

بررسی بی‌هنجاری اقلیمی ایران در آبان‌ماه ۱۳۹۰ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس

زکیه علی‌زاده^۱، علیرضا محب‌الحججه^{۲*} و فرهنگ احمدی‌گیوی^۲

۱. دانشجوی دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۹/۱۷، پذیرش نهایی: ۹۵/۷/۲۷)

چکیده

بر اساس آمارهای سازمان هواشناسی ایران به نقل از گزارش انجمن هواشناسی آمریکا در بررسی وضعیت اقلیم جهان در سال ۲۰۱۱، بخش بزرگی از کشور در پاییز ۲۰۱۱ دارای مقادیر چشم‌گیر بی‌هنجاری منفی دما همراه با بی‌هنجاری مثبت بارش در مقایسه با میانگین‌های اقلیم‌شناختی در دوره ۱۹۶۰ تا ۲۰۱۰ میلادی بوده است. سهم عمده در شکل‌گیری این بی‌هنجاری‌ها را حاکمیت یک دوره بلند سرما همراه با بارش در بخش‌های گسترده‌ای از کشور در آبان‌ماه ۱۳۹۰ داشته است. با استفاده از داده‌های بازتحلیل روزانه NCEP/NCAR، میانگین برخی کمیت‌های هواشناسی مهم و همچنین جمله‌های معادله انرژی جنبشی پیچکی در این ماه با میانگین‌های اقلیم‌شناختی متناظر برای دوره بلندمدت ۱۹۵۰-۲۰۱۰ مقایسه شده است. نتایج از حاکمیت دو بندال پی‌درپی در دوره مورد مطالعه، هر کدام با پشته مرکزی روی اروپا و ناوه‌هایی روی اطلس و غرب آسیا نشان دارد. قوی‌تر شدن و گسترش مداری و نصف‌النهاری جت جنوب‌حاره‌ای و هم‌راستایی آن با جت مسیر توفان اطلس در این دوره نیز سبب افزایش انرژی جنبشی پیچکی در منطقه اطلس، شمال آفریقا و ایران شده است. از دیدگاه انرژی، وجود بی‌هنجاری منفی تولید و تبدیل کژفشار و بی‌هنجاری مثبت همگرایی شار کل و شار آزمینگرد روی منطقه ایران نشان‌دهنده آن است که ایران، در آبان‌ماه ۱۳۹۰ گیرنده قوی انرژی جنبشی پیچکی گسیل‌شده از سوی دریاهای مدیترانه و سرخ بوده است.

واژه‌های کلیدی: بندال، بی‌هنجاری، تولید کژفشار، دینامیک بزرگ‌مقیاس، شار آزمینگرد، همگرایی شار کل.

۱. مقدمه

فصلی و ارتباط آنها با دورپیوندهای مطرح، از جنبه‌های مختلف همچون پایش مسئله تغییر اقلیم و پیش‌بینی فصلی اهمیت دارد. تحقیقات زیادی روی بی‌هنجاری‌های اقلیمی رخ داده در مناطق مختلف جهان انجام گرفته است که به چند مورد از آنها اشاره می‌کنیم.

لاتی‌شوا و همکاران (۲۰۰۷) در بررسی سرمای زمستان ۲۰۰۵-۶ سیبری، با مطالعه گردش جو نشان دادند که در این زمستان، بی‌هنجاری منفی قوی دما با گسترش جریان‌های نصف‌النهاری و نفوذ توده هوای سرد به عرض‌های میانی و فرونشینی آن در وردسپهر زیرین همراه بوده است. به باور آنها، شکل‌گیری بی‌هنجاری منفی در میانگین ماهانه دمای سیبری، پس از توسعه امواج بلند در

به رویدادهای جوی شدید که در یک دوره زمانی با تداوم کافی، معمولاً بیش از ده روز، رخ دهند و منجر به ترسالی، خشکسالی، سرما یا گرمای بیش از حد در منطقه خاصی شوند، بی‌هنجاری اقلیمی گفته می‌شود. از جمله عواملی که باعث چنین بی‌هنجاری‌هایی در نقاط مختلف جهان می‌شوند، می‌توان به پدیده‌های کم‌بسامد و الگوهای دورپیوند اشاره کرد که هر یک در زمان، مکان و شرایط خاصی به وقوع می‌پیوندند. این عوامل با تغییراتی که در مشخصه‌های سامانه‌های وضع هوا ایجاد می‌کنند، می‌توانند با گذشت چندین هفته یا ماه بر اقلیم مناطق دورتر نیز به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم اثر بگذارند. شناخت چگونگی شکل‌گیری بی‌هنجاری‌های اقلیمی در مقیاس ماهانه تا

وردسپهر و پوشش سپهر و رخداد گرمایش ناگهانی پوشش سپهر انجام گرفت. هم‌چنین نشان داده شد که نوسان‌ها و آشفتگی‌های جریان مداری، ارتباط نزدیکی با بندهال‌های وردسپهر دارد که نتیجه آن گسترش گردش نصف‌النهاری، نخست در وردسپهر و سپس در پوشش سپهر است.

بررسی توفان‌های برف در ژانویه ۲۰۰۸ در چین (ون و همکاران، ۲۰۰۹) نشان داد که ترکیبی از عوامل و پدیده‌های کم‌بسامد، از جمله جریان جتی جنب‌حاره بر روی خاورمیانه، نوسان شمالگان موسوم به AO (تامپسون و والاس، ۱۹۹۸) و پرفشار جنب‌حاره‌ای غرب آرام و لائینا می‌تواند بر روی دما و بارش مرکز و جنوب چین مؤثر باشند. کروکی - مسپولی و همکاران (۲۰۰۷) ویژگی‌های دینامیکی زمستان ۶-۲۰۰۵ اروپا را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که الگوی غالب در وردایی کم‌بسامد و شکل‌گیری بندهال‌های پی‌درپی با ماندگاری زیاد سبب بی‌هنجاری منفی دما همراه با برف زیاد در این قاره شده است.

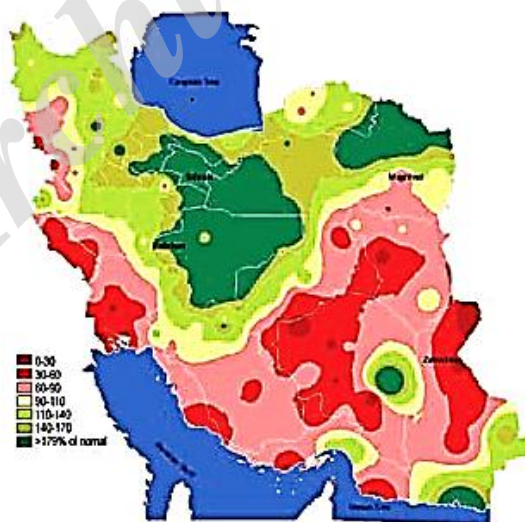
زی‌یین و همکاران (۲۰۰۹) بی‌هنجاری‌های منفی دما و مثبت بارش از ژانویه ۱۹۵۱ تا ۲۰۰۸ در جنوب چین را با تهیه نقشه‌های ترکیبی ۱۲ ژانویه سرد دارای دمای زیربهنجار (زیر نرمال) و ۱۰ ژانویه مرطوب دارای بارش بیشتر از بهنجار مطالعه کردند. آنها به این نتیجه رسیدند که عواملی از قبیل قوی‌تر شدن غیرعادی پرفشار سیبری، بی‌هنجاری‌های باد شمالی در ۸۵۰ هکتوپاسکال، قوی‌تر شدن ناوه شرق آسیا و ضعیف‌تر شدن جریان جتی شرق آسیا در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، در پیدایش بی‌هنجاری‌های منفی دما مشارکت داشته‌اند. از سوی دیگر، شرایط جوی مطلوب برای زمستان پربارش در جنوب چین شامل ضعیف‌تر شدن ناوه شرق آسیا، قوی‌تر شدن غیرعادی جریان جتی خاورمیانه، ضعیف‌تر شدن جریان جتی شرق آسیا در ۲۰۰ هکتوپاسکال و بی‌هنجاری‌های باد جنوبی در

وردسپهر میانی و زیرین بوده است.

مطالعات اخیر در ایران که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود، نیز نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌های اقلیم ایران می‌تواند به شدت، مستقیم یا غیرمستقیم، تحت تأثیر سامانه‌های گردش جوی باشد که در مناطق سیبری، اطلس - اروپا، غرب آسیا، اقیانوس هند و حتی مناطق دورتر، مثل اقیانوس آرام و مناطق قطبی رخ می‌دهد. حسین‌پور (۱۳۸۸) عوامل مؤثر در بی‌هنجاری سرد خاورمیانه در زمستان ۸-۲۰۰۷ را وجود ناوه عمیق و هوای سردتر از بهنجار روی دریای خزر و شرق آن در کل زمستان، افزایش و گسترش چشم‌گیر منطقه کثرفشاری تا جنوب ایران، قوی‌تر شدن و گسترش شرق سو و شمال‌سوی جت جنوب‌غرب آسیا، استقرار فاز مثبت نوسان اطلس شمالی و فاز مثبت دورپیوند شرق اطلس - غرب روسیه موسوم به EA-WR (بارنستون و لایوزی، ۱۹۸۷؛ مقصودی فلاح، ۱۳۹۲) عنوان کرد. محمدآبادی کمرئی (۱۳۹۰) با بررسی بی‌هنجاری گرم زمستان ۱۰-۲۰۰۹ و مقایسه آن با سرمای بی‌هنجار زمستان ۸-۲۰۰۷ از دو دیدگاه دینامیکی و انرژی، به این نتیجه رسید که معکوس شدن مکان بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی دما نسبت به زمستان ۸-۲۰۰۷، استقرار فاز منفی نوسان اطلس شمالی، فاز منفی نوسان شمالگان (AO)، فاز گرم دورپیوند آرام - آمریکای شمالی (PNA) و شاخص منفی نوسان جنوبی (SOI) متناظر با برقراری النینو، از جمله عوامل مؤثر بر گرمای بی‌هنجار زمستان ۱۰-۲۰۰۹ هستند. هر دو مطالعه حسین‌پور و همکاران (۱۳۹۱) و محمدآبادی کمرئی (۱۳۹۰) به خوبی کارکرد دیدگاه انرژی را در شناخت دو مسیر توفان اثرگذار اطلس شمالی و مدیترانه و بی‌هنجاری‌های اقلیمی آن‌ها در مقیاس‌های ماهانه و فصلی آشکار کرده‌اند. عباس‌زاده اقدم و همکاران (۱۳۹۳) به بررسی رابطه حالت تاوه قطبی شمالگان با اقلیم سطحی در منطقه جنوب‌غرب آسیا پرداختند. آنها نشان دادند که تعداد رویدادهای سرد در وردسپهر زیرین به‌طور معناداری در

مختلف از همدیدی، ماهانه، فصلی و بلندتر یافت. پس از نگاه فوق به مواردی از بی‌هنجاری‌های اقلیمی و عوامل مؤثر بر آنها، به موضوع پژوهش حاضر می‌پردازیم. طبق گزارش سازمان هواشناسی کشور به نقل از کتاب بررسی وضعیت اقلیم جهانی در سال ۲۰۱۱ منتشر شده از سوی انجمن هواشناسی آمریکا (بلوندن و آرنه، ۲۰۱۲)، میانگین دمای سطح در کشور در پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) ۲۰۱۱ حدود ۲ تا ۴ درجه سانتی‌گراد کمتر از میانگین بلندمدت و بارش پاییز در بخش بزرگی از کشور، به‌ویژه در نیمه مرکزی تا شمال و شمال‌شرق، به مراتب بیش از مقدار بهنجار فصل بوده است (شکل ۱). از آنجا که بخش عمده این بی‌هنجاری فصلی ناشی از یک دوره بلند حاکمیت هوای سرد همراه با بارش چشم‌گیر برف و باران در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (از ۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر ۲۰۱۱) بوده است، هدف پژوهش حاضر بررسی عوامل دینامیکی مؤثر بر بی‌هنجاری دما و بارش کشور در این ماه است. بررسی جداگانه وضعیت در هریک از ماه‌های میلادی اکتبر و نوامبر در کار علی‌زاده (۱۳۹۲) ارائه شده است.

حالت تاوه قطبی قوی بیشتر از حالت تاوه قطبی ضعیف است. در همین رابطه، اسبقی (۱۳۹۳) نشان داد که توزیع انرژی جنبشی پیچکی در وردسپهر با فاز نوسان شبه‌دوسالانه موسوم به QBO در ارتباط است. به‌طور کلی در ماه‌های نوامبر و دسامبر، در مقایسه با فاز شرقی، برقراری فاز غربی با شرایط مساعدتر برای گذر سامانه‌های همدیدی در وردسپهر بر روی کشور متناظر است. میررکنی و همکاران (۱۳۹۲) گردش‌های پوشن‌سپهر در بی‌هنجاری‌های زمستان ۱۳۸۶ (۸-۲۰۰۷) و ۱۳۸۸ (۱۰-۲۰۰۹) را بررسی کرده و به این نتیجه رسیدند که بی‌هنجاری سرد ۱۳۸۶ همراه با تاوه قطبی قوی و رخداد گرمایش ضعیف بوده است؛ ولی در زمستان ۱۳۸۸، حضور تاوه قطبی ضعیف، گرمایش زودرس و انتقال الگوی دوقطبی دما به عرض‌های بالاتر در بروز بی‌هنجاری گرم در منطقه‌ای شامل ایران سهم داشته است. مروری بر تأثیرات پوشن‌سپهر بر جریان‌های جتی و مسیرهای توفان وردسپهر در مطالعه کیدستون و همکاران (۲۰۱۵) ارائه شده است که در آن می‌توان مبانی نظری ارتباط‌های پوشن‌سپهر و وردسپهر را در مقیاس‌های زمانی



شکل ۱. توزیع بی‌هنجاری بارش فصل پاییز (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) سال ۲۰۱۱ برحسب درصد برگرفته از گزارش سازمان هواشناسی کشور (بلوندن و آرنه، ۲۰۱۲).

جغرافیایی ۲۰ درجه تا ۹۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۹۰ درجه غربی تا ۹۰ درجه شرقی در نظر گرفته شده است. معادله گرایش زمانی EKE برای واحد جرم، با استفاده از معادله تکانه افقی به دست آمده و به صورت رابطه (۱) نوشته می شود (چنگ، ۲۰۰۱):

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}K + \mathbf{v}'\phi') - \omega'\alpha' - \mathbf{v}' \cdot (\mathbf{v}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{v}} + \mathbf{v}' \cdot (\mathbf{v}'_3 \cdot \nabla_3) \mathbf{v}' - \frac{\partial}{\partial p} \omega K - \frac{\partial}{\partial p} \omega' \phi' + \text{Res} \quad (1)$$

که در آن علامت "-" میانگین زمانی (در اینجا میانگین ماهانه)، علامت پریم معرف انحراف از میانگین ماهانه (مؤلفه پیچکی)، \mathbf{v} سرعت افقی، ω سرعت قائم، ϕ ژئوپتانسیل و α حجم ویژه است. در این رابطه، بردارها و عملگرها در سه بعد با اندیس ۳ و در افق بدون اندیس نشان داده شده اند. اندیس a نشان دهنده مؤلفه باد آزمینگرد است و عبارت Res نیز به منزله باقی مانده، شامل اثراتی از قبیل مالش و خطای ناشی از درونیایی است. جمله اول سمت راست رابطه (۱) شامل همگرایی شار فرارفتی انرژی و شار آزمینگرد است که مجموع آنها شار انرژی کل نامیده می شود. در مناطقی که هر یک از این دو کمیت دارای مقادیر مثبت (منفی) باشند، همگرایی (واگرایی) انرژی رخ می دهد و اثر مثبت (منفی) بر مقدار انرژی جنبشی پیچکی دارند. جمله دوم مربوط به تبدیل کژفشار است که تبدیل انرژی پتانسیل دسترس پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی را نشان می دهد. جمله های سوم و چهارم نشانگر تبدیل فشارورد هستند که از طریق آنها انرژی جنبشی میان پیچک و حالت میانگین شاره تبادل می شود. جمله پنجم نشان دهنده همگرایی قائم فرارفت انرژی جنبشی پیچکی و جمله ششم معرف شار قائم انرژی است.

علاوه بر جمله های مهم رابطه (۱)، تولید کژفشار پتانسیل دسترس پذیر پیچکی است (ن.ک. چنگ و

ساختار مقاله بدین شرح است؛ در قسمت دوم، داده ها و روش کار ارائه می شود. قسمت سوم، ابتدا نگاهی اجمالی بر وضعیت شاخص های مهم بزرگ مقیاس دارد و پس از آن به تحلیل همدیدی برخی از کمیت های مهم در وردسپهر زیرین، میانی و زیرین پرداخته می شود. بخش اصلی نتایج، مربوط به ارائه دیدگاه انرژی است که می تواند به تعیین سازوکارهای درگیر در این بی هنجاری کمک کند. قسمت چهارم به جمع بندی نتایج مهم مقاله اختصاص دارد.

۲. داده ها و روش کار

در این پژوهش از داده های بازتحلیل مراکز ملی پیش بینی های محیطی - مرکز ملی پژوهش های جوی (NCEP/NCAR) (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶)، با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه در دو راستای مداری و نصف النهاری و تفکیک زمانی ۶ ساعته برای ترازهای مختلف در راستای قائم مربوط به ۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر ۲۰۱۱ (آبان ۱۳۹۰) استفاده شده است. این داده ها شامل فشار سطح دریا، دما، ارتفاع ژئوپتانسیلی و مؤلفه های افقی باد در ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰، ۳۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال هستند. داده های به کار رفته برای محاسبه جمله های معادله گرایش زمانی "انرژی جنبشی پیچکی" موسوم به EKE (چنگ، ۲۰۰۱) نیز شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، دما، مؤلفه های مداری و نصف النهاری سرعت باد، سرعت قائم فشاری و هم چنین دمای بالقوه (پتانسیلی) در سطوح فشاری است که با استفاده از داده های دما تعیین شده است. در این بخش از کار، داده های NCEP/NCAR ابتدا بر روی سطوح فشاری با فاصله ۱۰۰ هکتوپاسکال از تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال تعیین می شود. برای بررسی از دیدگاه انرژی، EKE و جمله های مهم مؤثر بر تغییر آن شامل تبدیل کژفشار، جمله اول تبدیل فشارورد و همگرایی شار کل و شار آزمینگرد محاسبه شده است. محدوده مورد بررسی از عرض

معمول جوی می‌گذارد. بدین ترتیب، شاخص بندال می‌تواند همانند یک شاخص فرایابی در تعیین شدت نسبی رژیم‌های بزرگ‌مقیاس در هر دو نیمکره، در ناحیه بندال به کار رود. بنابر طبقه‌بندی وایدنمن و همکاران (۲۰۱۲)، بندال‌های ضعیف شاخص کوچک‌تر از ۲، بندال‌های با شدت متوسط شاخصی بین ۲ و ۴/۳، و بندال‌های قوی شاخص بزرگ‌تر از ۴/۳ دارند.

۳. نتایج

۳.۱. شاخص‌های بزرگ‌مقیاس

در ابتدا وضعیت کلی برخی از شاخص‌های بزرگ‌مقیاس مؤثر بر حالت و گردش جو شامل میانگین ماهانه شاخص‌های NAO، AO و SOI را در سال ۲۰۱۱ ارائه می‌دهیم (جدول ۱). طی ماه‌های گذر از تابستان به پاییز سال ۲۰۱۱، شاخص‌های NAO و AO هر دو از منفی به مثبت تغییر کرده و تا پایان سال ۲۰۱۱ همچنان افزایش یافته‌اند. متناظر با این مقادیر، طی پاییز سال ۲۰۱۱، تاوه قطبی شمالگان در حالت قوی بوده است (عباس‌زاده اقدم و همکاران، ۱۳۹۳). به‌علاوه، در ماه‌های نوامبر و دسامبر ۲۰۱۱، QBO در فاز غربی قرار داشته است. شاخص نوسان جنوبی (SOI) نیز از مقادیر بزرگ مثبت در ابتدای سال ۲۰۱۱ به مقادیر کوچک مثبت در ماه‌های مه و ژوئن افت کرده و سپس دوباره به سوی پاییز مقادیر بزرگ خود را بازیافته است. متناظر با این مقادیر مثبت SOI، پدیده لانینا روی اقیانوس آرام حاکمیت داشته است. براساس مطالعات نصرافهانی و همکاران (۲۰۱۱) در مورد NAO، عباس‌زاده اقدم و همکاران (۱۳۹۳) در مورد AO و اسبقی (۱۳۹۳) در مورد QBO می‌توان گفت که شرایط مساعد برای افزایش احتمال شکل‌گیری رویدادهای بی‌هنجار منفی دما در منطقه ایران وجود داشته است.

همکاران، ۲۰۰۲ و نصرافهانی و همکاران، ۲۰۱۱)، نیز محاسبه شده است. در اینجا، θ دمای بالقوه (پتانسیلی) و Θ میانگین زمانی و افقی دمای بالقوه بر روی کل شبکه بوده که فقط تابعی از فشار است. سایر کمیت‌ها و نمادها همان معنای به کار رفته در رابطه (۱) را دارند. لازم به ذکر است که همه کمیت‌های انرژی در راستای قائم میان ترازهای ۱۰۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال میانگین‌گیری شده‌اند و بنابراین آنچه در قسمت ۳-۲ ارائه خواهد شد، میانگین قائم کمیت‌های تعیین‌کننده وضعیت EKE است.

برای انجام تحلیل هم‌دیدگی و انرژی، میانگین کمیت‌های هواشناختی و جمله‌های انرژی در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (از ۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر سال ۲۰۱۱) با میانگین بلندمدت آن‌ها با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR از سال ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۰ مقایسه و مقادیر بی‌هنجاری برای این کمیت‌ها محاسبه شده است. از اینجا به بعد، به میانگین بلندمدت ماه آبان هر کمیت برای دوره ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۰ با عنوان "میانگین اقلیم‌شناختی" ارجاع داده می‌شود. به‌علاوه، برای ارجاع به میانگین‌های متناظر برای ماه آبان ۱۳۹۰ از عنوان "میانگین ماهانه" استفاده می‌شود.

از آنجا که در آبان‌ماه ۱۳۹۰ دو بندال پی‌درپی از نوع امگا رخ داده است و وضعیت و شارش‌های معمول جوی در منطقه مورد مطالعه را تحت تاثیر قرار داده، در این پژوهش آثار این دو بندال نیز بررسی شده است. در ادامه از روش شناسایی و محاسبه شدت رخداد بندال برمبنای شاخصی که وایدنمن و همکاران (۲۰۰۲) برای بندال ارائه داده‌اند، استفاده می‌شود. جزئیات شاخص را می‌توان در کار فهیمی و همکاران (۱۳۹۲) یافت. مقدار عددی این شاخص بین ۱ تا ۱۰ قرار می‌گیرد، به‌طوری که هرچه شاخص به ۱۰ نزدیک‌تر باشد، شارش جوی بیشتر منحرف شده و در نتیجه بندال تأثیر بیشتری بر روی جریان‌های

جدول ۱. وضعیت چند الگوی دورپیوند در سال ۲۰۱۱ (برگرفته از وبگاه NOAA).

۲۰۱۱	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
NAO	-/۸۸	/۷۰	/۶۱	۲/۴۸	-/۰۶	-۱/۲۸	-۱/۵۱	-۱/۳۵	/۵۴	/۳۹	۱/۳۶	۲/۵۲
AO	-۱/۶۸	۱/۵۷	۱/۴۲	۲/۲۷	-/۰۳	-/۸۵	-/۴۷	-۱/۰۶	/۶۶	/۸۰	۱/۴۵	۲/۲۲
ENSO(SOI)	۲/۳	۲/۷	۲/۵	۱/۹	۰/۴	۰/۲	۱/۰	۰/۴	۱/۰	۰/۸	۱/۱	۲/۵

۳.۲. تحلیل همدیدی

۳.۲.۱. میانگین‌های ماهانه و اقلیم‌شناختی کمیت‌های هواشناختی

در این قسمت با مقایسه میانگین ماهانه برخی از میدان‌های مهم هواشناختی در وردسپهر زیرین (دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال)، میانی (ارتفاع ژئوپتانسیلی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) و زیرین (تندی باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و تاوایی نسبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال) با میانگین اقلیم‌شناختی، به بررسی وضعیت جو در مقیاس همدیدی پرداخته می‌شود.

مقایسه میانگین ماهانه دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی با میانگین اقلیم‌شناختی آن‌ها در هریک از ترازهای فشاری وردسپهر به خوبی نشان می‌دهد که در آبان‌ماه ۱۳۹۰ الگوی گردش در منطقه اروپا و غرب آسیا مؤلفه بزرگ نصف‌النهاری داشته است. در اینجا، برای نمونه، میدان دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی می‌شود. شکل‌های ۲-الف و ۲-ب مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نشان می‌دهند که در آبان‌ماه ۱۳۹۰ ناوه غرب اطلس تقویت شده و ضمن حرکت شرق‌سو، به سمت عرض‌های پایین‌تر نیز جابه‌جا شده است. به طور کلی به علت وجود آب‌های گرم گلف استریم در غرب و در نیمه شمالی اقیانوس اطلس، در سطح سامانه کم‌فشار و در سطوح زیرین ناوه ارتفاعی تشکیل می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴) و وجود این ناوه به صورت ضعیف در الگوی میانگین اقلیم‌شناختی ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به چشم می‌خورد.

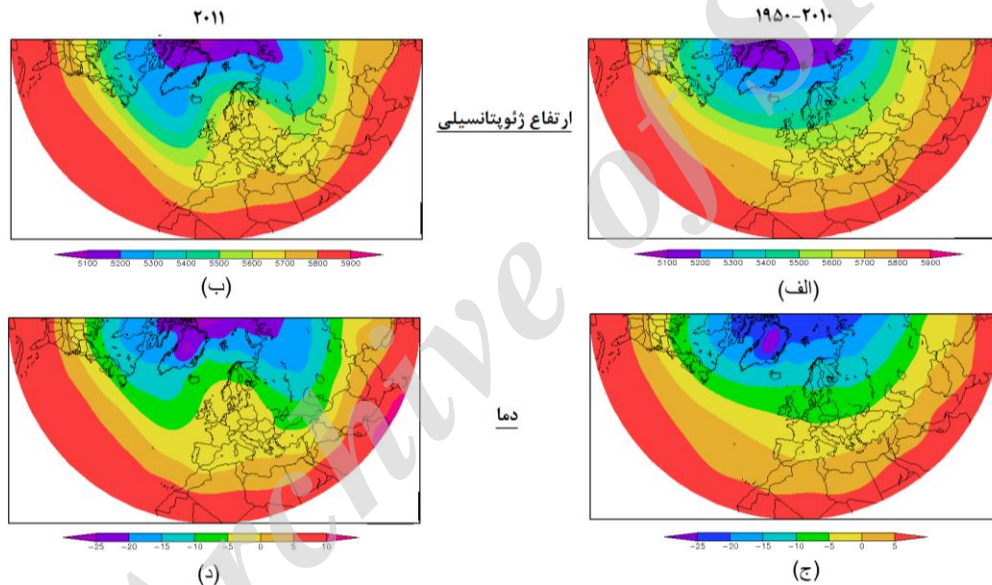
هم‌چنین با عمیق‌تر شدن ناوه و امتداد جریان‌سوی آن به سمت جنوب‌شرق، پشته واقع بر روی شرق اطلس و شمال‌غرب اروپا عمیق‌تر شده و ضمن جابه‌جایی به سمت شرق، به عرض‌های بالاتر کشیده شده و کاملاً بر روی اروپا قرار گرفته است. این الگوی موجی، باعث ایجاد دو ناوه در سمت شرق و غرب پشته روی اروپا شده و بن‌دال امگا را پدید آورده است.

بررسی تحول میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای آبان‌ماه، نشان‌دهنده رخداد دو بن‌دال در این ماه است که هر دو مورد از نوع امگا، اما با شدت و طول عمر متفاوت است. اولین سامانه بن‌دالی که با مقدار شاخص ۴/۰۳ در حد بالای بن‌دال‌های با شدت متوسط در طبقه‌بندی وایدنمن و همکاران (۲۰۰۲) قرار دارد، از روز اول آبان همراه با هسته پُراارتفاع روی اروپا و دو ناوه واقع در شرق و غرب هسته آن، شکل می‌گیرد. در روز سوم، پشته مرکزی روی اروپا به ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل‌متر و دو ناوه در سمت شرق و غرب آن به ترتیب با ارتفاع‌های ۵۴۰۰ و ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل‌متر به بیشینه تقویت خود می‌رسند (شکل ۳-الف) و این تغییر تا روز پنجم ادامه دارد. در برخی از روزها، ناوه شکل‌گرفته روی دریاهای سیاه و مدیترانه تا شمال‌شرق آفریقا هم کشیده شده است. در روز یازدهم، سامانه بن‌دالی دوم از نوع امگا با مقدار شاخص ۴/۴۲ دارای شدت قوی بنا بر طبقه‌بندی وایدنمن و همکاران (۲۰۰۲) دیده می‌شود. این بن‌دال با هسته مرکزی روی اروپا شروع به شکل‌گیری کرده و زبانه پُراارتفاع آن تا شمال اروپا گسترش دارد. در روز بیست‌ویکم که بن‌دال به اوج فعالیت خود می‌رسد (شکل ۳-ب)، هسته مرکزی

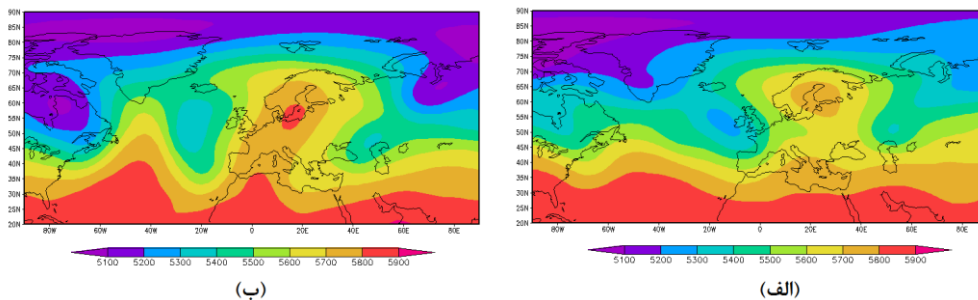
اقلیم‌شناختی آن (شکل ۲-ج) نیز نشان می‌دهد که همبسته با پشته ارتفاعی، پشته دمایی، پشته دمای روی اروپا بوده است و بیانگر فرارفت هوای گرم از عرض‌های پایین به سمت شمال اروپا است. در منطقه مورد مطالعه، دو ناوه بلند دامنه هم، یکی در شرق اقیانوس اطلس و دیگری در غرب آسیا، مستقر هستند که موقعیت مکانی آنها ارتباط تنگاتنگی با پیدایش بی‌هنجاری اقلیمی کشور دارد. قوی‌تر بودن ناوه غرب اقیانوس اطلس، بیانگر قوی‌تر بودن کم‌فشار ایسلند بوده و ناشی از وجود فازهای مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) و نوسان شمالگان (AO) است که از بیش از یک ماه قبل از وقوع بی‌هنجاری در آبان‌ماه حاکم بوده‌اند (جدول ۱).

پراارتفاع آن با پربند بسته ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر روی دریای بالتیک قرار می‌گیرد و ناوه غرب آن در مرکز اطلس و ناوه شرق آن در شمال دریای سیاه، هر دو دارای پربند بسته ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر هستند.

در بعضی از روزها، ناوه غرب اطلس تا شمال‌غرب آفریقا نیز ادامه دارد. این بندال دارای طول عمری حدود شانزده روز است و از بیست‌وهفتم آبان، به سمت میرا شدن می‌رود. اثر دو بندال فوق‌به‌خوبی در الگوی میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۲-ب) دیده می‌شود. مقایسه میانگین میدان دمای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در آبان‌ماه (شکل ۲-د) با میانگین



شکل ۲. (الف) و (ب) به ترتیب میانگین اقلیم‌شناختی و میانگین ماهانه میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۱۰۰ gpm)؛ (ج) و (د) به ترتیب میانگین اقلیم‌شناختی و میانگین ماهانه میدان دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۵ درجه سلسیوس).



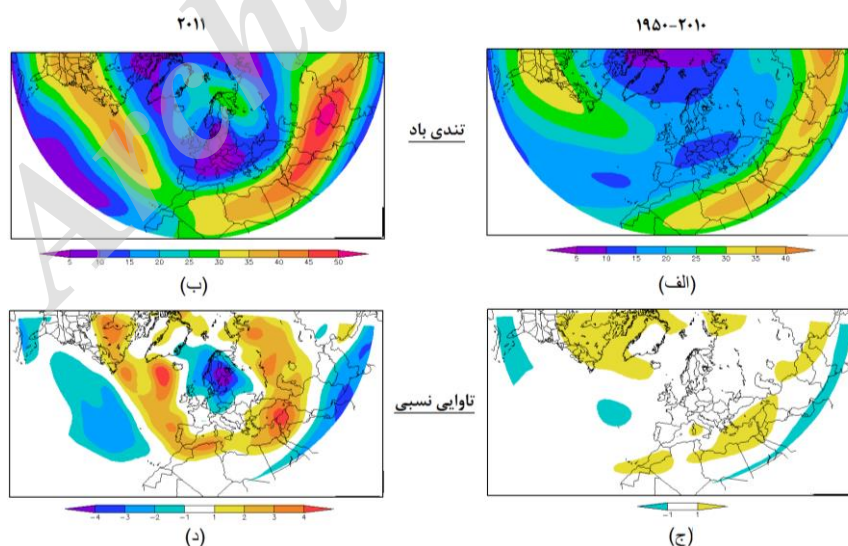
شکل ۳. میدان ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای سوم (شکل الف- بندال اول) و بیست‌ویکم (شکل ب- بندال دوم) آبان ۱۳۹۰.

ثانیه در مقایسه با میانگین اقلیم‌شناختی قوی‌تر شده و در حرکت خود به سمت جنوب غرب آسیا، بخش‌های شرقی ایران را با سرعت حدود ۵۵ متر بر ثانیه دربر گرفته است. این نتایج با آنچه نصرافهانی و همکاران (۲۰۱۱) مبنی بر قوی‌تر بودن جت جنب‌حاره در زمان حاکمیت فاز مثبت NAO بیان کرده‌اند، همخوانی دارد.

برای شناخت وضعیت گردش در وردسپهر زبرین، در اینجا به بررسی تاوایی نسبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال پرداخته می‌شود. مقایسه میدان میانگین ماهانه تاوایی نسبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-د) با میانگین اقلیم‌شناختی آن (شکل ۴-ج) بیانگر افزایش فعالیت چرخندی در کمربندی گذرنده از قسمت‌های شمالی ایران است که از شرق تا غرب اقیانوس آرام و از غرب با گذر از شمال آفریقا و منطقه مدیترانه تا غرب اقیانوس اطلس کشیده شده است. این کشیدگی در راستای غرب با هم‌راستایی جت جنب‌حاره و جت مسیر توفان اطلس در شکل ۴-ب همخوانی دارد. بر روی شمال غرب اروپا در منطقه فعالیت پشته بندال، تاوایی نسبی کاهش محسوسی حدود 4×10^{-5} بر ثانیه در مقایسه با میانگین اقلیم‌شناختی دارد.

هم‌چنین در سطوح زیرین گسترش زبانه‌ای پرفشار در آسیای مرکزی (شکل نشان داده نشده) به سمت غرب، در ایجاد ناوه و فرارفت هوای سرد بر روی قسمت‌هایی از شمال ایران به سوی غرب تا دریای سیاه سهم داشته است. بنابراین گرادیان‌های شدید دمایی و ارتفاعی و در نتیجه کزفشاری ایجاد شده روی این مناطق، می‌تواند توضیح‌دهنده وضعیت مساعد برای ناپایداری در نیمه مرکزی و شمالی ایران باشد.

برای بررسی جریان‌های جتی، در اینجا از میدان میانگین تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده می‌شود. از مقایسه میانگین ماهانه تندی باد (شکل ۴-ب) با میانگین اقلیم‌شناختی آن (شکل ۴-الف) دیده می‌شود که هسته جت واقع در غرب اقیانوس اطلس، حدود 10 ms^{-1} در مقایسه با میانگین اقلیم‌شناختی آن افزایش داشته است؛ در عین حال، زبانه‌های این جت به سمت جنوب شرق گسترش یافته، به طوری که به بخش ورودی جت جنب‌حاره‌ای در شمال غرب آفریقا نزدیک شده است. اما در الگوی اقلیم‌شناختی، جت اطلس به سمت غرب اروپا گسترش دارد. هسته جت جنب‌حاره‌ای نیز حدود ۱۰ متر بر



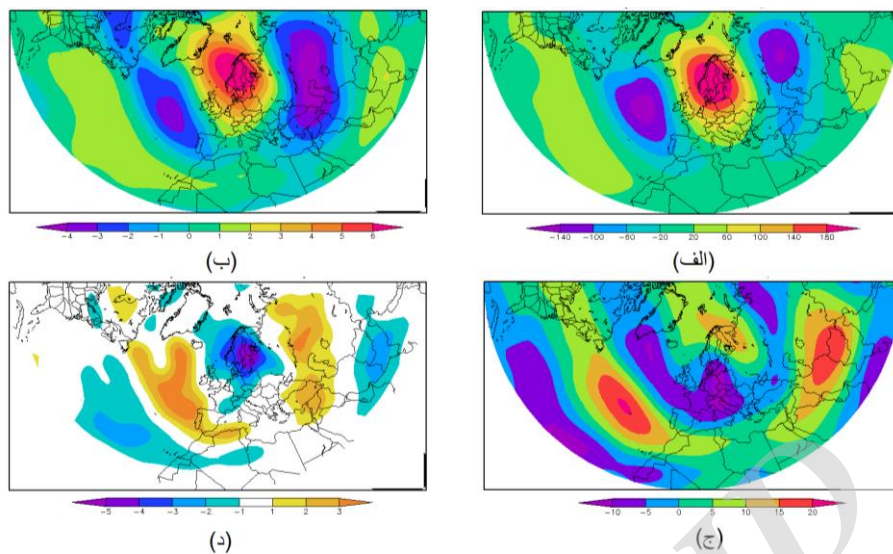
شکل ۴. (الف) و (ب) به ترتیب میانگین اقلیم‌شناختی و میانگین ماهانه میدان تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۵ متر بر ثانیه)؛ (ج) و (د) به ترتیب میانگین اقلیم‌شناختی و میانگین ماهانه میدان تاوایی نسبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (با بازه 1×10^{-5} بر ثانیه).

عرض‌های بالاتر است. این بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی پی‌درپی، از یک‌سو، بیانگر الگوی بندال‌امگایی است که پیش‌تر توضیح داده شد و از سوی دیگر، یادآور الگوی فاز مثبت دورپیوند EA-WR (به شکل ۳-۶ در کار مقصودی‌فلاح، ۱۳۹۲ مراجعه شود) است.

در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-ج)، بیشینه بی‌هنجاری مثبت تندی باد در بخش‌های وسیعی از ایران، حدود ۱۴ متر بر ثانیه است که تأییدی بر شدیدتر بودن گرادیان نصف‌النهاری دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی در آبان‌ماه ۱۳۹۰ در مقایسه با میانگین اقلیم‌شناختی است. هم‌چنین بی‌هنجاری تندی باد در نواری کشیده شده از شمال‌غرب آفریقا تا شمال‌شرق کشور آمریکا بر فراز اطلس شمالی حدود ۱۴+ متر بر ثانیه است. در شمال اروپا و جنوب‌شرق تا جنوب‌غرب آسیا نیز بی‌هنجاری تندی باد مثبت است. بی‌هنجاری مثبت تندی باد در جنوب‌غرب آسیا، به خصوص ایران، و امتداد آن تا مدیترانه نشان‌دهنده افزایش شدت جت جنب‌حاره‌ای در این مناطق نسبت به میانگین اقلیم‌شناختی است. قوی‌تر بودن جریان جتی جنب‌حاره‌ای با استقرار فاز مثبت NAO و فاز مثبت EA-WR (شکل ۴-۵ مقصودی‌فلاح، ۱۳۹۲) هماهنگ است و می‌تواند بیانگر کژفشاری بیشتر جو در این ناحیه باشد که در نهایت سبب شکل‌گیری سامانه‌های چرخندی بیشتر و قوی‌تر می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴). در جنوب اروپا و جنوب‌غرب مدیترانه، بی‌هنجاری تندی باد کوچک‌تر از ۸- متر بر ثانیه است. الگوی بی‌هنجاری تاوایی نسبی تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۵-د) نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی تاوایی در شمال و جنوب هسته‌های جت جنب‌حاره‌ای وجود دارد. در شمال دریای خزر، غرب ایران، شرق مدیترانه، جنوب‌غرب مدیترانه و اقیانوس اطلس تا جنوب گرینلند، بی‌هنجاری تاوایی مثبت بوده و در اروپا و جنوب‌شرق آسیا، بی‌هنجاری تاوایی منفی است.

قوی‌تر شدن بیشینه تاوایی روی اقیانوس اطلس می‌تواند ناشی از قوی‌تر شدن کم‌فشار ایسلند یعنی فاز مثبت NAO باشد. بیشینه تاوایی در شرق مدیترانه، اقیانوس اطلس و جنوب گرینلند، حدود 5×10^{-5} بر ثانیه است؛ در حالی که تاوایی در این مناطق در میانگین اقلیم‌شناختی حدود 5×10^{-5} بر ثانیه است.

۳.۲. بی‌هنجاری کمیت‌های هواشناختی در آبان‌ماه ۱۳۹۰ مطابق شکل ۵-الف، در مناطقی از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که بی‌هنجاری مثبت (منفی) ارتفاع ژئوپتانسیلی وجود دارد، در ترازهای پایین‌تر از آن بی‌هنجاری مثبت (منفی) دما (شکل ۵-ب) دیده می‌شود. این امر که در تمام وردسپهر به خوبی دیده می‌شود، حکایت از ساختار فشارورد هم‌ارز میانگین اقلیم‌شناختی بی‌هنجاری‌ها دارد. بدین ترتیب در ترازهای ۵۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال، بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در شمال دریای خزر، دریای سیاه و قسمتی از دریای مدیترانه، منفی است. منفی بودن بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در گرینلند و ایسلند و مثبت بودن آن در میانه اطلس یا منطقه پرفشار آزرورز، هماهنگ با برقرار بودن فاز مثبت NAO و AO است. بی‌هنجاری منفی ارتفاع و دما روی روسیه، شمال ایران، دریای سیاه و شرق دریای مدیترانه نیز می‌تواند همبسته با قوی‌تر شدن پرفشار در آسیای مرکزی و گسترش زبانه‌ای از آن به سمت جنوب‌غرب آسیا همراه با فرارفت هوای سرد به این مناطق انجام گرفته باشد. بی‌هنجاری دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال در شمال ایران به منفی ۴ درجه سلسیوس و بی‌هنجاری ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این مناطق به کمتر از منفی ۸۰ ژئوپتانسیل‌متر رسیده است. در شمال‌شرق قاره‌های آسیا و آمریکا، بی‌هنجاری مثبت ارتفاع و دما حاکم است که دلیل وجود این وضعیت در شمال‌شرق آمریکا، انتقال هسته جت قطبی و هم‌چنین هوای گرم به



شکل ۵. بی‌هنجاری‌های: (الف) ارتفاع ژئوپتانسیلی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۴۰ ژئوپتانسیل‌متر)، (ب) دما در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۱ درجه سلسیوس)، (ج) تندی باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال (با بازه ۵ متر بر ثانیه)، (د) تاوایی نسبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال (با بازه 1×10^{-5} بر ثانیه).

که با گسترش جنوب‌سو حول مکان دو بندال ماه آبان (شکل ۳) در غرب دریای سیاه قرار می‌گیرد.

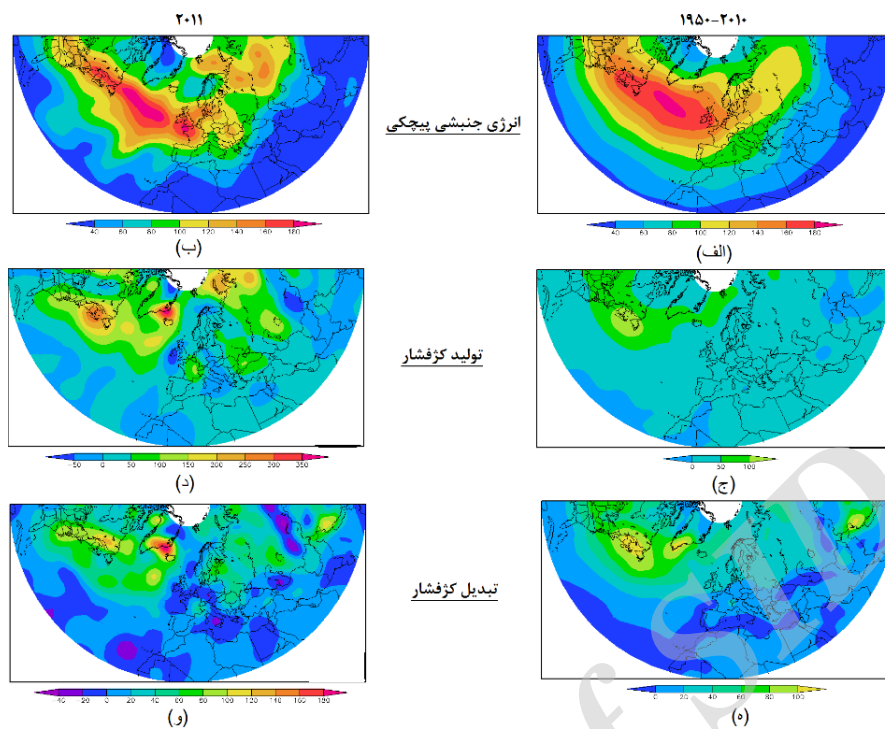
۳.۳.۲. تولید کژفشار

جمله تولید کژفشار، بیانگر تبدیل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر مداری به انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی است. این جمله به منزله منبع اصلی تغذیه برای شکل‌گیری، انتشار و نیز تکوین جریان‌سوی امواج عمل می‌کند. در حالی که در میانگین اقلیم‌شناختی (شکل ۶-ج) فقط یک بیشینه در غرب اطلس متناظر با منطقه تولید امواج کژفشار مسیر توفان اطلس دیده می‌شود، در میانگین ماهانه (شکل ۶-د) علاوه بر بیشینه‌های موجود بر روی اطلس، بیشینه‌های دیگری روی اروپا و آسیا در شرق فرانسه، غرب دریای سیاه و شمال شرق دریای خزر وجود دارد. در این میان، بیشینه شکل‌گرفته در غرب دریای سیاه با توان تغذیه انرژی برای سامانه‌های همدیدی در نیمه شمالی ایران حائز اهمیت ویژه است.

۳.۳.۳. تحلیل از دیدگاه انرژی

۱.۳.۳.۱. انرژی جنبشی پیچکی

به‌طور کلی، بیشینه انرژی جنبشی پیچکی بر روی مسیرهای توفان که دارای بیشینه فعالیت پیچکی هستند، قرار دارد (چنگ و همکاران، ۲۰۰۲). بنابراین همان‌طور که در شکل‌های ۶-الف و ۶-ب دیده می‌شود، بیشینه انرژی جنبشی پیچکی روی مسیر توفان اطلس و در مرکز اطلس بوده و کمینه آن در مناطق خشکی، به خصوص شرق آسیا واقع است. در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (شکل ۶-ب)، در میانه اطلس، هسته انرژی جنبشی پیچکی نسبت به میانگین اقلیم‌شناختی، گسترش مداری بیشتری پیدا کرده است. انرژی جنبشی پیچکی روی اروپا ضمن تقویت به دو شاخه تقسیم شده است که یکی از این دو شاخه، شاخه شمالی، مسیر معمول توفان به سمت شمال اروپا را طی می‌کند و دیگری به سمت عرض‌های پایین‌تر و شمال مدیترانه جریان دارد که با گسترش استواسوی جریان جتی اطلس در این زمان (شکل ۶-ب) در تطابق است. شاخه شمالی در انتها به‌نظر می‌آید



شکل ۶. میانگین‌های آبان‌ماه جملات انرژی برای دوره بلندمدت و سال ۲۰۱۱؛ (الف) و (ب) انرژی جنبشی پیچکی (با بازه $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$)، (ج) و (د) تولید کثرفشار (با بازه $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$)، (ه) و (و) تبدیل کثرفشار (با بازه $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$).

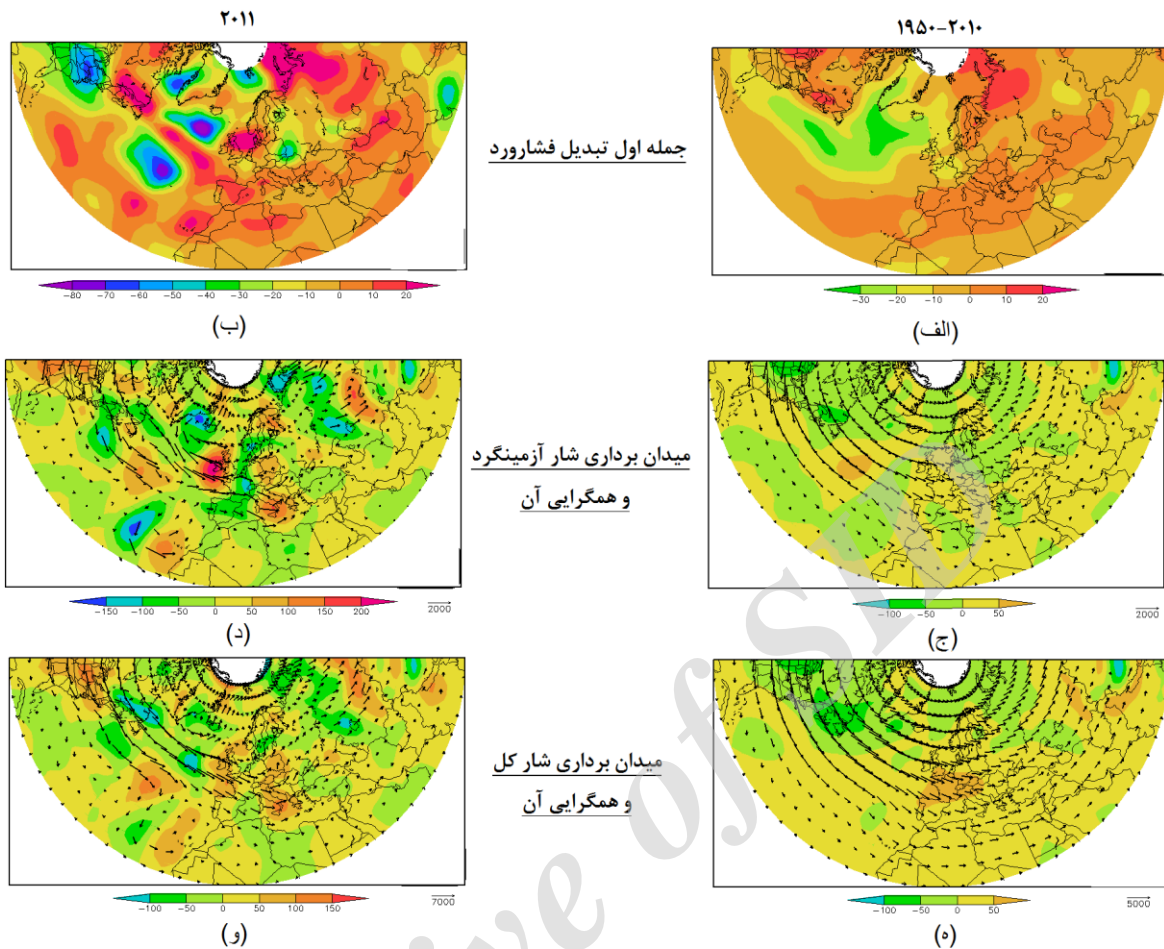
می‌شود که اهمیت دینامیکی این بیشینه‌ها را در مناطق شکل‌دهنده سامانه‌های همدیدی تأیید می‌کند.

۳.۳.۴. جمله اول تبدیل فشارورود

شکل ۷-الف میانگین اقلیم‌شناختی و شکل ۷-ب میانگین ماهانه جمله اول تبدیل فشارورود را نشان می‌دهند. این جمله معرف قسمت اصلی تبدیل انرژی جنبشی مداری به انرژی جنبشی پیچکی است. به‌طور کلی تبدیل فشارورود در بخش جریان‌سوی مسیر توفان نقش تضعیف و تعدیل انرژی جنبشی پیچکی را بر عهده دارد. در مقایسه با میانگین اقلیم‌شناختی، میانگین ماهانه جمله اول تبدیل فشارورود حاکی از تقویت EKE در ورودی مسیر توفان اطلس، مناطق غربی و جنوبی اروپا، غرب دریای مدیترانه، جنوب دریای سرخ، اقیانوس هند، شمال ایران و شمال‌غرب آسیا و تضعیف EKE در شرق اروپا، شمال‌شرق و میانه اطلس و جنوب‌شرق آسیا در اثر این جمله است.

۳.۳.۳. تبدیل کثرفشار

جمله تبدیل کثرفشار معرف آهنگ تبدیل انرژی پتانسیل دسترس‌پذیر پیچکی به انرژی جنبشی پیچکی است. در غرب اقیانوس‌ها که از یک‌سو در محل جریان آب گرم در سطح اقیانوس و جریان‌های فرارفت‌دهنده هوای سرد از عرض‌های بالا در وردسپهر زیرین و از سوی دیگر در مکان ناوه موج ایستای ناشی از واداشت‌های بزرگ کوهساری و گرمایی در نیمکره شمالی قرار دارند، شرایط لازم برای کارکرد عامل کثرفشاری و تقویت انرژی فراهم است. شکل‌های ۶-ه و ۶-و به‌خوبی نشان می‌دهند که تبدیل کثرفشار، همانند تولید کثرفشار، در غرب اقیانوس‌ها بیشینه مقدار خود را دارد. در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (شکل ۶-و)، بیشینه تبدیل کثرفشار علاوه بر داشتن مقادیر بزرگ‌تر در مقایسه با الگوی میانگین اقلیم‌شناختی، گسترش استواسو دارد. در همان مکان‌های بیشینه تولید کثرفشار واقع بر روی اروپا و آسیا، هرچند تضعیف، بیشینه‌هایی در تبدیل کثرفشار نیز دیده



شکل ۷. میانگین‌های آبان‌ماه جملات انرژی برای دوره بلندمدت و سال ۲۰۱۱؛ (الف) و (ب) تبدیل فشارورد (با بازه $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$)؛ (ج) و (د) میدان برداری شار آزمینگرد و همگرایی آن (مناطق رنگی)؛ (ه) و (و) میدان برداری شار کل و همگرایی آن (مناطق رنگی)؛ بازه رنگی در شکل‌های (ج) تا (و) معادل $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ day}^{-1}$ است.

هماهنگ با بیشینه‌های تولید و تبدیل کثرفشار بر روی اروپا و آسیا، در شرق فرانسه، غرب دریای سیاه و شمال شرق دریای خزر، واگرایی شار آزمینگرد وجود دارد. بدین ترتیب، منطقه ایران، به جز بخش‌های شمال شرقی، دریافت کننده انرژی از سمت دریای سیاه بوده است.

۳.۳.۶. همگرایی شار کل

شار کل از مجموع شار آزمینگرد و شار فرارفتی تشکیل شده است. الگوی اصلی شار کل (شکل ۷-و) نیز شبیه الگوی شار آزمینگرد (شکل ۷-د) است، با این تفاوت که

۳.۳.۵. همگرایی شار آزمینگرد

جملات شار در معادله (۱)، با انتقال انرژی از مناطق پادجریان سوی مسیر توفان اطلس به مناطق جریان سوی آن که دارای کثرفشاری ضعیف‌تری هستند، در تکوین و تقویت جریان سو نقش مهمی دارند. همان‌طور که در شکل ۷-د دیده می‌شود، منطقه ورودی مسیر توفان اطلس (شرق آمریکا) یک منطقه واگرایی و در نتیجه چشمه انرژی است که بزرگی و جهت بردارهای شار در آن نشان‌دهنده گسیل انرژی به منطقه خروجی مسیر توفان اطلس (غرب اروپا)، یعنی منطقه قوی دریافت انرژی است. در میانگین ماهانه،

مؤلفه نصف‌النهاری هر دو میدان شار است. این امر هماهنگ با فاز مثبت NAO (نصراصفهانی و همکاران، ۲۰۱۱) بر اهمیت افزایش انتقال نصف‌النهاری انرژی نسبت به میانگین اقلیم‌شناختی تأکید دارد.

۴. نتیجه‌گیری

با هدف تعیین عوامل دینامیکی بزرگ‌مقیاس مؤثر در سرمایش و بارش بیش از بهنجار آبان‌ماه ۱۳۹۰ در بخش بزرگی از کشور، پس از نگاهی به وضعیت برخی از شاخص‌های دورپیوندی، برگزیده‌ای از کمیت‌های هواشناختی در وردسپهر زیرین، میانی و زبرین، و جملات مهم تأثیرگذار بر تحول زمانی انرژی جنبشی پیچکی در هر دو میانگین ماهانه (بازه ۲۳ اکتبر تا ۲۱ نوامبر ۲۰۱۱) و میانگین اقلیم‌شناختی (۲۰۱۰-۱۹۵۰) همان ماه با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR بررسی شده است. نتایج مهم حاصل از این بررسی به شرح زیر است.

وضعیت در میانگین ماهانه کاملاً متأثر از وجود دو سامانه بندالی، اولی با شدت متوسط و ماندگاری کم (پنج روز) و دومی با شدت قوی و ماندگاری زیاد (شانزده روز)، است. پشته مرکزی این دو بنادال به شمال اروپا کشیده شده و گردش‌های چرخندی بارزی را در شرق و غرب خود همراه دارند. هم‌راستایی جریان جتی واقع بر روی اطلس با جریان جتی جنب‌حاره‌ای واقع بر شمال آفریقا و منطقه خاورمیانه و همبسته با آن، شکل‌گیری مناطق مهم تولید انرژی جنبشی پیچکی بر روی قسمت‌هایی از مرکز و جنوب اروپا بر روی فرانسه و دریای سیاه، از عوامل مهم در شکل‌دهی به بی‌هنجاری بر روی کشور بوده است. نحوه استقرار دو بنادال مذکور و تداوم زمانی آن‌ها اثر خود را به‌خوبی در نحوه توزیع، تولید و انتقال انرژی جنبشی پیچکی، به‌مثابه کمیت شاخص برای فعالیت در مقیاس همدیدی، نشان می‌دهد. بنابراین با بررسی دینامیکی تحول زمانی انرژی جنبشی پیچکی می‌توان به نحوه عمل دو بنادال پی‌برد.

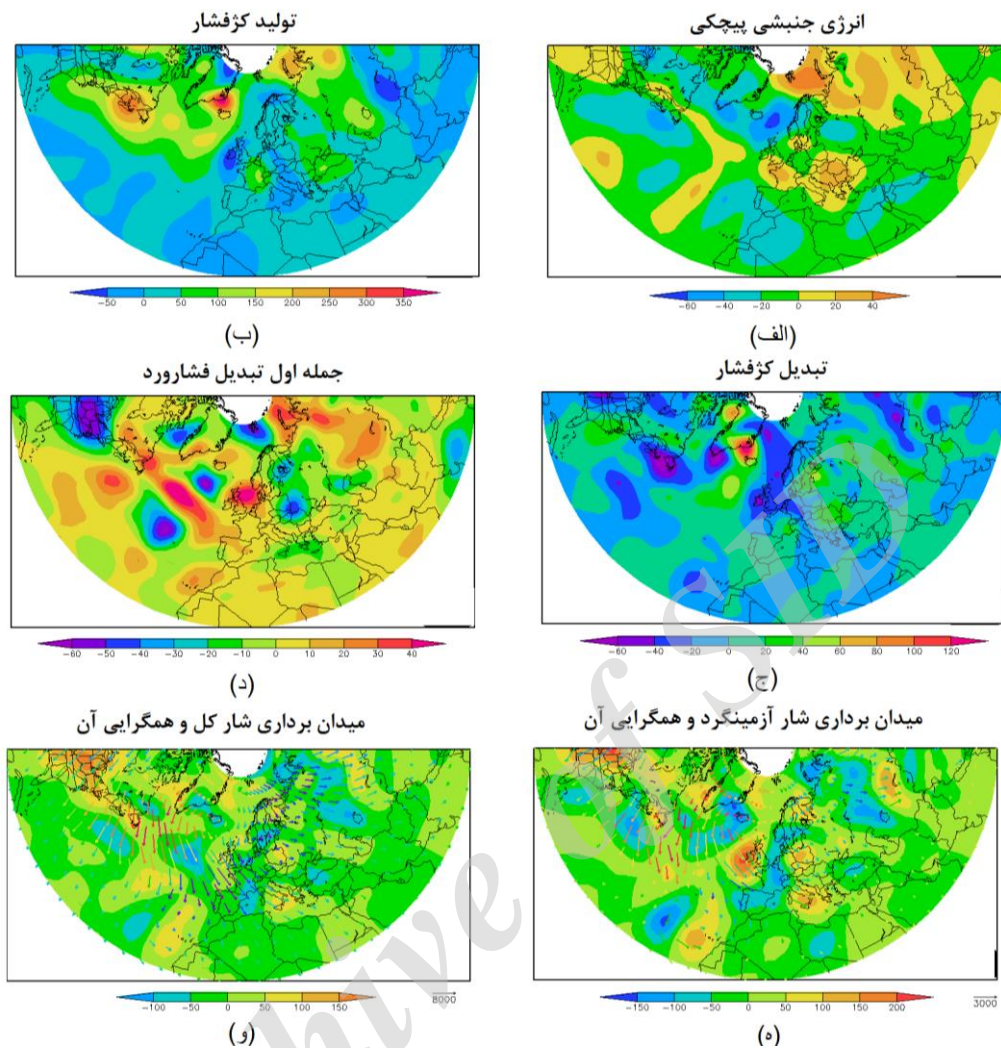
همگرایی شار آزمینگرد از شار کل قوی‌تر، اما میدان برداری شار کل از میدان برداری شار آزمینگرد قوی‌تر است. این امر نشان می‌دهد که در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (شکل ۷-۷) و، شار فرارفتی سهم مهمی در تقویت و انتقال انرژی داشته است.

۳.۳.۷. بی‌هنجاری جملات انرژی در آبان‌ماه ۱۳۹۰

در این قسمت به بررسی بی‌هنجاری هر یک از جمله‌های انرژی ارائه شده در میانگین ماهانه آبان‌ماه ۱۳۹۰ (شکل ۸) می‌پردازیم. در مورد انرژی جنبشی پیچکی، نکته مهم از منظر کشور ما وجود نواری از بی‌هنجاری مثبت کشیده شده بر روی مرکز و جنوب اروپا از غرب فرانسه تا نیمه غربی دریای سیاه از یک‌سو و وجود بی‌هنجاری منفی بر روی خاورمیانه و ایران از سوی دیگر است. این امر، یعنی بی‌هنجاری منفی اخیر، در نگاه اول ممکن است با بی‌هنجاری دما و بارش آبان‌ماه ۱۳۹۰ روی ایران متناقض به‌نظر آید. اما، چنانچه در توضیح انتقال EKE در شکل ۷ دیده شد، این کاهش EKE روی خاورمیانه را می‌توان به قرارگیری آن در منطقه انتهای فعالیت سامانه‌ها و میرایی محلی آنها نسبت داد.

در مورد هر دو عامل تولید کژفشار و تبدیل کژفشار، هماهنگ با شکل‌های ۶-د و ۶-و، مشاهده می‌شود که بر روی اروپا و آسیا مراکز بی‌هنجاری مثبت بر روی شرق فرانسه، غرب دریای سیاه و شمال‌شرق دریای خزر به‌خوبی خود را نشان می‌دهند. در مورد تبدیل فشارود که به‌طور کلی بی‌هنجاری‌های آن از تبدیل کژفشار کوچک‌ترند، به‌جز در منطقه جت اطلس الگوی منظم بارزی دیده نمی‌شود.

در ارتباط با همگرایی و واگرایی شار آزمینگرد و شار کل، علاوه بر سه منطقه مهم بی‌هنجاری منفی واقع بر روی اروپا و آسیا یعنی در فرانسه، دریای سیاه و شمال‌شرق دریای خزر، نکته بارز دیگر بی‌هنجاری‌های منفی غالب



شکل ۸. بی‌هنجاری جمله‌های انرژی در آبان‌ماه ۱۳۹۰ (برحسب $m^2 \cdot s^{-2} \cdot day^{-1}$).

(حسین پور، ۱۳۸۸ و مقصودی فلاح، ۱۳۹۲) سازگار است. هم‌چنین شایان توجه است که بی‌هنجاری اقلیمی سرد آبان‌ماه ۱۳۹۰ در زمانی به‌وقوع پیوسته که فاز لائینا از چندین ماه پیش از آن استقرار داشته است. در پایان لازم به ذکر است که رخداد بی‌هنجاری‌های سرد قوی در مقیاس ماهانه و فصلی چون موارد آبان‌ماه ۱۳۹۰ و زمستان سال ۱۳۸۶ (حسین پور، ۱۳۸۸) در حین تغییر به‌سوی اقلیمی گرم‌تر، با برخی مطالعات اخیر در مورد قدرت گرفتن مجدد پرفشار سبیری (جیانگ و همکاران، ۲۰۱۱) و فعالیت و اچرخندی در وردسپهر زیرین در منطقه

بررسی میانگین ماهانه کمیت‌های تولید کژفشار، تبدیل کژفشار، شار آزمینگرد و همگرایی آن، شار کل و همگرایی آن از یک‌سو و نیز بی‌هنجاری آنها از سوی دیگر، نشان از افزایش چشم‌گیر انتقال نصف‌النهاری انرژی از عرض‌های بالاتر به منطقه مدیترانه و نیز خاورمیانه و ایران دارد. در ارتباط با کشور ما در آبان‌ماه ۱۳۹۰ منطقه مهم گسیل جریان‌سوی انرژی، چشمه واقع بر روی دریای سیاه شناسایی شده است. این شیوه انتقال انرژی با نتایج پیشین در مورد فاز مثبت نوسان اطلس شمالی، فاز مثبت نوسان شمالگان، فاز مثبت دورپیوند شرق اطلس - غرب روسیه

اوراسیا (ژنگ و همکاران، ۲۰۱۲) سازگار است.

ف.، ۱۳۹۳، بررسی اثرهای اقلیم‌شناختی تاوه قطبی پوشن سپهر در منطقه جنوب غرب آسیا، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)، ۱۲۷-۱۳۸.

مراجع

علی‌زاده، ز.، ۱۳۹۲، بررسی بی‌هنجاری دما و بارش ایران در پاییز ۱۳۹۰ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

اسبقی، ق.، ۱۳۹۳، بررسی اثرات برون‌حاره‌ای نوسان شبه‌دوسالانه بر پوشن سپهر میانی و زیرین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

محمدآبادی‌کمرئی، آ.، ۱۳۹۰، بررسی بی‌هنجاری آب‌وهوایی زمستان ۱۳۸۸ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس و مقایسه با زمستان ۱۳۸۶، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

حسین‌پور، ف.، ۱۳۸۸، بررسی بی‌هنجاری آب‌وهوایی زمستان ۱۳۸۶ از دیدگاه دینامیک بزرگ‌مقیاس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

مقصودی فلاح، م.، ۱۳۹۲، اثر الگوی دورپیوند شرق - اطلس غرب آسیا (EA-WR) بر وردایی کم‌پسامد در منطقه جنوب غرب آسیا، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

حسین‌پور، ف.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۱، دینامیک مسیرهای توفان در زمستان ۲۰۰۷-۲۰۰۸ از دیدگاه انرژی، م. فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۴)، ۱۷۵-۱۸۷.

میررکنی، م.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۲، نقش گردش‌های پوشن سپهر در بی‌هنجاری‌های اقلیمی زمستان‌های ۱۳۸۶ و ۱۳۸۸، م. ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۳۱-۵۱.

فهیمی، س.، احمدی گیوی، ف. و مزرعه‌فراهانی، م.، ۱۳۹۲، بررسی اقلیم‌شناختی بندال‌های آسیا و اروپا با دو شاخص در دوره ۱۹۵۰-۲۰۱۰، م. ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۳۱-۵۱.

Barnston, A. G. and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.

Blunden, J. and Arndt, D. S., 2012, State of the climate in 2011, Special Supplement to *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 224 pp.

Chang, E. K. M., 2001, The structure of baroclinic wave packets, *J. Atmos. Sci.*, 58, 1694-1713.

Chang, E. K. M., Lee, S. and Swanson, K. L., 2002, Storm track dynamics, *J. climate*, 15, 2163-2183.

Croci-Maspoli, M., Schierz C. and Davies, H. C., 2007, Atmospheric blocking: Space-time links to the NAO and PNA, *Climate Dyn.*, 29, 713-725.

Holton, J. R., 2004, An introduction to dynamic meteorology, Elsevier Academic Press, 535pp.

Jeong, J. H., Ou, T., Linderholm, H. W. and Kim, B. M., 2011, Recent recovery of the Siberian

عباس‌زاده اقدم، ک.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، high intensity, *J. Geophys. Res.*, 116, D23102, doi: 10.1029/2011JD015904.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-472.

Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P. and Gray, L. J., 2015, Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geoscience*, 8, 433-440.

Latysheva, I. V., Belousova, E. P., Ivanova, A. S. and Potemkin, V. L., 2007, Circulation conditions of the abnormally cold winter of

- 2005/06 over Siberia. *Russian Meteorology and Hydrology*, 32, 572-575.
- Nasr-Esfahany, M. A., Ahmadi-Givi, F. and Mohebalhojeh, A. R., 2011, An energetic view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 749-756.
- Thompson, D. W. J. and Wallace, J. M., 1998, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Wen, M., Yang, S., Kumar, A. and Zhang, P., 2009, An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 137, 1111-1131.
- Wiedenmann, J. M., Lupo, A. R., Mokhov, I. I. and Tikhonova, E. A., 2002, The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as a diagnostic, *J. Climate*, 15(23), 3459-3473.
- Zhang, X., Lu, Ch. and Guan, Z., 2012, Weakened cyclones, intensified anticyclones and recent extreme cold weather events in Eurasia. *Environ. Res. Lett.*, 7(4), 1-7.
- Ziyin, Z., Daoyi, G., Miao, H., Dong, G., Xuezhao, H. and Yangna, L., 2009, Anomalous winter temperature and precipitation events in Southern China, *J. Geogr. Sci.*, 19, 471-488
<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>

Archive of SID

Study of the climate anomaly of Iran in Aban 1390 (23rd Oct. to 21st Nov. 2011) from the perspective of the large-scale dynamics

Alizadeh, Z.¹, Mohebalhojeh, A.^{2*} and Ahmadi-Givi, F.²

1. Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 08 Dec 2015, Accepted: 18 Oct 2016)

Summary

Based on the report by Islamic Republic of Iran Meteorological Organization (IRIMO) published as part of a greater report on the state of the world climate in 2011 by the American Meteorological Society (Blunden and Arndt, 2012), large parts of Iran, from central to northern and northeastern areas, have experienced significant negative anomalies of surface temperature together with positive anomalies of precipitation in autumn 2011. The temperature and precipitation anomalies have been determined with respect to the climatological mean values over the period 1960 to 2010. As the establishment of a prolonged period of cold weather in Aban 1390 (23rd Oct. to 21st of Nov. 2011) together with abundant precipitation in the form of both rain and snow played a great role in shaping the climate anomalies of autumn 2011 in Iran, this study aims to investigate the large-scale dynamical processes involved in the climate anomalies of this period. Such studies are particularly important, when the increase in the frequency of extreme climate anomalies in recent years and its possible link with global warming is noted. To this end, the NCEP/NCAR reanalysis data are used for the concerned period and the long-term mean fields (from 1950 to 2010). The main analysis tools used are the analysis of the anomalies of geopotential height and temperature in the lower and middle troposphere, jet speed and relative vorticity in the upper troposphere, the computation of the blocking index (BI) introduced by Wiedenmann et al. in 2002, and the energy diagnostics. The latter includes the eddy kinetic energy, ageostrophic geopotential flux and its convergence, total flux and its convergence, baroclinic generation, baroclinic conversion, and barotropic conversion. The results for the year 2011 indicate the action of two consecutive blocking systems, which extended their central ridges over Europe with their troughs stretched over the North Atlantic and the west of Asia. The two blocking systems were peaked in the 3rd and 21st of Aban 1390, with respectively moderate and high intensities as measured by BI. In addition, the obtained results show that a branch of Siberian high-pressure system extended to the west of Asia associated with a positive relative vorticity anomaly in the north of Iran, lead to vigorous cold air advection to the North and Northwest of Iran. The increase in eddy kinetic energy over a band stretched from the North Atlantic to the Mediterranean and Black Seas in Aban 1390 was associated with an increase in the strength as well as the zonal and meridional extensions of the subtropical jet. Concerning energy diagnostics, the positive anomalies of the ageostrophic and total flux convergence over Iran indicate that the country was a favorable region for receiving large amounts of energy. Also, the flux vectors demonstrate that the main passage of this energy to Iran was through a north–south extent that included an emission area over the Black Sea. This was further confirmed by the analysis of baroclinic generation, which showed a positive anomaly over the Black Sea. The analysis also shows that the low-frequency phenomena and teleconnection patterns, including the positive phases of the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Arctic Oscillation (AO), and the positive phase of the East Atlantic–West Russia (EA–WR) may have played a part in shaping the climate anomaly over Iran in Aban 1390.

Keywords: Large-scale dynamics, Anomaly, Blocking, Baroclinic generation, Ageostrophic flux, Total flux.

*Corresponding author:

amoheb@ut.ac.ir