونی تاوه که با پربند ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص شده و تا شمال آفریقا امتداد



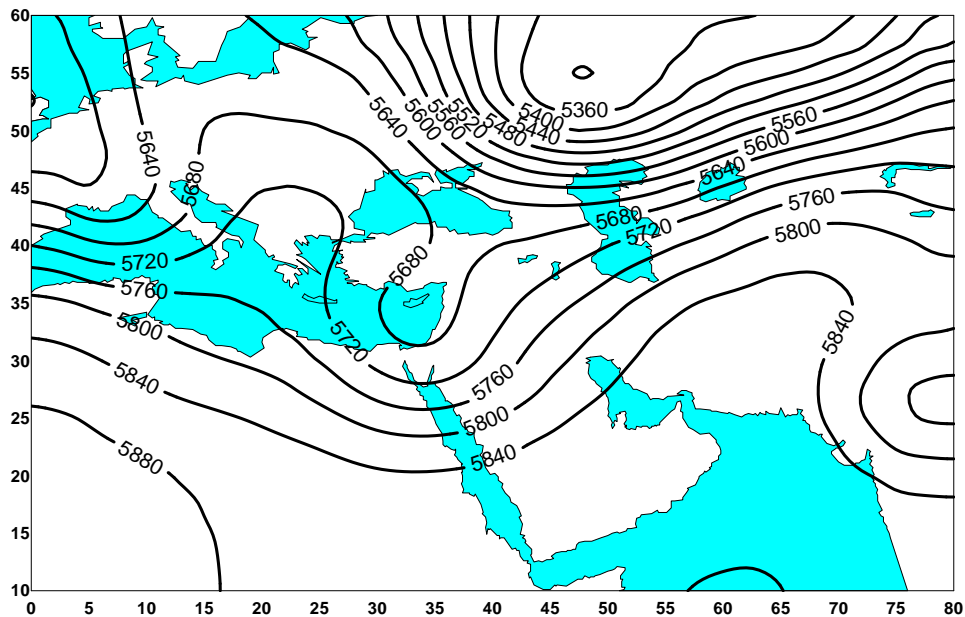
شکل ۲- میدان فشار سطح متوسط دریا (پاسکال) در روزهای ۲۸ (شکل بالا) و ۲۹ (شکل پایین) اکتبر ۲۰۱۵.



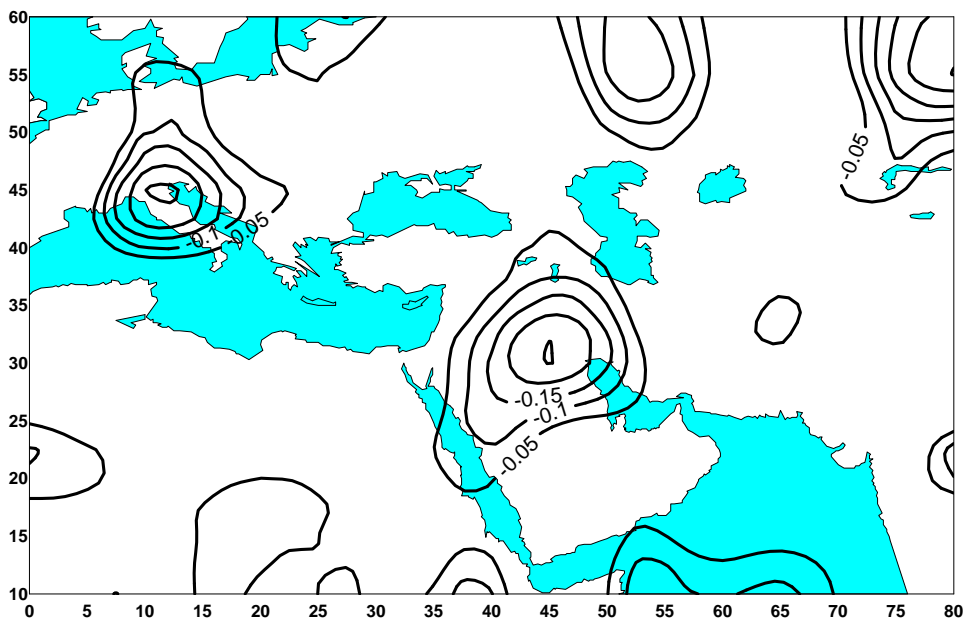
شکل ۳- گرته ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) در روزهای ۲۸ (شکل بالا) و ۲۹ (شکل پایین) اکتبر ۲۰۱۵

زیرین جو می‌گردد (شکل‌های ۶ و ۷) و در نتیجه مطابق با معادله گرایش فشار، فشار در سطح زمین در این منطقه کاهش یافته و یک سامانه کم فشار دینامیکی تشکیل شده است (شکل ۸). در این مکانیسم نقش تاوه پیراقطبی را در سامانه کم فشار شرق دریای مدیترانه آشکار کرد. در شکل (۹) نیز تاوای پتانسیلی تراز ۳۳۰ کلون در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵ نشان داده شده است. از این شکل دیده می‌شود که مقادیر ۱/۵ تا ۲ واحد تاوای پتانسیلی از عرض‌های شمالی به سوی شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است. این شکل نیز بیانگر اثر تاوه قطبی بر شکل‌گیری این حالت موردی سامانه موثر بر ایران می‌باشد.

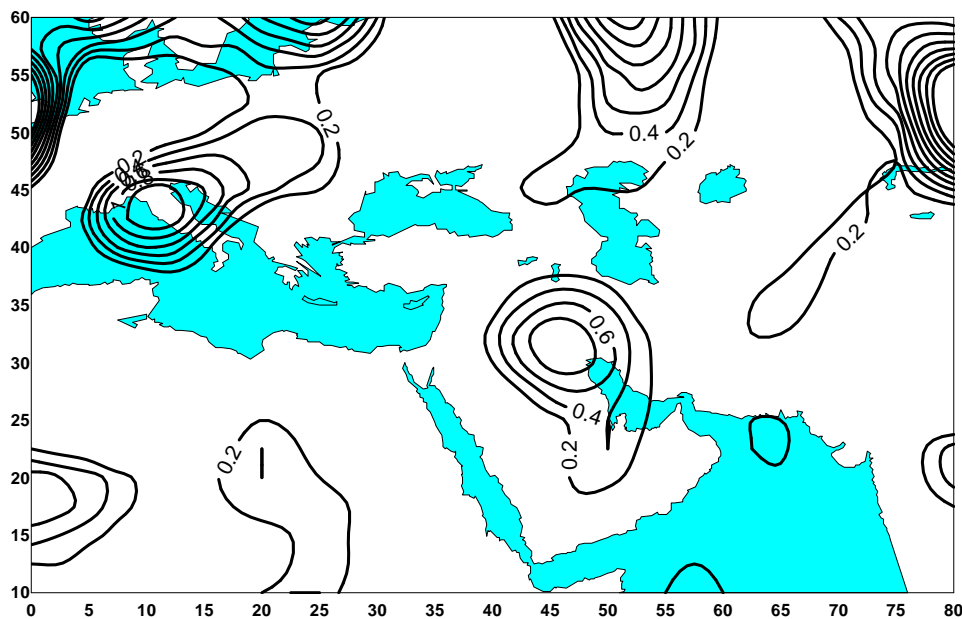
برای بررسی بیشتر، الگوی فشار و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مربوط به روز بیست و نهم اکتبر در محدوده جغرافیائی کوچکتر بررسی شد. نتایج نشان داد که مرکز کم فشار اطراف مدار ۸۰ درجه شمالی منطبق با مرکز کم ارتفاع تراز میانی، به مناطق جنوبی‌تر نیز گسترش یافته است و اطراف مدار ۶۰ درجه شمالی را نیز تحت تاثیر قرار داده است. یک ناوه ارتفاع از این سامانه به شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است (شکل ۴). در اثر حرکت چرخندی شرق ناوه ارتفاع تراز میانی، حرکت بالاسوئی مطابق شکل ۵ در روی عراق و غرب ایران ایجاد می‌شود. این شرایط سبب ایجاد واگرایی در ترازهای فوقانی و همگرایی در ترازهای



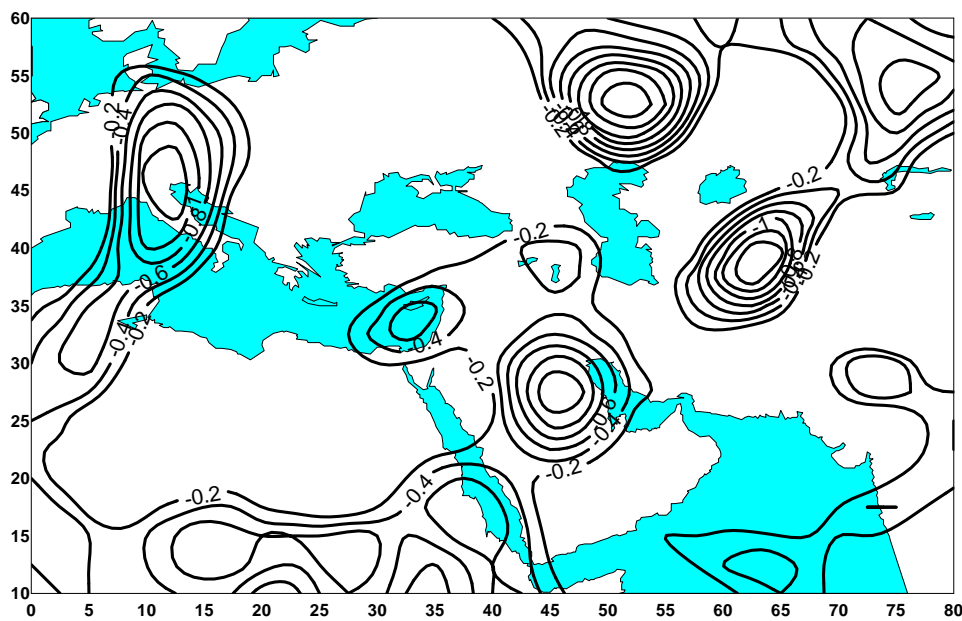
شکل ۴- گرته ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (ژئوپتانسیل متر) در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



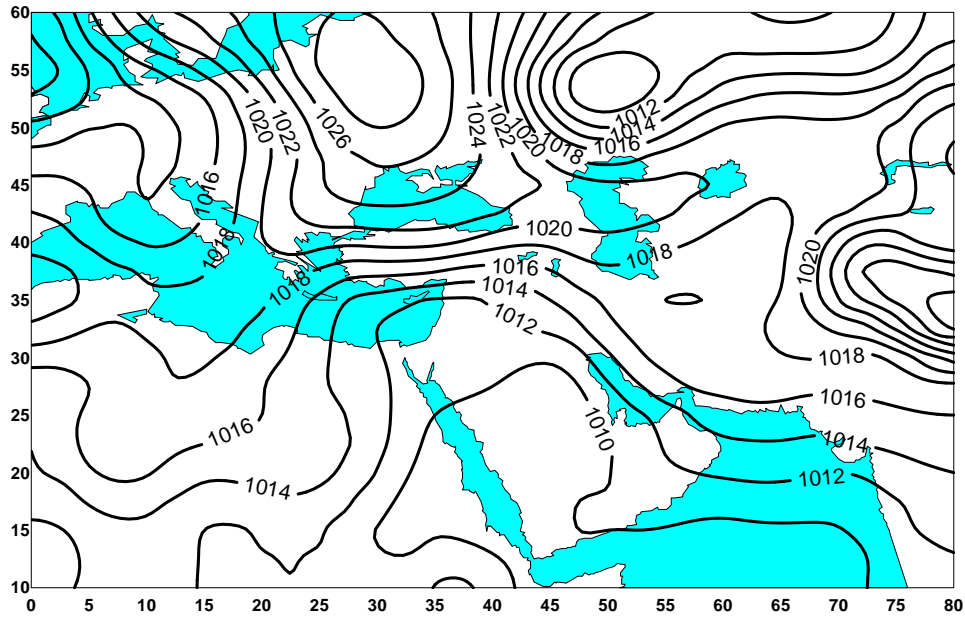
شکل ۵- مقادیر منفی مولفه قائم باد (پاسکال بر ثانیه) در سطح فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۹ اکتبر



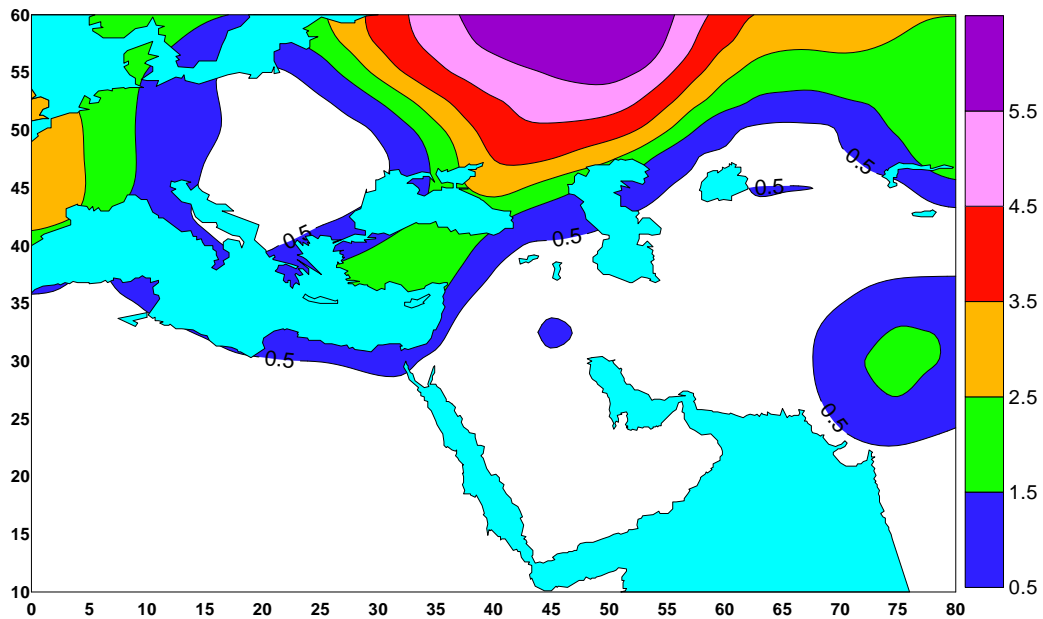
شکل ۶- میدان واگرایی (بر حسب 10-5s-1) در سطح فشاری ۳۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۷- میدان همگرایی (بر حسب 10-5s-1) در سطح فشاری ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۸- میدان فشار سطح متوسط دریا (هکتوپاسکال) در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



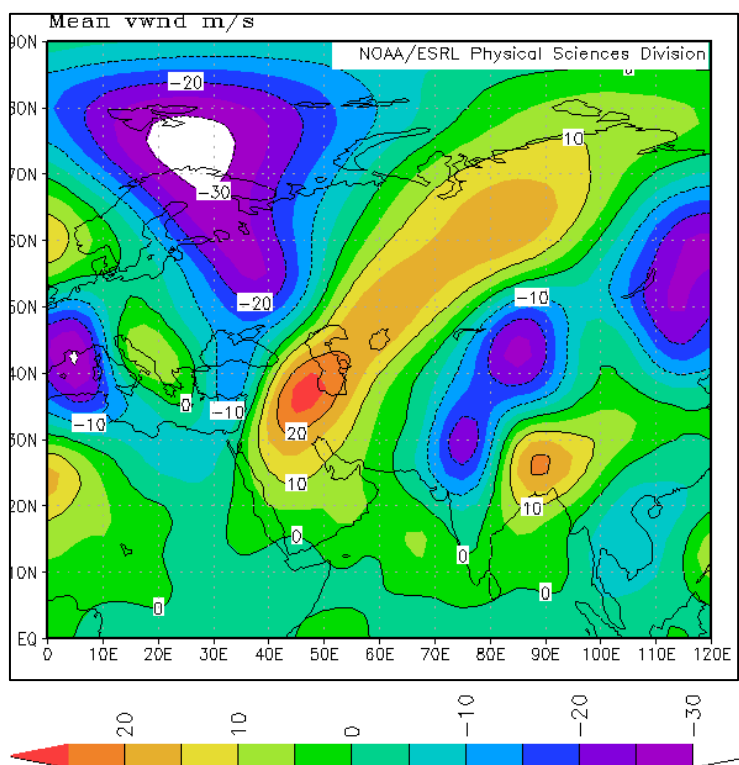
شکل ۹- میدان تاوایی پتانسیلی (PVU 10-6) در سطح فشاری ۳۳۰ کلومین در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵.

شمالی قرار دارد. در غرب ایران نیز هسته بیشینه این کمیت قرار گرفته است که معرف باد جنوبی می‌باشد. شکل (۱۱) میدان باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را بر حسب متر بر ثانیه نشان می‌دهد. از این شکل دیده می‌شود که جهت بردارها از شمال دریای سیاه به سوی دریای سیاه دارای جهت شمالغربی شمالی می‌باشند و تغییر نصف‌النهار جت جنب

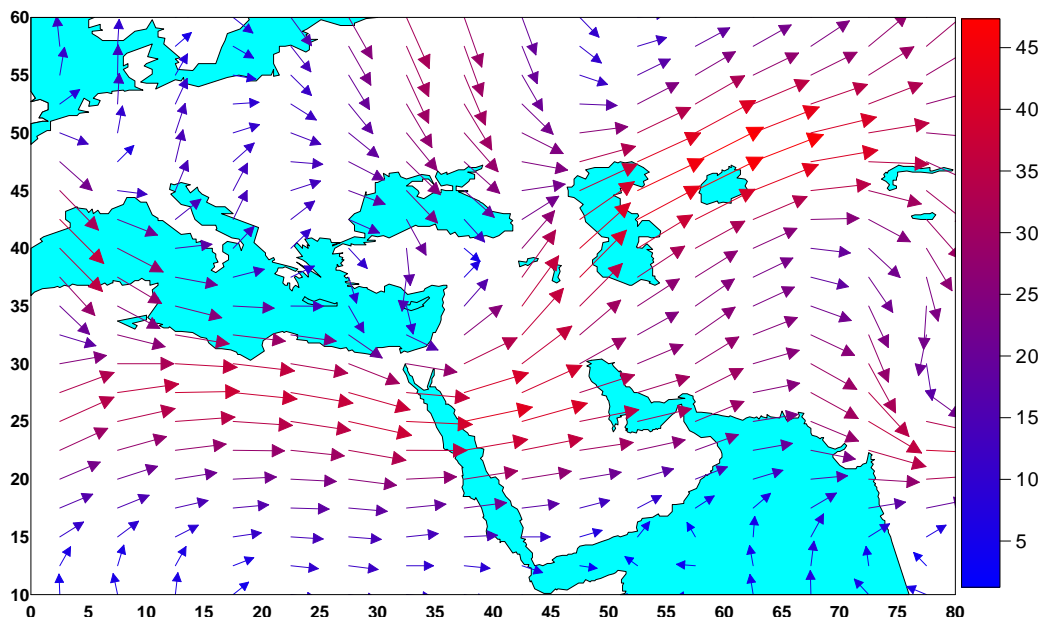
شکل (۱۰) مولفه نصف النهاری بردار باد در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال را در روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵ نشان می‌دهد. در این روز دیده می‌شود که مقادیر منفی این کمیت که معرف باد شمالی است، از اطراف مدار ۸۰ درجه شمالی به سوی شمال دریای سیاه کشیده شده است. کمینه ۳۰- واحدی مولفه نصف النهاری باد این تراز در اطراف مدار ۷۵ درجه

ایجاد انحناء چرخندی به سوی شمالغرب ایران شارش می‌یابد و در آن منطقه با بادهای شمالی، همگرایی جهت‌ی ایجاد می‌کند.

قطبی را مشخص میکنند. در شرق دریای مدیترانه نیز یک گردش چرخندی وجود دارد که به سامانه کم فشار شرق دریای مدیترانه مربوط است. جت جنب حاره ای نیز با در اطراف مدار ۲۵ درجه شمالی است که در روی عراق با



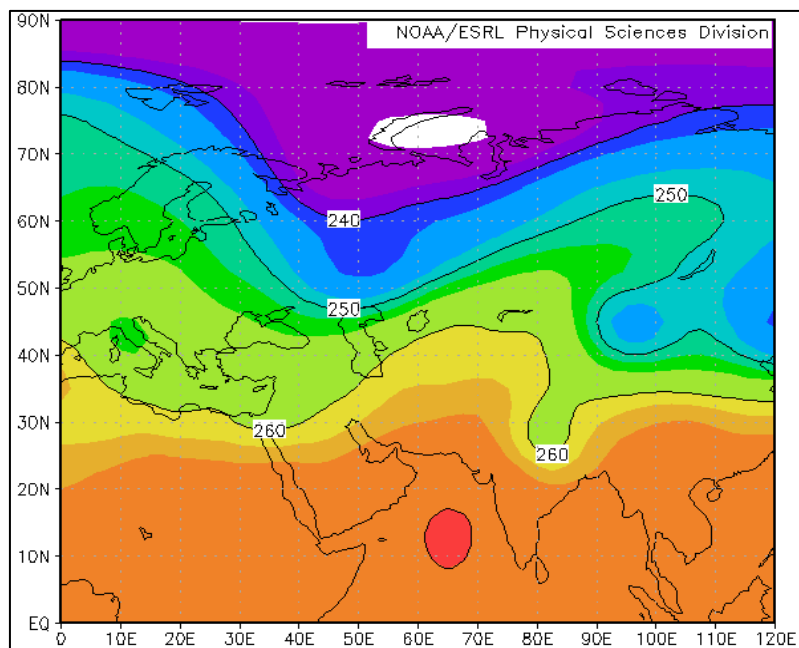
شکل ۱۰- مولفه نصف‌النهاری بردار باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بر حسب متر بر ثانیه در روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۱۱- میدان باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بر حسب متر بر ثانیه در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵.

در این زمان امواج کم دامنه دمایی بر روی دو همدمای ۲۵۷.۵ و ۲۶۰ در محدوده شمال عراق و شمالغرب ایران قابل مشاهده است. در روز ۲۹ اکتبر یک استخر هوای سرد از تاوه پیرا قطبی با هسته کمتر از ۲۳۲ درجه کلون بر روی دریای کارا در شمال روسیه شکل گرفته است و ناوهی آن همچنان تا شرق دریای مدیترانه امتداد یافته است (شکل ۱۲). در این زمان دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای کاسپین نیز تحت تاثیر خط همدمای ۲۶۰ درجه کلون هستند.

از بررسی میدان دمای تراز میانی دیده شد که در روز ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵ هوای سرد تاوه پیرا قطبی با هسته کمتر ۲۳۲ کلون مناطق قطبی قاره آمریکا و روسیه را تحت تاثیر قرار داده است. از هسته سردی که در شمال روسیه بر روی دریای شمالگان قرار دارد ۲ ناوه دمایی به سمت شمال چین و از آنجا تا شمال هندوستان و دیگری به سمت شرق دریای مدیترانه و از آنجا به سمت شمال شبه جزیره عربستان و سودان امتداد یافته است. ناوه دیگری از قطب به سمت دریای سیاه و شمال دریای کاسپین کشیده شده است.



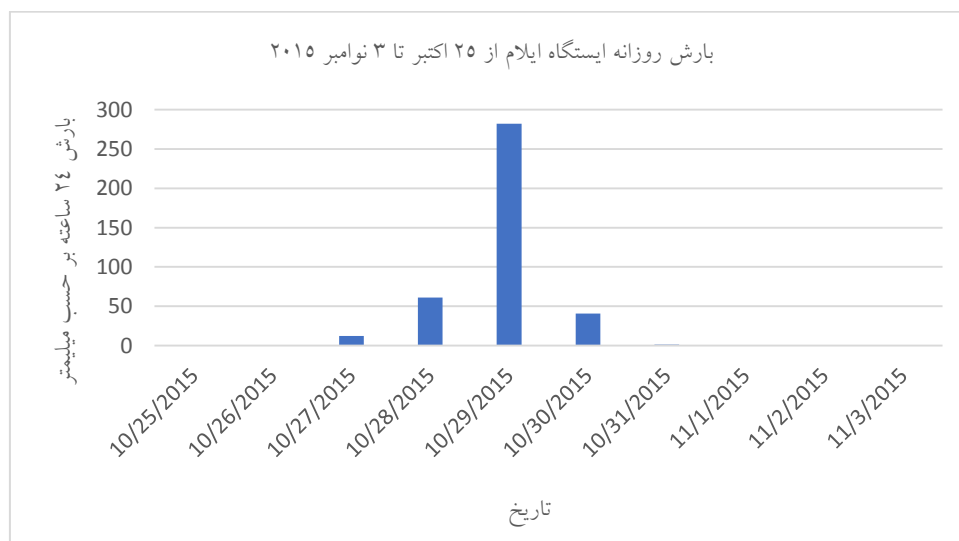
شکل ۱۲- الگوی دمای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (کلوین) در روز ۲۹ اکتبر ۲۰۱۵

کرمانشاه و ایلام یک روز پس از کشیدگی تاوه پیراقطبی به سمت عرض‌های پایین تر ریزش کرده است. مجموع بارش روزانه در روز ۲۹ اکتبر در ایستگاه ایلام ۲۸۲ میلیمتر، در ایستگاه کرمانشاه ۵۷ میلیمتر و در ایستگاه سنندج ۶۶ میلیمتر گزارش شده است.

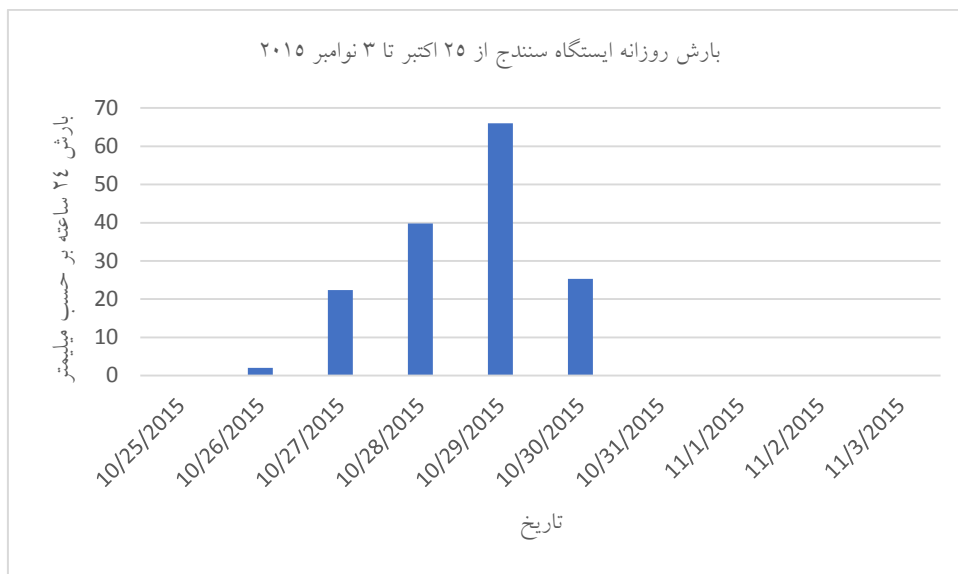
بررسی وضعیت بارش در ایستگاه‌های غرب

ایران از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵

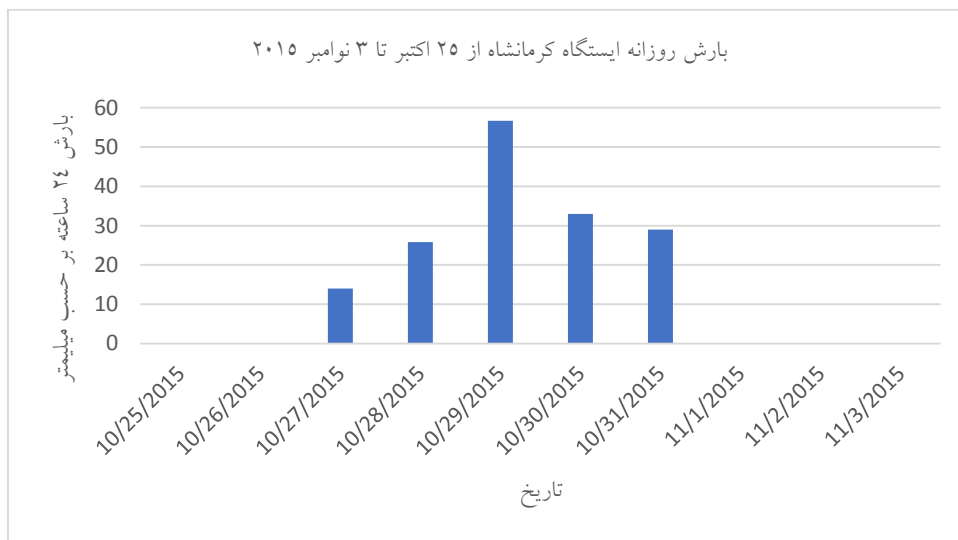
شکل‌های (۱۳) تا (۱۵) مجموع بارش روزانه ایستگاه‌های ایلام، ارومیه، سنندج، کرمانشاه و اهواز از بیست و پنجم اکتبر تا سوم نوامبر ۲۰۱۵ را نشان می‌دهد. از بررسی این شکل‌ها دیده می‌شود که بارش فرین ایستگاه‌های سنندج،



شکل ۱۳- بارش (میلیمتر) روزانه ایستگاه ایلام از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵



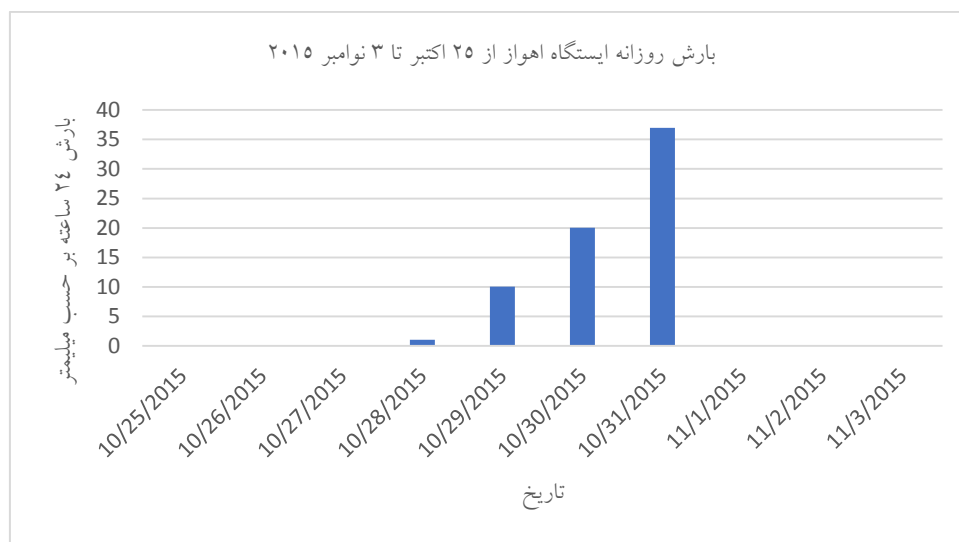
شکل ۱۴- بارش (میلیمتر) روزانه ایستگاه سنندج از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵



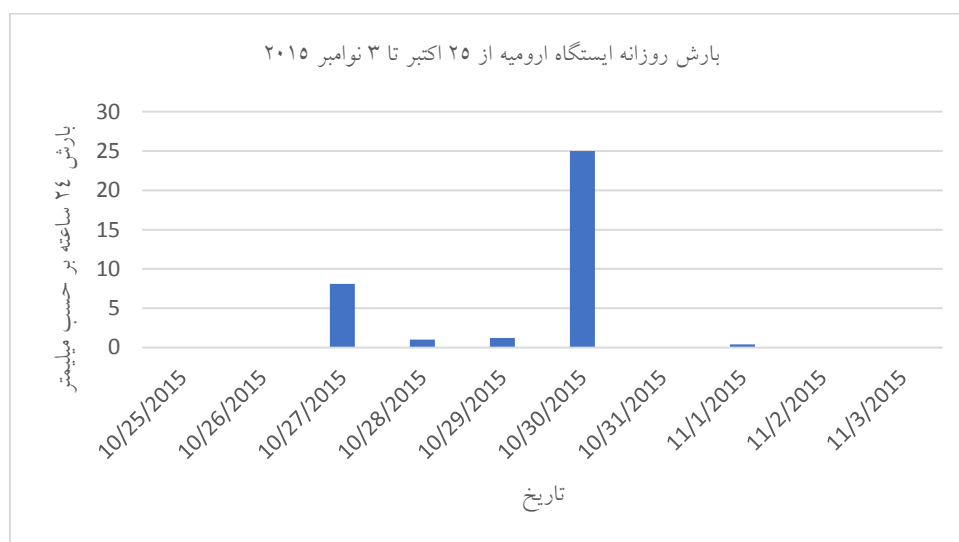
شکل ۱۵- بارش (میلیمتر) روزانه ایستگاه کرمانشاه از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵

۳۷ میلی متر ثبت شده است. شکل (۱۷) نیز نشان می‌دهد که در ایستگاه ارومیه بارش بیشینه ۲۵ میلی متر ثبت شده است.

بارش بیشینه این سامانه در ایستگاه‌های ارومیه و اهواز به ترتیب در روزهای ۳۰ و ۳۱ اکتبر ریزش کرده است. در شکل (۱۶) دیده می‌شود که در ایستگاه اهواز بارش بیشینه



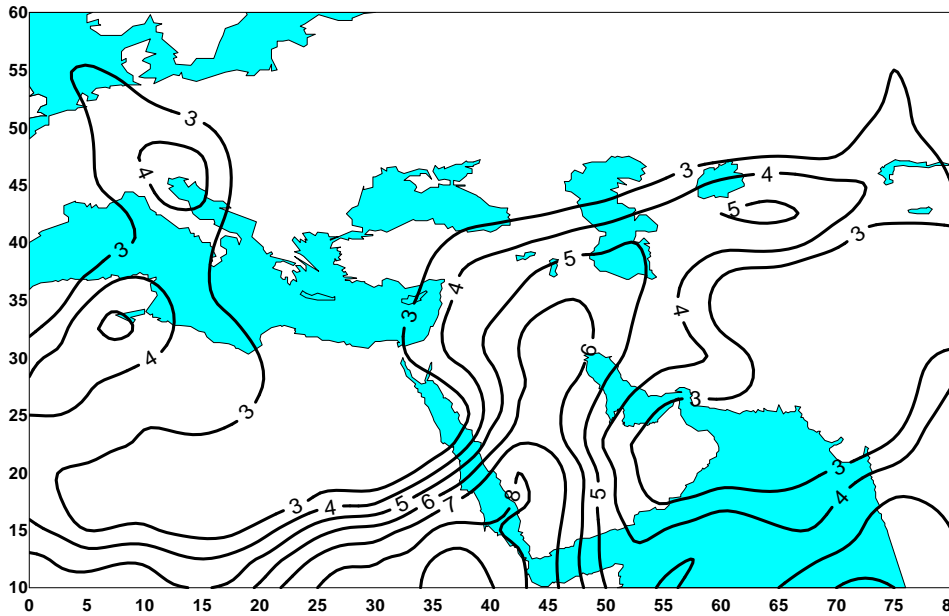
شکل ۱۶- بارش (میلیمتر) روزانه ایستگاه اهواز از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵



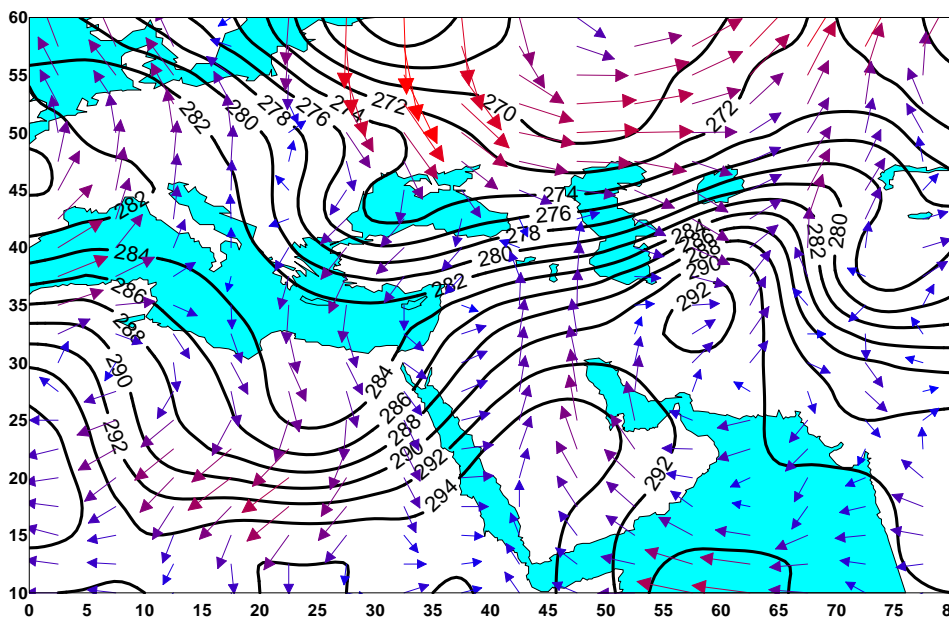
شکل ۱۷- بارش (میلیمتر) روزانه ایستگاه ارومیه از ۲۵ اکتبر تا ۳ نوامبر ۲۰۱۵

و شرق دریای سرخ شرایط بارشی مناسبی را فراهم نموده است. شایان ذکر است که در این روز فرارفت هوای گرم در منطقه که در شکل (۱۹) نشان داده شده است، نیز وجود داشته است. این شرایط سبب افزایش پذیرش بخار آب بوده و توانسته است مقدار بخار آب موجود در جو را همواره بالا نگه دارد.

بررسی بارش‌های منطقه غرب ایران نشان داد که سامانه بارشی فوق از رطوبت مناسبی نیز برخوردار بوده است. برای بررسی این موضوع، نم ویژه نیز بررسی شد. شکل (۱۸) نم ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال را در روز ۲۸ اکتبر نشان می‌دهد. از این شکل دیده می‌شود که مقدار بخار آب موجود در جو، در منطقه شرق دریای مدیترانه، غرب ایران



شکل ۱۸- نم و ویژه تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر حسب گرم بر کیلوگرم در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵.



شکل ۱۹- میدان باد (متر بر ثانیه) و دمای (کلوین) تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰۰۰ گرینویچ مورخ ۲۸ اکتبر ۲۰۱۵.

بحث و نتیجه گیری

بررسی الگوهای همدیدی ترازهای مختلف جو نشان داد که در اثر گسترش جنوبسوی یکی از ناوهای ارتفاعی تاوه پیرا قطبی و امتداد آن به شرق دریای مدیترانه، یک سامانه کم فشار قوی در آن منطقه ایجاد شد. با توسعه این سامانه به شمال دریای سرخ و افزایش سرعت جریانهای جنوبی بخش شرقی آن، نم نسبی مناسب به درون سیستم منتقل شد

و وجود حرکات بالاسوی مناسب و شدید، شرایط بارشهای همرفتی شدید را در غرب ایران فراهم نموده است. بررسی میدان باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در ماه اکتبر سال ۲۰۱۵ نشان داد که در این تراز جت قطبی در امتداد نصف النهار به سوی دریای سیاه و دریای مدیترانه شارش می یابد. در شرق دریای مدیترانه و نوار غربی ایران نیز جت جنب حاره وجود دارد. این جریانها موجب شارش هوای سرد

بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸،

مجله ژئوفیزیک ایران، دوره ۷، شماره ۱، بهار ۱۳۹۲.

4. Angel J. K. Variations and Trends in Tropospheric and Stratospheric Global Temperature, 1958-87. *J. Climate*, 5, 22-29.
5. Angel J. K., and J. Korshover, 1985: Displacement of the North Circumpolar Vortex during El-Nino, 1963-1983. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1627-1630.
6. Angell, J. K., and J. Korshover, 1983: global Temperature variations in the Troposphere and Stratosphere, 1985-1982. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 901-921.
7. Angell, J. K., and J. Korshover, 1992: Relation between 300-mb North Polar Vortex and Equatorial SST, QBO, and Sunspot Number and the Record Contraction of the Vortex in 1988-89. *J. Climate*, 5, 22-29.
8. Baldwin, M. P., and Dunkerton, T. J., 2001, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes: *Science*, 294, 581-584.
9. Black, R. X., McDaniel, B. A., Rabinson, W. A., 2002, Stratosphere-Troposphere Coupling during Spring Onset: *Jornal of Climate*, 19, 4891-4901.
10. Davis, R. E. and S. R. Benkovic, 1992: Climatological Variations in the Northern Hemisphere Circumpolar Vortex in January. *Theor. Appl. Climatol.*, 46, 63-74.
11. Dunkerton, T. J., and D. P. Delisi, 1986; Evolution of Potential Vorticity in the Winter Stratosphere of January-February 1979. *Geophys. Res. Let.*, 91, 1199-1208.
12. Francis, J. A., and S. J. Vavrus. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters* 39, L06801.
13. Haynes, P. H., Marks, C. J., McIntyre, M. E., Shepherd, T. G., and Shine, K. P., 1991, On the downward control of extratropical diabatic circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces: *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(4), 651-679
14. Jones, P. D. 1988: Hemispheric Surface Air Temperature Variations: Recent Trends and an Update to 1987. *J. Climate*, 1, 654-660.
15. Kodera, K., and Kuroda, Y., 2000, Tropospheric and stratospheric aspects of the Arctic Oscillation: *Geophysical Research Letters*, 27, 3349-3352.
16. Leovy, C. B. Sun C. R. Hitchan, M. H., Remsberg E. E., Russell. III. J. M. Gordly. L. L Gille, J. C. and Lyjak L. V. (1985), Transport of Ozone in the Middle Stratosphere: Evidence for Planetary Wave Breaking, *J Atmos. Sci.* 42, 230-244.

قطبی بر روی دریای مدیترانه شده‌اند که همزمان با شارش هوای گرم عرض‌های پایین توسط بادهای جنوبی به همین منطقه شرایط را برای برخورد دو توده هوا با شرایط دمایی بسیار متفاوت را در منطقه مساعد می‌سازد.

نتایج حاصل از بررسی میدان دما در تراز فشاری ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای پایانی ماه اکتبر ۲۰۱۵ نشان داد که در روزهای ۲۷ تا ۳۰ اکتبر مرکز سرد تاوه پیراقطبی مناطق وسیعی از قطب را در بر گرفته است و ناوه‌های این هوای سرد به سمت عرض‌های جنوبی بر روی دریای سیاه، دریای مدیترانه و منطقه سیبری امتداد یافته‌اند.

در روزهای ۲۷ تا ۲۹ اکتبر کم فشار سطح زمین با ناوه ارتفاعی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی دریای مدیترانه منطبق است. در این زمان هوای سرد تاوه پیراقطبی در اثر تغییر نصف‌النهاری بادهای غربی به عرض‌های پائین نفوذ کرده و موجب عمیق‌تر شدن ناوه روی دریای مدیترانه شده است. این شرایط موجب توسعه گردش چرخندی، تاوایی مثبت و امگا منفی و کاهش فشار سطح زمین شده است. شرایطی که همگی حکایت از شکل‌گیری یک سامانه فعال آب و هوایی هستند. این سامانه در حرکت شرق سوی خود نیاز به تغذیه رطوبتی دارد. بخش شرقی گردش چرخندی شکل-گرفته با انتقال گرما و رطوبت از عرض‌های پایین تر به عرض‌های بالاتر موجب تغذیه هرچه بیشتر و بهتر سامانه شکل گرفته گردیده است. وجود همزمان دو سامانه جبهه‌ای که تغذیه انرژی و رطوبت خوبی را فراهم آورده‌اند در کنار ساختار سطحی شرایط بسیار مناسبی را برای وقوع بارش سنگین در منطقه فراهم نموده‌اند.

منابع

۱. سلیمانی دامنه، علی، میر رکنی، سید مجید، بهرامی، مژگان، "نقش تاوه قطبی در زمستان‌های فرین ایران"، مجموعه مقالات کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۳۹۳.
۲. مرادی، حمیدرضا (۱۳۸۰) "تاوه قطبی و اثرات آن بر اقلیم"، مجله نیوار، شماره ۴۲ و ۴۳.
۳. میر رکنی، سید مجید، محب الحججه، علیرضا و احمدی گیوی، فرهنگ، "نقش گردش‌های پوش سپهر در

- Course. J. C Gille and J Visconti, Eds., 313-386.
20. Nash, Eric R., and A. Newman 1996: An Objective Determination of the Polar Vortex Using Ertels Potential Vorticity. *J. Geop. Res.* Vol. 101. No. D5. 9471-9478.
21. Shindell, D. et al. "Solar Cycle Variability, Ozone, and Climate." *Science*. 1999, 284, 305-308. A contribution from the NASA Goddard Institute for Space Studies.
17. McIntyre, M. E. and T. N. Palmer, 1984: The "Surf Zone" in the Stratosphere. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 46, 825-849.
18. McIntyre, M. E., 1988: How Well Do We Understand the Dynamic of Stratosphere Warming? *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 60, 37-65.
19. McIntyre, M. E., 1992: Atmosphere Dynamic: Some Fundamentals with Observational Implication, Proc. International School of Physics "Enrico Fermi" CXV