

فراز تابستانه بادهای شرقی بر روی فلات ایران

شعب ابخرابات^{۱*}

دکتری آب و هواشناسی، مدیر گروه جغرافیا، جهاد دانشگاهی، کرمانشاه
تاریخ دریافت: ۹۶/۱۲/۱۰؛ تاریخ پذیرش: ۹۷/۶/۱۷

چکیده

در این تحقیق با بررسی الگوهای سینوپتیکی سطوح زیرین آتمسفر دوره گرم سال (خرداد-شهریور) جنوب غرب آسیا (۲۰۱۴-۱۹۹۶) و با استفاده از آزمون‌های تحلیل عامل و خوشه‌بندی و هم‌چنین توابع دینامیکی همگرایی/واگرایی، چرخندگی و امگا؛ فرازی از بادهای شرقی (فراز ایران) بر روی فلات ایران شناسایی گردید که خود بخشی از موج بادهای شرقی ناشی از استقرار ترف مونسون هند در جنوب آسیا و گسترش زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ به سرزمین‌های پست جنوب غرب آسیا است. شرایط دینامیکی آتمسفر در قسمت شرقی فراز ایران، هسته‌ای از واگرایی سطوح زیرین، امگای مثبت و نزول هوا را فراهم و بصورت بادهای شرقی بسوی غرب جریان می‌یابد. همزمان شرایط دینامیکی قسمت غربی فراز ایران، هسته‌ای از همگرایی سطوح زیرین، امگای منفی و صعود هوا فراهم می‌کند که جریان باد یاد شده به درون آن می‌ریزد. سپس هوای صعود کرده در بخش غربی فراز ایران در سطوح میانی، هسته‌ای از واگرایی بالایی شکل می‌دهد و به سمت غرب جریان می‌یابد. با رسیدن این باد بر روی نیمه شرقی فراز ایران، هسته‌ای از همگرایی سطوح بالایی ایجاد کرده و با نزول خود به درون هسته واگرایی سطوح زیرین شرق فراز ایران، چرخه خود را کامل می‌کند (چرخه خراسان-خزر). در سطوح میانی نیز زبانه‌ای از پرفشار آזור بر منطقه حاکم است که انحنای بخش شمالی آن پشته‌ای از بادهای غربی (پشته ایران-آזור) در شمال ایران و دریای خزر ایجاد می‌کند. شرایط دینامیکی غرب و شرق این پشته سبب شکل‌گیری هسته‌هایی از امگای منفی و مثبت می‌شود که این نیز به نوبه خود سبب تقویت چرخه خراسان-خزر می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ترف مونسون، پرفشار آזור، فراز ایران، چرخه خراسان-خزر، پشته ایران-آזור.

مقدمه

مهمترین عامل کنترل کننده آب و هوایی فصل گرم منطقه محسوب می‌شود، ماهیت و سازوکار تشکیل این پرفشار از گفتمان‌های بحث بر انگیز علمی در بین پژوهشگران می‌باشد. در این راستا پژوهش‌های انجام گرفته حول دو محور اصلی صورت گرفته است. ابتدا پژوهش‌ها و نظریه‌های کهن تر که پرفشار ترازهای میانی و بالایی آتمسفر منطقه را گسترش زبانه‌ای از پرفشار آזור می‌دانند (علیچانی، ۱۳۷۴؛ مسعودیان، ۱۳۹۰) و دیگری؛ پژوهش‌های سال‌های اخیر که ماهیت و سازوکار شکل‌گیری این پرفشار را مستقل از پرفشار جنب‌حاره‌ای آזור دانسته و عامل اصلی شکل‌گیری آن را شرایط سطح زمین و گرمایش

گردش آتمسفری دوره گرم سال در منطقه جنوب غرب آسیا از پیچیدگی و ناشناخته‌های فراوانی برخوردار است. مطالعات انجام شده جهت شناخت رفتار و اندرکنش‌های دوره گرم سال در ایران اندک بوده و قابل مقایسه با مطالعات صورت گرفته برای دوره سرد سال نمی‌باشد. از آنجایی که مهمترین پدیده آتمسفری این دوره از سال در منطقه، گسترش پرفشار جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا و بویژه فلات ایران است و نحوه آرایش و شدت و ضعف آن

سطحی تابستانه بر روی رشته مرتفع کوهستانی زاگرس می‌دانند (زرین و مفیدی، ۱۳۹۰؛ مفیدی و زرین، ۱۳۹۲). از دیگر پدیده‌های این دوره از سال در منطقه، پیدایش کم‌فشار حرارتی پاکستان (نجارسلیمه، ۱۳۸۵)، بارش‌های تابستانه مونسون هند و گسترش آن به جنوب شرق ایران و بادهای ۱۲۰ روزه سیستان (گندمکار و کیارسی، ۱۳۸۵؛ خسروی، ۱۳۸۷؛ علیزاده و همکاران، ۲۰۱۳؛ خوش اخلاق و همکاران، ۱۳۹۸)، فرود خلیج فارس (مسعودیان، ۱۳۹۰) و باد شمال (گویندا و همکاران، ۲۰۰۳) می‌باشد. پدیده دیگری که کمتر به آن اشاره شده است و در این پژوهش ماهیت آن به چالش کشیده شده است شکل‌گیری زبانه ترف بادهای غربی (نجارسلیمه، ۱۳۸۹) یا ناوه شبه ایستا (تقی‌زاده، ۱۳۶۶ و عربی، ۱۳۷۹؛ به نقل از: علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰) بر روی فلات ایران در فصل تابستان است. زبانه ترف بادهای غربی یا ناوه شبه ایستا، در واقع به انحنایی از پرندهای ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای زیرین آتمسفر گفته شده است که فرو رفتگی آن به سمت استوا است و در بیشتر روزهای دوره گرم سال بر روی مرکز فلات ایران گسترده می‌شود و از الگوهای اصلی آرایش سیستم‌های فشار در ترازهای زیرین آتمسفر دوره گرم سال بر روی فلات ایران می‌باشد. بدلیل آنکه پیدایش آن متاثر از شرایط حرارتی منطقه است، حالت ایستا و شبه ایستا دارد و محل استقرار آن به منطقه‌ای خاص محدود می‌شود. اما در این پژوهش سعی گردیده است که ماهیت واقعی این پدیده آتمسفری، عوامل بوجود آورنده و اثرات آتمسفری آن آشکار گردد. در طی ماه‌های ژوئن تا سپتامبر (بویژه ژولای و آگوست) منطقه همگرایی استوایی (ناوه مونسون) بر روی دشت‌های ایندو-گنگ قرار گرفته و در محدوده 23° - 30° N و 75° - 88° E قرار گرفته و در محدوده (رامزوامی، ۱۹۶۲). این موضوع با تغییر جهت بادهای در اقیانوس هند شمالی و بویژه دریای عرب همراه است. بیشتر بارش‌های شبه قاره بصورت سامانه‌های کم‌فشاری که در بستر این ترف شکل می‌گیرند، فرو می‌ریزد (گودبول، ۱۹۷۷؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۳). در این میان ناوه (فرو)

خلیج فارس^۱ نیز گسترش مونسون به جنوب غرب آسیا محسوب می‌شود که در میانه‌های ژوئن در منطقه پدیدار می‌شود و تا آخر این ماه خود را در منطقه تثبیت کرده و در ماه‌های جولای و آگوست بر منطقه حاکم است و در میانه‌های سپتامبر به سرعت از بین می‌رود (بیتان و سآرونی، ۱۹۹۲). منطقه هند مرکزی، کانون اصلی مسیر حرکت کم‌فشارهای مونسون بسوی شمال غرب است و این سامانه‌های سینوپتیک پیوند نزدیکی با ناوه مونسون دارند (آجایاموهان و همکاران، ۲۰۰۹). بارش مونسون هند دارای یکسری نوسانات کوتاه مدت تحت نام دوره‌های فعال و وقفه^۲ است که در بازه زمانی حداقل سه روزه اتفاق می‌افتند، بطوری که تقریباً ۸۰٪ دوره‌های فعال عمری بین ۳-۴ روزه دارند و تنها ۴۰٪ از دوره‌های وقفه مونسون چنین عمر کوتاهی دارند (راجیوان و همکاران، ۲۰۱۰). در این فصل از سال کم‌فشارهای حرارتی از عناصر اصلی آرایش سینوپتیک ترازهای زیرین آتمسفر منطقه محسوب می‌شوند. کم‌فشارهای حرارتی سامانه‌هایی هستند که فشار سطحی ۱۰-۳ هکتوپاسکال کمتر از اطراف، از مشخصه‌های آنهاست و به دلیل گرمایش شدید سطح زمین ناشی از تابش خورشید در مناطق حاره و جنب‌حاره شکل می‌گیرند که در این میان کم‌فشار پاکستان-هند در فصل بهار و تابستان عمیق‌ترین از نوع خود در جهان است که یک جزء کلیدی از مونسون جنوب آسیا محسوب می‌گردد. ناوه خلیج فارس نیز از این دسته سامانه‌های حرارتی است که عمقی به مراتب کمتر از مشابه خود در پاکستان و شمال هند دارد. واداشت‌های پیوند از دور نیز در نوسانات بارش‌های مونسون تاثیر گذارند، بطوری که پریشی و همکاران (۲۰۱۱)، دلایل خشکسالی شدید سال ۲۰۰۹ در شبه قاره هند را وجود وضعیت النینو در اقیانوس آرام و گرمایش بیش از نرمال در اقیانوس هند استوایی بیان کرده که همگرایی سطح زیرین آتمسفر و حرکت صعودی را در منطقه اقیانوس هند و فرونشینی هوای بزرگ مقیاس

1. Persian Gulf Trough

2. Active & Break Monsoon

استاندارد شده داده‌ها، ماتریس نمرات عاملی حاصل گردید. این ماتریس شامل تعداد روزها و تعداد عامل‌ها است. در نهایت جهت انتخاب عامل‌های اصلی، پراش بیش از یک درصد مقدار بردارهای ویژه مبنا قرار گرفته شد. پس از تحلیل مؤلفه‌ی اصلی، اقدام به خوشه‌بندی عامل‌ها برای تعیین الگوهای همدید گردید. در این بخش تمام روزهای دوره گرم سال طی دوره مورد مطالعه، بر اساس نمرات عاملی و با محاسبه فواصل اقلیدوسی و به روش ادغام وارد به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند و بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی، روزهای نماینده استخراج شدند. برای این مطالعه با استفاده از روش‌های Elbow, Gap Statistic تعداد ۴ خوشه بعنوان تعداد خوشه‌های مناسب، تشخیص داده شد که روزهای نماینده و ویژگی‌های آنها در جدول ۱ آورده شده است.

در ادامه برای روزهای نماینده هر الگو، تابع سرعت انتقال قائم آتمسفر (امگا)، تاوایی (چرخندگی) و تابع همگرایی باد در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و نیز نیمرخ قائم همگرایی آتمسفر ترسیم و مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت. هم‌چنین الگوی سینوپتیکی ۹ روز بعدی هر خوشه که بیشترین همبستگی درون گروهی را داشته‌اند و الگوی سینوپتیکی میانگین دوره گرم سال (ماه‌های ژوئن، جولای، آگوست و سپتامبر) نیز مورد بررسی قرار گرفت. در این راستا تابع امگا، تغییرات فشار آتمسفر در زمان را بیان نموده و در منطقه‌ای که تغییرات در زمان منفی باشد، نشان از کاهش فشار آتمسفر در زمان در راستای قائم و فراهم بودن شرایط صعود دارد. در منطقه‌ای هم که تابع امگا مثبت باشد، نشان از افزایش فشار آتمسفر منطقه در زمان در راستای قائم و فراهم بودن شرایط نزول هوا دارد. تاوایی نیز گردش یک سطح به دوره یک محور است، که گردش آن در جهت چرخش کره زمین، تاوایی مثبت (گردش سیکلونی) و گردش آن در جهت خلاف چرخش کره زمین منفی (گردش آنتی‌سیکلونی).

در توده خشکی هند را سبب گردید. میانگین بارش مونسون تابستانه هند^۱ از ماه ژولای تا سپتامبر در کل شبه‌قاره هند بطور قابل توجه‌ای از سالی به سال دیگر با ضریب تغییرات تنها ۰.۹٪ پایدار است. اما حتی همین تغییرات کم نیز عواقب مهمی برای تولید غذا در بر دارد. بطور کلی بارش بر روی هند همبستگی منفی با نوسانات SST در اقیانوس آرام شرقی استوایی دارد و تمایل به افزایش بارش در طول سال‌های سرد و کاهش بارش در طول سال‌های گرم چرخه انسو دارد (میشرا و همکاران، ۲۰۱۲).

روش تحقیق

در این مطالعه اقدام به شناسایی و بررسی الگوهای سینوپتیکی دوره گرم سال فلات ایران در ترازهای پایین آتمسفر پرداخته شده است. برای انجام این تحقیق، داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ ه.پ طی دوره آماری ۲۰۱۴-۱۹۹۶ از اول خرداد تا آخر شهریور (دوره گرم سال) از سری داده‌های باز کاوی شده ۲/۵×۲/۵ درجه NCEP/NCAR با استفاده از نرم افزار گرس برداشت گردید، که شامل ۲۴۸۰ روز هستند. پس از آن از آزمون‌های تحلیل عاملی و خوشه‌بندی بر روی داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل در محیط نرم‌افزار متلب، برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای استفاده گردید (یارنال، ترجمه مسعودیان، ۱۳۸۵). ماتریس داده‌ها با آرایش S در غالب تحلیل مؤلفه‌های مبنا^۲ محاسبه و مقادیر ویژه آن محاسبه و عامل‌های با مقادیر ویژه بزرگتر از یک انتخاب شدند (جانسون و ویچرین، ۱۳۸۶). هدف اصلی از تحلیل مؤلفه‌های اصلی کاهش حجم داده‌هایی است که دارای اطلاعات مشترک و مشابه‌ای هستند. با این کار هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد و هم متغیرهایی که حامل اطلاعات زیادتری هستند را از دیگر متغیرها متمایز کرد. در گام بعد داده‌ها با دوران متعامد واریماکس چرخش داده شدند (استبان و همکاران، ۲۰۰۵). سپس با محاسبه ماتریس ضرایب عامل‌ها و ضرب نمودن آن‌ها در ماتریس

1. ISMR
2. PCA

جدول ۱: روزهای نماینده الگوهای ۴ گانه سینوپتیکی و ویژگی‌های هر الگو

الگو	روز نماینده	درصد رخداد	تعداد رخداد	همبستگی درون گروهی
۱	۸ آگوست ۲۰۰۴	۳۰/۲	۷۴۹	٪۶۷
۲	۲۴ جولای ۲۰۱۳	۴۱/۱	۱۰۲۰	٪۸۲
۳	۵ جولای ۲۰۱۳	۲۰/۳	۵۰۳	٪۸۱
۴	۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹	۸/۴	۲۰۸	٪۶۱

معادله ۳

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0$$

این معادله پایستگی جرم را بیان می‌دارد (قائمی، ۱۳۷۵) و بر این اصل استوار است که در یک بسته هوا، مجموع تغییرات درون شارش/برون شارش در جهت‌های سه گانه x, y, z (طول، عرض و ارتفاع) و تغییرات چگالی، برابر صفر خواهد بود. مشتق‌های جزئی $\frac{\partial u}{\partial x}$ و $\frac{\partial v}{\partial y}$ واگرایی افقی و $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ واگرایی قائم (صعود/نزول) و در مجموع این سه مشتق واگرایی کلی هوا را بیان می‌دارند. بنابراین اگر مجموع این سه مشتق مثبت باشد واگرایی رخ داده است و چگالی تغییرات منفی خواهد داشت:

معادله ۴

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt}$$

در حالتی که تراکمی در بسته هوا صورت نگیرد و یا بدلیل جزئی بودن از آن صرف‌نظر گردد، مجموع واگرایی کلی (افقی و قائم) صفر خواهد بود (رابرت بایرز، برگردان بنی‌هاشم و همکاران، ۱۳۷۷) و می‌توان نگاشت:

معادله ۵

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} = 0$$

بنابراین تغییرات در واگرایی افقی منجر به تغییرات در واگرایی قائم خواهد شد:

معادله ۶

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{\partial \omega}{\partial z}$$

واگرایی قائم $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ به‌عنوان مولفه صعود/نزول هوا شناخته می‌شود و وقتی واگرایی افقی مثبت باشد، $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ منفی می‌شود و در نیمرخ قائم آتمسفر نزول هوا

در سامانه‌های کم‌فشار گردش سیکلونی هوا و در پرفشارها گردش آنتی‌سیکلونی حاکم است. در این تابع تغییرات آن در زمان در جهت مثبت یا منفی مهمتر از مقدار مطلق آن بوده و با مساحت توده هوا مرتبط می‌باشد (کاوپانی و علیجانی، ۱۳۸۲). برای محاسبه واگرایی از معادله پیوستگی استفاده می‌شود. در یک بیان فیزیکی تغییرات شار در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع یک بسته هوا، در ارتباط با تغییرات جرم بسته هواست (جرم برابر با حاصل ضرب حجم در چگالی است). از سویی حجم بسته هوا باید ثابت در نظر گرفته شود و تغییرات شار در جهت‌های سه‌گانه ناگزیر باید چگالی را تغییر دهد، زیرا تغییر حجم نیازمند شارش درون‌سو/برون‌سو هوا در جهت‌های سه‌گانه (x, y, z) است و این موضوع از قبل در محاسبه تغییرات شار هوا در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع لحاظ گردیده است. بنابراین در معادله زیر بجای جرم از چگالی استفاده می‌شود:

معادله ۱

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + \omega \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = 0$$

ρ : چگالی، t : زمان، u : مولفه مداری باد، v : مولفه نصف‌النهاری باد، ω : مولفه قائم باد (امگا یا صعود/نزول هوا) و x, y, z (طول، عرض و ارتفاع) می‌باشند. چهار جمله اول این معادله تغییرات انفرادی چگالی را بیان می‌دارند و می‌توان آنها را با $\frac{D\rho}{Dt}$ نگاشت، بنابراین می‌توان نوشت:

معادله ۲

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial z} \right) = 0$$

و یا:

سامانه‌های کم فشار به سطوح میانی و بالایی اتمسفر و ایجاد بارش بر روی جنوب غرب آسیا فراهم نمی‌شود، اگرچه کم‌فشار پاک-ایندیا گاهی می‌تواند با نفوذ خود به جنوب شرق ایران و کسب رطوبت از دریای عرب، بارش‌های تابستانه این منطقه را فراهم نماید. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۲) نیز بیان می‌دارند که اگرچه موقعیت منطقه همگرایی بین حاره‌ای بر روی سطح زمین مهم می‌باشد، اما باید به محل این کمربند در سطوح بالا نیز توجه کرد، بگونه‌ای که قرارگیری پرفشار جنب حاره بر روی این کمربند در سطوح بالاتر، نزول بی‌دررو هوا را بدنال دارد و همین امر مانع از ایجاد بارش در آن می‌شود. از سوی دیگر اینکه در منطقه بین حاره‌ای انحنای پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل به طرف قطب فرود بادهای تجارتی و انحنای آنها به سمت استوا فراز بادهای تجارتی محسوب می‌گردد و این بدلیل تغییرات چرخندگی توده هوا است و عکس موج بادهای غربی عمل می‌نمایند، زیرا که در این منطقه جهت وزش بادهای شرقی است (همان). بنابراین در بادهای با جهت شرقی (بادهای تجارتی و بادهای شرقی قطبی)، انحنای فرو رفته پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل به سمت استوا، فراز؛ و انحنای برجسته شده آنها بسمت قطب، فرود محسوب می‌گردد و در بادهای با جهت غربی عکس این موضوع صادق است. اما آنچه که بصورت یک قانون ثابت است اینکه، انحنایی از موج بادهای شرقی/غربی به سمت قطب سبب کاهش چرخندگی انحنایی در موج شده و وسعت افقی توده هوا را افزایش داده که این موضوع سبب همگرایی در سطوح زیرین و صعود هوا می‌گردد و انحنای موج بسمت استوا نیز سبب افزایش چرخندگی انحنایی، کاهش وسعت افقی توده هوا و نزول هوا می‌گردد و این برای هر دو جریان بادهای شرقی و غربی و موج‌های آنها ثابت است. بنابراین در نیمکره شمالی، در غرب فرود موج بادهای غربی و بادهای شرقی، که جریان هوا به سمت قطب می‌وزد، منطقه همگرایی زیرین و صعود هوا است و در بخش شرقی فرود بادهای غربی و بادهای شرقی که جریان هوا به سمت استوا حرکت

صورت می‌گیرد. واگرایی اغلب بصورت $\text{div}c$ و یا با نماد برداری $\vec{\nabla} \cdot c$ نوشته می‌شود، که در آن c سرعت کل (u, v, w) می‌باشد و واگرایی افقی (در ابعاد x, y) بصورت div_2c (رابرت بایرز، برگردان بنی‌هاشم و همکاران، ۱۳۷۷) و یا $\text{div}_h c$ (قائمی، ۱۳۷۵) نوشته می‌شود. از سوی دیگر، در جایی که مجموع معادله واگرایی افقی $(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$ منفی باشد، در واقع همگرایی افقی صورت گرفته و در طرف دیگر معادله $\frac{\partial \omega}{\partial z}$ مثبت می‌شود و صعود هوا صورت می‌گیرد.

بحث

در دوره گرم سال منطقه جنوب غرب آسیا، در ترازهای میانی و بالایی اتمسفر، غالباً پرفشار جنب حاره و رودباد جنب حاره‌ای، اتمسفر منطقه را تحت کنترل خود دارند. اما در ترازهای زیرین به دلیل قرارگیری فلات‌ها و رشته‌کوه‌های مرتفع در کنار سرزمین‌های پستی چون بین‌النهرین، دشت خوزستان و خلیج فارس و از سوی دیگر وجود بیابان‌های وسیع و شرایط حرارتی ویژه آنها، آرایش‌های ویژه اتمسفری از سامانه‌های حرارتی بر منطقه حاکم می‌گردد. در این راستا دو پدیده کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس (ناوه) که هر دو نفوذ زبانه‌هایی از کم‌فشار جنوب آسیا (کم‌فشار گنگ یا تراف مونسون هند) بر روی زمین‌های پست منطقه محسوب می‌گردند، شناخته شده می‌باشند. این دو پدیده جزو سیستم‌های حرارتی بوده و بصورت فرودهای حاره‌ای و یا حتی کم فشارهای بسته‌ای؛ شرق، جنوب و غرب فلات ایران را در بر می‌گیرند. تراف مونسون هند نیز در واقع همان منطقه همگرایی بین حاره‌ای قلمداد می‌شود که بیش از نرمال جهانی خود به نیمکره شمالی نفوذ می‌کند. بنابراین کم فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس نیز که ناشی از گسترش ناهه مونسون هند به جنوب غرب آسیا می‌باشند، نیز بایستی جزو منطقه همگرایی بین حاره‌ای محسوب شوند. اما بدلیل تسلط پرفشار آזור در ترازهای میانی اتمسفر بر روی منطقه بویژه بر روی فرود خلیج فارس و عدم تزریق رطوبت اقیانوس‌های حاره‌ای به درون این تراف، شرایط گسترش این

می‌کند، به منطقه واگرایی زیرین و نزول هوا تبدیل می‌شود. کاویانی و علیجانی (۱۳۸۲) جزئیات بیشتر این فرایندها را بیان نموده‌اند. در این میان با بیان این کلیات از قوانین حاکم بر گردش آتمسفری و آرایش سینوپتیکی سیستم‌های فشاری منطقه در دوره گرم سال، در ادامه به بررسی انحنایی از پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای زیرین آتمسفر بر روی فلات ایران پرداخته شده است که فرورفتگی آن به سمت استوا بوده و بادهای با جهت شرقی در بستر آن جریان دارند و فراز ایران^۱ نام‌گذاری گردید.

سطوح زیرین آتمسفر: در این تحقیق ۴ الگو از آرایش سیستم‌های سینوپتیکی فشار جنوب غرب آسیا در دوره گرم سال شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. در سه الگوی ۱، ۲ و ۳ (شکل‌های ۱ الف/ب و ۲ الف) دو سامانه کم‌فشار حرارتی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس، در بستر ترف مونسون هند بر روی منطقه مستقر شده‌اند. کم‌فشار پاک-ایندیا بصورت یک سلول در مرکز پاکستان قرار گرفته و در ادامه گسترش آن بر روی دریای عمان و سواحل جنوب ایران، به فرود خلیج فارس متصل می‌باشد و این فرود نیز علاوه بر در بر گرفتن خلیج فارس و دشت خوزستان، بر روی زمین‌های پست بین‌النهرین تا شمال عراق گسترش یافته است. بنابراین در ترازهای زیرین آتمسفر کم‌فشارهای حرارتی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس، در بستر ترف مونسون هند؛ شرق، جنوب و غرب فلات ایران را در بر گرفته‌اند و به دلیل مرتفع بودن فلات ایران، به ندرت می‌توانند بر روی مرکز و نواحی شمالی‌تر ایران نفوذ کنند و تمایل بیشتری در استقرار بر روی دشت‌های پست منطقه دارند. در این میان دو سامانه پرفشار آזור و پرفشار دریای خزر نیز از پدیده‌های تقریباً دایمی دوره گرم سال منطقه می‌باشند. پرفشار آזור شمال آفریقا و دریای مدیترانه را در بر گرفته و در غرب فرود خلیج فارس مستقر شده است، اما پرفشار دریای خزر در شمال ایران و بر روی دریای خزر مستقر می‌باشد و بر روی فلات ایران و میان دو سامانه کم‌فشار پاک-ایندیا

و فرود خلیج فارس نیز نفوذ کرده است. نتیجه قرارگیری کم‌فشارهای حرارتی در شرق، جنوب و غرب فلات ایران (کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس) و قرارگیری پرفشار دریای خزر در شمال ایران و نفوذ آن به مرکز فلات ایران، سبب شکل‌گیری دو فرود حاره‌ای (فرود بادهای شرقی حاره‌ای) در شرق و غرب فلات ایران گردیده است که انحنای برجستگی آنها به سمت قطب است (عکس فرود بادهای غربی) و در بین این دو فرود، پرفشار دریای خزر نیز انحنایی از بادهای با جهت شرقی در جنوب خود بر روی مرکز فلات ایران ایجاد کرده است که انحنای فرورفتگی آن به سمت استوا است. بنابراین این انحنای در بادهای شرقی نیز یک فراز یا پشته محسوب می‌گردد (عکس فراز بادهای غربی). این فراز از بادهای شرقی در برخی نوشته‌های علمی بعنوان ناوه شبه ایستا و یا ترف بادهای غربی بر روی فلات ایران مورد اشاره بوده است که چنین اصطلاحی تنها زمانی می‌تواند درست باشد که بادهای غربی در آن حاکم بوده و جای کم‌فشارها و پرفشار دریای خزر در چنین آرایشی نیز جابجا شوند. زیرا درون یک ناوه موج بادهای غربی تنها می‌تواند کم‌فشار وجود داشته باشد و درون پشته‌ای از آنها پرفشار قرار می‌گیرد. حال آنکه با در نظر گرفتن جهت وزش بادهای مشخص می‌شود که تمام این منطقه از شمال غرب هند تا سوریه را موجی از بادهای شرقی حاره‌ای در بر گرفته که شامل دو فرود به سمت قطب شمال (کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس) و یک فراز به سمت استوا بر روی فلات ایران (فراز ایران) می‌باشد. همان‌گونه که اشاره گردید تمام این سیستم نیز نفوذ زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ یا ترف مونسون هند به منطقه جنوب غرب آسیا محسوب می‌گردد. بنابراین در الگوهای ۱، ۲ و ۳ (شکل ۱ الف/ب و ۲ الف) پشته‌ای از بادهای شرقی بر روی فلات ایران، دریای خزر و نواحی اطراف آن شکل گرفته است که محور آن از سواحل شرقی دریای خزر و نواحی مرکزی ایران عبور می‌کند. نیمه شرقی این پشته بر روی استان خراسان و ترکمنستان قرار گرفته و نیمه غربی آن نیز سواحل جنوبی دریای خزر و شمال غرب ایران را در بر

دارند و فراز ایران^۱ نام‌گذاری گردید.

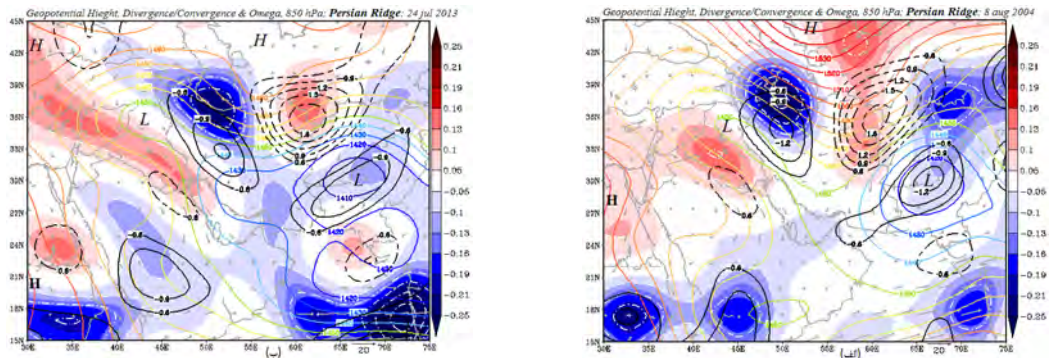
سطوح زیرین آتمسفر: در این تحقیق ۴ الگو از آرایش سیستم‌های سینوپتیکی فشار جنوب غرب آسیا در دوره گرم سال شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. در سه الگوی ۱، ۲ و ۳ (شکل‌های ۱ الف/ب و ۲ الف) دو سامانه کم‌فشار حرارتی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس، در بستر ترف مونسون هند بر روی منطقه مستقر شده‌اند. کم‌فشار پاک-ایندیا بصورت یک سلول در مرکز پاکستان قرار گرفته و در ادامه گسترش آن بر روی دریای عمان و سواحل جنوب ایران، به فرود خلیج فارس متصل می‌باشد و این فرود نیز علاوه بر در بر گرفتن خلیج فارس و دشت خوزستان، بر روی زمین‌های پست بین‌النهرین تا شمال عراق گسترش یافته است. بنابراین در ترازهای زیرین آتمسفر کم‌فشارهای حرارتی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس، در بستر ترف مونسون هند؛ شرق، جنوب و غرب فلات ایران را در بر گرفته‌اند و به دلیل مرتفع بودن فلات ایران، به ندرت می‌توانند بر روی مرکز و نواحی شمالی‌تر ایران نفوذ کنند و تمایل بیشتری در استقرار بر روی دشت‌های پست منطقه دارند. در این میان دو سامانه پرفشار آזור و پرفشار دریای خزر نیز از پدیده‌های تقریباً دایمی دوره گرم سال منطقه می‌باشند. پرفشار آזור شمال آفریقا و دریای مدیترانه را در بر گرفته و در غرب فرود خلیج فارس مستقر شده است، اما پرفشار دریای خزر در شمال ایران و بر روی دریای خزر مستقر می‌باشد و بر روی فلات ایران و میان دو سامانه کم‌فشار پاک-ایندیا

گرفته است. از سویی بررسی ۹ روز بعدی هر خوشه که بیشترین همبستگی درون گروهی را دارا بودند نیز الگوی سینوپتیکی فراز تابستانه سطوح زیرین آتمسفر بر روی فلات ایران را مورد تایید قرار دادند.

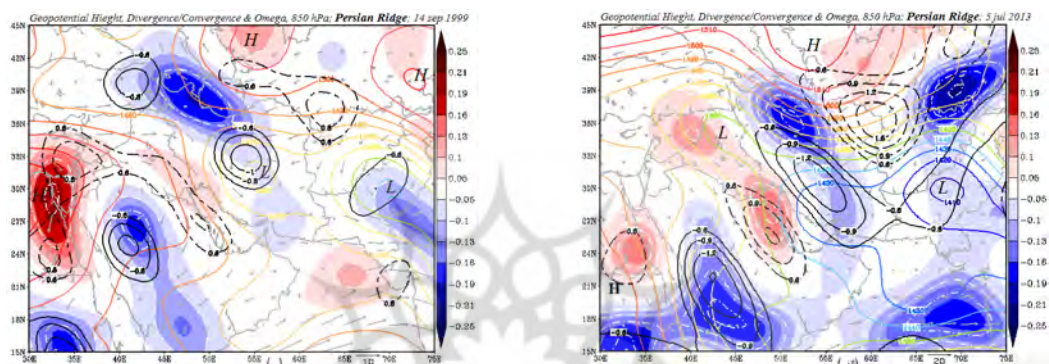
در الگوی ۴ (شکل ۲ ب)، کم‌فشار پاک-ایندیا موقعیت خود را حفظ کرده اما فرود خلیج فارس به مناطق شرقی‌تر و بر روی فلات ایران مستقر شده است. دلیل این تغییر موقعیت قوی‌تر شدن پرفشار آزور است که از سمت غرب بر روی منطقه نفوذ بیشتری داشته و سواحل شرقی مدیترانه تا نواحی غربی فلات ایران را در بر گرفته است. بررسی پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل نیز مشخص می‌کنند که در الگوی ۴ منطقه از میانگین فشار بیشتری نسبت به الگوهای دیگر برخوردار است، به گونه‌ای که میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ ه.پ در محدود $35^{\circ} N$ - $15^{\circ} E$ و $30^{\circ} E$ - $75^{\circ} E$ در الگوهای چهارگانه به ترتیب ۱۴۶۱، ۱۴۶۵، ۱۴۸۰ و ۱۴۸۹ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. در تمام نقشه‌های هر تراز آتمسفری، هر رنگ بطور یکسان نمایش دهنده پربندی مشخص از ارتفاع ژئوپتانسیل است که این موضوع مقایسه و درک بهتری از نقشه‌ها را ارائه می‌دهد. یک نکته جالب که به سادگی می‌توان از مقایسه این نقشه‌ها دریافت اینک، در الگوی ۴ اگرچه فلات ایران شرایط کم‌فشاری را تجربه می‌کند، اما در مقایسه با الگوهای سه‌گانه دیگر، از میانگین فشار بیشتری برخوردار است. بنابراین فلات مرکزی ایران را سامانه کم‌فشار خاصی در بر نگرفته است، بلکه بدلیل افزایش فشار در منطقه تحت نفوذ فرود خلیج فارس (ناشی از قوی‌تر شدن پرفشار آزور و نفوذ شرایط پرفشاری آن در ترازهای زیرین آتمسفر منطقه تحت نفوذ فرود خلیج فارس)، مرکز فلات ایران نیز با آنکه از میانگین فشار بیشتری برخوردار است، اما در مقایسه با مناطق اطراف شرایط کم‌فشاری پیدا کرده است. این وضعیت از آرایش سیستم‌های فشار در منطقه، فراز ایران را از حالت

ایده‌آل خود خارج کرده و اگرچه نیمه غربی فراز و عوامل دینامیک آن خود را حفظ کرده‌اند، اما نیمه شرقی فراز تا حدی زیادی از حالت عادی خود خارج شده است. بررسی ۹ روز بعدی این خوشه که بیشترین همبستگی درون گروهی را دارا بودند نیز، آرایش سینوپتیکی روز نماینده این خوشه را مورد تایید قرار دادند. بطور کلی در نیمکره شمالی در یک فراز یا پشته‌ای از موج بادهای شرقی، شرایط واگرایی و نزول هوا در شرق پشته و همگرایی و صعود هوا در غرب پشته فراهم می‌گردد. بررسی تابع واگرایی/همگرایی باد نیز نشان می‌دهد که در الگوهای ۱-۳ (شکل‌های ۱ الف/ب و ۲ الف)، هسته‌هایی از واگرایی در نیمه شرقی فراز ایران شکل گرفته‌اند، که میزان واگرایی در مرکز این هسته‌ها به ترتیب به بیش از $1/8$ ، $1/8$ و $1/5$ ($10^{-5} s^{-1}$) رسیده است. از سوی دیگر در نیمه غربی فراز ایران نیز هسته‌هایی از همگرایی باد تشکیل شده است که میزان همگرایی در هر سه الگوی سینوپتیکی به بیش از $1/2$ - ($10^{-5} s^{-1}$) رسیده است.

بررسی تابع سرعت انتقال قائم آتمسفر (امگا) در این الگوها نیز حاکی از شکل‌گیری هسته‌هایی از امگای مثبت (نزول هوا) در نیمه شرقی فراز ایران دارد، که میزان آن در الگوهای ۱-۳ به ترتیب $0/16$ ، $0/16$ و $0/13$ (hPa) رسیده است، دارد. امگای مثبت، افزایش فشار هوا در زمان و به دنبال آن شرایط نزول هوا را بیان می‌کند. در نیمه غربی این فراز نیز هسته‌هایی از امگای منفی (صعود هوا) شکل گرفته که میزان آن به ترتیب به $0/26$ ، $0/24$ و $0/19$ رسیده است و این امگای منفی نیز کاهش فشار هوا در زمان و شرایط صعود هوا را بیان می‌کند. بنابراین در شرق فراز شرایط واگرایی افقی و نزول هوا و در غرب فراز نیز همگرایی افقی و صعود هوا حاکم می‌باشد (جدول ۲).



شکل ۱: ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز همگرایی / واگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خطوط سیاه ممتد و بریده)، هسته‌های امگای منفی/مثبت (Pa/s؛ هسته‌های رنگی) تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ جولای ۲۰۱۳



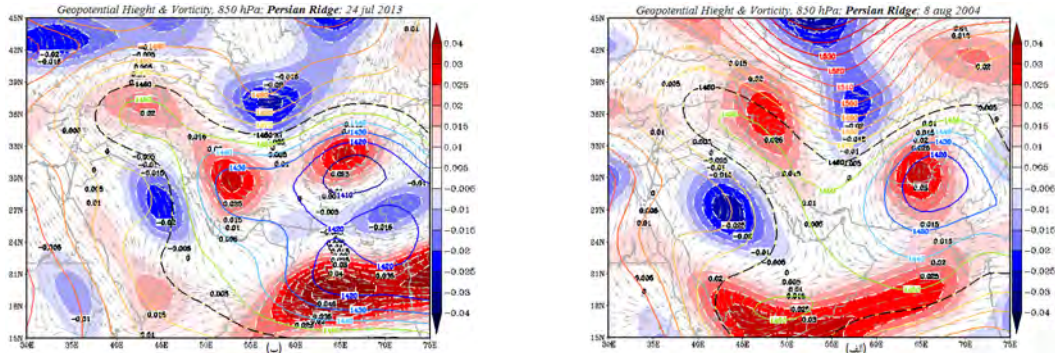
شکل ۲: ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز همگرایی / واگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ ؛ خطوط سیاه ممتد و بریده)، هسته‌های امگای منفی/مثبت (Pa/s؛ هسته‌های رنگی) تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژولای ۲۰۱۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

جدول ۲: حداکثر واگرایی/همگرایی ($10^{-5} s^{-1}$) و امگای مثبت/منفی (Pa/s) در شرق و غرب فراز ایران و حداکثر چرخندگی منفی رخ داده در مرکز فراز؛ تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

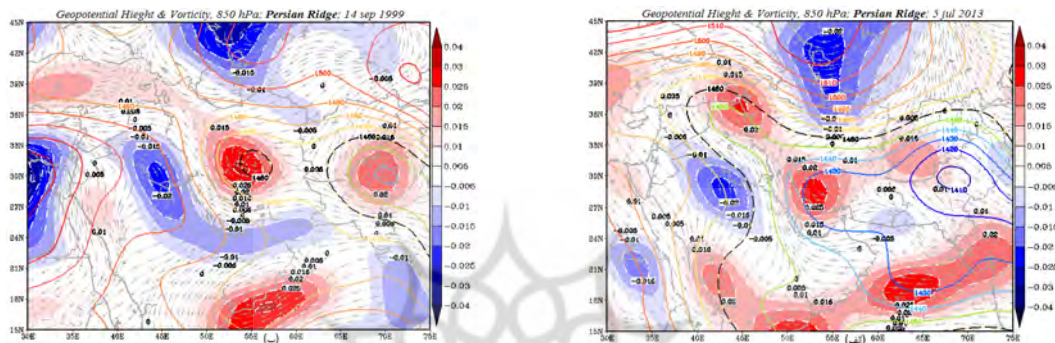
حداکثر چرخندگی مرکز فراز ایران	حداکثر امگای منفی	حداکثر واگرایی	حداکثر امگای مثبت	حداکثر واگرایی	روز نماینده	الگو
	غرب فراز ایران		شرق فراز ایران			
-۰/۰۴	-۰/۲۵	-۱/۲	۰/۱۶	۱/۸	۸ آگوست ۲۰۰۴	۱
-۰/۰۳	-۰/۲۱	-۱/۲	۰/۱۶	۱/۸	۲۴ ژولای ۲۰۱۳	۲
-۰/۰۲۵	-۰/۱۹	-۱/۲	۰/۱۳	۱/۶	۵ ژولای ۲۰۱۳	۳
-۰/۰۳	-۰/۲۱	-۰/۸	۰/۱	۰/۸	۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹	۴

میزان و نحوه گسترش زبانه کم‌فشار گنگ در جنوب غرب آسیا نیز با مشخص کردن پربند ۱۴۶۰ ژئوپتانسیل متر (خط سیاه بریده) نمایش داده شده است و همان‌گونه که بیان شده جریان بادهای شرقی دو فرود و یک فراز بر روی منطقه ایجاد کرده و در الگوی ۴ نیز این پربند تنها در مرکز پاکستان و مرکز فلات ایران نفوذ کرده است.

در شکل‌های ۳ و ۴ نیز چرخندگی توده هوا در الگوهای مختلف نمایش داده شده است. در تمامی الگوها در مرکز فراز ایران و امتداد محور آن هسته‌هایی از چرخندگی منفی با گردش آنتی‌سیکلونی شکل گرفته است و در کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس نیز مراکزی از چرخندگی مثبت با گردش سیکلونی هوا تشکیل شده است.



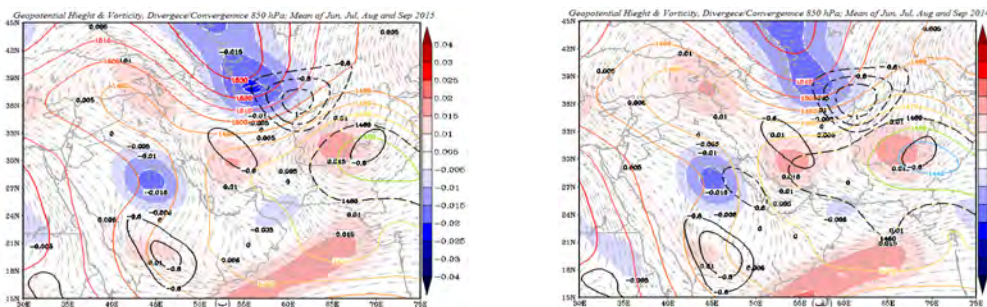
شکل ۳: ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های چرخندگی مثبت/منفی (10^{-3} *)، تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴: ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ ژوئای ۲۰۱۳



شکل ۴: ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های چرخندگی مثبت/منفی (10^{-3} *)، تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژوئای ۲۰۱۳: ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

با شدت و ضعف در الگوهای ۱، ۲ و ۳ خود را نمایان ساخته بود و این سه خوشه بیش از ۹۱ درصد (مطابق جدول ۱) تعداد روزهای مورد مطالعه را شامل می‌شوند و الگوی ۴ که در آن فراز تابستانه شکل نگرفته است و تعداد روزهای کمتری را شامل می‌شود (کمتر از ۹ درصد)، بنابراین در نقشه‌های الگوی سینوپتیکی میانگین ماه‌های ژوئن تا سپتامبر نیز الگوی فراز تابستانه غالب و خود را نمایان ساخته است.

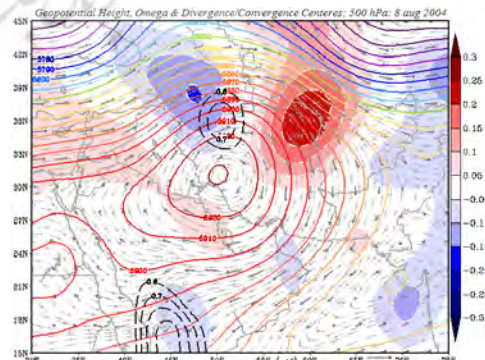
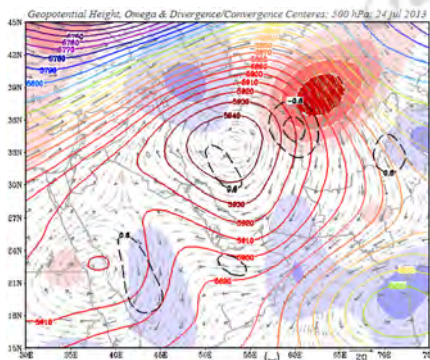
در ادامه اقدام به بررسی و مقایسه میانگین آرایش سینوپتیکی منطقه طی ماه‌های ژوئن، ژوئای، آگوست و سپتامبر (۲۰۱۵-۲۰۰۶) با الگوهای چهارگانه بدست آمده گردید. در میانگین آرایش سینوپتیکی ده سال مورد بررسی نیز الگوی فراز تابستانه ایران کاملاً آشکار و خود را بعنوان الگوی غالب منطقه معرفی کرده است. به دلیل تعداد زیاد نقشه‌ها، در شکل ۵ تنها نقشه‌های میانگین ماه‌های یاد شده سال‌های ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵ آورده شده است. با توجه به اینکه الگوی فراز تابستانه



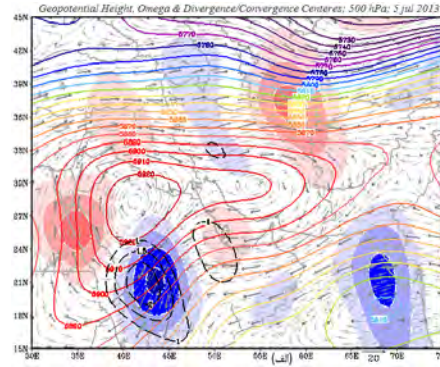
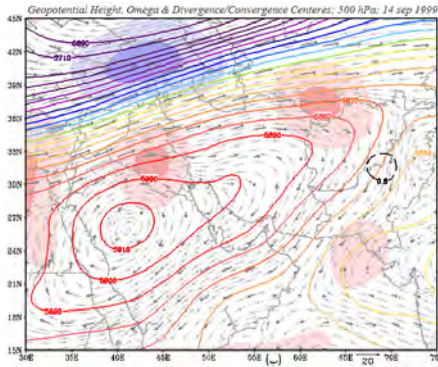
شکل ۵: ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز همگرایی/واگرایی ($10^{-5} s^{-1}$ *)؛ خطوط سیاه ممتد و بریده)، هسته‌های امگای منفی/مثبت (Pa/s؛ هسته‌های رنگی) تراز ۸۵۰ ه.پ، میانگین ماه‌های ژوئن تا سپتامبر. الف) ۲۰۱۴: ب) ۲۰۱۵.

است. این آرایش در الگوهای ۱ و ۲ (شکل ۶ الف و ب) که هسته اصلی زبانه پرفشار آזור بر روی فلات ایران قرار گرفته است، حالت ایده‌آل بهتری به خود گرفته است. این موضوع به نزول/صعود هوا در فراز ایران (در سطوح زیرین آتمسفر) کمک کرده و آنرا تقویت می‌کند و بعکس. همان‌گونه که عنوان گردید، این پشته در زمانی که هسته اصلی زبانه پرفشار آזור بر روی فلات ایران قرار می‌گیرد (شکل ۶ الف و ب)، حالت ایده‌آل بهتری به خود می‌گیرد که دلیل این موضوع تقویت حاشیه شمالی زبانه پرفشار آזור بوسیله پرفشار دریای خزر (مستقر شده در ترازهای زیرین آتمسفر) است. این اثر پرفشار دریای خزر سبب انحنای بیشتر حاشیه شمالی زبانه پرفشار آזור به سمت شمال و عمیق‌تر شدن پشته بادهای غربی آن در ترازهای میانی و بالایی آتمسفر می‌شود. بنابراین آرایش سینوپتیکی دوره گرم سال جنوب‌غرب آسیا می‌تواند شامل دو فراز در سطوح زیرین و سطوح بالایی آتمسفر باشد که ماهیت آنها جدا از هم است و بادهای مختلف جهتی در آنها جریان دارند. در سطوح زیرین آتمسفر فراز موج بادهای شرقی (فراز ایران) مستقر می‌گردد و بیشترین نمود را در تراز ۸۵۰ ه.پ دارد. از سویی دیگر در ترازهای میانی و بالایی آتمسفر نیز پشته‌ای از بادهای غربی ناشی از انحنای حاشیه شمالی زبانه پرفشار آזור به سمت قطب با نام پشته ایران-آזור شکل می‌گیرد که این پشته نیز بیشترین نمود را در تراز ۵۰۰ ه.پ دارد.

سطوح میانی آتمسفر: برای نمایش وضعیت آرایش سیستم‌های فشار سطوح میانی آتمسفر نیز از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ ه.پ استفاده شده است. در شکل ۶ و ۷، ارتفاع ژئوپتانسیل، همگرایی/واگرایی افقی هوا و سرعت انتقال قائم آتمسفر (امگا)، تراز ۵۰۰ ه.پ آورده شده است. در تمام الگوهای مورد مطالعه در این تراز آتمسفری زبانه‌ای از پرفشار آזור جنوب‌غرب آسیا را در سلطه خود قرار داده است و هسته اصلی بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل این پرفشار بر روی فلات ایران (شکل ۶ الف و ب) و یا شمال عربستان (شکل ۷ الف و ب) قرار گرفته است. تراف مونسون هند نیز از منطقه جنوب‌غرب آسیا عقب نشینی کرده و بر روی شبه قاره هند و دریای عرب متمرکز شده است. از سویی گسترش زبانه‌ای از پرفشار آזור بر روی فلات ایران در این تراز نیز پشته‌ای شبه ایستا را ایجاد کرده است. این پشته در نیمه شمالی زبانه پرفشار آזור شکل گرفته و بادهای غربی در بستر آن در جریانند. در چنین شرایطی در نیمه غربی پشته که جهت وزش بادها به سمت قطب است هسته‌ای از سرعت انتقال قائم منفی آتمسفر (امگای منفی) در مناطق شمال‌غرب ایران و غرب دریای خزر شکل گرفته و در نیمه شرقی این پشته، که بر روی شمال‌شرق ایران و شرق دریای خزر که جریان وزش بادها به سمت استواست، هسته‌ای از سرعت انتقال قائم مثبت آتمسفر (امگای مثبت) در این مناطق را بوجود آورده



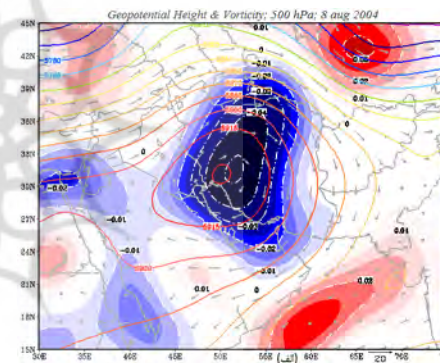
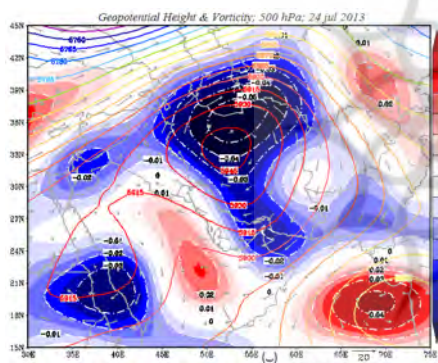
شکل ۶: ارتفاع ژئوپتانسیل (m)، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز همگرایی/واگرایی ($10^{-5} s^{-1}$); خطوط سیاه ممتد و بریده، هسته‌های امگای منفی/مثبت (Pa/s; هسته‌های رنگی) تراز ۵۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ ژولای ۲۰۱۳



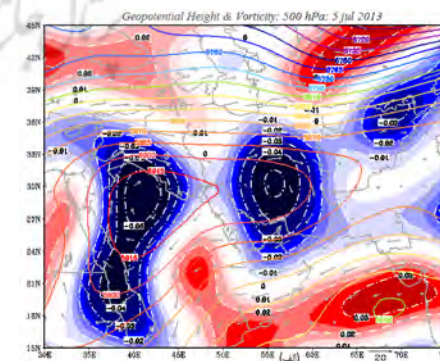
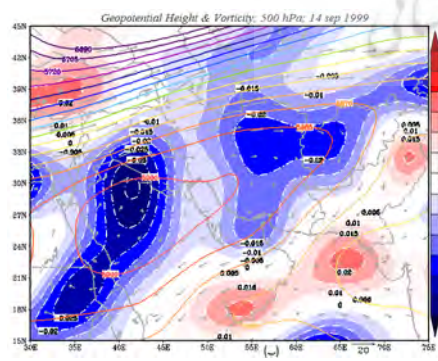
شکل ۷. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s) ، مراکز همگرایی/واگرایی ($10^{-5} s^{-1}$); خطوط سیاه ممتد و بریده)، هسته‌های امگای منفی/مثبت (Pa/s; هسته‌های رنگی) تراز ۵۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژوئای ۲۰۱۳: ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

آنتی‌سیکلونی بر روی منطقه شکل گرفته که حاکی از استقرار پرفشاری قوی (زبانہ پرفشار آזור) بر روی منطقه است.

در شکل ۸ و ۹ نیز میزان چرخندگی تراز ۵۰۰ ه.پ در آتمسفر منطقه محاسبه گردیده است. در این شکل‌ها نیز همان‌گونه که قابل مشاهده است، هسته‌های قویی از چرخندگی منفی با گردش



شکل ۸. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های چرخندگی مثبت/منفی (10^{-3}), تراز ۵۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴: ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ ژوئای ۲۰۱۳

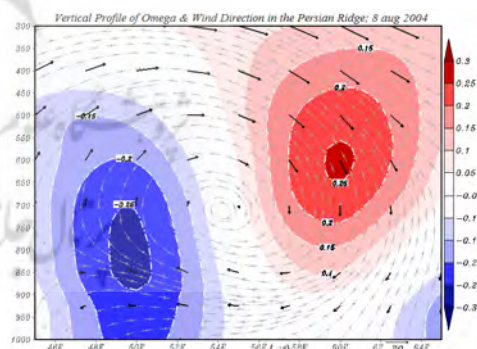
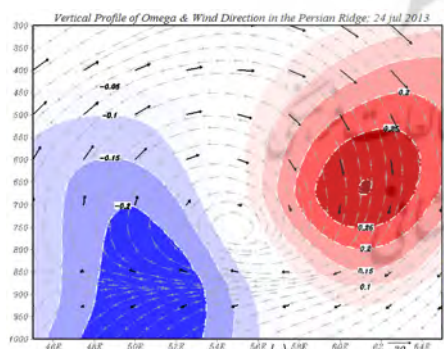


شکل ۹. ارتفاع ژئوپتانسیل (m) ، هسته‌های چرخندگی مثبت/منفی (10^{-3}), تراز ۵۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژوئای ۲۰۱۳: ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

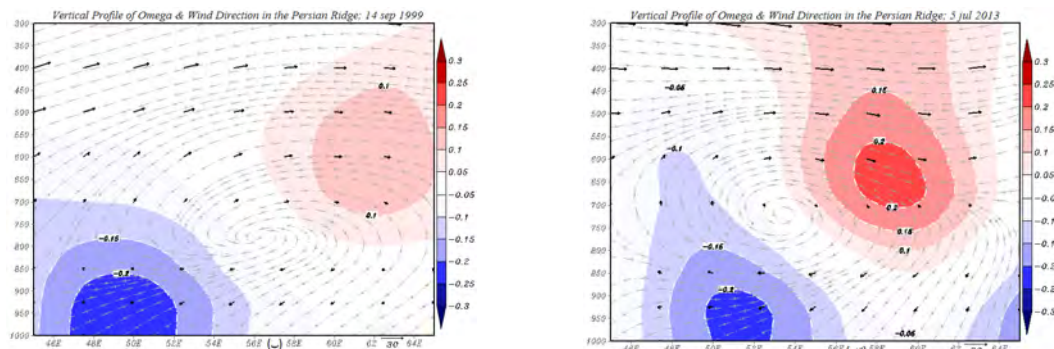
نیمرخ قائم آتمسفر

سرعت انتقال قائم آتمسفر: در ادامه جهت بررسی عمیق تر فراز تابستانه بادهای شرقی بر روی فلات ایران و درک مناسب تر فرایندهای حاکم بر آن، اقدام به بررسی نیمرخ قائم آتمسفر منطقه از تراز ۳۰۰-۱۰۰۰ ه.پ، از نصف النهار $E^{\circ} 45-65$ در راستای مدار $N^{\circ} 37$ گردیده است. در شکل های ۱۰ و ۱۱، نیمرخ قائم جهت و سرعت بردارهای باد و سرعت انتقال قائم آتمسفر منطقه در محدوده یاد شده آورده شد است. در تمام الگوها، بویژه الگوهای ۱ و ۲ (شکل ۱۰ الف و ب) که فراز ایران از شرایط ایده آل مناسب تری برخوردار است، چرخه ای از جریان هوا در شرق و غرب فراز ایران شکل گرفته است. هماهنگ با نیمرخ افقی آتمسفر که مورد بحث و بررسی قرار گرفت، در نیمرخ قائم نیز در نیمه شرقی فراز، هسته ای از امگای مثبت شکل گرفته است که نشان گر افزایش فشار آتمسفر و نزول هوا در این منطقه می باشد. حداکثر امگای مثبت شکل گرفته در الگوهای چهارگانه به ترتیب به بیش از ۰/۲۵، ۰/۳، ۰/۲ و ۰/۱ پاسکال بر ثانیه رسیده است و در تمام الگوها هسته مرکزی در محدوده تراز ۵۰۰ ه.پ قرار گرفته و هوا نزول کرده و با نزدیک شدن به

سطح زمین و برخورد هوای نزولی به سطح زمین، از میزان امگای مثبت نیز کاسته شده و جریان هوا در سطوح زیرین آتمسفر بسوی غرب روان شده و به مرکز دینامیکی امگای منفی شکل گرفته در غرب فراز ایران رسیده است. در این مرکز نیز امگای منفی نشان گر کاهش فشار هوا و صعود آن می باشد، که هوای این مرکز پس از صعود، به ترازهای میانی و بالایی آتمسفر رسیده و به سمت شرق جریان می یابد و با وارد شدن به مرکز امگای مثبت نیمه شرقی فراز، چرخه خود را کامل می کند. در این مسیر جریان بادهای غربی ترازهای میانی و بالایی آتمسفر نیز به کامل شدن گردش هوا کمک می کند. این چرخه از گردش هوا نیز بنا بر مناطق اصلی استقرار آن، از این پس با نام چرخه خراسان- خزر خوانده می شود. در این میان جهت وزش بردارهای باد نیز به روشنی گویای فرایندهای حاکم بر این چرخه هوا می باشد. گردش هوای درون چرخه خراسان- خزر در الگوهای ۱ و ۲ (شکل ۱۰ الف و ب) از قدرت بیشتری برخوردار بوده و در الگوی ۳ (شکل ۱۱ الف) و بویژه ۴ (شکل ۱۱ ب) از قدرت آن کاسته شده است و تابع دینامیکی سرعت انتقال قائم آتمسفر نیز از این کاهش شدت پیروی کرده است.



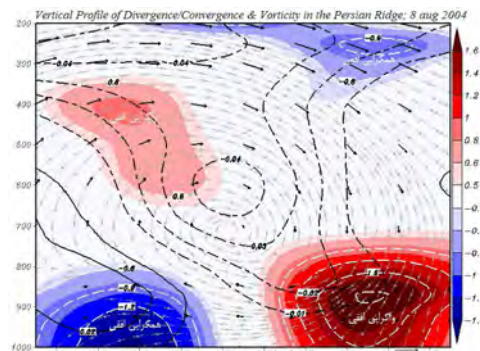
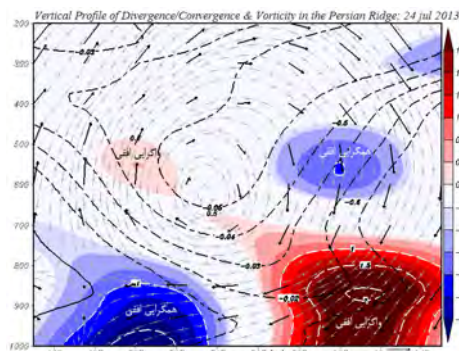
شکل ۱۰: گردش ساعتگرد هوا در چرخه خراسان-خزر، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته های امگای مثبت/منفی (Pa/s)، تراز ۳۰۰-۱۰۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ ژولای ۲۰۱۳



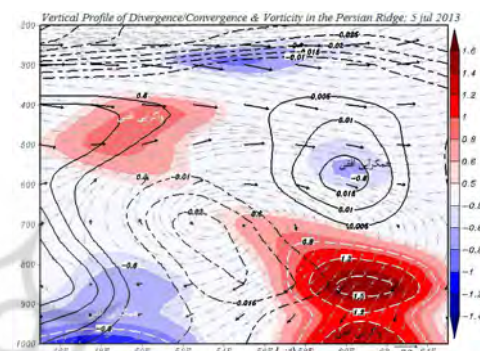
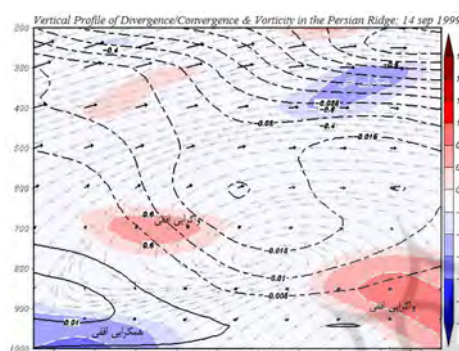
شکل ۱۱: گردش آنتی‌سیکلونی هوا در چرخه خراسان-خزر، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، هسته‌های امگای مثبت/منفی (Pa/s)، تراز ۳۰۰-۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژوئای ۲۰۱۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

قسمت داخلی فراز ایران گردش آنتی‌سیکلونی هوا با چرخندگی منفی حاکم می‌باشد. در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ (نیمرخ قائم آتمسفر) نیز در قسمت میانی فراز ایران دیده می‌شود که مرکزی از چرخندگی منفی (خطوط بریده سیاه) قرار دارد که غالباً با چرخندگی منفی ناشی از زبانه پرفشار آזור در سطوح میانی و بالایی آتمسفر ادغام شده و هسته‌ای وسیع از چرخندگی منفی را در حدفاصل مراکز واگرایی و همگرایی، شرق و غرب فراز ایران شکل داده است. همچنین در نیمرخ افقی آتمسفر تراز ۸۵۰ ه.پ (شکل‌های ۳ و ۴) نیز گردش آنتی‌سیکلونی پاد ساعت‌گرد ناشی از چرخندگی منفی درون فراز ایران حاکم بود که در برش قائم نیز گردش آنتی‌سیکلونی پاد ساعت‌گرد درون فراز بر منطقه حاکم است. بنابراین گردش هوا درون فراز ایران و چرخه خراسان-خزر، هم در جهت افقی و هم در جهت عمودی بصورت آنتی‌سیکلونی پاد ساعت‌گرد می‌باشد. هم‌چنین گردش آنتی‌سیکلونی در قسمت غرب فراز ایران (خطوط ممتد سیاه شکل‌های ۱۲ و ۱۳) نمایان شده است، ناشی از گردش هوا در درون فرود خلیج فارس است که چرخش هوا در قله آن ساعت‌گرد بوده و قسمتی از هوای منطقه همگرایی افقی سطوح زیرین غرب فراز ایران را به درون خود می‌کشد.

واگرایی/همگرایی و چرخندگی: در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نیز نیمرخ قائم واگرایی/همگرایی و چرخندگی آتمسفر چرخه خراسان-خزر، در محدوده نصف‌النهار $E^{\circ} 45-65$ بر روی مدار $N^{\circ} 37$ از تراز ۲۰۰-۱۰۰۰ ه.پ نمایش داده شده است. در این شکل‌ها بویژه در الگوهای ۱، ۲ و ۳، مرکزی از همگرایی افقی در نیمه شرقی فراز ایران از تراز ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ شکل گرفته که غالباً مرکز بیشینه این واگرایی در تراز ۸۵۰ ه.پ قرار گرفته است. در غرب فراز ایران نیز مرکزی از همگرایی افقی هوا شکل گرفته که هوا در ترازهای زیرین آتمسفر از مرکز واگرایی سطوح زیرین شرق فراز به درون مرکز همگرایی سطوح زیرین غرب فراز جریان یافته و پس از صعود در ترازهای بالایی آتمسفر مرکزی از واگرایی افقی را شکل داده و درون چرخه خراسان-خزر به سمت شرق فراز ایران بر روی شمال شرق ایران و ترکمنستان مرکزی از همگرایی افقی در سطوح میانی و بالایی آتمسفر شکل داده و به درون مرکز واگرایی سطوح زیرین شرق ناوه نزول کرده و چرخه خود را کامل می‌نماید. این مراکز واگرایی و همگرایی سطوح زیرین و بالایی هماهنگ با مراکز سرعت انتقال قائم آتمسفر در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ می‌باشد. از سویی در نقشه‌های نیمرخ افقی تراز ۸۵۰ ه.پ (شکل‌های ۳ و ۴) نیز مشاهده گردید که در



شکل ۱۲: گردش آنتی سیکلونی هوا در چرخه خراسان-خزر، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز چرخندگی منفی/مثبت (10^{-3})*، تراز ۲۰۰-۱۰۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۸ آگوست ۲۰۰۴؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۲۴ ژولای ۲۰۱۳



شکل ۱۳: گردش آنتی سیکلونی هوا در چرخه خراسان-خزر، بردارهای سرعت و جهت باد (m/s)، مراکز چرخندگی منفی/مثبت (10^{-3})*، تراز ۲۰۰-۱۰۰۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۵ ژولای ۲۰۱۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۴ سپتامبر ۱۹۹۹

عمان و جنوب ایران، به سرزمین‌های کم ارتفاع خلیج فارس، دشت خوزستان و بین‌النهرین نفوذ کرده و فرود خلیج فارس را شکل می‌دهد. بنابراین این کم‌فشار حرارتی شرق، جنوب و غرب فلات ایران را در بر می‌گیرند. کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس در واقع فرودهایی از موج بادهای شرقی حاره‌ای و گسترش تراف مونسون هند (منطقه همگرایی بین حاره‌ای) می‌باشند، بطوری که فرود موج بادهای شرقی حاره‌ای و قطبی در نیمکره شمالی به سمت قطب شمال و فراز موج بادهای شرقی به سمت استوا می‌باشد. این موضوع برای بادهای غربی عکس می‌باشد. در این زمان از سال پرفشار دریای خزر نیز بر منطقه قفقاز، دریای خزر و ترکمنستان مستقر است و از سمت شمال بر مرکز فلات ایران نیز گسترش می‌یابد. این نفوذ پرفشار دریای خزر بر فلات ایران، در بین دو کم‌فشار حرارتی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس صورت می‌گیرد و انحنای فرورفتگی آن به

نتیجه‌گیری

در دوره گرم سال نیمکره شمالی، با تغییر جهت بادهای تجاری در شمال اقیانوس هند، منطقه همگرایی بین حاره‌ای به جنوب آسیا منتقل شده و بارش‌های مونسون جنوب آسیا در بستر تراف مونسون هند آغاز می‌گردد. تراف مونسون هند در واقع منطقه همگرایی بین حاره‌ای محسوب می‌شود که در این فصل از سال به جنوب آسیا منتقل شده است و ادامه آن در قالب زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ در سطوح زیرین آتمسفر به جنوب غرب آسیا نیز گسترش می‌یابد، اما بدلیل وجود تسلط زبانه‌ای از پرفشار آزور در سطوح میانی و بالایی آتمسفر منطقه و عدم وجود رطوبت اقیانوس‌های حاره‌ای در این منطقه، بارشی ایجاد نمی‌کند. این زبانه از کم‌فشار گنگ در واقع یک کم‌فشار حرارتی بوده و هسته‌ای از کمینه فشار بر مرکز پاکستان و شمال غرب هند (کم‌فشار پاک-ایندیا) ایجاد کرده و در ادامه گسترش خود بر روی دریای

خزر و مناطق اطراف آن، انحنایی از پربندهای ارتفاع ژئوپتانسیل ایجاد می‌کند که برجستگی آن به سمت قطب شمال است و بدلیل وزش بادهای غربی در بستر آن، این نیز پشته‌ای (فراز) از بادهای غربی محسوب می‌گردد و به نام «پشته ایران-آزور» از آن یاد گردید، که شرایط امگای منفی (صعود هوا) در قسمت غربی آن و امگای مثبت (نزول هوا) در قسمت شرقی آن ایجاد می‌گردد و هماهنگ با حرکات چرخه خراسان-خزر است.

منابع

۱. بایرز، هاریس رابرت. ۱۳۷۷. هواشناسی عمومی. ترجمه بنی‌هاشم، تاج‌الدین. حاجبی، بهروز. و بهروزیان، علی رضا. تهران. مرکز نشر دانشگاهی.
۲. ویچرن، دین دبلیو. ریچارد آرنولد جانسون. ۱۳۸۶. تحلیل آماری چند متغیری کاربردی. ترجمه حسینی نیرومند. مشهد. انتشارات آستان قدس رضوی.
۳. خسروی، محمود. ۱۳۸۷. تاثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. دوره ۴. شماره ۹۱. مشهد.
۴. خوش اخلاق، فرامرز. قاسم عزیززی، حسن لشکری و محمدحسن ماهوتچی. ۱۳۹۸. مجله آمایش جغرافیایی فضا. شماره ۳۳.
۵. زرین، آذر. عباس مفیدی. ۱۳۹۰. آیا پرفشار جنب حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه ای از پرفشار جنب حاره ای آزور است؟ «بررسی یک نظریه، یازدهمین کنگره جغرافیدانان ایران. دانشگاه شهید بهشتی، تهران- ایران.
۶. علیجانی، بهلول. ۱۳۷۴. آب و هوای ایران. تهران. انتشارات پیام نور.
۷. علیجانی، بهلول. عباس مفیدی و عباسعلی علی‌اکبری بیدختی. ۱۳۹۰. الگوهای گردش جو بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۷. شماره ۳.
۸. قائمی، هوشنگ. ۱۳۷۵. هواشناسی عمومی. تهران. انتشارات سمت.
۹. کاویانی، محمدرضا. بهلول علیجانی. ۱۳۸۲. مبانی آب و هواشناسی. تهران. انتشارات سمت.

سمت استوا بوده و بادهای شرقی در بستر آن در جریانند (فراز تابستانه سطوح زیرین آتمسفر ایران). در یک بیان کلی موج بادهای شرقی حاره‌ای از شمال شبه‌قاره هند به سوی غرب بر روی شمال‌غرب هند و مرکز پاکستان، یک فرود شرقی حاره‌ای (کم‌فشار پاک-ایندیا) ایجاد کرده، بر روی مرکز فلات ایران و شمال آن (به کمک پرفشار دریای خزر) یک فراز شرقی شکل می‌دهد و سپس در غرب فلات ایران نیز یک فرود حاره‌ای دیگر (فرود خلیج فارس) ایجاد می‌کند. در واقع این موج بادهای شرقی در منطقه شامل دو فرود به سمت قطب شمال (کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس) و یک فراز به سمت استوا (فراز ایران) می‌باشد. در نیمه شرقی فراز ایران (منطقه خراسان و جنوب ترکمنستان)، هسته‌ای از واگرایی سطوح زیرین، امگای مثبت و نزول هوا حاکم می‌باشد و وزش افقی هوا در سطوح زیرین آتمسفر از این هسته واگرایی به سمت غرب (بادهای شرقی) جریان یافته و با رسیدن به منطقه غرب فراز ایران (منطقه جنوب دریای خزر، البرز و آذربایجان)، وارد هسته‌ای از همگرایی زیرین آتمسفر، امگای منفی و صعود هوای شکل گرفته ناشی از عوامل دینامیکی نیمه غربی فراز ایران می‌شود. هوا در این منطقه صعود کرده و در ترازهای میانی و بالایی آتمسفر بر روی نیمه غربی فراز ایران هسته‌ای از واگرایی افقی هوا شکل داده و جریانی از وزش هوا از این مرکز به سمت شرق روان می‌شود (وجود جریان بادهای غربی در ترازهای میانی و بالایی آتمسفر نیز به این وزش کمک کرده و چرخه را تقویت می‌کنند) و در این سطوح آتمسفری، به منطقه نیمه شرقی فراز ایران می‌رسد و بر فراز این منطقه، هسته‌ای از همگرایی سطوح بالایی ایجاد می‌کند. همگرایی باد در این سطوح آتمسفری سبب نزول هوا به درون منطقه واگرایی سطح زیرین نیمه شرقی فراز ایران شده و یک چرخه کامل را ایجاد می‌کند که به نام «چرخه خراسان-خزر» نام‌گذاری گردید. در این میان زبانه پرفشار آزور نیز در سطوح میانی آتمسفر بر منطقه مسلط است و انحنای نیمه شمالی این پرفشار، بر روی شمال فلات ایران، دریای

19. Esteban, P., Jones, F.D., Martin-Vide J. and Mases, M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andora, Pyrenees, *International Journal of Climatology*, 25: 319-329.
20. Godbole, R. 1977. The composite structure of the monsoon depression. *Tellus*, 29: 25-40.
21. Goswami, B.N., Ajayamohan, R.S., Xavier, P.K. and Sengupta, D. 2003. Clustering of synoptic activity by Indian summer monsoon intrapersonal Oscillations. *Geophysical Research Letters*, 30: 1-13.
22. Govinda, P.R., Hatwar, H.R., Al-Sulaiti, M.H. and Al-Mulla, A.H. 2003. Summer Shamals over the Arabian Gulf. *Weather*, 58: 471-478.
23. Mishra, V., Smoliak, B.V., Lettenmaier, D.P. and Wallace. J.M. 2012. A prominent pattern of year-to-year variability in Indian Summer Monsoon Rainfall, *PNAS*, 109: 7213-7217.
24. Preethi, B., Revadekar, J.V. and Kripalani, R.H. 2011. Anomalous behaviour of the Indian summer monsoon 2009, *J. Earth Syst. Sci.* 120: 783-794.
25. Rajeevan, M., Gadgil, S. and Bhate, J. 2010. Active and break spells of the Indian summer monsoon, *J. Earth Syst. Sci.*, 119: 229-247.
26. Ramaswamy, C. 1962. Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the subtropical westerly jet streams. *Tellus*, 14: 337-349.
۱۰. گندمکار، امیر. فرینوش کیارسی. ۱۳۸۵. ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران، بیست و یکمین کنفرانس بین المللی برق. تهران- ایران.
۱۱. مسعودیان، ابوالفضل. ۱۳۹۰. آب و هوای ایران. مشهد. انتشارات شریعه توس.
۱۲. مفیدی، عباس. آذر زرین. ۱۳۹۲. بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا. پژوهش‌های اقلیم‌شناسی. دوره ۳. شماره ۳۶.
۱۳. نجارسلیقه، محمد. ۱۳۸۵. مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور. پژوهش‌های جغرافیایی. دوره ۳۸. شماره ۵۵.
۱۴. نجارسلیقه، محمد. ۱۳۸۹. آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی مطالعه موردی: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، چهارمین کنگره بین المللی جغرافیدانان جهان اسلام. زاهدان. ایران.
۱۵. یارنال، برایان. ۱۳۸. اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه ابوالفضل مسعودیان. اصفهان. انتشارات دانشگاه اصفهان.
16. Ajayamohan, R.S., Merryfield, W.J. and Kharin, V.V. 2009. Notes and Correspondence Increasing Trend of Synoptic Activity and Its Relationship with Extreme Rain Events over Central India, *Journal of climate*, 23: 1004-1013.
17. Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, H. 2013. Low level jet intensification by mineral dust aerosols, *Ann. Geophys*, 31: 625-632.
18. Bitan, A. and Sa'Aroni, H. 1992. The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough. *Int. J. Climatol*, 12: 733-747.