

## بررسی تغییرپذیری درون‌سالی تاوایی نسبی در خاورمیانه و مدیترانه شرقی

آزیتا امیری<sup>۱</sup>، بهلول علیجانی<sup>۲</sup>، زهرا بیگم حجازی زاده<sup>۳</sup>، ابراهیم فتاحی<sup>۴</sup>، مجید آزادی<sup>۵</sup>

۱. دانشجوی دکتری جغرافیا دانشگاه خوارزمی تهران (نویسنده مسول)

۲. دکتری جغرافیا، استاد دانشگاه خوارزمی تهران

۴. دکتری جغرافیا، عضو هیأت علمی پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو تهران، دانشیار

۵. دکتری هواشناسی، عضو هیأت علمی پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، دانشیار

تاریخ وصول: ۱۳۹۵/۱۱/۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۶/۱۳

### چکیده:

محاسبه و ترسیم الگوهای توزیع تاوایی نسبی در سطوح فشاری مختلف مناسب‌ترین روش برای تبیین تغییرات اقلیم سطح زمین با استفاده از تغییرپذیری گردش جوی است. بر این اساس مقادیر روزانه تاوایی نسبی با استفاده از داده‌های روزانه باد مداری و نصف‌النهاری که از مراکز ملی پیش‌بینی محیطی و پژوهش‌های جوی آمریکا دریافت شد، در سه تراز فشاری ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه شرقی و خاورمیانه که محدوده‌های تأثیرگذار بر اقلیم ایران است محاسبه شد. جهت بررسی تغییرات درون‌سالی، تحلیل مؤلفه‌های اصلی به حالت  $T$  و با چرخش واریمکس بر روی میانگین ۵ روزه تاوایی نسبی در دوره پایه ۲۰۱۰-۱۹۸۱ اجرا شد و برای آشکارسازی تغییرات احتمالی دو دوره ۱۹۶۱-۱۹۹۰ و ۲۰۱۴-۱۹۹۱ نیز مورد بررسی قرار گرفت. در این بررسی دوره تسلط شرایط زمستانه، تابستانه و فصل‌های انتقالی در ترازهای مختلف فشاری تعیین شده و نقشه توزیع تاوایی نسبی در هر دوره به روش درون‌یابی کریجینگ معمولی ترسیم شد. نتایج حاکی از آن است که در تابستان تاوایی منفی تراز میانی روی ایران تا ترازهای بالا ادامه دارد اما تاوایی مثبت حاصل از کم‌فشار خلیج فارس در سطح زمین، در ترازهای بالاتر با تاوایی منفی مهار می‌شود. بیشترین تغییرات زمانی و مکانی تاوایی نسبی مربوط به فصل‌های انتقالی است. بروز تغییرات زمانی در شرایط فصلی و تغییرات مکانی مراکز بیشینه و کمینه تاوایی نسبی بیشتر در ترازهای میانی و بالایی مشاهده شد. در این ترازها طول فصل تابستان طولانی‌تر شد. فصل گرم در تراز بالایی در دهه‌های اخیر به سمت افزایش تاوایی منفی پیش رفته است. فصل‌های انتقالی به خصوص فصل پاییز به تدریج کوتاه‌تر شده و در تراز بالایی حتی به طور کامل محو شد. در تراز پایینی افزایش تاوایی منفی در غرب دریای خزر و افزایش تاوایی مثبت در شرق آن با تضعیف کم‌فشار دریای سیاه و تضعیف پرفشار سیبری هماهنگ است.

**کلید واژگان:** تاوایی نسبی، تحلیل مؤلفه‌های اصلی، خاورمیانه، مدیترانه شرقی

## مقدمه:

تغییرات آب و هوایی سطح زمین از طریق حرکات جو کنترل می‌شود (علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۵۶؛ علیجانی و هوشیار، ۲۰۰۸، ۱). از سوی دیگر اکثر مؤلفه های سینوپتیک سطوح بالا نظیر واگرایی، همگرایی، حرکات قائم و بسط و توسعه چرخندهای عرض‌های میانی همگی به تاوایی بستگی دارند (آرنس، ۱۳۹۱، ۴۱۸؛ لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۰؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۵۹). لذا محاسبه و ترسیم الگوهای تاوایی در سطوح فشاری مختلف یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تبیین تغییرات اقلیم سطح زمین است (علیجانی، ۱۳۹۱، ۶۹). تاوایی نسبی حاصل انحنای برش باد است و در امتداد محور چرخش و در جهت قائم عمل می‌کند (مرادی، ۱۳۸۸، ۶۹؛ علیجانی، ۱۳۹۱، ۵۹). توزیع تاوایی نسبی شاخص مهمی در بررسی گردش عمومی جو در عرض‌های میانه بوده و بررسی اقلیمی آن در درک فرآیند شکل‌گیری و حرکت سامانه‌ها حائز اهمیت است (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۵۹؛ قویدل رحیمی، ۱۳۸۹، ۱۵۸؛ علیجانی، ۱۳۹۱، ۷۳). تاوایی نسبی روزانه یک کمیت مناسب برای مطالعه تغییرات گردش عمومی جو است زیرا مرتبه بزرگی گرایش چرخندی<sup>۱</sup> و واچرخندی یک منطقه معین را نشان می‌دهد (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۰). لذا محققان بسیاری از جمله فلوکاس، لولیس، بارتزوکاس و زرین از مؤلفه تاوایی نسبی در بررسی‌های اقلیمی استفاده نموده‌اند. در منطقه مدیترانه که نقش به‌سزایی در تعیین شرایط آب و هوایی بخش وسیعی از کشور ما دارد (علیجانی، ۱۳۹۲، ۴۵)، طی مطالعه‌ای توزیع زمانی و فضایی میانگین تاوایی نسبی طی یک دوره ۴۰ ساله مورد بررسی قرار گرفته‌است (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۵۹). در تحقیق دیگری نیز جهت بررسی تغییرپذیری درون‌سالی و خصوصیات فصلی گردش جوی از میانگین ۵ روزه مؤلفه تاوایی نسبی زمین‌گرد استفاده شد (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۰). اهمیت بررسی توزیع تاوایی نسبی با مطالعه‌ای در یونان بیش از پیش آشکار می‌گردد که در آن مراکز تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در

رابطه با بارندگی در مناطق مختلف یونان مورد مطالعه قرار گرفت و تطابق زمانی وردایی هر دو فراسنج بررسی شد (بارتزوکاس و همکاران، ۲۰۰۳، ۸۱۳). جهت بررسی تأثیرپذیری آب و هوای ایران از مؤلفه های گردش عمومی جو نظیر تاوایی نسبی، بررسی این مؤلفه‌ها در مدیترانه شرقی و خاورمیانه مناسب به نظر می‌رسد.

گردش جوی روی منطقه مدیترانه تحت تأثیر سامانه‌های گردش بزرگ مقیاس مختلفی نظیر رودباد جبهه قطبی و جنب حاره‌ای، پر فشار جنب حاره آזור و ناوه خلیج فارس قرار می‌گیرد (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۳۹). در دهه‌های اخیر در منطقه مدیترانه نشانه‌هایی از تغییرات اقلیمی مشاهده شده‌است که البته در مدیترانه غربی چشمگیرتر بوده‌است. مانند روند افزایش فشار از دهه ۱۹۷۰ در مدیترانه غربی و تجمع فاز مثبت نوسانات اطلس شمالی در فصل زمستان (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۰، ۲۲۲؛ دو ان کلون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۳، ۱۸۶۳؛ دو ان کلون، ۲۰۰۳، ۱۸۶۳؛ بارتزوکاس و همکاران، ۲۰۰۳، ۸۱۶). اما تغییرپذیری اقلیمی در مدیترانه شرقی کمتر از مدیترانه غربی بوده‌است (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۰، ۲۱۹؛ بارتزوکاس و همکاران، ۲۰۰۳، ۸۱۶) که می‌تواند بیانگر ثبات گردش جوی تراز پایین روی این منطقه باشد (پادوپولوس، ۲۰۱۳، ۱۶۹۲). البته مطالعات اقلیمی در مدیترانه غربی بسیار گسترده‌تر از مدیترانه شرقی انجام شده‌است اما در محدوده تأثیرگذار بر اقلیم ایران یعنی خاورمیانه و مدیترانه شرقی مطالعات اقلیمی به صورت گسسته و نامنظم صورت گرفته‌است. اگر شناسایی و آشکارسازی تغییرات اقلیمی در پدیده‌های محیطی ایران مدنظر باشد، ابتدا باید شناسایی این تغییرات در گردش جوی این مناطق صورت پذیرد. ضمن این‌که مطالعه مؤلفه‌های گردش عمومی جو دور از اثر فعالیت سطح زمین اطلاعات قابل اعتمادتری را نسبت به پارامترهای سطح زمین در اختیار محقق می‌گذارد (علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۵۷). به همین دلیل کمی نمودن تغییرات درون‌سالی تاوایی نسبی در مدیترانه شرقی و خاورمیانه و کشف خصوصیات فصلی هدف این تحقیق قرار گرفت تا

فشار آن منطقه را اشغال می‌کند در یک بازه زمانی مشخص (روز، ماه، فصل...، محاسبه می‌شود (لیتون، ۱۹۹۲، ۷۶).

2. DuNkelon

۱ cyclonicity: گرایش چرخندی یا میزان گرایش یک چرخند به قرارگیری در یک منطقه معین که با شمارش تعداد ساعاتی که مراکز کم

عبارت است از ناحیه مؤثر بر آب و هوای ایران شامل مدیترانه شرقی، خاورمیانه و شمال اروپا از ۱۰ تا ۷۰ درجه شرقی و از ۱۰ تا ۷۰ درجه شمالی شامل ۶۲۵ نقطه در ترازهای هم-فشار ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نماینده تراز پایینی، میانی و بالایی جهت تعیین ساختار قائم تاوایی نسبی. نسخه NCEP-DOE که بازکاوای دوم مرکز ملی پیش بینی-های محیطی آمریکا با فن‌آوری جدیدتری نسبت به NCEP-NCAR تهیه شده است و بر اساس مطالعات از صحت و همگنی مناسبی برخوردار است (دکر و همکاران، ۲۰۱۲؛ بائو و زانگ، ۲۰۱۲؛ ونگ و زنگ، ۲۰۱۲؛ هوجز و همکاران، ۲۰۱۱؛ دی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مونی و همکاران، ۲۰۱۱؛ سیمونز و همکاران، ۲۰۰۷؛ تریگو، ۲۰۰۶). اما این نسخه از سال ۱۹۸۰ آغاز می‌شود. به همین دلیل دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱ به عنوان دوره پایه مطالعات انتخاب شد. البته با مقایسه داده‌های باد مداری و نصف‌النهار حاصل از این دو نسخه در بازه زمانی مشترک در این تحقیق مشاهده شد که داده‌های روزانه باد این دو نسخه یکسان هستند. علت این امر اینست که متغیرهای باد مداری و نصف‌النهار که در محاسبه متغیر تاوایی نسبی به کار می‌روند در پروژه‌های بازکاوای جزء گروه داده‌های نوع A هستند که داده‌های این گروه بیشتر تحت تأثیر مشاهدات به دست آمده‌اند نه بر مبنای مدل‌سازی، بنابراین با اطمینان بیشتری می‌توان از آن‌ها در مطالعات تغییر اقلیم استفاده نمود (کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱، ۲۵۹). با این وجود برای دستیابی به داده‌های همگن و نرمال سازی داده‌های تاوایی نسبی از استاندارد سازی داده‌ها استفاده شد (رحیم زاده، ۱۳۹۰، ۹۱).

برای یک بررسی درون‌سالی جامع از دیدگاه اقلیم‌شناسی سینوپتیک استفاده از میانگین ۵ روزه مناسب است. زیرا از تغییرات روزانه که هدف بررسی اقلیم‌شناسی نیست صرف-نظر می‌کند. بررسی میانگین تغییرات روزبه‌روز محقق را تا حد زیادی از میانگین‌های اقلیمی منحرف می‌کند (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۱). مولتنی و همکارانش نیز از میانگین-های ۵ روزه برای بررسی مراکز فعالیت داده‌های ارتفاعی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده کردند (مولتنی<sup>۳</sup> و همکاران،

زمان شروع و توقف دوره تسلط تاوایی مثبت و منفی به همراه تغییرات شدت آن در طی سال مشخص شود.

### داده‌ها و روش‌ها :

تاوایی نسبی توده هوای در حال حرکت که نسبت به سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود حاصل انحنا (تغییر سمت جریان هوا) و برش باد (تغییر تندی در یک مسافت افقی) می‌باشد (علیچانی، ۱۳۹۱، ۶۱؛ امیدوار، ۱۳۹۱، ۳۷۱؛ آرنس، ۱۳۹۱، ۴۲۰). در شارهای دوبعدی مؤلفه قائم تاوایی نسبی پس از تحلیل مقیاس از رابطه (۱) به دست می‌آید و واحد آن بر ثابته  $(S^{-1})$  است.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

مطابق رابطه (۱) تاوایی تفاضل مشتق مؤلفه‌های نصف‌النهار و مداری باد نسبت به فاصله می‌باشد (مرادی، ۱۳۸۸، ۷۰؛ علیچانی، ۱۳۹۱، ۶۳).

بر این اساس داده‌های روزانه مؤلفه مداری و نصف‌النهار باد برای محاسبه تاوایی نسبی از دو پایگاه داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش بینی محیطی آمریکا و مرکز ملی پژوهش‌های جوئی نوآ (NCEP-NCAR) و نسخه دوم داده‌های بازتحلیل (NCEP-DOE) با قدرت تفکیک افقی ۲/۵ درجه از سال ۱۹۶۱ الی ۲۰۱۴ میلادی دریافت شد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶؛ کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱؛ کانامیتسو، ۲۰۰۲) و تاوایی نسبی در نرم افزار گردس طبق رابطه (۱) محاسبه شد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹، ۱۶۵). این قدرت تفکیک برای مطالعه خصوصیات اقلیمی گردش عمومی جو مناسب است و مقیاس‌های کوچک‌تر از آن بیشتر از نقطه نظر هواشناسی اهمیت می‌یابد (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۰).

ضمن این‌که در تفکیک‌های بالاتر، میدان تاوایی نابهنجار<sup>۱</sup> می‌شود و به هموارسازی و کاهش تفکیک نیاز پیدا می‌کند (کمپینز و همکاران، ۲۰۱۱، ۱۵۹۸). از میان مؤلفه‌های گردش عمومی جو تاوایی نسبی برای بررسی‌هایی که نیاز به قدرت تفکیک زیادی ندارند مناسب‌تر از سایر مؤلفه‌هاست (سینکلر<sup>۲</sup>، ۱۹۹۴، ۲۲۴۱) محدوده جغرافیایی مورد مطالعه

برآورد نقاط ناشناخته به هر یک از نمونه های معلوم وزنی را نسبت می دهد و یک برآوردگر خطی مطابق رابطه (۲) است.

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (2)$$

سپس برای آشکارسازی تغییرات احتمالی بلندمدت فضایی و زمانی توزیع تاوایی نسبی، این مراحل در دو زیردوره ۹۰- NCEP-NCAR) ۱۹۶۱ و (NCEP-NCAR) ۱۹۹۱-۲۰۱۴ (DOE) و هم‌چنین در پنج دهه متوالی اجرا شد.

### نتایج و بحث:

#### تحلیل مؤلفه‌های اصلی تاوایی نسبی تراز پایینی (تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال) در دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱:

کاربرد تحلیل مؤلفه‌های اصلی بر ماتریس داده‌های تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، چهار عامل مختلف را معین می‌کند که روی هم ۹۱٫۵٪ از مجموع واریانس را شامل می‌شود (شکل ۱). این چهار عامل از لحاظ زمانی برابر با زمان زمستان، تابستان، بهار و پاییز هستند. لذا به ترتیب عامل زمستانه، تابستانه، بهاره و پاییزه نامیده شدند.

از اواخر اکتبر تا اوایل آوریل در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مطابق شکل (۱) دوره تسلط سامانه گردشی زمستانه است که تحت عنوان عامل اول توزیع تاوایی نسبی یا عامل زمستانه قرار می‌گیرد. این عامل ۳۹٪ از واریانس را پوشش می‌دهد. بار عاملی بالاتر از ۰٫۶ به عنوان آستانه در نظر گرفته شد (علی‌جانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۶۱). توزیع فضایی نمرات عاملی یا مقادیر استاندارد شده عامل اول تحلیل مؤلفه های اصلی که همان توزیع تاوایی نسبی است (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۱) در شکل (۲-الف) نشان می‌دهد که در زمستان مقادیر بیشینه تاوایی مثبت تمایل دارند روی دریای مدیترانه را پوشش دهند. مطالعات پیشین نیز این یافته را تأیید می‌کنند (۲۵۳؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۱۰، ۵۲۴۶). ملاحظه می‌شود که تاوایی مثبت در مدیترانه شرقی قبرس و کرت را پوشش می‌دهد که با نظر آلپرت مطابقت دارد (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۷۴). این بیشینه تاوایی طبق نظر فلوکاس با مرکز چرخند قبرس مطابقت دارد (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۶۱).

۱۹۸۸، ۳۰۶۴). بنابراین برای هر نقطه از محدوده مورد مطالعه مقدار میانگین ۵ روزه تاوایی نسبی از مجموع داده های روزانه دوره سی ساله (۲۰۱۰-۱۹۸۱) محاسبه شد و ۷۳ دوره ۵ روزه در طول سال به دست آمد. دوره ۱ از اول تا پنجم ژانویه و به همین ترتیب الی آخر تا دوره ۷۳ که از ۲۷ تا ۳۱ دسامبر است. به این ترتیب سه ماتریس برای ترازهای ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال شامل ۶۵۰ ردیف از نقاط مورد نظر و ۷۳ ستون شامل دوره‌های ۵ روزه در طول سال تشکیل شد. سپس روش آماری چندمتغیره تحلیل مؤلفه‌های اصلی (ریچمن، ۱۹۸۱؛ گادگیل و جوشی، ۱۹۸۴؛ کالکستین و همکاران، ۱۹۹۸؛ علی‌جانی، ۱۳۹۱) به حالت تنظیم T با چرخش واریمکس جهت کاهش حجم زمانی داده‌ها و شناسایی کانون‌های عمده فعالیت تاوایی مثبت و منفی مورد استفاده قرار گرفت. در حالت T ستون‌ها شامل زمان و ردیف‌ها شامل نقاط مورد بررسی می‌باشند زیرا هدف بررسی درون سالی تخصیص دوره‌های مختلف سال به عامل‌های مختلف است. (جهت مطالعه روش تحلیل مؤلفه های اصلی به منابع علی‌جانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۶۰؛ علی‌جانی، ۱۳۹۱، ۱۸۲؛ فتاحی و رضیئی، ۱۳۸۸، ۵۱ و برای مطالعه تنظیم ماتریس داده‌ها در حالت T به لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۰ مراجعه شود).

بدین ترتیب حالت‌های اصلی توزیع فضایی تاوایی و تغییرات درون‌سالی توزیع آن‌ها مشخص شد. تغییرات درون‌سالی بارهای عاملی، تغییرپذیری تیپ‌های مختلف گردش جوی را طی سال بیان می‌کند. در حالی که توزیع فضایی نمرات عاملی، توزیع فضایی تاوایی نسبی را نشان می‌دهد (لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۱). در این مطالعه از روش درونیابی کریجینگ معمولی برای ترسیم نقشه‌های توزیع تاوایی نسبی استفاده شده است (لوید، ۲۰۱۱، ۲۰۴). این روش در این تحقیق نسبت به روش اسپلاین، روش معکوس فاصله و کریجینگ عام و کریجینگ ساده دارای کمترین میزان ریشه میانگین مربعات خطاها<sup>۲</sup> و ریشه میانگین مربعات استاندارد شده خطاها<sup>۳</sup> بوده است. روش درونیابی کریجینگ برای

3. RMSSE ( Root Mean Squared Standardized Error)

1. Lloyd

2. RMSE( Root Mean Squared Error)

یافته‌های فلوکاس، بیتان و سارونی و آلپرت می‌باشد (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۶۳؛ بیتان و سارونی<sup>۳</sup>، ۱۹۹۲، ۷۳۳؛ آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۶۷). پس زمینه تشکیل ناوه خلیج-فارس در تابستان بادهای شمالی غالب روی مدیترانه شرقی است که در اثر ترکیب سامانه موسمی هند در شرق و پرفشار جنب حاره در غرب به وجود می‌آید (لیونلو و همکاران، ۲۰۱۲، ۳۱۷). سایر نویسندگان نیز در سطح زمین یک بیشینه تاوایی مثبت روی نواحی قاره‌ای خاورمیانه و فلات ترکیه و منطقه قبرس و کرت از جزایر یونان یافته‌اند (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۱۷؛ بیتان و سارونی، ۱۹۹۲، ۷۳۳؛ لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۲). ناوه خلیج فارس که گسترش کم-فشار موسمی هند است منشأ دمایی دارد و به پایین‌ترین لایه وردسپهر محدود می‌شود و در ترازهای بالاتر با سامانه قدرتمند پرفشار جنب حاره مهار می‌شود و قادر به تشکیل ابر و بارندگی نیست (بیتان و سارونی، ۱۹۹۲، ۷۳۳؛ آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۶۷). یک تاوایی مثبت قوی هم روی دریای عمان و هم‌چنین همسایه‌های شرقی ایران دیده می‌شود که با سامانه موسمی هند هماهنگ است. در مقابل یک تاوایی منفی قوی روی عربستان صعودی تشکیل می‌شود که زرین و همکارانش نیز به آن اشاره کرده‌اند و بیشینه تاوایی منفی منطقه در فصل گرم سال است (زرین و همکاران، ۲۰۱۰، ۱۶۵). جنوب مدیترانه نیز در لیبی و شمال آفریقا تحت تسلط شرایط واچرخندی است که به گسترش پرفشار جنب حاره آزر در این فصل و نفوذ آن روی شمال آفریقا مربوط است (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۶۳).

عامل سوم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در فصل بهار در ماه‌های آوریل و مه مشاهده شده و ۱۴٪ از واریانس را شامل می‌شود. توزیع تاوایی در این فصل نشان می‌دهد که تاوایی مثبت، گسترش یافته و مدیترانه شرقی و خاورمیانه را از قبرس تا آسیای صغیر و دریای اژه می‌پوشاند. در واقع فعالیت چرخندی در بهار در مدیترانه شرقی افزایش می‌یابد (فلوکاس و همکاران، ۲۰۱۰، ۵۲۴۶؛ ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۱۳). با مقایسه شکل‌های (۲-الف) و (۲-ج) مشاهده می‌شود که در فصل بهار تاوایی مثبت که در زمستان روی دریای مدیترانه

بیشینه تاوایی در منطقه قبرس در همین تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰). این بیشینه تاوایی در فصل‌های انتقالی به حضور ناوه دریای سرخ بستگی دارد (لیونلو و همکاران، ۲۰۱۲، ۳۱۹). کم فشار قبرس نیز شاخه‌ای از چرخندهای مدیترانه‌ای است که سامانه اصلی فصل زمستان بوده و روی مدیترانه شرقی و بخش‌هایی از خاورمیانه اثر می‌کند (احمد و همکاران، ۲۰۱۴، ۶؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۷۴). چرخندهای زمستانه در مدیترانه شرقی تحت کنترل تغییرات انتقال غرب‌سوی گرما و رطوبت در اقیانوس اطلس هستند که خود توسط نوسانات اطلس شمالی تنظیم می‌شود (احمد و همکاران، ۲۰۱۴، ۶؛ کاهیا<sup>۱</sup>، ۲۰۱۱، ۵۷؛ کولن<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۲، ۳۳۴).

یک بیشینه تاوایی قوی نیز روی شرق سودان و جنوب غربی دریای سرخ مشاهده شده است. موقعیت مکانی این بیشینه تاوایی می‌تواند با سامانه سودانی که محل تکوین آن مناطق اطراف دریای سرخ است هماهنگ باشد.

دو مرکز تاوایی منفی یکی در نواحی قاره‌ای شمال دریای آدریاتیک و دیگری در شمال غرب آفریقا و لیبی وجود دارد. در بخش‌های جنوبی دریای مدیترانه در این فصل هیچ سامانه چرخندی وجود ندارد (فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۶۱). یک تاوایی منفی نیز در شمال غربی ایران از سمت دریای سیاه روی گرجستان تشکیل می‌شود. همسایه‌های جنوبی ایران شامل بحرین، امارات، عمان، یمن و شرق عربستان (از خلیج فارس تا جنوب دریای سرخ) کاملاً تحت تسلط شرایط واچرخندی قرار دارد.

عامل دوم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال گردش هوای تابستانه را نشان می‌دهد. این عامل مطابق شکل (۱) از دوره میانگین ۵ روزه ۳۱ تا ۵۴ تداوم دارد که از ابتدای ژوئن تا انتهای سپتامبر را شامل می‌شود و ۳۰٪ واریانس را پوشش می‌دهد. در تابستان منطقه مدیترانه تحت تأثیر تاوایی منفی یا سامانه واچرخندی قرار دارد اما مطابق نقشه توزیع تاوایی (شکل ۲-ب) یک بیشینه تاوایی در بخش غربی ایران دیده می‌شود که با ناوه خلیج فارس هماهنگ است و از خلیج فارس به سمت جنوب ترکیه و مدیترانه شرقی کشیده می‌شود که مطابق با

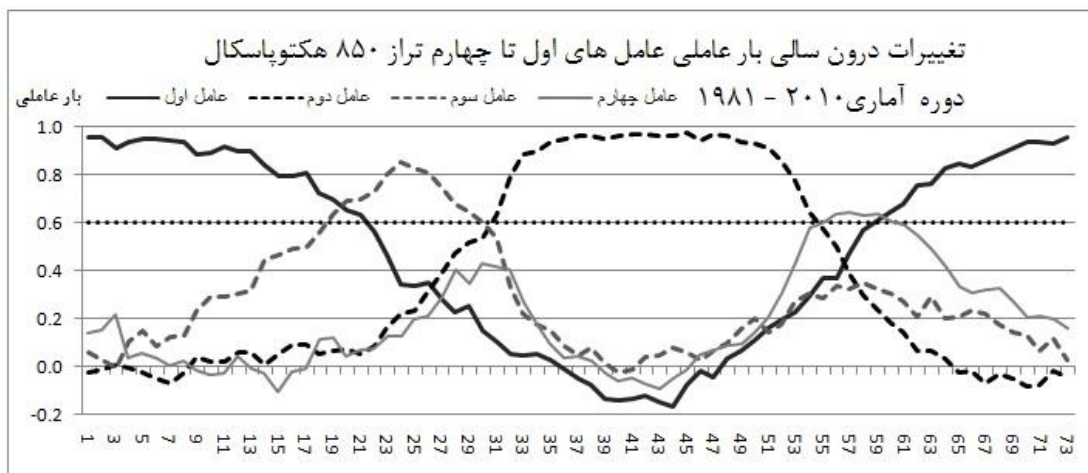
3. Bitan &amp; Saaroni

1. Kahia

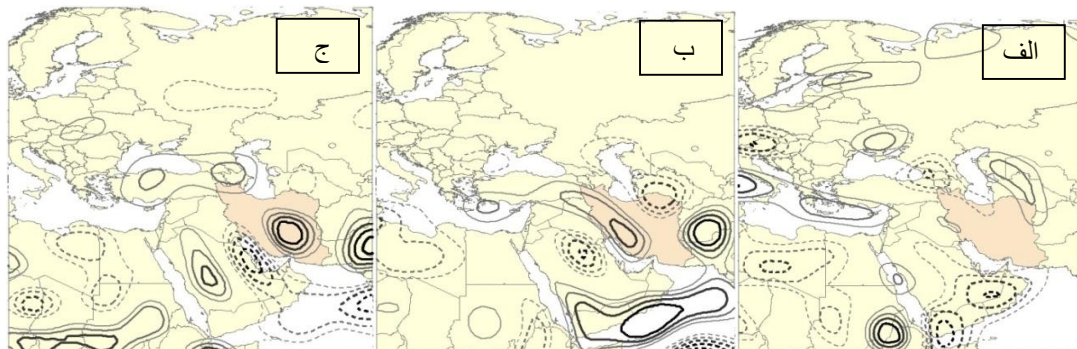
2. Cullen

قرار داشت به سمت شمال و بر روی خشکی‌ها جابجا می‌شود که این به دلیل تأخیر گرم شدن دریا نسبت به خشکی در فصل بهار است که آلپرت و فلوکاس هم به آن اشاره نموده‌اند (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۷۵؛ فلوکاس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۷۶۳ و ۲۰۱۰، ۵۲۴۶) و تاوایی منفی به بخش جنوبی مدیترانه محدود می‌شود. روی عربستان و قبرس در این فصل تاوایی مثبت شکل می‌گیرد که احتمالاً با فعالیت ناوه دریای سرخ در این فصل که لیونلو و آلپرت به آن اشاره داشته‌اند

مطابقت دارد (لیونلو و همکاران، ۲۰۱۲، ۳۱۹؛ آلپرت و همکاران، ۲۰۰۴، ۱۰۰۱). ولی جنوب غربی ایران، خلیج فارس و دریای عمان تحت شرایط واچرخندی است. نیمه شرقی و جنوب شرقی کشور و هم چنین پاکستان دارای تاوایی مثبت قوی هستند. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در دوره زمانی ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱ عامل چهارم که چند روزی از فصل پاییز را پوشش می‌دهد به حد معنی‌داری قابل قبولی نمی‌رسد.



شکل ۱- تغییرات درون سالی بار عاملی اول تا چهارم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به ترتیب معرف دوره سرد، دوره گرم، فصل بهار و فصل پاییز در دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱. عامل اول شامل دوره های ۵ روزه ۱ تا ۱۹ و ۶۰ تا ۷۳، عامل دوم شامل دوره های ۳۱ تا ۵۴، عامل سوم شامل دوره های ۲۰ تا ۳۰، عامل چهارم شامل دوره ای کوتاه از ۵۵ تا ۵۹ و به حد معنی داری تعیین شده نمی‌رسد. (بار عاملی ۰٫۶ به عنوان محدوده بیشینه معنی داری تعیین شده است.)



شکل ۲- توزیع فضایی عامل اول تا سوم تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱ (درون یابی به روش کریجینگ معمولی O.K.): الف. عامل اول (فصل سرد)، ب. عامل دوم (فصل گرم)، ج. عامل سوم (فصل بهار)، توزیع مؤلفه تاوایی نسبی عامل چهارم به دلیل نرسیدن به مرز معنی داری تعیین شده نمایش داده نشده است. منحنی های ممتد، مراکز تاوایی مثبت را از مقدار  $1 \times 10^{-5}$  تا مقادیر بالاتر و منحنی های خط چین مراکز تاوایی منفی را از مقدار  $1 \times 10^{-5}$  تا مقادیر پایین تر با فواصل ۰٫۵ واحد نمایش می‌دهند.

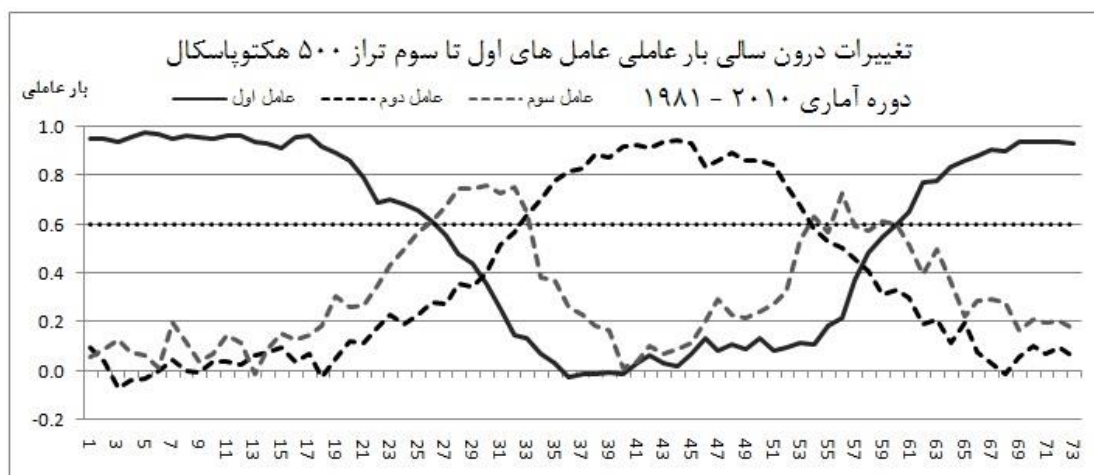
۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه کم است. در این تراز یک بیشینه تاوایی ضعیف روی ترکیه و دریای اژه را پوشش می‌دهد. این بیشینه تاوایی به دلیل عبور چرخندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از مدیترانه شرقی به سمت ترکیه است که این چرخندها با یک بیشینه روی ترکیه در مطالعه بل و بوسارت و اسپانوس شناسایی شده‌اند (بل و بوسارت<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹، ۲۱۵۹؛ اسپانوس<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). بیشتر مساحت ایران به‌خصوص بخش غربی آن و هم‌چنین عربستان، دریای سرخ و سودان و شمال صحرای آفریقا و بیشتر نواحی جنوب مدیترانه تحت تأثیر تاوایی منفی قوی قرار دارند. این توزیع با نتایج کار زرین و همکاران (۲۰۱۰) متناسب است که پرفشار جنب حاره در تابستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال علاوه بر دو مرکز تاوایی منفی عربستان و شمال غرب آفریقا یک مرکز تاوایی منفی روی غرب ایران دارد که به واسطه واداشت حرارتی ارتفاعات زاگرس تقویت شده و در نتیجه از مرکز تاوایی منفی عربستان قوی‌تر است. فراوانی تاوایی منفی روی ایران نیز بیش از تاوایی منفی عربستان است (مفیدی، ۱۳۸۶؛ زرین، ۲۰۱۰، ۱۶۲، مفیدی و زرین، ۱۳۹۱، ۲۳).

عامل سوم که در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به یک میزان در فصل بهار و پاییز فعال است ۱۴٫۵٪ از واریانس را می‌پوشاند. از نیمه ماه مه تا نیمه ژوئن و از اواخر سپتامبر تا نیمه اکتبر تحت تأثیر عامل سوم توزیع تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است. مطابق نقشه (شکل ۲-ج) در بهار و پاییز تاوایی مثبت مدیترانه شرقی و بخش‌هایی از خاورمیانه را در بر می‌گیرد. زیرا شرایط واچرخندی به سمت جنوب رانده می‌شود. این تاوایی مثبت اطراف دریای خزر نیز نفوذ می‌کند. این بیشینه تاوایی می‌تواند با ناوه دریای سرخ که در فصل‌های انتقالی به سمت مدیترانه شرقی و خاورمیانه گسترش می‌یابد مرتبط باشد (دایان و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۲۰؛ لیونلو و همکاران، ۲۰۱۲، ۳۱۹). در فصول انتقالی تاوایی منفی که در تابستان روی عربستان و دریای سرخ قرار داشت به سمت شرق جابجا می‌شود. جنوب شرق ایران نیز دارای تاوایی منفی است.

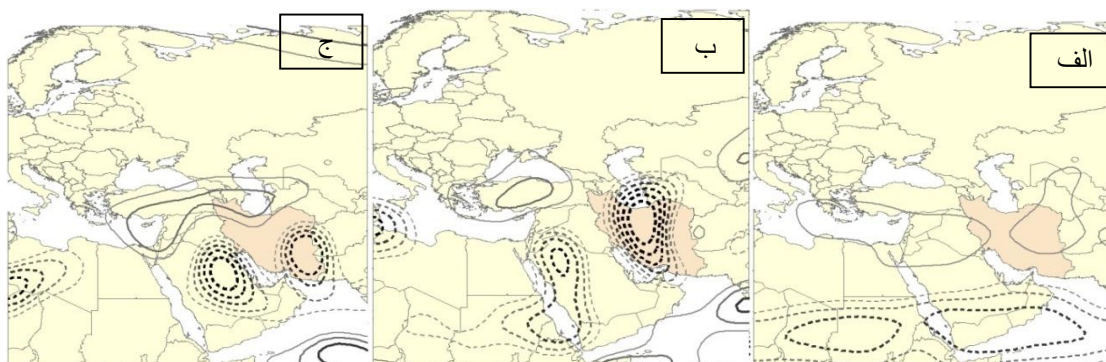
### تحلیل مؤلفه‌های اصلی تاوایی نسبی تراز میانی (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) در دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱:

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تحلیل عاملی روی داده‌های تاوایی نسبی سه عامل را مشخص کرد. این سه عامل روی هم ۸۴٪ از واریانس را پوشش می‌دهند (شکل ۳). این سه عامل به ترتیب عبارتند از عامل زمستانه، تابستانه و فصول انتقالی. عامل اول گردش جوی زمستانه را در منطقه نشان می‌دهد که ۴۴٫۵٪ از مجموع واریانس را شامل می‌شود. این عامل از اواخر اکتبر تا اوایل مه غلبه دارد. توزیع تاوایی نسبی در تراز میانی جو پراکندگی کمتری را نسبت به تراز پایینی نشان می‌دهد. در این فصل تاوایی منفی به بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه بین عرض‌های ۱۰ تا ۲۵ درجه شمالی رانده شده است و کشورهای سودان و عربستان، دریای سرخ و دریای عمان را در بر می‌گیرد و عرض‌های بالاتر از آن، از سلطه سامانه پرفشار جنب‌حاره خارج شده‌اند. زیرا این سامانه در فصل زمستان تضعیف شده و به عرض‌های جنوبی‌تر کشیده می‌شود (علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۷۰). اما در مدیترانه شرقی و خاورمیانه تاوایی مثبت با مرکزیت کرت و قبرس وجود دارد که با مناطق سیکلون‌زایی شرق مدیترانه و قبرس هماهنگی دارد (علیجانی و دوستان، ۱۳۹۱، ۲۷۵) و در اثر عبور کم فشارها در طول محور دریای نسبتاً گرم مدیترانه تشکیل می‌شود (فلوکاس و همکاران، ۲۰۱۰، ۵۲۴۶؛ لولیس و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۳۴۳) و البته نسبت به تاوایی مثبت تراز پایینی ضعیف‌تر است. این بیشینه تاوایی با ناوه دائمی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی که در طول زمستان در امتداد محور مدیترانه از جنوب غربی به شمال شرقی گسترش می‌یابد مطابقت دارد (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۱۳؛ کاراکوستاس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲، ۴۷۰).

عامل دوم یا عامل تابستانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که در فصل گرم در منطقه غلبه دارد ۲۵٪ از واریانس را توضیح می‌دهد و از نیمه ژوئن تا نیمه سپتامبر فعالیت دارد. مطابق نقشه توزیع تاوایی نسبی در این فصل تاوایی مثبت در تراز



شکل ۳- تغییرات درون سالی بار عاملی اول تا سوم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب معرف دوره سرد، دوره گرم، بهار و پاییز در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۸۱. عامل اول شامل دوره های ۵ روزه ۱ تا ۲۶ و ۶۰ تا ۷۳، عامل دوم شامل دوره های ۳۴ تا ۵۳، عامل سوم شامل دوره های ۲۷ تا ۳۳ مربوط به فصل بهار و ۵۴ تا ۵۹ مربوط به فصل پاییز.



شکل ۴- مانند شکل ۲ اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ عامل سوم (توزیع فضایی تاوایی نسبی در بهار و پاییز)

ایران نیز در این کمربند تاوایی مثبت قرار دارد. تاوایی منفی نیز کاملاً به عرض‌های جنوبی‌تر بین عرض‌های ۱۰ تا ۲۰ درجه شمالی منتقل شده‌است. محور رودباد جنب حاره‌ای در مدارهای بین ۲۶ تا ۲۸ درجه با سرعت ۴۰ متر بر ثانیه این دو مسیر تاوایی مثبت و منفی را از هم جدا کرده است (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۷۴). تاوایی منفی این تراز از نظر مکانی بسیار شبیه به شرایط و اچرخندی در تراز میانی است در حالی که از لحاظ شدت نسبت به تراز میانی ضعیف‌تر است و بیشینه آن روی سودان قرار دارد.

عامل دوم یا عامل تابستانه ۲۵٪ از مجموع واریانس را توضیح می‌دهد و زمان غلبه آن از نیمه ژوئن تا پایان سپتامبر است. مطابق نقشه (شکل ۶-ب) یک تاوایی منفی قوی از روی ایران

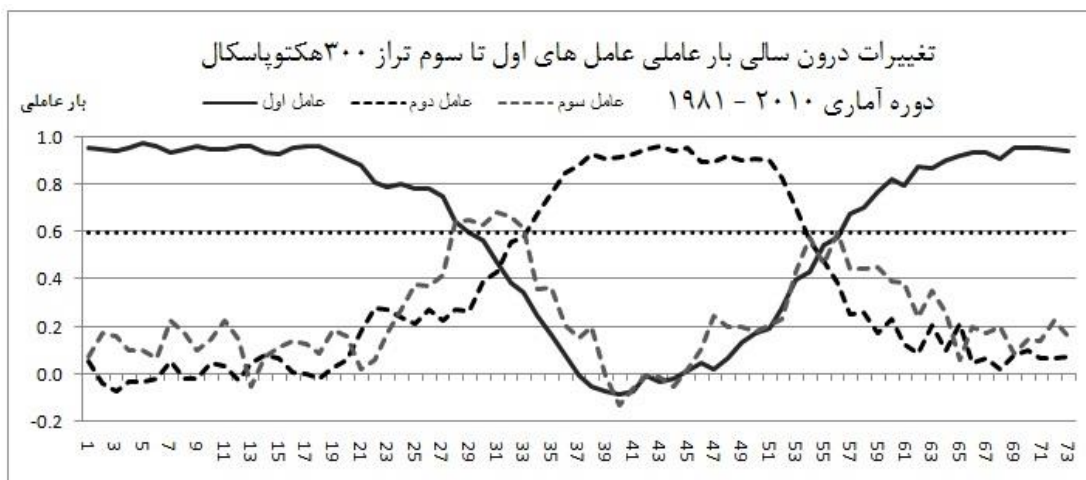
تحلیل مؤلفه‌های اصلی تاوایی نسبی تراز بالایی (تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال) در دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱:

داده‌های تاوایی نسبی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به سه عامل تجزیه می‌شوند که در مجموع ۸۷٪ از واریانس کل را توضیح می‌دهند (شکل ۵). عامل اول یا عامل زمستانه که ۵۳٪ از واریانس را پوشش می‌دهد از اول اکتبر آغاز شده و تا نیمه ماه مه تداوم دارد. مطابق نقشه (شکل ۶-الف) تاوایی مثبت و منفی در تراز بالایی نسبت به تراز میانی گسترش یکپارچه‌تری نشان می‌دهد. یک جریان تاوایی مثبت مانند کمربندی سراسر مدیترانه و مابین آسیای صغیر و خاورمیانه را بین عرض‌های ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی می‌پوشاند. بیشینه این تاوایی مثبت در عراق و لبنان و سوریه مشاهده می‌شود. بخش اعظم کشور

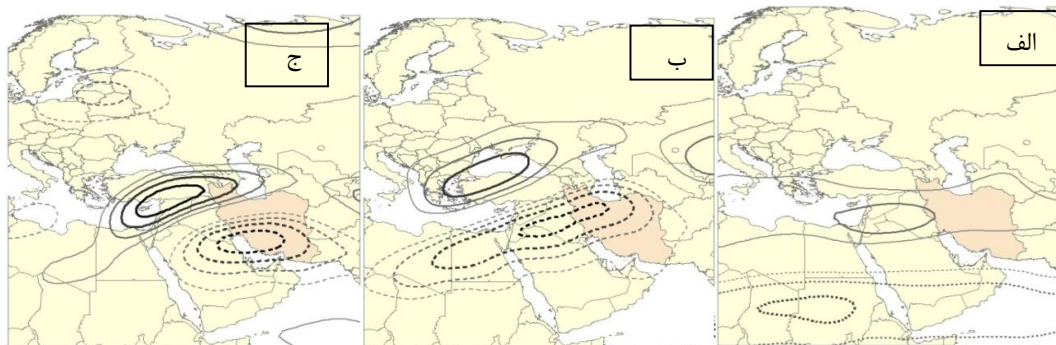


تابستان به سمت عرض‌های بالاتر رفته و روی عرض ۴۰ درجه قرار می‌گیرد و دریای سیاه و اژه را می‌پوشاند. عامل سوم در فصل بهار ۹٪ از واریانس را توضیح می‌دهد و از نیمه ماه مه تا نیمه ژوئن ادامه دارد. این عامل دوره بسیار کوتاهی از پاییز را نیز پوشش می‌دهد. موقعیت تاوایی منفی در فصل بهار نسبت به زمستان به عرض‌های بالاتر جابجا می‌شود و بیشینه تاوایی منفی با قدرت بیشتری نسبت به زمستان روی جنوب غربی ایران در عرض ۳۰ درجه قرار می‌گیرد. تمرکز تاوایی مثبت در بهار روی قبرس و جنوب ترکیه دیده می‌شود.

تا شمال آفریقا کشیده می‌شود که زرین و همکاران از آن به عنوان قوی‌ترین و اچرخند در میان تمام ترازها یاد می‌کنند (زرین و همکاران، ۲۰۱۰، ۱۶۳). بزرگ‌ترین مقادیر تاوایی منفی در این سامانه پرفشار در غرب ایران مشاهده می‌شود. علت افزایش تاوایی منفی در این نقطه گرادیان نصف النهاری دما و گردش موسمی در وردسپهر بالایی است و با مراکز رودباد جنب حاره‌ای مطابقت دارد (زرین و همکاران، ۲۰۱۰، ۱۶۳). تمرکز زیاد مراکز تاوایی منفی در وردسپهر میانی و بالایی روی ایران است. در حالی که تمرکز تاوایی منفی روی عربستان و آفریقا فقط در وردسپهر میانی مشاهده می‌شود (زرین و همکاران، ۲۰۱۰، ۱۶۶). مرکز تاوایی مثبت در



شکل ۵- تغییرات درون سالی بار عاملی اول تا سوم تراز ۳۰۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب همزمان با دوره سرد، دوره گرم و فصل بهار در دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۸۱. عامل اول شامل دوره های ۵ روزه ۱ تا ۲۷ و ۵۷ تا ۷۳، عامل دوم شامل دوره های ۳۴ تا ۵۳، عامل سوم شامل دوره های ۲۸ تا ۳۳ مربوط به فصل بهار و ۵۴ تا ۵۶ در فصل پاییز.



شکل ۶- مانند شکل ۲ اما در تراز ۳۰۰۰ هکتوپاسکال؛ عامل سوم (توزیع فضایی تاوایی نسبی در بهار و پاییز)

تغییرات فصلی در الگوی تاوایی نسبی ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی به‌طور قابل ملاحظه‌ای نسبت به ترازهای

مقایسه تاوایی نسبی در ترازهای مختلف

شرقی در ترازهای بالاتر نیز تاوایی مثبت هم‌چنان ادامه دارد که به ناوه خلیج فارس مربوط نبوده و به دلیل عبور کم‌فشارها در تراز میانی از مدیترانه به سمت ترکیه شکل می‌گیرد.

تاوایی مثبت در نقشه‌های مربوط به عامل اول و سوم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال که مربوط به فصل‌های زمستان و بهار است می‌تواند با ناوه دریای سرخ مطابقت داشته باشد. ملاحظه می‌شود که این تاوایی مثبت نیز در ترازهای بالاتر تداوم نداشته و تاوایی منفی روی آن را فرامی‌گیرد. تاوایی مثبت روی دریای سیاه هم در ترازهای بالاتر از بین می‌رود.

مقایسه تغییرات درون‌سال‌ی تاوایی نسبی در ترازهای مختلف فشاری (شکل ۷) نتایج زیر را در پی دارد: در تراز پایینی فصل زمستان زودتر پایان یافته و در اوایل آوریل بهار شروع می‌شود. زیرا در این زمان هوا گرم‌تر از دریا می‌شود که اتمام زودرس زمستان را در پی دارد اما در تراز میانی زمستان بیشتر تداوم دارد و تقریباً تا ۱۰ مه طول می‌کشد چون که در تراز میانی هنوز توده هوای سرد غالب است که استقرار گردش تابستانه را به تأخیر می‌اندازد. برعکس فصل پاییز در تراز میانی قوی‌تر از تراز نزدیک سطح ظاهر می‌شود زیرا در این زمان خشکی هنوز خیلی سردتر از دریا نشده است. بنابراین در تراز پایینی فصل بهار طولانی‌تر و مهم‌تر از فصل پاییز مشاهده می‌شود. در حالی که در تراز میانی اهمیت و طول فصل بهار و پاییز با هم یکسان می‌شود و به تدریج در تراز بالایی جو دیگر فصل پاییز خیلی کم‌رنگ و کوتاه می‌شود. در تراز پایینی طول فصل تابستان بیشتر از ترازهای میانی و بالایی است. یعنی شرایط تابستانه در سطح پایین زودتر از ترازهای بالاتر شروع شده و دیرتر پایان می‌یابد.

نزدیک سطح کاهش دارد زیرا الگوهای گردشی این ترازها تحت تأثیر دما و رطوبت سطح زمین قرار نمی‌گیرند. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تاوایی مثبت گسترده‌ای روی مدیترانه و دریای سیاه دیده می‌شود که با موقعیت رودباد در شرق مدیترانه هم‌هانگ است. به طور کلی فعالیت پدیده‌های جوی در ترازهای مختلف تحت کنترل جابجایی شمال‌سوی رودباد جنب‌حاره در تابستان و جنوب‌سوی آن در زمستان است. در نقشه (شکل ۶-الف و ب) نیز حد فاصل مراکز فعالیت تاوایی مثبت و منفی در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال در واقع بیانگر محل استقرار رودباد جنب حاره‌ای است که مطابق یافته‌های علیچانی این رودباد در دوره سرد سال بر جنوب ایران مستقر است و در دوره گرم سال بر بخش‌های شمالی کشور مستولی است (علیچانی، ۱۳۹۲، ۲۷). دینامیک رودباد در مدیترانه شرقی و آسیای صغیر باعث افزایش تاوایی مثبت در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نسبت به تراز میانی می‌شود (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۱، ۱۱۵؛ ریترا، ۱۹۷۵). منطقه کم‌فشار قبرس که با توجه به نقشه‌های توزیع تاوایی در تمامی ترازها و در تمام فصول دارای تاوایی مثبت است، تحت کنترل همین رودباد قرار دارد. پیشینه تاوایی در منطقه قبرس در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود (آپرت و همکاران، ۱۹۹۰، ۷۴). این پیشینه در فصل‌های انتقالی به حضور ناوه دریای سرخ بستگی دارد (لیونلو و همکاران، ۲۰۱۲، ۳۱۹). مرکز تاوایی مثبت مربوط به ناوه خلیج فارس که در تابستان در سطح زمین فعال است فقط در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال قابل مشاهده بوده (شکل ۲-ب) و در ترازهای بالاتر با تاوایی منفی حاصل از واپرخند فلات ایران مهار می‌شود. البته در مدیترانه

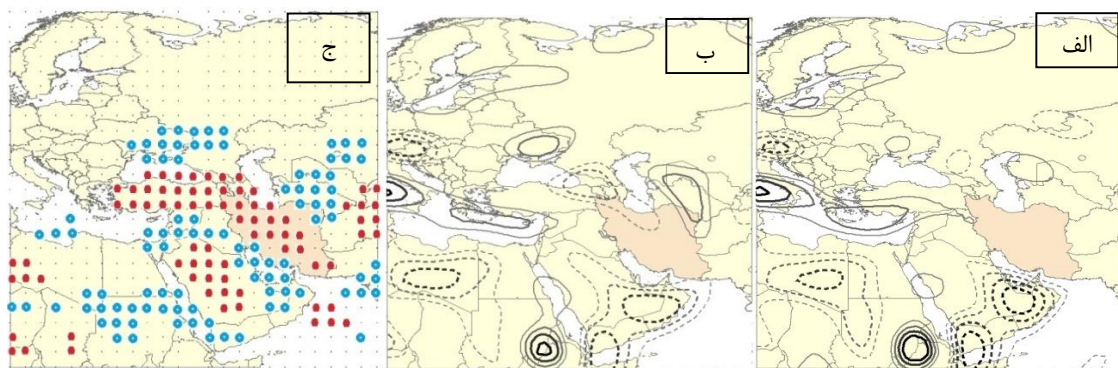
850 hp :	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63			
1961-90				1	3								3	2																								2	4					4	1				
91-2014				1	3								3	2																							2	4					4	1					
81-2010			1	3									3	2																							2	4					4	1					
500 hp :																																																	
1961-90								1	4								4	2																			2	3							3	1			
91-2014								1	3							3	2																					2	4					4	1				
81-2010								1	3							3	2																						2	3					3	1			
300 hp :																																																	
1961-90									1	4							4	2																					2	3					3	1			
91-2014																	1	3	2																								2	1					
81-2010																	1	3	2																						2	3	1	3	1				
	زمستان					بهار					تابستان					پاییز					زمستان																												

شکل ۷- نمودار قیاسی تغییرات فصلی الگوهای میانگین تاوایی در دوره ۲۰۱۰-۱۹۸۱ و دو زیردوره ۱۹۶۱-۹۰ و ۲۰۱۴-۱۹۹۱ در ترازهای فشاری مختلف بر اساس میانگین ۷۳ دوره ۵ روزه (عامل ۱ تا ۴ بر اساس تحلیل مؤلفه‌های اصلی)

دوره دوم شدیدتر شده‌اند. در فصل زمستان در این تراز تاوایی مثبت شمال شرق ایران و هم‌چنین تاوایی منفی غرب دریای خزر در آسیای صغیر در دوره دوم شدت بیشتری یافته‌است (شکل ۸-الف و ب). بررسی روند تغییرات تعداد روزهای با تاوایی مثبت و منفی در این تراز نیز روند افزایش تاوایی منفی در غرب دریای خزر و افزایش تاوایی مثبت در شرق دریای خزر را تأیید می‌کند (شکل ۸-ج). این تغییرات می‌تواند به تضعیف پرفشار سبیری از دهه ۱۹۸۰ که دی ان کولن (۲۰۰۳) آن را تأیید کرده و تضعیف سامانه کم فشار دریای سیاه که رسولی و همکارانش (۱۳۹۱) به آن اشاره کرده‌اند مرتبط باشد.

مقایسه دوره های ۹۰ - ۱۹۶۱ و ۲۰۱۴ - ۱۹۹۱ جهت آشکارسازی تغییرات احتمالی :

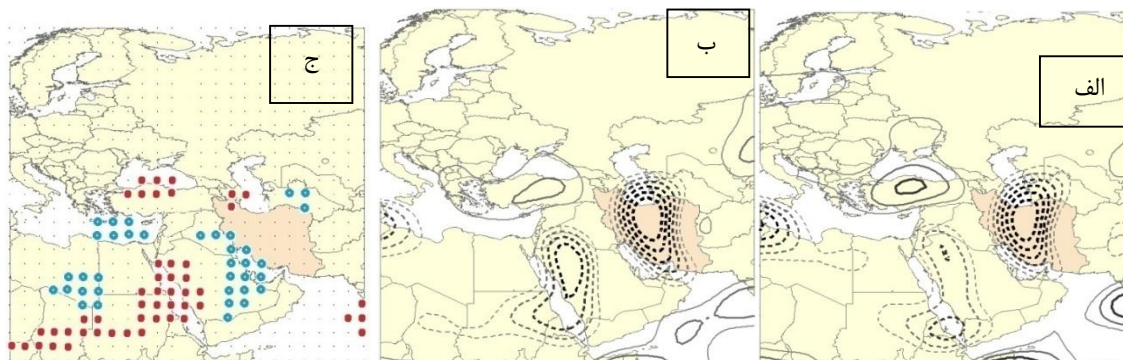
برای آشکارسازی تغییرات برون‌سالی الگوی گردش جوی در منطقه، دوره استاندارد اقلیمی ۱۹۹۰-۱۹۶۱ با دوره ۲۰۱۴-۱۹۹۱ با استفاده از همان روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه T و با چرخش واریمکس مورد مقایسه قرار گرفتند. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بین دو دوره مورد نظر از لحاظ زمانی اختلاف چندانی مشاهده نشد. به جز این که در دوره دوم از طول فصل پاییز کاسته و به طول فصل بهار اضافه شده‌است. تاوایی‌های منفی فصل بهار در دو منطقه جنوب مدیترانه (لیبی) و جنوب خلیج فارس (شرق شبه جزیره عربستان) در



شکل ۸- مقایسه پراکندگی تاوایی نسبی در فصل زمستان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، دوره اول ۹۰-۶۱ (الف) با دوره دوم ۲۰۱۴-۹۱ (ب). (ج) روند تغییرات تعداد روزهای با تاوایی مثبت و منفی، نقاط آبی رنگ توخالی نقاطی هستند که افزایش معنی دار در تعداد روزهای با تاوایی مثبت دارند. نقاط قرمز رنگ توپر نقاطی هستند که کاهش معنی دار در تعداد روزهای با تاوایی مثبت دارند.

همخوانی دارد. در این فصل تاوایی منفی روی دریای سرخ و عربستان در دوره دوم تقویت شده‌است اما تاوایی منفی روی ایران تغییری نشان نداده‌است. طول فصل تابستان در دوره دوم نسبت به دوره اول طولانی‌تر شده است. یعنی شرایط تابستانه زودتر شروع شده و دیرتر پایان می‌یابد.

در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان تغییرات چشمگیری در مراکز تاوایی مثبت و منفی منطقه دیده نمی‌شود. فقط شدت تاوایی مثبت در مرکز ایران کاهش یافته‌است. در فصل تابستان (شکل ۹) شدت تاوایی مثبت در جنوب دریای سیاه کاهش نشان می‌دهد که با یافته‌های رسولی و همکارانش (۱۳۹۰) مبنی بر تضعیف کم‌فشار دریای سیاه



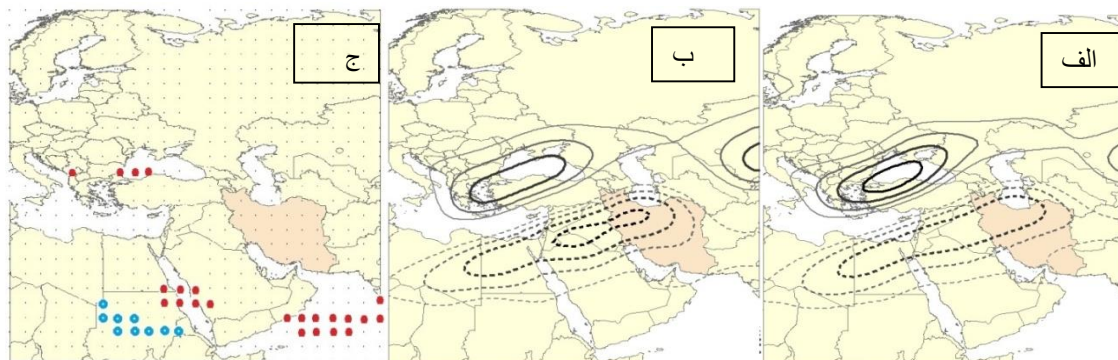
شکل ۹- مانند شکل ۸ اما برای فصل تابستان در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

(بارتزوکاس و همکاران، ۲۰۰۳، ۸۲۷). روند تغییرات تعداد روزهای با تاوایی مثبت و منفی نیز با این تغییرات هماهنگ است. البته در این مراکز جابجایی مکانی مشاهده نمی‌شود. در فصل زمستان نواحی بیشینه تاوایی مثبت و منفی در این تراز به لحاظ شدت تاوایی و موقعیت مکانی هیچ‌گونه تغییری نشان نمی‌دهند. فصل‌های انتقالی که در دوره اول هر کدام نزدیک به یک ماه از سال را به خود اختصاص داده بودند در دوره دوم به طور کلی ناپدید شده و فقط فصل‌های تابستان و زمستان، طولانی‌تر از دوره اول وجود دارند. برای بررسی دلیل این امر باید تغییرات سرعت جابجایی رودباد جنب-حاره‌ای مورد بررسی قرار گیرد. زیرا هرگونه تغییرات زمانی و مکانی رودباد منجر به تغییراتی در توزیع تاوایی نسبی می‌شود و تحقیقات اخیر حاکی از تضعیف شدت رودباد جنب-حاره‌ای است (ماهراس و همکاران، ۲۰۰۲، ۲۱۱ و ۲۰۰۱، ۱۱۵؛ عساکره و همکاران، ۱۳۹۴، ۵۷). به همین ترتیب بررسی تعداد روزهای همراه با تاوایی نسبی مثبت و منفی در هر سال (۲۰۱۴-۱۹۶۱) در محدوده مورد مطالعه بیانگر آن است که تعداد نقاطی که تاوایی مثبت در آن‌ها افزایش یافته در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تقریباً نصف تعداد نقاطی است که تاوایی منفی در آن‌ها افزایش نشان داده است.

از سوی دیگر فصل پاییز در دوره اول از اهمیت بیشتری نسبت به فصل بهار برخوردار است و مطابق شکل (۷) زمان بیشتری را به خود اختصاص می‌دهد در حالی که در دوره دوم فصل پاییز ضعیف‌تر می‌شود. تاوایی منفی شبه جزیره عربستان در فصل پاییز که در دوره اول نواحی جنوبی ایران تا تنگه هرمز را در بر گرفته بود، در دوره دوم به شبه جزیره عربستان محدود شد. در فصل بهار هم تاوایی منفی شدت بیشتری می‌یابد. دو تاوایی منفی در شرق ایران و هم‌چنین شرق شبه جزیره عربستان شدت بیشتری یافت. شدت تاوایی مثبت روی ترکیه و قبرس نیز که تحت کنترل رودباد جنب حاره‌ای است در دوره دوم کاهش یافت. به طور کلی در این تراز در دوره دوم فصل‌های انتقالی کمتر شده و به طول فصل تابستان افزوده می‌شود (نشان داده نشده است).

در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز در دوره دوم طول فصل تابستان بیشتر شده است. ضمن این که تاوایی منفی که از جنوب مدیترانه تا شمال شرقی ایران کشیده شده بود در دوره دوم تقویت می‌شود و در مقابل تاوایی مثبت روی دریای سیاه و دریای اژه و ترکیه نسبت به دوره اول ضعیف‌تر شده است (شکل ۱۰). قبلاً نیز افزایش فعالیت واچرخندی در مدیترانه مرکزی از اواخر دهه ۸۰ تشخیص داده شد که تحت تأثیر شاخص بالای نوسانات اطلس شمالی قرار داشت





شکل ۱۰- مانند شکل ۸ اما برای فصل تابستان در تراز ۳۰۰۰ هکتوپاسکال

تغییرات سرعت جابجایی فصلی جایگاه رودباد جنب حاره جستجو کرد. با توجه به این که موقعیت و جایگاه رودباد جنب حاره‌ای، جابجایی فصلی نشان می‌دهد و سبب استیلای متناوب رژیم‌های حاره‌ای و برون حاره‌ای بر منطقه مورد مطالعه می‌شود (علیجانی، ۱۳۹۲، ۲۷)، هرگونه تغییرات زمانی و مکانی رودباد منجر به تغییراتی در توزیع تاوایی نسبی می‌شود. البته تغییراتی در محور رودباد و جابجایی شمال‌سوی آن در فصل‌های انتقالی دیده شده‌است (عساکره و همکاران، ۱۳۹۴، ۵۷).

### نتیجه‌گیری:

بررسی تغییرات درون سالی تاوایی نسبی در دوره آماری ۲۰۱۰-۱۹۸۱ به عنوان دوره مطالعاتی پایه و هم چنین مقایسه این تغییرات درون سالی بین دوره ۹۰-۱۹۶۱ با دوره بعد از آن (۲۰۱۴-۱۹۹۱) جهت آشکارسازی تغییرات اقلیمی در ناحیه تأثیرگذار بر اقلیم ایران هدف این تحقیق بوده است که با اجرای روش آماری چند متغیره تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایه T با استفاده از چرخش واریمکس در سه تراز فشاری ۸۵۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال انجام شد. آشکارسازی تغییرات اقلیمی تنها از طریق بررسی فراسنج‌های سطح زمین نتایج قابل اعتمادی را به دست نمی‌دهد. از میان مؤلفه‌های گردش عمومی جو نیز تاوایی نسبی برای بررسی‌هایی که نیاز به تفکیک مکانی بالایی ندارند مناسب تر از سایر مؤلفه‌هاست. دلیل انتخاب کمیت تاوایی نسبی روزانه برای این بررسی همانطور که در مقدمه به تفصیل توضیح داده شد این است که ترتیب اصلی بزرگی چرخندی و واچرخندی روزانه

با توجه به نقشه‌های پراکندگی تاوایی نسبی ترازهای مختلف در دو دوره مذکور در فصل زمستان تغییرات چندانی در موقعیت مکانی و شدت مراکز تاوایی نسبی مثبت و منفی مشاهده نشد. به جز این که در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکالی در دوره دوم طول فصل زمستان بیشتر شد زیرا فصل‌های انتقالی بهار و پاییز از بین رفتند. از سوی دیگر تراز ۸۵۰ نیز دستخوش تغییرات زمانی و مکانی خاصی نشده است. به همین دلیل ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان و فصل‌های انتقالی که در بررسی اولیه تغییراتی را در شدت و موقعیت زمانی و مکانی نشان دادند مورد بررسی دهه‌ای قرار گرفتند. دوره آماری ۲۰۱۰ - ۱۹۶۱ به ۵ دهه تقسیم شده و پراکندگی زمانی و مکانی مراکز تاوایی نسبی مورد بررسی دقیق‌تر قرار گرفت. تغییراتی که در مقایسه دو زیردوره در فصل تابستان تراز ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال مشاهده شده بود در این بررسی دهه‌ای نیز تأیید شد.

در تراز ۵۰۰، فصل بهار به تدریج اهمیت بیشتری نسبت به قبل پیدا می‌کند و زمان طولانی‌تری را شامل می‌شود. در مقابل از دهه ۸۰ به بعد پاییز نقش کم‌رنگ‌تری پیدا می‌کند تا این که در دهه آخر، فصل پاییز در این تراز مشاهده نمی‌شود. در فصل بهار از دهه ۱۹۹۰ از تاوایی مثبت خاورمیانه و آسیای صغیر کاسته شده و تاوایی منفی عرض‌های جنوبی‌تر شدت یافتند.

در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال هم در دهه‌های ابتدایی دوره، پاییز قوی‌تری نسبت به بهار وجود داشت که به تدریج از دهه ۸۰ اهمیت این دو فصل معکوس شده و بهار از اهمیت بالاتری برخوردار شد. در دهه آخر هر دو فصل انتقالی در این تراز از میان رفتند. علت این تغییرات را می‌توان در بررسی

رفته‌اند. ضمن این که تاوایی منفی در این تراز در دهه های اخیر رو به افزایش و تاوایی مثبت رو به کاهش است. لولیس و همکارانش در سال ۲۰۰۸ مطالعه مشابهی را در منطقه مدیترانه شامل مدیترانه غربی و شرقی در دو تراز سطح دریا و ۵۰۰ هکتوپاسکال انجام دادند. آن‌ها در تراز سطح زمین فقط دو الگوی گردشی تابستانه و زمستانه مشخص کردند که مطابق با آب و هوای مدیترانه می باشد که شامل دو فصل می‌شود اما در مطالعه حاضر با جابجایی شرق‌سوی منطقه مورد مطالعه و اضافه شدن منطقه خاورمیانه و حذف مدیترانه غربی، در تراز پایینی (۸۵۰ هکتوپاسکال) دو فصل انتقالی بهار و پاییز نیز شناسایی شد. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در هر دو مطالعه چهار الگوی گردشی مشاهده شد اما طول فصل تابستان و زمستان در این دو منطقه متفاوت است. طول فصل تابستان در تراز میانی در منطقه مدیترانه طولانی‌تر از منطقه مدیترانه شرقی و خاورمیانه بوده و برعکس طول فصل زمستان آن کوتاه‌تر است. البته لازم به ذکر است که لولیس و همکارانش در منطقه مدیترانه تغییرات برون سالانه چشمگیری را در تراز سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بین دو دوره ۹۰-۱۹۶۱ و ۲۰۰۳-۱۹۹۱ مشاهده نکردند اما در این مطالعه با اضافه شدن تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به محدوده مورد مطالعه تغییرات بلند مدت جالبی شناسایی شد. با توجه به آشکارسازی برخی تغییرات زمانی و مکانی در الگوی تاوایی نسبی و روند افزایشی در مقادیر تاوایی منفی به خصوص در فصل تابستان و در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، بررسی ارتباط بین این تغییرات با روند تغییرات در الگوی بارش و دمای کشور ضروری به نظر می‌رسد. هم چنین برای درک دلایل تغییرات درون فصلی تاوایی نسبی که در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال مشهود تر بوده است و از بین رفتن تدریجی فصل‌های انتقالی در این تراز و روند افزایشی تاوایی منفی در فصل تابستان، بهتر است روند تغییرات در موقعیت و زمان جابجایی‌های فصلی رودباد جنب حاره در مطالعه ای دیگر مورد بررسی قرار گیرد.

را نشان می‌دهد و سایر مؤلفه‌های سینوپتیک در عرض‌های میانی به آن بستگی دارند. تغییرات درون‌سالی سه تراز مورد مطالعه به تفصیل در بخش نتایج (بخش ۳) ارائه شده است. نقشه‌های پراکندگی تاوایی نسبی عامل تابستانه در ترازهای مختلف نشان می‌دهد در تابستان تاوایی منفی تراز میانی روی ایران تا ترازهای بالا ادامه دارد اما تاوایی مثبت حاصل از ناوه خلیج فارس در سطح زمین، در ترازهای بالاتر با تاوایی منفی مهار می‌شود. مقایسه درون‌سالی توزیع تاوایی نسبی در سه تراز مورد مطالعه نشان می‌دهد که بیشترین تغییرات زمانی و مکانی تاوایی نسبی مربوط به فصل‌های انتقالی است. تغییرات فصلی در الگوی تاوایی نسبی ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکالی به‌طور قابل ملاحظه‌ای نسبت به تراز پایینی (۸۵۰ هکتوپاسکال) کاهش دارد زیرا الگوهای گردشی ترازهای پایین تحت تأثیر دما و رطوبت سطح زمین قرار دارند. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال فصل بهار طولانی‌تر و مهم‌تر از فصل پاییز مشاهده می‌شود. در حالی که در تراز میانی اهمیت و طول فصل بهار و پاییز با هم یکسان می‌شود و به تدریج در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال فصل پاییز خیلی کوتاه می‌شود. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال طول فصل تابستان بیشتر از ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال است. به عبارتی شرایط تابستانه در تراز نزدیک زمین زودتر از ترازهای بالاتر از آن شروع شده و دیرتر پایان می‌یابد. بررسی تغییرات برون‌سالی توزیع تاوایی نسبی در منطقه و مقایسه بین دو دوره ۱۹۹۱-۲۰۱۴ و ۹۰-۱۹۶۱ و هم چنین پنج دهه متوالی از سال ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ نشان می‌دهد که بروز تغییرات زمانی در شرایط فصلی و تغییرات مکانی مراکز بیشینه و کمینه تاوایی نسبی بیشتر در ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال مشاهده شد. البته در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز در دوره دوم تعداد روزهای با تاوایی مثبت در خاورمیانه و بیشتر قسمت‌های ایران کاهش یافته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به تدریج در دوره دوم فصل‌های انتقالی کمتر شده و به طول فصل تابستان افزوده شده است. در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال نیز طول فصل تابستان و زمستان در دوره دوم بیشتر شده و فصل‌های انتقالی به خصوص فصل پاییز از میان

- Research of Natural Geography, 47, 1, pp. 57-72.
10. Bao, X. and F. Zhang, 2012, Evaluation of NCEP-CFSR, NCEP-NCAR, ERA-Interim and ERA-40 reanalysis datasets against independent sounding observations over the Tibetan plateau, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00056.1, J. clim. (AMS), 26, pp. 206-214
  11. Bartzokas, A., Lolis, C.J. and D.A. Metaxas, 2003, The 850HPA relative vorticity centers of action for winter precipitation in the Greek area, DOI: 10.1002/joc.909, Int. J. Climatol., 23, pp. 813-828
  12. Bell, G.D. and L.F. Bosart, 1989, A 15 year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers, Monthly Weather Review, 117, pp. 2142-2163.
  13. Bitan, A. and H. Saaroni, 1992, The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf pressure trough, DOI: 10.1002/joc.3370120706, Int. J. Climatol., 12, Issue 7, pp. 733-747.
  14. Campins, J., Genoves, A., Picornell, M. A., and A. Jansa, 2011, Climatology of Mediterranean cyclones using the ERA-40 dataset, DOI: 10.1002/joc.2183, Int. J. Climatol., 31, pp. 1596-1614.
  15. Cullen, H., Kaplan, M., Arkin, A. and P. B., deMenocal, 2002, Impact of the North Atlantic oscillation on middle Eastern climate and streamflow, DOI: 10.1023/A:1020518305517, Clim. Change, 55, pp. 315-338.
  16. Dayan, U., Ziv, B., Margalit, A., Morin, E. and D. Sharon, 2001, A severe autumn storm over the middle-east: synoptic and mesoscale convection analysis, Theor. Appl. Climatol., 69, pp. 103-122.
  17. - Decker, M., Brunke, M., Wang, Z., Sakaguchi, K., Zeng, X. and M. Bosilovich, 2012, Evaluation of the reanalysis products from GSFC, NCEP and ECMWF using flux tower observation, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00004.1, J. clim., 25, Issue 6, pp. 1916-1944.
  18. - Dee, D.P. and 35 Co-authors, 2011, The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation systems, DOI: 10.1002/qj.828, RMetS, Issue 656, 137, pp. 553-597
  19. - DuNkelon, A. and J. Jacobeit, 2003, Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98, DOI: 10.1002/joc.973, Int. J. Climatol., 23, pp. 1843-1866.
  20. - Fattahi, E. and T. Raziee, 2009 (1388), Daily atmospheric circulation patterns on

## سیاسگزاری:

این مقاله بخشی از رساله "رابطه بین توزیع فضایی و زمانی تاوایی نسبی و آب و هوای ایران" است. از همکاری و راهنمایی اساتید محترم راهنما و مشاور در نگارش رساله و تهیه این مقاله بی نهایت سپاسگزارم. با تشکر از پایگاه داده های بازتحلیل NCEP-DOE و NCEP-NCAR که داده های مورد نیاز تحقیقات جوی و اقلیمی را فراهم کرده اند.

## منابع:

1. Ahmed M. El Kenawi, Matthew F. McCabe, Georgiy L. Stenchikov and Jerry Raj, 2014, Multi-decadal classification of synoptic weather types, observed trends and links to rainfall characteristics over Saudi Arabia, DOI: 10.3389/fenvs.2014.00037, frontiers in environmental science, Original Research Article, 2, Article 37, pp. 1-15.
2. Ahrens, C. Donald, 2011, Meteorology today: An introduction to weather, climate and environment, translated by Babaee, M., (1391), M. R., Aeej press. Edition 8, ISBN: 978-964-970-310-7, 718 papers.
3. Alijani, B., 2013 (1392), Climate of Iran, Piam Nour University, ISBN: 978-964-455-621-0, 221 papers.
4. Alijani, B., 2012 (1391), Synoptic climatology, samt press, 5th edition, ISBN: 978-964-459-609-4, 257papers.
5. Alijani B. and M. Houshyar, 2008 (1387), Identify Synoptic patterns of drastic colds in north-west of Iran, J. Research of Natural Geography, 65, pp. 1-16.
6. Alijani, B. and R. Doostan, 2012 (1391), Identification of the centers of Iran climate controller and 500 hPa, Pressure pattern in the cold period, J. Geography and regional development research, 10, 19, pp. 255-279.
7. Alpert, P., Osetinsky, I., Ziv, B., and H. Shafir, 2004, Semi- objective classification for daily synoptic systems: application to the eastern Mediterranean climate change, DOI: 10.1002/joc.1036, Int. J. Climatol., 24, Issue 8, pp. 1001-1011.
8. Alpert, P., Neeman, B.U. and Y. Shay-el, 1990, Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data, Tellus, 42A, pp. 65-77
9. Asakereh, H., Ghaemi, H. and A. Beyranvand, 2015 (1394), On the seasonal variability trend of sub tropical jet stream in Iran climatic area in recent decades, J.

21. - Flocas, H.A., Maheras, P., Karacostas, T.S., Patrikas, I. and C. Anagnostopoulou, 2001, A 40-year climatological study of relative vorticity distribution over the Mediterranean, *Int. j. climatol.*, DOI: 10.1002/joc.705, *Int. J. Climatol.*, 21, pp. 1759-1778.
22. - Flocas, H.A., Simmonds, I., Kouroutzoglou, J., Keay, K., Hatzaki, M., Bricolas, V. and D. Asimakopoulos, 2010, On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean, *J. clim.* 23, 19, pp. 5243-5257.
23. Gadgial, S. and N. V. Joshi, 1984, Climatic clusters of the India region, *J. clim.* 3, pp. 47-63.
24. Ghavidel Rahimi, U., 2010 (1389), Mapping and commentary of synoptic climate using GrADS software, soha danesh press., Tehran, first edition, ISBN: 978-964-2748-99-0, 207 papers.
25. Hodges, K.I., Lee, R.W. and L. Bengtsson, 2011, A comparison of extratropical cyclones in recent reanalysis ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP-CFSR and JRA-25, *J. clim.* (AMS), 24, pp. 4888-4906
26. Kahya, E., 2011, The impacts of NAO on hydrology of the East Mediterranean, DOI: 10.1007/978-94-007-1372-7\_5, *Advances in Global change research*, 46, (Zaragoza: Springer), pp. 57-71.
27. Kalkstein, S., Sheridan, C. and Y. Graybeal, 1998, Determination of character and frequency change in air masses using spatial synoptic classification, *Int. J. Climatol.*, 18, pp. 1223-1236.
28. Kalnay, E. and 21Co-authors, 1996, The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, pp. 437-471.
29. Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, J.J., S.K., Fiorino, H.M. and G.L. Potter, 2002, NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, Nov 2002, pp. 1631-1643.
30. Karacostas, Th., Flocas, H.A., Kakaliagou, O. and C. Rizou, 1992, On the study of the synoptic situations over the area of eastern Mediterranean, In proceedings of the 1st Greek conference of meteorology and atmospheric physics, Department of meteorology-climatology, Thessaloniki, pp. 469-477.
31. Kistler, R., E. Kalnay and 11Co-authors, 2001, The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means cd-rom and documentation, Iran, *J. Geographical research*, 24,2,93, pp. 45-74.
32. Leighton, R. M., 1992, Monthly anticyclonicity and cyclonicity in the southern hemisphere: Averages for March and September, Bureau of Meteorology, Melbourne, Australia, *Weather and Climate*, 12, pp. 76-82.
33. Lionello, P. and 17 Co-authors, 2012, The climate of the Mediterranean region, From the past to the future, University of Salerno, Lecce Italy, Elsevier Inc. ISBN: 978-0-12-416042-2, 496 papers.
34. Lloyd, Christopher D., 2011, Local models for spatial analysis, CRC press, Second edition, ISBN: 978-1-4398-2919-6, 307 papers.
35. Lolis, C.J., Metaxas, D.A. and A. Bartzokas, 2008, On the intra-annual variability of atmospheric circulation in the Mediterranean region, DOI: 10.1002/joc.1634, *Int. J. Climatol.*, 28, pp. 1339-1355
36. Maheras, P., Flocas, H.A., Anagnostopoulou, C. and I. Patrikas, 2002, On the vertical structure of composite surface cyclones in the Mediterranean region, *Theor. Appl. Climatol.*, 71, pp. 199-217
37. Maheras, P., Flocas, H.A., Patrikas, I. and C. Anagnostopoulou, 2001, A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: Spatial and temporal distribution, *Int. J. Climatol.*, 21, pp. 109-130
38. Maheras, P., Patrikas, I., Karacostas, Th. And C. Anagnostopoulou, 2000, Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis, DOI: 10.1007/s007040070010, *Theoretical and Applied Climatology*, 67, Issue 3, pp. 205-223.
39. Mofidi, A. and A. Zarrin, 2012 (1391), Analysis of nature, structure and temporal variance of summertime large scale atmospheric circulation on the southwest Asia, *J. Research of climatology*, 3, 11, pp. 15-40.
40. Mofidi, A., 2007 (1386), The analysis of summertime atmospheric circulation over Iran and its relation to summertime precipitation in Iran plateau, PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, 165p.
41. Molteni, F., Sutera, A. and N. Tronci, 1988, The EOFs of the Geopotential Eddies at 500 mb in Winter and their probability density distributions, *J. Atmos. Sci.*, 45, Issue 21, pp. 3063-3080



42. Moradi, M., 2009 (1388), Advanced Dynamic Meteorology, Education center of applied science and technology for Meteorological and Atmospheric science of Tehran, Raja Press. ISBN: 978-600-5343-03-8, 256 papers.
43. Mooney, P. A., Mulligan, F.J. and R. Fealy, 2011, Comparison of ERA-40, ERA-Interim and NCEP/NCAR reanalysis data with observed surface air temperatures over Ireland, DOI: 10.1002/joc.2098, Int. J. Climatol., 31, pp. 545-557
44. Omidvar, K., 2012 (1391), Dynamic climatology, Yazd university press. ISBN: 978-600-6309-21-7, 400 papers.
45. Papadopoulos, V.P., Abualnaja, Y., Josey, S.A., et al, 2013, Atmospheric forcing of the winter air-sea heat fluxes over the Northern Red Sea, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00267.1, J. clim. 26, pp. 1685-1701
46. Rahimzadeh, F., 2011 (1390), Statistical methods in meteorology and climatology researches, Seyed Bagher Hoseini Press. ISBN: 978-600-92259-0-3, 423 papers, pp.91.
47. Rasuli, A., Babaeian, I., Ghaemi, H. and P. Zavarreza, 2012 (1391), Analysis of time series of synoptic pattern pressure centers that effect on Iran seasonal precipitations, J. Geography and development, 10,27, pp.77-88.
48. Reiter, E.R., 1975, Handbook for forecaster in the Mediterranean, Tech. paper no. 5-75, Naval postgraduate school, Monterey, CA, 334 papers.
49. Richman, M.B., 1981, Obliquely rotated principal components: An improved meteorological map typing technique, J. Appl. Meteo, 20, pp. 1145-1159.
50. Simmons, A., Uppala, S., Dee, D. and S. Kobayashi, 2007, ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards, ECMWF newsletter, No. 110, ECMWF, reading, United Kingdom, pp. 25-35
51. Spanos, S., Maheras, P., Karacostas, T. and P. Pennas, 2003, Objective climatology of 500hpa cyclones in central and east Mediterranean region during warm-dry period of the year, Theoretical and Applied climatology, 75, pp. 167-178.
52. Trigo, I.F., 2006, Climatology and inter annual variability of stormtracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses, Climate Dyn., 26, pp. 127-143
53. Wang, A. and X. Zeng, 2012, Evaluation of multi reanalysis products with in situ observations over the Tibetan plateau, DOI: 10.1029/2011JD016553, Journal of geophysical research, 117, pp. 1-12
54. Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M. and M. Farajzadeh, 2010, The spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa: A climatological review, DOI: 10.1002/joc.1879, Int. J. Climatol., 30, pp. 159-173.