

## شناسایی منطقه همگرایی دریای عرب و نقش رودباد تراز پایین سیستان در شکل‌گیری آن

شعب آب‌خرابات\*

دکتری آب و هواشناسی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت: ۹۵/۸/۱، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

### چکیده

در این پژوهش این فرضیه مورد آزمون قرار گرفت که باد سیستان (باد ۱۲۰ روزه سیستان)، خصوصیت رودبادهای تراز پایین را داشته و پس از در نوردیدن شرق و جنوب‌شرق ایران، وارد بخش شمالی دریای عرب شده و در تقابل با بادهای تجاری جنوبی، منطقه‌ای از همگرایی را به وجود می‌آورند. در این راستا با اجرای آزمون تحلیل عاملی و خوشه‌بندی بر روی داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، طی دوره ۲۰۱۲-۱۹۹۳ (از اول خرداد تا آخر شهریور)، ۵ خوشه شناسایی شد و از این میان در دو الگوی سینوپتیکی وزش این بادهای تشخیص داده شد. در ادامه به محاسبه تابع دینامیکی واگرایی افقی در ترازهای ۷۰۰-۱۰۰۰ ه.پ و همچنین محاسبه واگرایی افقی نیمرخ قائم جو پرداخته شد. در پایان نیز مشخص گردید که این جریان وزش باد، از خصوصیات رودبادهای تراز پایین برخوردار بوده و هسته اصلی آن غالباً در تراز ۸۵۰ ه.پ مستقر است و ادامه سرعت آن به ترازهای پایین‌تر و سطح زمین نیز کشیده می‌شود که به نام باد سیستان معروف گردیده است. این رودباد پس از گذر از مناطق شرقی ایران، وارد بخش شمالی اقیانوس هند شده و در برخورد با بادهای تجاری جنوبی، منطقه‌ای از همگرایی را در این منطقه به وجود می‌آورند و غالباً از سطح زمین تا تراز ۷۵۰ ه.پ گسترش ارتفاعی دارد. همچنین شدت/ضعف رودباد تراز پایین سیستان، سبب جابه‌جایی منطقه همگرایی دریای عرب می‌شود. به‌طوری‌که در زمان شدت رودباد تراز پایین سیستان، منطقه همگرایی نیز در عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر و در زمان ضعف آن، در عرض‌های شمالی‌تر مستقر می‌شود.

واژه‌های کلیدی: بادهای تجاری، رودباد تراز پایین سیستان، سینوپتیک، منطقه همگرایی دریای عرب.

### ۱. مقدمه

رابطه‌ای با تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ندارد و منشأ اصلی وزش بادهای پرفشاری بر روی دریای خزر و بعد از آن هوای سرد بر روی ارتفاعات هندوکش و هیمالیاست. جنوب‌شرق ایران در حاشیه منطقه برون موسمی جنوب آسیا قرار دارد که در دوره موسمی‌ها عمدتاً دارای آسمان صاف و بدون ابر است و علت آن فقدان رطوبت و واگرایی بالایی همراه با فرونشینی محسوس هوای بالای جو است (نجارسلیم، ۱۳۸۹). باد ۱۲۰ روزه سیستان نیز معروف‌ترین باد ایران است که به مدت ۴ ماه در استان‌های سیستان و بلوچستان و خراسان شمالی و جنوبی می‌وزد (گندمکار و کیارسی، ۱۳۸۵). این بادها از معروف‌ترین سامانه‌های وزشی مقیاس متوسط نیمکره شمالی هستند که تأثیرات آن‌ها در بخش‌های شرقی ایران، غرب و جنوب افغانستان و شمال‌غرب پاکستان مشاهده می‌گردد (خسروی، ۱۳۸۷).

فلات ایران در دوره سرد سال در سیطره بادهای غربی و اغتشاش‌های ناشی از امواج کوتاه آن‌هاست، اما در دوره گرم سال در ترازهای میانی و بالایی جو تحت حاکمیت زبانه‌ای از پرفشار آזור قرار دارد و در ترازهای زیرین جو نیز زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ (کم‌فشار جنوب آسیا) غالب مناطق آن را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در این میان، از مهم‌ترین پدیده‌های شرق و جنوب‌شرق ایران در دوره گرم سال، بادهای موسوم به بادهای ۱۲۰ روزه سیستان است که از برهم‌کنش و شیب تغییرات فشار بین پرفشار دریای خزر و کم‌فشار جنوب آسیا (گنگ) شکل می‌گیرند. حسین‌زاده (۱۳۷۶) با بررسی دستی نقشه‌های روزانه سینوپتیک عنوان می‌کند که بادهای ۱۲۰ روزه سیستان مربوط به سطح زمین بوده و به‌ندرت به سطوح بالا نفوذ می‌کنند. جهت این بادها در نقشه‌های تراز دریا هیچ

در ارتباط با شرایط همدید مؤثر بر شکل‌گیری بادهای ۱۲۰ روزه سیستان نیز مطالعات مختلفی صورت گرفته است. نجارسلیمه (۱۳۸۹) عنوان می‌کند چنانچه در منطقه، زبانه تراف بادهای غربی و زبانه تراف موسمی گسترده شود، بادهای ۱۲۰ روزه شدیدتر است و در صورتی که یکی از سیستم‌های فوق وجود داشته باشد بادهای ۱۲۰ روزه شدت زیادی ندارند. گندمکار (۱۳۸۹) با استفاده از تحلیل خوشه‌ای کشور ایران را به ۱۰ پهنه بادی بزرگ تقسیم و مشخص کرد که وسیع‌ترین و بادخیزترین پهنه بادی ایران، پهنه بادی وزش باد سیستان است که تمامی نواحی شرقی کشور از جنوب شرق تا شمال شرق و همچنین بیشتر دشت‌های مرکزی کشور از جمله دشت کویر و دشت لوت را شامل می‌شود. علیجانی و رئیس‌پور (۱۳۹۰)، طوفان‌های گرد و غبار منطقه سیستان را براساس آمار سرعت و جهت باد ایستگاه سینوپتیک زابل بررسی و مشاهده کردند که هنگام بروز طوفان گرد و خاک بر روی نقشه تراز دریا با تقویت کم فشار موسمی هند، دو مرکز کم فشار فرعی در محدوده جنوب پاکستان و جنوب افغانستان و مرکز پرفشاری در جنوب دریای خزر شکل می‌گیرند.

مفیدی و کمالی (۱۳۹۱)، با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM نشان دادند که توفان‌های گرد و غبار در دشت سیستان بسیار کم عمق بوده به طوری که بیشینه غلظت گرد و غبار در زیر تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. مهم‌ترین عاملی که سبب اهمیت بادهای ۱۲۰ روزه سیستان می‌شود، شکل‌گیری توفان‌های گرد و غبار و ماسه، به ویژه در دوره گرم سال (خرداد تا مرداد) است (گودی و مدیلتون، ۲۰۰۰) که سبب بروز مشکلات اقتصادی و زیست محیطی فراوان در این منطقه می‌شود. به طور نمونه خسارات این توفان‌ها در بخش‌های مختلف طی سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۵ حدود ۱۲۵ میلیون دلار برآورد شده است. نیمه شرقی ایران را بیابان‌های وسیعی فراگرفته و از مشخصه‌های اصلی این منطقه از ایران، داشتن اقلیمی گرم و خشک است (میری و همکاران،

۲۰۰۹)؛ بنابراین این بادهای در منطقه تحت سیطره خود به منابع کافی برای ایجاد طوفان‌های گرد و غبار دسترسی دارند. در این میان بستر دریاچه هامون مهم‌ترین منبع این طوفان‌های گرد و غبار و ماسه است (راشکی و همکاران، ۲۰۱۲). علیزاده و همکاران (۲۰۱۴) نیز طی پژوهشی به بررسی عوامل مؤثر بر شکل‌گیری بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و توفان‌های گرد و غباری حاصل از آن با استفاده از مدل WRF پرداختند و بیان کردند که اندرکنش پرفشار هندوکش در شمال افغانستان با کم فشار گرمایی تابستانه در شرق سیستان و غرب افغانستان سبب شکل‌گیری شیب فشار قوی بین این دو مرکز می‌شود. در کنار چنین شرایطی کانالیزه شدن هوا در اثر شرایط ویژه اوروگرافیک منطقه و وجود یک هسته پر سرعت باد (جت تراز پایین شمالی) در ارتفاع ۳۰۰ تا ۵۰۰ متری سبب شکل‌گیری بادهای با سرعت بیش از ۲۰ متر بر ثانیه در منطقه می‌شود. به طور کلی در این پژوهش این فرضیه مورد آزمون قرار گرفت که بادهای ۱۲۰ روزه سیستان پس از درنوردیدن شرق ایران بر روی بخش شمالی اقیانوس هند به بادهای تجاری جنوبی پیوسته و هر دو به سوی شبه قاره هند جریان می‌یابند و در منطقه به هم‌رسی این دو جریان باد شمالی و جنوبی، منطقه‌ای از همگرایی بر روی دریای عرب شکل می‌گیرد. مناطق همگرایی می‌توانند در اثر شرایط مختلفی پدیدار شوند. کانالیزه شدن هوا در شرایط توپوگرافی مناسب می‌تواند سبب همگرایی بین دو جریان مخالف شود، به گونه‌ای که لشکری (۱۳۷۹) بر همین اساس موفق به شناسایی مرکز همگرایی دریای سرخ شده است و آرایش سینوپتیکی لازم برای شکل‌گیری آن را وجود پرفشاری بر روی شمال افریقا و پرفشاری بر روی شرق عربستان و دریای عرب می‌داند.

موج بادهای غربی و رودبادهای نیز می‌توانند شرایط دینامیکی متفاوتی را برای همگرایی فراهم کنند و یا دریافت تابش خورشیدی بیشتر در یک منطقه در مقایسه با نواحی اطراف، می‌تواند سلول‌های گرمایی، صعود هوا و همگرایی در سطوح زیرین جو را ایجاد کند؛ اما مهم‌ترین

۱۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی و ۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی در ۸۴۱ یاخته  $2/5 \times 2/5$  درجه برداشت شد و ماتریسی از داده‌های شبکه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل به ابعاد  $2480 \times 841$  حاصل شد. سپس از تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA)، برای طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای استفاده می‌شود (یارنال، ۱۳۸۵). ماتریس داده‌ها با آرایش S در غالب تحلیل مؤلفه‌های اصلی (PCA) در محیط نرم‌افزار متلب اجرا و مقادیر ویژه آن محاسبه شد 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 مشابه هستند. وجه ریاضی این روش آن است که  $n$  متغیر اولیه را به صورت ترکیب خطی به  $n$  مؤلفه اصلی تبدیل می‌کند؛ بنابراین کل پراش داده‌های اولیه با  $n$  مؤلفه اصلی تبیین می‌شوند. در عین حال ترکیبات خطی چنان به دست می‌آیند که همواره مؤلفه اول دارای درصد بیشتر و مؤلفه‌های بعدی درصد‌های کمتری از پراش داده‌ها را تبیین می‌کنند؛ بنابراین می‌توان درصد قابل توجهی از پراش داده‌ها را با اولین  $k$  مؤلفه تبیین کرد. به این ترتیب هم می‌توان حجم داده‌ها را کاهش داد و هم متغیرهایی را که حامل اطلاعات زیادتری هستند، از دیگر متغیرها متمایز کرد. خروجی تحلیل مؤلفه‌های اصلی روی داده‌های اولیه شامل سه آرایه خواهد بود که عبارتند از  $e$ ،  $y$  و  $l$ . آرایه  $e$  آرایه بردار ویژه است که حاصل ضرب آن در متغیرهای اولیه، مؤلفه‌های ( $Y$ ) است و دارای خاصیتی هستند که پراش مؤلفه‌ها را بیشینه می‌کنند؛ بنابراین مقادیر مؤلفه‌ها بدین گونه به دست می‌آید  $y = X \times e$  که در آن  $X$  متغیرهای اولیه مرکزی شده هستند. آرایه  $l$  نیز حاوی پراش مؤلفه‌ها است (خسروی و نظری پور، ۱۳۹۱).

در گام بعد داده‌ها با دوران متعامد واریماکس چرخش داده شدند (استبان و همکاران، ۲۰۰۵). سپس با محاسبه ماتریس ضرایب عامل‌ها و ضرب آن‌ها در ماتریس استاندارد شده داده‌ها، ماتریس نمرات عاملی حاصل شد.

و شاخص‌ترین ویژگی این پدیده، همگراشدن بادهای تجاری شمالی و جنوبی و برخورد این دو جریان عمده باد بر روی استوای آب و هواشناسی است که به منطقه همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ) معروف است. همگرایی در این منطقه مستقل از اثر توپوگرافی (کانالیزه شدن) و یا شرایط دینامیکی سطوح میانی و بالایی جو (موج بادهای غربی و رودبادها) است و جهت و سرعت خطوط جریان باد، مهم‌ترین عامل تعیین‌کننده شکل‌گیری این پدیده است؛ اگرچه شرایط پایداری و ناپایداری دینامیکی در سطوح میانی و بالایی جو نیز برای توسعه و گسترش ارتفاعی منطقه همگرایی شکل گرفته به ترازهای بالاتر جو بسیار حائز اهمیت است و می‌تواند سبب تقویت یا تضعیف منطقه همگرایی بین حاره‌ای شود.

## ۲. مواد و روش‌ها

فعالیت بادهای ۱۲۰ روزه سیستان از میانه‌های ماه مه آغاز می‌شود و تا میانه‌های ماه سپتامبر ادامه دارد (میدلتون، ۱۹۸۶). دوره آماری مورد استفاده در این پژوهش، بیست و دو ساله (۲۰۱۲-۱۹۹۳) و از اول خرداد تا آخر شهریور (۲۴۸۰ روز) بوده است. از آنجایی که طی بررسی‌های مقدماتی مشخص گردید که بادهای ۱۲۰ روزه سیستان بیشترین قدرت و گستردگی را در تراز ۸۵۰ ه.پ دارند، داده‌های این تراز جوی محور مطالعه قرار گرفت.

گسترده‌گی و قدرت بیشتر بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در تراز ۸۵۰ ه.پ بنا بر چند دلیل است: ابتدا اینکه با ارتفاع گرفتن از سطح زمین اثر اصطکاک و ناهمواری‌های سطح زمین کاهش می‌یابد و دیگر اینکه در بالاتر از این تراز، عوامل به وجود آورنده این پدیده که همانا پرفشار دریای خزر و کم‌فشار جنوب آسیا هستند، قدرت و شیب تغییرات فشاری خود را به مقدار زیادی از دست می‌دهند و حتی ممکن است ناپدید شوند. بنابراین ابتدا داده‌های رقمی میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۸۵۰ ه.پ از سری داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR در محدوده

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 گرفت. پس از تحلیل مؤلفه اصلی، تحلیل خوشه‌ای بر روی ماتریس مؤلفه‌های اصلی برای تعیین الگوهای همدید، انجام گرفت (یارنال، ۱۳۸۵). اجرای آزمون خوشه‌بندی، روزهای با آرایش سینوپتیکی تقریباً مشابه را گروه‌بندی می‌کند. برای این کار، در سطح اول تمام روزهای مورد مطالعه در یک گروه قرار دارند و همبستگی درون گروهی نیز کمترین مقدار را نمایش می‌دهد. در سطح بعدی، روزهای مورد مطالعه در دو گروه دسته‌بندی می‌شوند و به همین ترتیب به صورت یک نمودار درختی در سطوح بعدی تعداد گروه‌ها بیشتر شده و همبستگی درون گروهی نیز افزایش می‌یابد. در این بخش داده‌های شبکه‌ای بر اساس نمرات عاملی و با محاسبه فاصله اقلیدوسی و روش ادغام وارد به صورت نمودار درختی گروه‌بندی شدند. برای دوره زمانی مورد مطالعه ۵ خوشه تشخیص داده شد که بر اساس محاسبه ماتریس همبستگی درون گروهی، روزی که بیشترین همبستگی درون گروهی را دارا بود، به عنوان روز نماینده آن خوشه انتخاب و تحلیل و بررسی شد.

قاعده‌تاً در مطالعات سینوپتیک که آرایش کلی سینوپتیکی سیستم‌های فشار مورد توجه هستند، همبستگی درون گروهی بالا، مد نظر نبوده و می‌توان نمودار درختی آزمون تحلیل خوشه‌ای را در جایی که الگوهای سینوپتیکی مشابه پدیدار می‌شوند، قطع کرد و تعداد الگوهای به دست آمده را مورد مطالعه قرار داد. به طوری که در این مطالعه برش نمودار درختی آزمون تحلیل خوشه‌ای در سطحی که ۵ خوشه ایجاد شده است، انجام شد و این ۵ خوشه نیز در واقع دو الگوی اصلی باد ۱۲۰ روزه سیستم و بادهای شرقی بر روی شمال شرق ایران را نمایش می‌دهند (جدول ۱)؛ بنابراین در این مطالعه می‌توان نمودار درختی تحلیل خوشه‌ای را در محلی که دو خوشه ایجاد می‌شوند نیز برش داده و مطالعه کرد، اما جهت ایجاد همبستگی درون گروهی بیشتر و مطالعه دقیق‌تر الگوهای

سینوپتیکی منطقه در دوره مورد مطالعه، ۵ خوشه انتخاب گردید. در نهایت از آنجایی که ۵ خوشه (الگوی سینوپتیکی) استخراج شده در منطقه مورد مطالعه نیز خود دو الگوی سینوپتیکی و وزش باد متفاوت را در منطقه به وجود می‌آورند، در این پژوهش تنها الگوهای که وزش باد ۱۲۰ روزه سیستم را به نمایش گذاشتند، مورد مطالعه و تحلیل قرار گرفتند. به طوری که الگوهای اول و دوم رخداد بادهای ۱۲۰ روزه سیستم (با جهت غالب شمالی، در شرق و جنوب شرق ایران) را به نمایش گذاشته (جدول ۱) و الگوهای سوم، چهارم و پنجم الگویی از وزش باد (وزش بادهای با جهت شرقی در شمال شرق ایران) را طی دوره مورد مطالعه نمایش دادند (شکل ۴) و تنها جهت مقایسه با الگوهای وزش باد سیستم به طور محدود تحلیل شدند.

در ادامه برای روزهای نماینده الگوهای (۱ و ۲)، هسته‌های سرعت و جهت باد و همچنین تابع همگرایی باد در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و نیز نیمرخ قائم همگرایی جو ترسیم و تحلیل و بررسی شد. برای محاسبه واگرایی از معادله پیوستگی در مختصات فشاری استفاده شد. در یک بیان فیزیکی تغییرات شار در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع یک بسته هوا، با تغییرات جرم بسته هوا در ارتباط است (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 سه گانه ناگزیر باید چگالی را تغییر دهد، زیرا تغییر حجم نیازمند شارش درون سو/برون سوی هوا در جهت‌های سه گانه  $(x, y, p)$  است و این موضوع از قبل در محاسبه تغییرات شار هوا در جهت‌های طول، عرض و ارتفاع لحاظ شده است؛ بنابراین در معادله زیر باید چگالی محاسبه شود و به جای جرم از چگالی استفاده شده:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + \omega \frac{\partial \rho}{\partial p} + \rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) = 0 \quad (1)$$

$\rho$  چگالی،  $t$  زمان،  $u$  مؤلفه مداری باد،  $v$  مؤلفه

جزئی بودن از آن صرف‌نظر گردد، مجموع واگرایی کلی (افقی و قائم) صفر خواهد بود (بایرز، ۱۳۷۷) و می‌توان نگاشت:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (۵)$$

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

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (۶)$$

واگرایی قائم  $\frac{\partial \omega}{\partial z}$  به‌عنوان مؤلفه صعود/نزول هوا شناخته می‌شود و وقتی واگرایی افقی مثبت باشد،  $\frac{\partial \omega}{\partial p}$  منفی می‌شود و در نیمرخ قائم جو نزول هوا صورت می‌گیرد. واگرایی اغلب به‌صورت  $\text{divc}$  یا با نماد برداری  $\vec{\nabla} \cdot \vec{c}$  نوشته می‌شود که در آن  $\vec{c}$  سرعت کل  $(u, v, w)$  است و واگرایی افقی (در ابعاد  $x, y$ ) به‌صورت  $\text{div}2c$  (بایرز، ۱۳۷۷) یا  $\text{div}hc$  (قائم، ۱۳۷۵) نوشته می‌شود. 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،  $\frac{\partial \omega}{\partial p}$  مثبت می‌شود و صعود هوا صورت می‌گیرد.

نصف‌النهاری باد،  $\omega$  مؤلفه قائم باد (امگا یا صعود/نزول هوا) و  $x, y, \rho$  (طول، عرض و فشار) هستند. چهار جمله اول این معادله تغییرات انفرادی چگالی را بیان می‌کنند و می‌توان آن‌ها را با  $\frac{D\rho}{Dt}$  نگاشت؛ بنابراین می‌توان نوشت:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} \right) = 0 \quad (۲)$$

یا:

$$\frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (۳)$$

این معادله پایداری جرم را بیان می‌کند (قائم، ۱۳۷۵) و بر این اصل استوار است که در یک بسته هوا، مجموع تغییرات درون‌شارش/برون‌شارش در جهت‌های سه‌گانه  $x, y, z$  (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  $\frac{\partial \omega}{\partial p}$  واگرایی قائم (صعود/نزول) و در مجموع این سه مشتق واگرایی کلی هوا را بیان می‌کنند؛ بنابراین اگر مجموع این سه مشتق مثبت باشد، واگرایی رخ داده است و چگالی تغییرات منفی خواهد داشت:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = - \frac{1}{\rho} \frac{D\rho}{Dt} \quad (۴)$$

در حالتی که تراکمی در بسته هوا صورت نگیرد یا به‌دلیل

جدول ۱. الگوهای سینوپتیکی (خوشه‌های) پنجگانه استخراج‌شده و روزهای نماینده هر الگو.

الگو	نوع الگو	روز نماینده	فراوانی	همبستگی درون گروهی	حداکثر سرعت رودباد تراز پایین سیستان	حداکثر شدت همگرایی	حداکثر سرعت انتقال قائم (omega)
۱	وزش باد شمالی در	۲۴ ژوئن ۱۹۹۳	۳۵۵	٪۶۲	۲۰ m/s	$-۲ * (10^{-5} s^{-1})$	$-۰/۲۵ Pa s^{-1}$
۲	شرق ایران	۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶	۳۵۴	٪۶۷	۱۶ m/s	$-۱/۸ * (10^{-5} s^{-1})$	$-۰/۲۵ Pa s^{-1}$
۳	وزش باد شرقی در	۷ ژوئیه ۲۰۰۱	۴۷۳	٪۶۳	—	—	—
۴	شمال شرق ایران	۱۶ ژوئیه ۲۰۰۸	۵۹۳	٪۵۹	—	—	—
۵		۲۸ ژوئن ۲۰۰۵	۷۰۵	٪۶۹	—	—	—

### ۳. نتایج و بحث

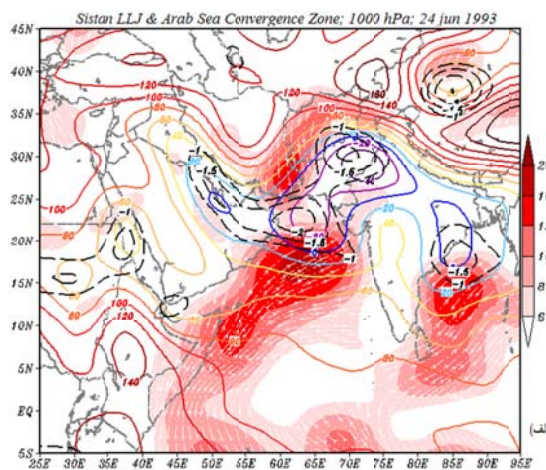
#### ۳-۱. تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

آرایش سیستم‌های سینوپتیکی تراز ۱۰۰۰ ه.پ الگوهای ۱ و ۲ در شکل ۱ آورده شده است. در هر دوی این الگوها زبانه‌ای از کم‌فشار تابستانه جنوب آسیا (کم‌فشار گنگ)، در امتداد دره روخانه سند از پاکستان تا دریای عمان و خلیج فارس را در بر گرفته و امتداد آن به سرزمین‌های پست جلگه خوزستان و بین‌النهرین نیز گسترش یافته است. از دیگر سو، پرفشاری از دریای سیاه تا دریای خزر را در بر گرفته و بر هم‌کنش این دو سامانه فشاری، سبب شکل‌گیری گردادیان فشار در شرق و جنوب‌شرق ایران شده است و این موضوع وزش باد سیستان در این مناطق را فراهم کرده است.

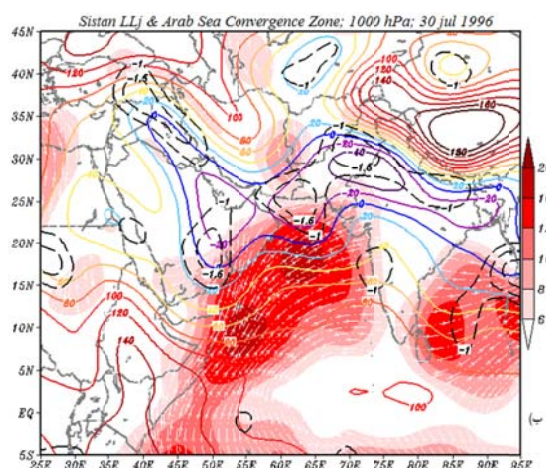
در الگوی ۱ (شکل ۱-الف) پرفشار واقع در منطقه دریای خزر قوی‌تر از الگوی ۲ است و شیب تغییرات، فشار شدیدتری را در شرق ایران ایجاد کرده است در نتیجه باد شمالی- جنوبی سیستان نیز در این الگو در مقایسه با الگوی ۲ (شکل ۱-ب) با قدرت بیشتری در حال وزیدن است. سرعت هسته مرکزی باد سیستان در این تراز جوی، در الگوی ۱ (شکل ۱-الف) به ۱۶-۱۲ متر بر ثانیه و در الگوی ۲ (شکل ۱-ب) به ۱۰-۸ متر در ثانیه می‌رسد. از طرف دیگر جریانی پیوسته و قوی از بادهای تجاری جنوبی نیز بر روی دریای عرب در این دو الگو قابل مشاهده است. این بادهای نیمکره جنوبی منشأ گرفته و پس از گذر از خط استوا در نیمکره شمالی، دچار انحراف حاصل از نیروی کوریولیس شده و به سمت شرق و شبه‌قاره هند منحرف شده‌اند (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۲).

در هر دو الگو مراکز از همگرایی (خطوط بریده سیاه) بر روی منطقه وجود دارند که عمده این مراکز همگرایی در محدوده زبانه کم‌فشار گنگ شکل گرفته‌اند و یکی از این مراکز همگرایی نیز بر روی بخش شمالی دریای عرب و سواحل ایران و پاکستان قرار دارد. در محدوده این مرکز همگرایی، باد سیستان و تجاری‌های جنوبی در مقابل یکدیگر قرار گرفته و پس از برخورد با یکدیگر، منطقه‌ای

از همگرایی را به وجود آورده‌اند.



(الف)



(ب)

شکل ۱. ارتفاع ژئوپتانسیل (خطوط رنگی)، پیکان‌های جهت باد، هسته‌های سرعت باد (m/s؛ هاشورهای رنگی) و مناطق همگرایی ( $10^{-5} s^{-1}$ ؛ خطوط سیاه بریده)، تراز ۱۰۰۰ ه.پ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶.

#### ۳-۲. تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال

در تراز ۹۲۵ ه.پ نیز آرایش سیستم‌های سینوپتیکی مانند تراز ۱۰۰۰ ه.پ است و عمده سامانه‌های حاکم بر منطقه همانا پرفشار دریای خزر و زبانه کم‌فشار گنگ هستند. سرعت بادهای ۱۲۰ روزه سیستان در مقایسه با تراز ۱۰۰۰ ه.پ افزایش یافته و جریان وزش این بادهای به‌طور آشکارتری نمایان هستند. از سویی در هر دو الگو

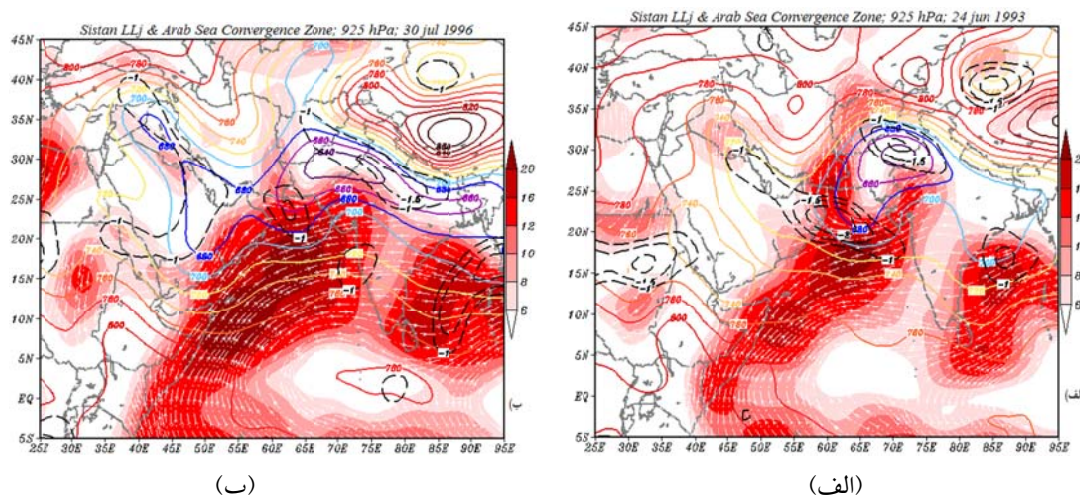
همانند دو تراز زیرین دیگر، در این تراز نیز رویارویی این باده‌ها و تجاری‌های جنوبی بر روی شمال دریای عرب و مناطق اطراف، مرکزی از همگرایی را به وجود آورده‌اند. زبانه کم‌فشار گنگ بخشی از تراف مونسون هند (Monsoon Trough) است که در ترازهای زیرین جو در قالب کم‌فشار حرارتی پاک-ایندیا (Pak-India Low) و فرود خلیج فارس (Persian Gulf Trough) که بر روی خلیج فارس، دشت خوزستان و بین‌النهرین گسترش می‌یابد، در منطقه مستقر می‌شود. تراف مونسون هند نیز منطقه همگرایی بین حاره‌ای قلمداد می‌شود (راماسوامی، ۱۹۶۲؛ گودبول، ۱۹۷۷؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۰۳)؛ بنابراین همان‌گونه که در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ ه.پ قابل مشاهده است، علاوه بر منطقه همگرایی دریای عرب، در تمام منطقه تحت نفوذ کم‌فشار پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس، مراکزی مجزا یا به هم پیوسته از همگرایی افقی شکل گرفته‌اند، زیرا تمام منطقه تحت نفوذ زبانه کم‌فشار گنگ، جزو تراف مونسون هند و منطقه همگرایی بین حاره‌ای است و دمای زیاد دشت‌های کم‌ارتفاع خوزستان و بین‌النهرین، جلگه سند و خلیج فارس، سبب پیدایش کم‌فشارهای گرمایی پاک-ایندیا و فرود خلیج فارس و همین‌طور مراکزی از همگرایی می‌شود؛ اما آنچه که منطقه همگرایی دریای عرب را متفاوت می‌کند، همگرایی باد سیستان و بادهای تجاری جنوبی در این منطقه است که سبب می‌شود همگرایی در سطوح بالاتر از ۹۲۵ ه.پ نیز ادامه یابد و تا ۸۵۰ و حتی ۷۵۰ ه.پ نیز گسترش ارتفاعی داشته باشد؛ بنابراین این مرکز همگرایی از سایر مراکز همگرایی در منطقه قوی‌تر و پایدارتر بوده و به‌طور استوارتری در سطوح زیرین جو خود را نمایان کرده است.

سینوپتیکی این تراز (شکل ۲)، بر قدرت و گسترده‌گی تجاری‌های جنوبی نیز افزوده شده است. از تعداد و قدرت مراکز همگرایی منطقه نسبت به تراز ۱۰۰۰ ه.پ کاسته شده و برخی از مراکز همگرایی که در تراز زیرین قابل مشاهده بودند، ناپدید شده‌اند. این موضوع نشان‌گر آن است که بسیاری از مراکز همگرایی شکل گرفته در منطقه منشأ گرمایی دارند و با فاصله گرفتن از سطح زمین خیلی سریع در نقشه‌های سینوپتیکی ناپدید می‌شوند. در این میان منطقه شمال دریای عرب و سواحل پاکستان و ایران همچنان محل تقابل و برخورد بادهای شمالی- جنوبی سیستان و بادهای تجاری جنوبی است و منطقه‌ای از همگرایی را در این منطقه به وجود آورده‌اند. این منطقه همگرایی در مقایسه با تراز ۱۰۰۰ ه.پ مشخص‌تر است و از سایر مراکز همگرایی در منطقه قوی‌تر نیز هست. در هر دو الگوی سینوپتیکی استخراج شده [شکل ۲ (الف و ب)] نیز هسته مرکزی این منطقه همگرایی در مقایسه با تراز ۱۰۰۰ ه.پ به عرض‌های جنوبی‌تر منتقل شده است.

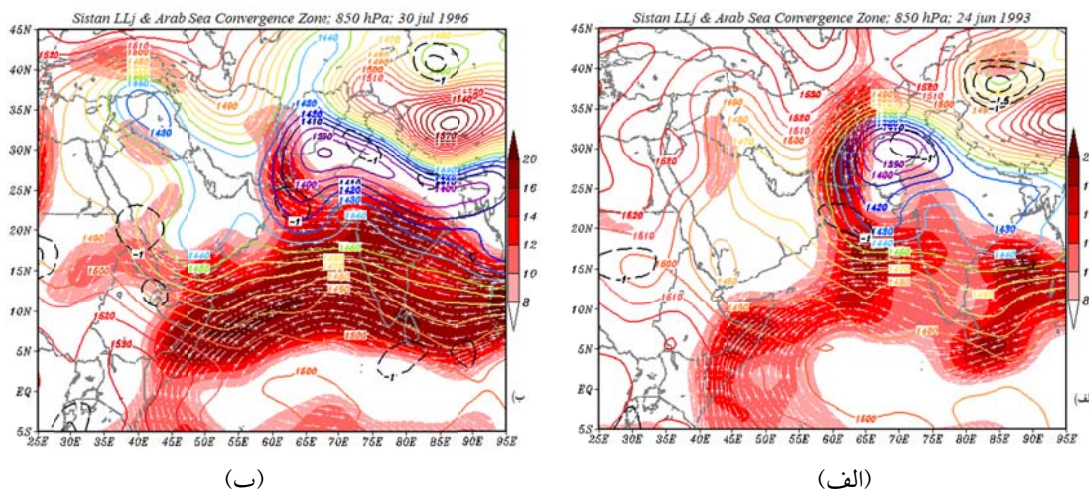
### ۳-۳. تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

آرایش سیستم‌های سینوپتیکی در تراز ۸۵۰ ه.پ (شکل ۳) نیز مشابه دو تراز زیرین دیگر است، به گونه‌ای که همچنان بر هم کنش دو سامانه پرفشار دریای خزر و کم‌فشار گنگ سبب پیدایش بادهای سیستان در شرق و جنوب شرق ایران شده است. در این تراز جوی در هر دو الگوی سینوپتیکی استخراج شده ۱ و ۲ [شکل ۳ (الف و ب)]، باد سیستان در مقایسه با ترازهای زیرین شدت بیشتری دارد و حتی در الگوی سینوپتیکی ۱ (شکل ۳-الف) از هسته سرعت قوی‌تر و پیوسته‌تری در مقایسه با بادهای تجاری جنوبی برخوردار است. بنابراین هسته اصلی سرعت باد سیستان در محدوده این تراز قرار دارد و می‌توان استدلال کرد که بهترین تراز برای مطالعه این باده‌ها، تراز ۸۵۰ ه.پ است.





شکل ۲. ارتفاع ژئوپتانسیل (m: خطوط رنگی)، پیکان‌های جهت باد، هسته‌های سرعت باد (m/s: هاشورهای رنگی) و مناطق همگرایی ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ : خطوط سیاه پریده)، تراز ۹۲۵ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۳۰ ژوئای ۱۹۹۶.

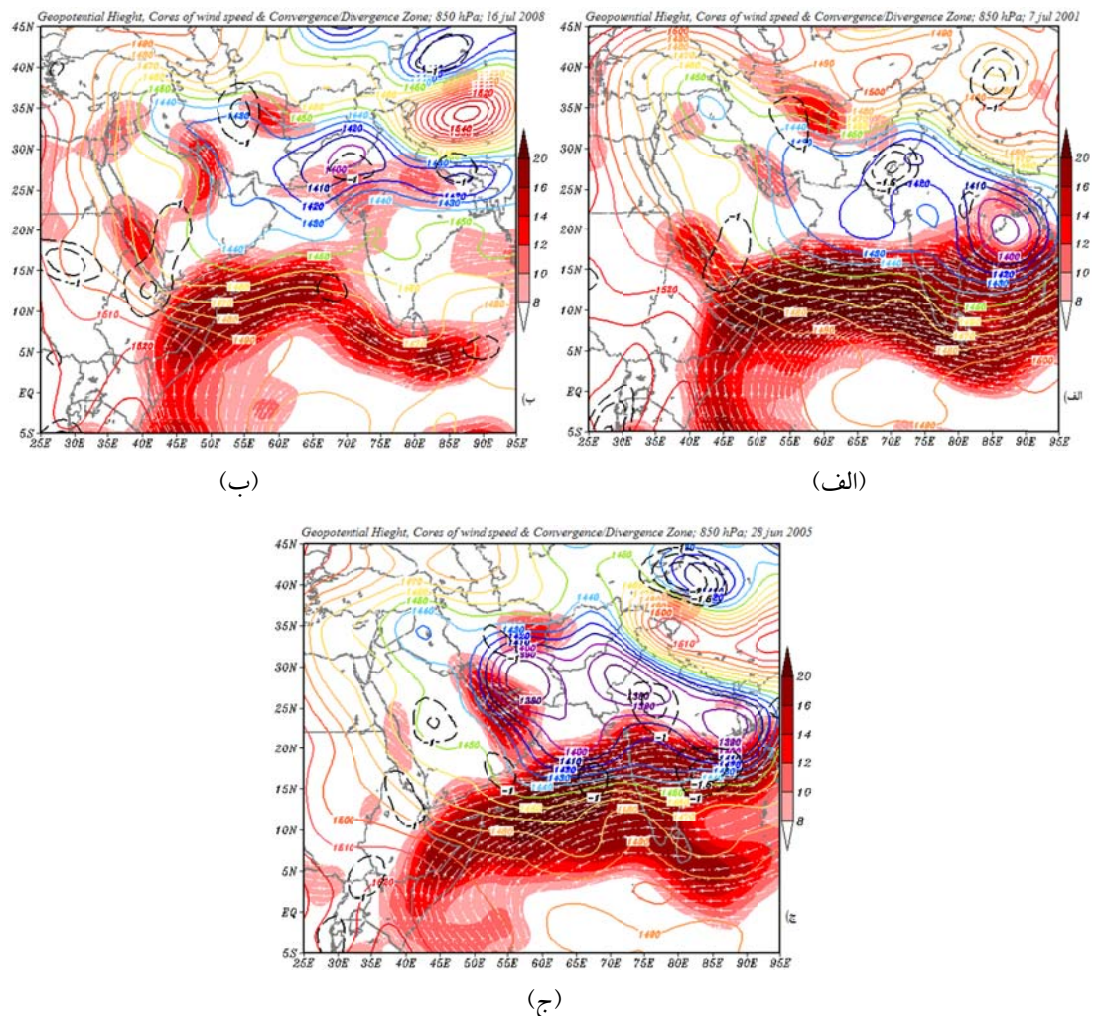


شکل ۳. ارتفاع ژئوپتانسیل (m: خطوط رنگی)، پیکان‌های جهت باد، هسته‌های سرعت باد (m/s: هاشورهای رنگی) و مناطق همگرایی ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ : خطوط سیاه پریده)، تراز ۸۵۰ ه.پ: الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۳۰ ژوئای ۱۹۹۶.

نظر وزش افقی باد حاکم است و رودباد تراز پایین سیستان نیز شکل نگرفته است؛ بنابراین این الگوها از بحث اصلی پژوهش کنار گذاشته شدند و تشکیل رودباد تراز پایین دیگری بر روی شمال شرق ایران را نمایش می‌دهند که می‌توان آن را رودباد تراز پایین خراسان نامید. از سویی در این الگوها رودباد تراز پایین خلیج فارس (گیاناکوپولو و تومی، ۲۰۱۲) نیز که از پدیده‌های شناخته‌شده دوره گرم سال خاورمیانه محسوب می‌شود، خود را پدیدار کرده است.

در شکل ۴ نیز آرایش سیستم‌های فشار، مراکز همگرایی/واگرایی و الگوی وزشی باد در سه خوشه ۳، ۴ و ۵ این پژوهش آورده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود در این الگوها، جهت و منطقه وزش باد در نیمه شرقی ایران متفاوت از جهت وزش باد شناخته‌شده سیستان (جهت شمالی) است، به‌طوری‌که بادهایی با جهت شرقی و در منطقه شمال شرق ایران فعال هستند و معرف روزهای با وزش باد سیستان نیستند. در منطقه جنوب شرق ایران هوای نسبتاً آرامی از





شکل ۴. ارتفاع ژئوپتانسیل (m؛ خطوط رنگی)، پیکان‌های جهت باد، هسته‌های سرعت باد (m/s؛ هاشورهای رنگی) و مناطق همگرایی ( $10^{-5} s^{-1}$ ؛ خطوط سیاه بریده)، الف) الگوی سینوپتیکی ۳، ۷ ژوئیه ۲۰۰۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۴، ۱۶ ژوئیه ۲۰۰۸؛ ج) الگوی سینوپتیکی ۵، ۲۸ ژوئن ۲۰۰۵.

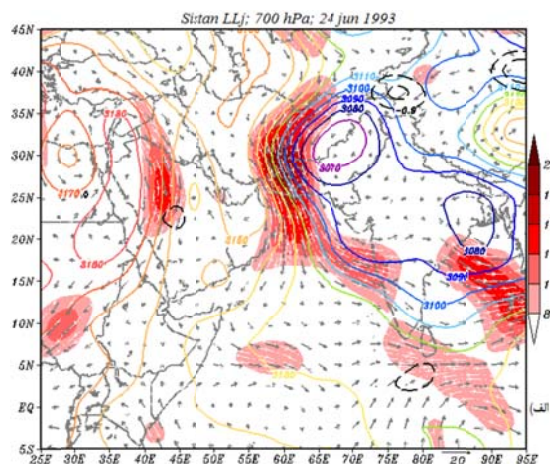
### ۳-۴. تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

آرایش سیستم‌های سینوپتیکی الگوهای ۱ و ۲، تراز ۷۰۰ ه.پ در شکل ۵ آورده شده است. در الگوی ۱ (شکل ۵- الف) باد سیستان همچنان ماهیت خود را حفظ کرده، اما در الگوی ۲ نسبت به تراز ۸۵۰ ه.پ بسیار ضعیف شده است. از سوی دیگر از قدرت و گستردگی بادهای تجارتی جنوبی نیز بسیار کاسته شده است، به‌طوری‌که در الگوی ۱ تقریباً ماهیت خود را از دست داده‌اند و باد سیستان تا عرض‌های حدود  $15^{\circ}N$  بدون هیچ مانعی نفوذ کرده است؛ همچنین در الگوی ۲ هم باد سیستان ضعیف شده و

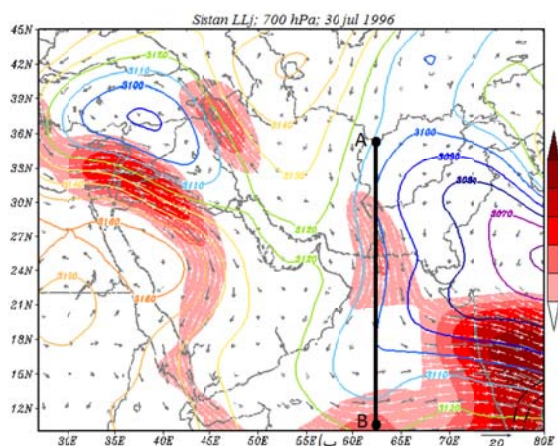
هم تجارتی‌های جنوبی در عرض‌های جنوبی‌تر و با سرعت کمتر قرار گرفته‌اند؛ بنابراین در هر دو الگو، شرایط همگراشدن بادهای متقابل سیستان و تجارتی‌های جنوبی از بین رفته است که به‌دنبال آن مرکز همگرایی دریای عرب نیز ماهیت خود را از دست داده و در این الگوها ناپدید شده است. به‌طور کلی جریان وزش باد سیستان در الگوهای مورد مطالعه، از تراز ۱۰۰۰ ه.پ قابل مشاهده است و با افزایش ارتفاع بر سرعت و وسعت آن‌ها افزوده شده و در محدوده تراز ۸۵۰ ه.پ به بیشترین سرعت و وسعت خود رسیده و در تراز ۷۰۰ ه.پ به بالا، از سرعت

رودبادها کاهش سرعت باد در بالا و پایین هسته مرکزی رودباد است (بونر، ۱۹۶۸؛ وایت من و همکاران، ۱۹۹۷). آستانه سرعت باد برای تشخیص آن‌ها نیز ۱۲ متر بر ثانیه (بونر، ۱۹۶۸) و در برخی منابع ۱۰ متر بر ثانیه (وایت من و همکاران، ۱۹۹۷) عنوان شده است. با توجه به این تعاریف می‌توان این جریان وزش باد در ترازهای زیرین جو شرق ایران را رودباد تراز پایین سیستان نامید که ادامه سرعت هسته مرکزی آن با کشیده شدن به سطح زمین، باد سیستان را به وجود می‌آورد و هسته مرکزی سرعت آن غالباً در محدوده تراز ۰.۸۵۰ پ قرار دارد.

آن کاسته شده است. از سوی دیگر سرعت هسته مرکزی آن در محدوده تراز ۰.۸۵۰ پ از ۲۰ متر بر ثانیه فراتر رفته است. این خصوصیات از وزش بادهای با جهت شمالی (باد سیستان) در نیمه شرقی ایران نمایانگر رودبادهای تراز پایین (LLJ) است. در تعریف رودبادهای تراز پایین آمده است که هسته‌هایی از سرعت بیشینه باد در لایه‌های زیرین جو هستند و به دلیل قرارگیری هسته سرعت این رودبادها در سطوح پایین جو (وکسلر، ۱۹۶۱؛ وایت من و همکاران، ۱۹۹۷)، سرعت هسته مرکزی آن‌ها به سطح زمین نیز می‌تواند کشیده شود. از دیگر خصوصیات این



(الف)



(ب)

شکل ۵. ارتفاع ژئوپتانسیل (m؛ خطوط رنگی)، پیکان‌های سرعت و جهت باد، هسته‌های سرعت باد (m/s؛ هاشورهای رنگی) و مناطق همگرایی ( $10^{-5} s^{-1}$ ؛ خطوط سیاه بریده)، تراز ۰.۷۰۰ پ؛ الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۳۰ ژوئای ۱۹۹۶.

### ۳-۵. نیمرخ قائم همگرایی/واگرایی و مؤلفه قائم سرعت قائم هوا

در ادامه برای بررسی دقیق‌تر گسترش قائم مرکز همگرایی دریای عرب، نیمرخ قائم آن (شکل ۶) در راستای خط A-B (در شکل ۵-ب نشان داده شده است؛ از مدار  $35^{\circ}N$  -  $10^{\circ}N$  در امتداد نصف‌النهار  $62^{\circ}E$ ) ترسیم شده است. همان‌گونه که در این نیمرخ دیده می‌شود، در هر دو الگوی سینوپتیکی ۲ و ۶ (الف و ب) [مرکزی از همگرایی در منطقه مورد مطالعه از سطح زمین تا تراز ۷۵۰ ه.پ شکل گرفته است. در هر دوی این الگوها با افزایش ارتفاع از سطح زمین، منطقه همگرایی نیز به سمت استوا انحراف محور دارد که این انحراف تا تراز ۹۰۰ ه.پ قابل توجه است و به دلیل ضعیف‌تر بودن قدرت رودباد تراز پایین سیستان در سطوح زیرین جو (ناشی از وجود اصطکاک و عوارض سطح زمین) است. از این تراز به بالا با افزایش ارتفاع، به دلیل به تعادل رسیدن تقابل بین رودباد تراز پایین سیستان و تجاری‌های جنوبی، از شیب محور منطقه همگرایی نیز کاسته شده و محور آن بر روی یک مدار ثابت تا تراز ۷۵۰ ه.پ باقی مانده است.

از سوی دیگر در الگوی ۱ (شکل ۶-الف)، با توجه به شدیدتر بودن وزش رودباد تراز پایین سیستان در ترازهای جوی مورد مطالعه در مقایسه با الگوی ۲، منطقه همگرایی دریای عرب نیز در عرض‌های جنوبی‌تر و تقریباً از  $18^{\circ}N$  -  $26^{\circ}N$  شکل گرفته است. در حالی که در الگوی ۲ (شکل ۶-ب)، با توجه به ضعیف‌تر بودن رودباد تراز پایین سیستان، مرکز همگرایی دریای عرب نیز در عرض‌های شمالی‌تر و تقریباً از  $30^{\circ}N$  -  $20^{\circ}N$  شکل گرفته است. بنابراین شدت/ضعف رودباد تراز پایین سیستان می‌تواند باعث جابه‌جایی شمال-جنوب این مرکز همگرایی شود.

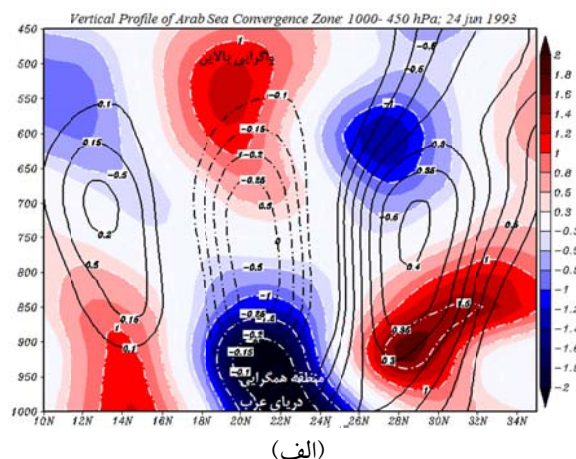
در شکل ۶، مقدار سرعت انتقال قائم جو (امگا) نیز آورده شده است. این شاخص در سیستم فشاری، کاهش فشار هوا را بر حسب پاسکال در ثانیه محاسبه می‌کند و به‌طور کلی زمانی که این شاخص ارقام منفی را نمایش دهد، کاهش فشار هوا در زمان را بیان می‌کند و شرایط

صعود در جو فراهم است. اما زمانی که شاخص به سمت اعداد مثبت پیش برود و مثبت گردد، افزایش فشار هوا و فراهم بودن شرایط نزول هوا را بیان می‌کند. در هر دو الگوی مورد مطالعه نیز با آغاز فرایند همگرایی در منطقه همگرایی دریای عرب، شاخص امگا شروع به منفی شدن کرده و صعود هوا آغاز شده است، به تدریج با افزایش ارتفاع در جو و فراهم‌بودن همگرایی در جو، این شاخص نیز شدیدتر شده و به سمت اعداد منفی‌تر پیش رفته است و در بالای هسته همگرایی، به حداکثر خود ( $Pa s^{-1}$  -۰/۲۵) رسیده است. در واقع بیشترین همگرایی در نزدیک سطح زمین رخ داده و همزمان، سرعت انتقال قائم جو رو به اعداد منفی پیش رفته است و هرچقدر به طرف سطوح بالاتر جو پیش می‌رویم، سرعت انتقال قائم بیشتر شده تا اینکه در بالای مرکز همگرایی، سرعت انتقال قائم به حداکثر خود می‌رسد. از تراز ۷۰۰ ه.پ به بالا مؤلفه قائم سرعت رو به کاهش می‌گذارد و به سمت مقادیر مثبت پیش می‌رود و این موضوع تراکم هوا را سبب می‌شود که بایستی به وسیله تابع واگرایی جبران شود؛ بنابراین هرچقدر که از شاخص امگای منفی کاسته می‌شود، این موضوع توسط فرایند واگرایی جبران شده و حداکثر واگرایی نیز در منطقه بالای امگای منفی رخ داده است. در واقع تا زمانی که امگا رو به منفی شدن پیش می‌رود، یعنی توده هوا در راستای قائم دچار واگرایی شده و همگرایی می‌تواند ادامه داشته باشد. اما زمانی که امگا به سمت اعداد مثبت پیش برود (حتی در زمانی که منفی است)، بدین معنی است که در لایه زیرین، صعود هوا بیشتر و در لایه بالاتر، صعود هوا کمتر صورت می‌گیرد. این موضوع سبب تراکم در هوای لایه بالاتر شده و توده هوا مجبور است خود را از طریق واگرایی افقی به تعادل برساند و تراکم به وجود آمده را جبران نماید؛ بنابراین هرچقدر که امگای منفی رو به اعداد مثبت پیش می‌رود، واگرایی افقی نیز افزایش یافته و در منطقه بالای هسته امگای منفی، به حداکثر خود رسیده است. در چنین شرایطی چنانچه امگا ارقام مثبت به خود بگیرد و رو به

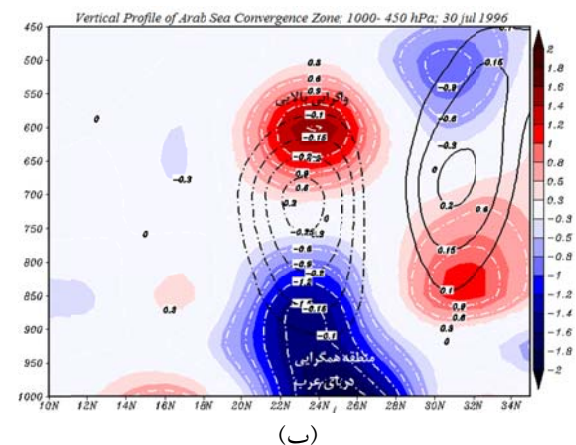
سمت اعداد مثبت بزرگ‌تر پیش رود، در واقع یعنی نزول هوا به درون مرکز واگرایی رخ می‌دهد و این موضوع باعث تقویت منطقه واگرایی در سطوح بالا می‌شود. در غیر این صورت به تدریج صعود/نزول هوا تقریباً متوقف می‌شود و بارفتن به سمت ترازهای بالاتر واگرایی کاهش می‌یابد و سرانجام ناپدید می‌شود. بنابراین مرکز بیشینه امگای منفی در بین مراکز همگرایی سطح زیرین و واگرایی سطوح بالا و مرکز بیشینه امگای مثبت بین مراکز واگرایی سطوح زیرین و همگرایی سطوح بالا در نمبرخ قائم جو قرار گرفته‌اند.

به عنوان یک قانون کلی، همگرایی در سطوح زیرین جو، سبب صعود هوا و واگرایی این هوای صعودی در ارتفاعات بالاتر جو می‌گردد؛ بالعکس، همگرایی در

سطوح بالایی جو سبب نزول هوا و واگرایی در سطوح پایین می‌شود. در این شکل‌ها [۶ (الف و ب)] در سطوح بالایی جو نیز دو هسته همگرایی در شمال و جنوب منطقه همگرایی دریای عرب تشکیل شده‌اند؛ بنابراین همگرایی در سطوح بالایی جو، به مثبت شدن شاخص امگا، افزایش فشار در زمان و نزول هوا انجامیده است. با نزدیک شدن به سطح زمین، شاخص امگا اعداد مثبت بزرگ‌تری را ثبت نموده و نزول هوا شدیدتر می‌شود و در منتهالیه منطقه همگرایی بالایی، به حداکثر خود می‌رسد. سپس از این منطقه به بعد، به دلیل وجود منطقه واگرایی در سطح زمین، از مقدار این شاخص کاسته شده است و واگرایی افقی در سطوح نزدیک زمین به حداکثر خود رسیده است.



(الف)



(ب)

شکل ۶. نمبرخ ارتفاعی مناطق همگرایی و واگرایی جو ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ؛ هاشورهای رنگی) و سرعت انتقال قائم جو ( $\text{Pas}^{-1}$ ؛ خطوط سیاه ممتد و بریده)، از مدار  $15^{\circ}\text{N}$ – $30^{\circ}$  در امتداد نصف النهار  $62/5^{\circ}\text{E}$ ، از تراز ۵۰۰–۱۰۰۰ ه.پ؛ (الف) الگوی سینوپتیکی ۱، ۲۴ ژوئن ۱۹۹۳؛ (ب) الگوی سینوپتیکی ۲، ۳۰ ژوئیه ۱۹۹۶.

## ۴. نتیجه‌گیری

در تابستان نیمکره شمالی، منطقه همگرایی بین حاره‌ای به عرض‌های شمالی جابه‌جا می‌شود و سیستم مونسون تابستانه جنوب آسیا، گسترش زبانه‌ای از کم‌فشار گنگ به سوی جنوب غرب آسیا و تسلط آن بر روی مناطق جنوبی ایران، جلگه خوزستان و بین‌النهرین از پیامدهای این جابه‌جایی است. در این میان در ترازهای زیرین جو، پرفشار جنب حاره (زبانه پرفشار آزور) در این منطقه از جهان نیز، مجبور است بیش از نرمال جهانی و در سرزمین‌های شمال ایران و بر روی دریای خزر و مناطق اطراف آن مستقر شود. در واقع نفوذ تراف خلیج فارس در منطقه خاورمیانه، مانع از گسترش زبانه پرفشار آزور در ترازهای زیرین جو می‌شود و همین امر سبب دوشاخه شدن پرفشار جنب حاره در این منطقه می‌شود و این پرفشار مجبور است بر روی مناطق شمالی (دریای خزر و نواحی اطراف) و جنوبی تراف خلیج فارس گسترش یابد.

در اثر ایجاد گرادیان فشار بین پرفشار دریای خزر و کم‌فشار گنگ، باد سیستان (باد ۱۲۰ روزه سیستان) شکل می‌گیرد و می‌توان بیان کرد که این باد، همان تجاری‌های شمالی است که در منطقه می‌وزد. این باد همچنین از خصوصیت رودبادهای تراز پایین برخوردار است و اغلب بیشترین گستردگی و شدت خود را در محدوده تراز ۸۵۰ ه.پ نمایان می‌کند که می‌توان آن را رودباد تراز پایین سیستان نامید. از سوی دیگر با جابه‌جایی بیش از نرمال کمربند همگرایی بین حاره‌ای به نیمکره شمالی، بادهای تجاری جنوبی نیز برای رسیدن به آن، وارد نیمکره شمالی می‌شوند و رودباد تراز پایین سوماتالی را تشکیل می‌دهند که پس از کسب رطوبت از اقیانوس هند و دریای عرب، وارد شبه‌قاره هند می‌شوند.

سپس این فرضیه مورد آزمون قرار گرفت که «آیا بین دو جریان وزش باد سیستان (رودباد تراز پایین سیستان) و تجاری‌های جنوبی، یک منطقه همگرایی شکل می‌گیرد؟» در ادامه تحقیق این منطقه از همگرایی بر روی

شمال دریای عرب و سواحل پاکستان و ایران شناسایی گردید. این بررسی نشان داد که این منطقه از همگرایی در زمان وزش رودباد تراز پایین سیستان شکل می‌گیرد و شدت وزش این باد و به تعادل رسیدن آن با بادهای تجاری جنوبی، تعیین‌کننده عرض جغرافیایی محل استقرار آن است. همچنین مشخص شد که اگر رودباد تراز پایین سیستان شدت کمی داشته باشد (الگوی ۲)، در عرض‌های جغرافیایی شمالی‌تر و زمانی که رودباد تراز پایین سیستان شدیدتر و مداوم‌تر باشد (الگوی ۱)، منطقه همگرایی دریای عرب نیز به عرض‌های جغرافیایی جنوبی‌تر منتقل می‌شود. گسترش قائم این منطقه همگرایی در جو تا جایی است که عوامل به وجود آورنده آن (رودباد تراز پایین سیستان و تجاری‌های جنوبی) وجود داشته باشند و هرگاه یکی از این عوامل، گسترش ارتفاعی به سطوح بالاتر جو نداشته باشد، این منطقه همگرایی نیز ناپدید می‌شود. به‌طور نرمال از سطح زمین تا تراز ۷۵۰ هکتوپاسکال می‌توان شاهد شکل‌گیری این منطقه از همگرایی بود، ولی غالباً از این تراز به بالا ماهیت وجودی خود را از دست می‌دهد. وجود این منطقه از همگرایی نیز می‌تواند شهادتی بر این موضوع باشد که رودباد تراز پایین سیستان در واقع همان بادهای تجاری شمالی است که بر روی دریای عرب با بادهای تجاری جنوبی همگرا می‌شود.

از دیگر نشانه‌های این بادهای منشأ گرفتن آن‌ها از پرفشارهای جنب‌حاره و وزش آن‌ها به سوی منطقه همگرایی استوایی است، به‌طوری‌که تراف مونسون هند (کم‌فشار پاک-ایندیا) نیز منطقه همگرایی بین حاره‌ای قلمداد می‌شود و بادهای تجاری جنوبی و رودباد تراز پایین سیستان از دو سو به طرف آن جریان دارند.

از سویی می‌توان عنوان کرد که باد سیستان از جهاتی مشابه باد شمال است؛ باد شمال در سرزمین‌های غرب فلات ایران و بر روی بین‌النهرین در فصل گرم سال می‌وزد و در بستر آن بر روی خلیج فارس، رودباد تراز پایین خلیج فارس شکل می‌گیرد. باد سیستان نیز در شرق ایران می‌وزد و در بستر آن رودباد تراز پایین سیستان شکل



مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره ۵، صص ۱۲۹-۱۰۷.

قائمى، ه.، ۱۳۷۵، هواشناسی عمومی، تهران: انتشارات سمت.

کاویانی، م. ر. و علیجانی، ب.، ۱۳۸۲، مبانی آب و هواشناسی، تهران: انتشارات سمت.

گندمکار، ا.، ۱۳۸۹، تعیین گستره افقی باد سیستان با استفاده از تحلیل خوشه‌ای، فصلنامه جغرافیای طبیعی، شماره ۱۰، صص ۶۷-۶۷.

گندمکار، ا. و کیارسی، ف.، ۱۳۸۵، ارزیابی انرژی پتانسیل باد در کشور ایران، بیست و یکمین کنفرانس بین المللی برق. شرکت برق منطقه‌ای تهران، ایران. لشکری، ح.، ۱۳۷۹، مکانیسم تکوین منطقه همگرایی دریای سرخ، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۸ و ۵۹، صص ۱۴-۱.

مفیدی، ع. و کمالی، س.، ۱۳۹۱، بررسی و تحلیل ساختار توفان‌های گرد و غباری در دشت سیستان با استفاده از مدل اقلیمی مقیاس منطقه‌ای RegCM4؛ مطالعه موردی ۳۰ جولای ۲۰۰۱، اولین همایش ملی بیابان، مرکز بین المللی تحقیقات بیابان، ایران.

نجارسلیمه، م.، ۱۳۸۹، آثار مشترک تقابل حرارتی سیستم‌های جوی در کشورهای اسلامی مطالعه موردی: بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، چهارمین کنگره بین المللی جغرافیدانان جهان اسلام. ایران. زاهدان. یارنال، ب.، ۱۳۸۵، اقلیم شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، ترجمه سید ابوالفضل مسعودیان، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان.

می‌گیرد؛ بنابراین می‌توان باد سیستان و رودباد تراز پایین سیستان را به‌عنوان دو پدیده وابسته و به‌وجود آورنده هم معرفی کرد و مورد مطالعه قرار داد. در واقع در دوره گرم سال سه رودباد تراز پایین در اطراف فلات ایران می‌تواند شکل گیرد که شامل رودباد تراز پایین سیستان (در شرق ایران)، رودباد تراز پایین خراسان (در شمال شرق ایران) و رودباد شناخته‌شده خلیج فارس (بر روی خلیج فارس) هستند.

## مراجع

بایرز، ر.، ه.، ۱۳۷۷، هواشناسی عمومی، ترجمه تاج الدین بنی‌هاشم، بهرز حاجبی و علیرضا بهروزیان. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

حسین‌زاده، س.، ۱۳۷۶، بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۷، ۱۲۷-۱۰۳. خسروی، م.، ۱۳۸۷، تأثیرات محیطی اندرکنش نوسان‌های رودخانه هیرمند با بادهای ۱۲۰ روزه سیستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۱، صص ۴۹-۱۹.

خسروی، م. و نظری‌پور، ح.، ۱۳۹۱، مطالعه همدید تیپ‌های هوای غالب منطقه سیستان (مطالعه موردی: ایستگاه زابل)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴۴(۳): صص ۳۹-۶۲.

جانسون، ر. آ. و ویچرن، د. د.، ۱۳۸۶، تحلیل آماری چند متغیری کاربردی، برگردان حسینعلی نیرومند، مشهد: انتشارات آستان قدس رضوی.

علیجانی، ب. و رئیس‌پور، ک.، ۱۳۹۰، تحلیل آماری همدیدی طوفان‌های گرد و خاک در جنوب شرق ایران (مطالعه موردی: منطقه سیستان)، فصلنامه

Alizadeh-Choozari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2014, The wind of 120 days and dust storm activity over the Sistan Basin, Atmospheric Research, DOI: 10.1016/j.atmosres. Volume 143, pp 328-341. Bonner, W. D., 1968, Climatology of the low-level jet. Mon. Wea. Rev., 96, 833-850. 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, Volume 25, pp 319-329. Giannakopoulou, E. M. and Toumi, R., 2012, The Persian Gulf summertime low-level jet over sloping terrain, Q. J. R. Meteorol. Soc. 138: pp 145-157. Godbole, R., 1977, The composite structure of the monsoon depression. Tellus, 29, 25-40. Goswami, B. N., Ajayamohan. R. S., Xavier P. K. and Sengupta, D., 2003, Clustering of



- synoptic activity by Indian summer monsoon intraseasonal Oscillations. *Geophysical Research Letters*. Vol 30. pp 1-13. doi:10.1029/2002 GL016734.
- Goudie, A. and Middleton, N., 2000, Dust storm in the Sout West Asia. *Geografica*. Volume 12, pp 764–787.
- Middelton, N. J., 1986, A geography of dust storms over southwest Asia. *Journal. Climatol*. Volume 6, pp 183–196.
- Miri, A., Ahmadi, H., Ekhtesasi, M. R., Panjehkeh, N. and Ghanbarie, A., 2009, Environmental and socio-economic impacts of dust storms in Sistan Region, Iran. *Journal of Environmental Studies*, Volume 66, pp 343 – 355.
- Ramaswamy, C., 1962, Breaks in the Indian summer monsoon as a phenomenon of interaction between the easterly and the subtropical westerly jet streams. *Tellus*, 14A, 337–349.
- Rashki A., Kaskaoutis, D. G., Rautenbach, C. J., Eriksson, P. G., Qiang, M. and Gupta, P., 2012, Dust storms and their horizontal dust loading in the Sistan region, Iran. *Aeolian Research*, Volume 5, pp 51-62.
- Wexler, H. 1961, A boundary layer interpretation of the low-level jet. *Tellus*, 13, pp 368- 378.
- Whiteman, C., Bian, X. and Zhong, S., 1997, Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern Great Plains. *J. Appl. Meteor.*, 36, pp 1363–1375.

## Identification Arabian Sea Convergence Zone and the Role of Sistan LLJ in its Formation

Abkharabat, Sh.\*

*Ph.D. of Climatology, Tabriz University, Tabriz, Iran*

*(Received: 22 Oct 2016, Accepted: 23 May 2017)*

### Summary

Sistan wind is one of the most important atmospheric phenomena of warm period of year in Iran plateau which creates environmental different impacts on its dominated region. In the northern hemisphere during summer monsoon, ITCZ moves to higher northern geographic latitude. South Asia summer monsoon system is one of the phenomena which arises from this movement and a tongue extension of Gang low moves towards west, its domination over southern region of Iran, and its penetration to Khozestan plain and Mesopotamia is also one of this movement outcome. In the meantime, in atmospheric low level, Azores high tongue, in this region of the world also has to remain in north territories of Iran (that is over Caspian sea and its surrounding) more than world-wide average. So that, with the pressure gradient between the Caspian sea high and Gang low generates the Sistan wind system, in a way that can be said that this is northern trade wind which blows in the region. The period used in this study was for 2480 days in 22 years (2012-1993) from May until end of September. The atmospheric circulation types were extracted using daily mean of the 850 hPa geopotential height data for these days between 15°–80°E, 5°–50°N, with a 2.5° (lat) × 2.5° (lon) spatial resolution. These data were retrieved from the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis archive. Then the agglomerative hierarchical cluster analysis with the ward algorithm and Euclidean distance were used to identify atmospheric circulation types over Iran in mentioned period of years. Because using hierarchical cluster analysis can take maximized within-group similarity and minimized between-group similarity in data, the groups of days with similar characteristics were determined. Then the calculated within-group correlations were used to identify representative days. The day with highest within-group correlation was representative day of atmospheric circulation types. Finally, 5 atmospheric circulation types were identified in this period in which 2 cluster showed the mechanism of in Sistan winds in the southeast of Iran. Then for representative day of atmospheric circulation types in 2 mentioned clusters, wind speed and direction, as well as the wind convergence in levels of in 1000, 925, 850 and 700 hPa and also the convergence in atmospheric vertical profiles were analyzed. This paper identifies that, this wind has the features of LLJ and its core is often at 850 hPa level which is titled and is known as Sistan LLJ. Its speed continuation also stretches to low levels and to the earth surface, as a result it creates Sistan wind near the surface. On the other hand, along with ITCZ belt anomalous movement to northern hemisphere, the southern trade winds also enter northern hemisphere to reach ITCZ belt and after acquiring humidity from Indian ocean and Arabian sea, they enter Indian subcontinent. Now, the assumption is tested that between these two kinds of blowing systems (Sistan LLJ and southern trades) a region of convergence must be created, then with the continuation of the above converged, wind system is identified over north of Arabian sea, Pakistan and Iran coasts. This convergence region which establishes at the time of Sistan LLJ balances with southern trade winds, which determines its location geographic latitude. So that, if Sistan LLJ blows slowly, this convergence region moves to more southern geographic latitudes. also its vertical extension in atmosphere is to the extent that its generating factors (Sistan LLJ and southern trades) exist and when one of these factors, does ascend to the higher level of atmosphere, this convergence region disappears. So that, naturally its establishment can be observed from the earth surface to 750 hPa level, and it often disappears above this level. This convergence region can also be a reason for the issue that during the fact Sistan LLJ the northern trade winds converge with southern trades on Arabian sea. The other indications of these winds are being originated from subtropical high and blowing toward tropical convergence region, so that the Indian monsoon is in fact the southern trades and Sistan LLJ that blow from two sides towards ITCZ.

**Keywords:** Sistan LLJ, Trade winds, Arab Sea Convergence Region, Synoptic.

---

\* Corresponding author:

kharabatian@yahoo.com