

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا

عباس مفیدی^{۱*}، آذر زرین^۲

۱ و ۲- استادیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۸۹/۱۲/۰۴، تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۸/۱۷

چکیده

در این پژوهش ساختار گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول دوره گرم سال مورد توجه قرار گرفت. ابتدا ویژگی‌های بنیادی و ماهیت گردش بزرگ مقیاس جو بررسی شد و سپس وردایی زمانی آن برای یک دوره ۶۱ ساله (۲۰۰۸-۱۹۴۸) مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. یافته‌های تحقیق بیان‌گر آن است با آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا جریان مدارهای غرب سو و مداومی در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی و نزول آن چاه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. تداوم نزول بزرگ مقیاس هوای منشأ یافته از منطقه موسمی با ایجاد گردش واچرخندی گسترده، جهش شمال سوی جت جنب حاره و معکوس شدن شیب نصف النهاری دما را در پی خواهد داشت. شرایط یاد شده، ساختار گردش بزرگ مقیاس جو را در امتداد نصف النهاری تغییر داده و پیدایش یک گردش هادلی معکوس و شروع تابستان را بر روی جنوب غرب آسیا موجب می‌گردد. در بررسی ماهیت پرفشارهای تابستانه مشخص گردید که پرفشارهای جنب حاره‌ای تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا در تمامی ترازهای جو قابل مشاهده بوده و از جهت منشأ اصلی تشکیل شان، با ناشی از نزول هوا با منشأ موسمی، یا فرارفت قائم گرما از سطح مناطق کوهستانی مرتفع و یا ترکیبی از این دو می‌باشند. نتایج تحقیق همچنین بیان‌گر آن است که از میان سه شاخص فیزیکی، جت و شاخص دینامیکی که در این تحقیق ارائه شده و مورد استفاده قرار گرفته‌اند، شاخص فیزیکی به نحو مطلوب تری خصوصیات گردش تابستانه را نشان می‌دهد. بر اساس این شاخص، به طور متوسط فصل تابستان در جنوب غرب آسیا در روز ۷ جون آغاز و پس از ۱۱۳ روز در ۲۸ سپتامبر به پایان می‌رسد. بررسی وردایی زمانی گردش جو بیان‌گر کاهش قابل ملاحظه طول فصل تابستان در طی دهه‌های اخیر بر روی منطقه می‌باشد. بر اساس نتایج، اگرچه زمان آغاز تابستان بر روی جنوب غرب آسیا در روند درازمدت خود تنها تغییرات بسیار ناچیزی را تجربه نموده، اما خط روند یک کاهش ۸ تا ۹ روزه را در طی دوره مطالعه برای طول فصل تابستان نشان می‌دهد. یافته‌ها بیان‌گر آن است که کوتاه شدن طول فصل تابستان از ۱۱۷ روزه به ۱۰۹ روزه بر روی جنوب غرب آسیا ناشی از پایان زودرس فصل تابستان در دهه‌های اخیر می‌باشد. یافته‌ها همچنین نشان دهنده آن است که در طول دوره ۶۱ ساله، گردش بزرگ مقیاس تابستانه در هر دو منطقه جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی روند کاهشی مشابهی را در شدت خود تجربه نموده است. بررسی مؤلفه‌های مقیاس همدید نشان دهنده آن است که در وردسپهر میانی و زیرین از یک سو در شبه جزیره عربستان مرکز پرفشار و کم فشار عربستان و همچنین باد شمال، به طور محسوس تقویت گردیده‌اند و از سوی دیگر واچرخند ترکمنستان، کم فشار پاکستان و باد سیستان در شمال شرق و شرق فلات ایران کاهشی را در شدت فعالیت خود تجربه نموده‌اند. میدان واگرایی افقی بر روی غرب ایران نیز از وجود یک روند افزایشی در شدت گردش در مرکز پرفشار ایران و در مرکز همگرایی زاگرس حکایت دارد.

واژگان کلیدی: جنوب غرب آسیا، گردش جو تابستانه، گردش موسمی، پرفشار ایران، واچرخند ترکمنستان، وردایی اقلیمی.

مقدمه

مجموعه عوامل فوق سبب ناشناخته ماندن ساختار و ماهیت گردش تابستانه جو در منطقه جنوب غرب آسیا و نبود شناخت کافی از مؤلفه‌های منطقه‌ای گردش آن گردیده است. در سال‌های اخیر و در پی افزایش خسارات ناشی از بروز برخی پدیده‌های مخرب جوی همچون توفان‌های حاره‌ای، بارش‌های شدید، بادهای شدید، امواج گرمایی، توفان‌های گرد و غباری و طرح بحث‌هایی چون گرمایش جهانی و تغییرات و وردایی‌های اقلیمی، کاستی‌های علمی موجود در تبیین ساختار و علل وقوع بسیاری از این رخدادها در منطقه خاورمیانه کاملاً آشکار گردیده است. از سویی در پی چالش‌های اقلیمی اخیر، پژوهش‌گران بی‌شماری ساختار گردش جو تابستانه را در مناطق جنب حاره نیمکره شمالی مورد توجه قرار داده‌اند و نتایج این پژوهش‌ها موجب تغییر نگرش جهانی در رابطه با ساز و کارهای تشکیل پرفشارهای جنب حاره تابستانه و به طور کلی مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه در مناطق جنب حاره‌ای شده است (Radwell and Hoskins, 1996; 2001; Liu and Wu, 2004; Liu et al., 2004; Wu et al. 2004). اما در قیاس با دست‌آوردهای جهانی، ماهیت گردش جو تابستانه و ویژگی مؤلفه‌های اصلی آن در منطقه جنوب غرب آسیا به نسبت بالایی ناشناخته باقی مانده، به طوری که نگرش موجود در بین پژوهش‌گران در سطح ملی و منطقه‌ای دارای تفاوت بنیادی با نگرش حاصل از یافته‌های اخیر در مقیاس جهانی می‌باشد (Zarrin et al., 2010; 2011). بر همین اساس، پژوهش حاضر برای نخستین بار ساختار گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا را در چارچوب «اقلیم‌شناسی دینامیک» مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار خواهد داد. براساس تعریف، می‌توان اقلیم‌شناسی دینامیک را به کارگیری کمی قوانین دینامیکی و ترمودینامیکی حاکم بر جو در راستای بررسی گردش عمومی و رفتار جو در نظر گرفت (Heiselberg, 1932) به نقل از (Barry and Carleton, 2001)، که با لحاظ نمودن منشأ و نحوه تداوم گردش‌ها (Barry and Carleton, 2001)، به تبیین اقلیم براساس ساختار گردش جو و رفتار غالب آن در هر مکان می‌پردازد (Court, 1957; Hare, 1957; Marotz, 2005). بنابراین هدف اصلی پژوهش

گردش جو به عنوان یک عامل بلافصل در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه نقش مهمی ایفاء می‌کند. در واقع در هر منطقه‌ای، الگوی غالب گردش جو می‌تواند بیانگر شرایط اقلیمی غالب در آن مکان باشد (مفیدی و زرین، ۱۳۸۵). در طول تابستان گردش جنب حاره‌ای بر روی جنوب غرب آسیا به واسطه وجود شدت تابش بالا، مناطق کوهستانی مرتفع و وسیع، درهم تنیدگی خشکی و دریا و استقرار قوی‌ترین گردش موسمی جهان در مجاورت منطقه، ساختار پیچیده‌ای پیدا می‌نماید که با پدیدار شدن مؤلفه‌های گردش مقیاس همدید منحصر بفردی در ترازهای مختلف وردسپهر همراه است. در چنین شرایطی، الگوی غالب جریان هوا در ترازهای فوقانی، میانی و زیرین از ماهیتی پیچیده و در عین حال شبه ایستا برخوردار گردیده که شدیداً پدیده‌های اقلیمی سطحی را کنترل می‌نماید (مفیدی، ۱۳۸۶). می‌توان گفت در جنوب غرب آسیا وقوع پدیده‌های جوی حدی و مخرب در مقیاس محلی و منطقه‌ای، اساساً تابع استقرار و وردایی زمانی- مکانی یک یا چند مؤلفه گردش جو تابستانه است. با توجه به گزارش‌های علمی موجود، شکل‌گیری و تکوین این گردش نه تنها در پیدایش ویژگی‌های خاص اقلیمی در مقیاس محلی و منطقه‌ای نقش دارد، بلکه ساختار گردش جو در مناطق اقلیمی مجاور و یا دوردست را نیز از خود متأثر می‌سازد (Yin, 1949; Yang et al., 1992; Enomoto et al., 2003; Enomoto, 2004).

علیرغم نقش انکارناپذیر گردش جو تابستانه در کنترل منطقه‌ای اقلیم در جنوب غرب آسیا، پژوهش‌های انجام شده در این زمینه تنها حجم بسیار کوچکی از مطالعات اقلیم‌شناسی و هواشناسی را به خود اختصاص داده است (Walker, 1975; Arakawa, 1981; Gullen, 2005; Zaitchik et al., 2007). شرایط سخت طبیعی، آب و هوای نامساعد، نبود داده‌های جوی مناسب و دراز مدت، همراه با انگیزه پایین پژوهش‌گران علوم جو به مطالعه مناطق خشک، بویژه فصول خشک و کم بارش، موجب گردیده تا بسیاری از ویژگی‌ها و قانونمندی‌های حاکم بر جو مناطق جنب حاره از شناخت مناسب و کافی برخوردار نباشد.

- در نخستین گام توزیع انرژی و مناطق چشمه و چاه گرمایی مورد توجه قرار گرفت. از آنجایی که اساساً انتقال جرم و انرژی در جو به واسطه وجود واگرایی و همگرایی امکان پذیر می‌گردد، بر همین اساس با محاسبه میدان واگرایی افقی و باد واگرا ارتباط بین مناطق چشمه و چاه انرژی در محدوده جنوب و جنوب غرب آسیا بررسی شد. در واقع واگرایی کمیتی نرده‌ای است که هم در دستگاه مختصات طبیعی و هم در دستگاه مختصات دکارتی برای بردار باد افقی قابل تعریف می‌باشد. در محاسبه بردار، واگرایی یک عملگر برداری است که بزرگی چشمه و چاه یک میدان برداری را برای نقطه‌ای معین اندازه‌گیری می‌کند. واگرایی عبارت است از مجموع واشارش (Difffluence) و کشیدگی (Stretching) که در باد افقی بوقوع می‌پیوندد. به طور خاص، واگرایی بیانگر میزان شارش برون سوی (Outward) یک میدان برداری در اطراف نقطه‌ای معین می‌باشد. در مختصات فشاری واگرایی در میدان باد افقی (مختصات دو بعدی) براساس معادله (۱) تعریف می‌گردد (Wallace and Hobbs, 2006, 272):

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1)$$

در عین حال میزان واگرایی در میدان باد با مختصات سه بعدی (x, y, z) براساس معادله (۲) قابل محاسبه خواهد بود (Lynch and Cassano, 2006):

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} \quad (2)$$

جائیکه $\nabla \cdot \mathbf{V}$ یا $(\text{Div}_H \mathbf{V})$ میدان واگرایی باد و \mathbf{u} ، \mathbf{v} و \mathbf{w} به ترتیب مؤلفه‌های مداری، نصف النهاری و قائم باد می‌باشند. برای نمونه، هوایی را در یک تراز فشاری در نظر بگیرید که گرم و یا سرد شده باشد. میدان برداری مرتبط در این نمونه، سرعت هوای در حال حرکت در یک نقطه است. گرمایش هوا در یک منطقه سبب انبساط آن در تمامی جهات خواهد شد، به طوری که میدان سرعت، جریان برون سویی را از آن منطقه نشان خواهد داد. بنابراین واگرایی میدان سرعت در آن منطقه یک مقدار مثبتی را نشان خواهد داد ($\nabla \cdot \mathbf{V} > 0$) و منطقه به عنوان یک «چشمه» شناخته خواهد شد. در مقابل، در صورت سرد و منقبض شدن هوا، مقادیر واگرایی منفی گردیده ($\nabla \cdot \mathbf{V} < 0$) و در

حاضر تبیین ساختار منطقه‌ای گردش جو و بررسی نحوه شکل‌گیری، تکوین، تداوم و وردایی زمانی آن در طول دوره گرم سال بر روی جنوب غرب آسیا خواهد بود. در واقع پژوهش پیش رو در ادامه کار اولیه مفیدی (۱۳۸۶) و زرین (۱۳۸۶) می‌باشد که برخی از مؤلفه‌های گردش مقیاس منطقه‌ای جو را بر روی ایران مورد بررسی قرار داده‌اند. در این راستا سؤالاتی که پژوهش حاضر به دنبال یافتن پاسخی برای آنهاست عبارتند از:

۱- گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا از چه ساختاری برخوردار است.

۲- آیا در طی نیم قرن گذشته مؤلفه‌های اصلی گردش منطقه‌ای جو در جنوب غرب آسیا از روند خاصی پیروی نموده‌اند؟

مواد و روش‌ها

از نظر روش‌شناسی مقاله حاضر یک مطالعه بنیادی در حوزه اقلیم‌شناسی دینامیک محسوب می‌گردد. در این راستا جهت تبیین ساختار گردش تابستانه و بررسی وردایی زمانی آن در جنوب غرب آسیا پژوهش در دو مرحله اصلی به انجام رسیده است. برای انجام تحقیق از داده‌های روزانه دوباره تحلیل شده مراکز ملی پیش بینی محیطی/ مرکز ملی پژوهش جوی (NCEP/NCAR) با قدرت تفکیک افقی ۲/۵ درجه (Kalnay et al., 1996) برای یک دوره ۶۱ ساله (۲۰۰۸-۱۹۴۸) استفاده شد. مراحل انجام پژوهش به شرح زیر می‌باشد:

الف) تعیین ساختار بزرگ مقیاس گردش جو تابستانه در جنوب غرب آسیا

هدف از انجام این مرحله از تحقیق فهم نحوه شکل‌گیری و تکوین گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی منطقه جنوب غرب آسیا می‌باشد. با تهیه و بهره‌گیری از نقشه‌های تاوایی نسبی، میدان واگرایی و باد واگرا همراه با بررسی ساختار دما و تابش موج بلند خروجی، ضمن بررسی تکوین زمانی گردش، ماهیت جریانات بزرگ مقیاس برای دوره‌ای از ابتدای ماه آوریل تا پایان ماه اکتبر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

موسمی جنوب- جنوب شرق آسیا (محدوده عرض 35°N - 15°N و طول 100°E - 40°E) مورد استفاده قرار می‌گیرد. از تفاضل گیری دمای متوسط روزانه بین دو منطقه یاد شده میزان تفاوت دمای بین منطقه موسمی و منطقه حاره آشکار می‌گردد. بر این اساس در پیشروی دوره گرم سال و در نیمه فوقانی وردسپهر روزی که دمای متوسط روزانه منطقه موسمی از منطقه حاره‌ای پیشی گیرد و شاخص موسمی مقادیر مثبت را نشان دهد گردش موسمی بر روی جنوب و جنوب شرق آسیا آغاز خواهد شد. با توجه به شاخص موسمی تا زمانی که شیب معکوس دمایی در امتداد نصف النهاری وجود داشته باشد فصل موسمی ادامه خواهد یافت. شدت گردش موسمی نیز از مجموع مقادیر تفاوت دمای روزانه برای تمامی روزهایی که شاخص موسمی شیب معکوس دما (مقدار مثبت) را نشان می‌دهد محاسبه می‌گردد. شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیا نیز از ساختاری مشابه با شاخص موسمی بهره می‌برد تنها با این تفاوت که برای محدوده طول 35°E تا 70°E شرقی طراحی شده است.

- شاخص دینامیکی در واقع نتیجه بررسی‌ها و تجزیه و تحلیل‌های اولیه گردش جو بر روی جنوب غرب آسیاست. در این شاخص برای تعیین زمان آغاز و خاتمه گردش تابستانه، همچنین محاسبه شدت آن، از مقادیر روزانه تاوایی نسبی استفاده شد. استفاده از مقادیر تاوایی نسبی جهت تعیین زمان آغاز، پایان و طول فصل تابستان بر این اصل استوار است که هر ساله و در حین پیشروی دوره گرم بر روی جنوب غرب آسیا، در یک بازه زمانی خاص و در ترازهای فوقانی وردسپهر، گردش چرخندی (تاوایی مثبت) در مقیاس منطقه‌ای به گردش واچرخندی (تاوایی منفی) تغییر می‌یابد. گردش واچرخندی در تمام طول تابستان تداوم یافته تا در نهایت در پیشروی دوره گرم مجدداً در یک بازه زمانی خاص به گردش چرخندی تغییر می‌یابد. بر اساس شاخص دینامیکی، تمامی روزهای بین آغاز و خاتمه گردش واچرخندی بر روی جنوب غرب آسیا به عنوان فصل تابستان در نظر گرفته شد. برای محاسبه این شاخص (شاخص دینامیکی) از مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی

نتیجه منطقه به عنوان «چاهه (Sink)» قابل شناسایی خواهد بود. بدین ترتیب جریان درون سو و واگرایی منفی بیانگر همگرایی جرم خواهد بود.

- با بهره‌گیری از میدان واگرایی و باد واگرا گردش بزرگ مقیاس در امتداد مداری، نصف النهاری و همچنین در نیمرخ قائم برای منطقه جنوب غرب آسیا برای دوره‌ای از ابتدای ماه آوریل تا پایان ماه اکتبر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. در واقع در این مرحله از تحقیق الگوی گردشی غالب بر روی جنوب غرب آسیا به تصویر کشیده شد.

- برای تعیین زمان آغاز، خاتمه و طول فصل تابستان سه شاخص منطقه‌ای برای جنوب غرب آسیا طراحی شد. شاخص‌های ارائه شده با بهره‌گیری از مقادیر دما، تاوایی نسبی و مؤلفه باد مداری، جنبه‌های مختلف فیزیکی و دینامیکی گردش جو را در ترازهای فوقانی وردسپهر مورد توجه قرار داده و امکان ارزیابی زمان آغاز، خاتمه و میزان شدت گردش جو تابستانه بر روی منطقه جنوب غرب آسیا را فراهم ساخته‌اند. علاوه بر این، شاخص‌های یاد شده مقایسه تکوین منطقه‌ای گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا با گردش موسمی را ممکن ساخته‌اند.

- شاخص فیزیکی بیان‌کننده تفاوت دمای روزانه جو در نیمه فوقانی وردسپهر ($2000-6000$ هکتوپاسکال) در امتداد نصف النهاری می‌باشد. در این شاخص تفاوت دمای روزانه بین منطقه حاره‌ای (محدوده عرض 5°N تا 15°S و طول 35°E تا 70°E شرقی) و جنوب غرب آسیا (محدوده عرض 15°N تا 35°N و طول 35°E تا 70°E شرقی) محاسبه شده و شیب نصف النهاری دما از ابتدای آوریل تا انتهای اکتبر در مقیاس روزانه مورد بررسی قرار گرفت. در طراحی شاخص فیزیکی برای جنوب غرب آسیا از شاخص طراحی شده توسط گاسوامی و خاویر^۱ (۲۰۰۵) و خاویر و همکاران^۲ (۲۰۰۷) استفاده شد. در پژوهش حاضر شاخص یاد شده بنا به ماهیت آن، تحت عنوان «شاخص موسمی» خوانده شده است. در شاخص موسمی مقادیر متوسط روزانه دما، متوسط گیری شده برای ترازهای 600 تا 2000 هکتوپاسکال به ترتیب در دو منطقه مجزا یکی منطقه حاره (محدوده عرض 5°S - 15°N و طول 100°E - 40°E) و دیگری منطقه

در تعیین شدت گردش موسمی همبستگی بالایی را با سایر شاخص‌های معتبر موسمی همچون شاخص دینامیکی «وبستر-یانگ» (Webster and Yang, 1992; Webster et al., 1998)، «شاخص بارش موسمی تابستانه کل هند» (Parthasarathy et al., 1992) و «شاخص تابش زمین تاب» (Li and Yanai, 1996) نشان می‌دهد، در عین حال در قیاس با شاخص هیدرولوژیکی ارائه شده توسط «فاسولو» و وبستر^۱، ۲۰۰۳ در تعیین زمان آغاز و عقب نشینی گردش موسمی و شناسایی طول فصل موسمی از دقت بیشتری برخوردار است.

در ادامه تحقیق مهمترین مؤلفه‌های مقیاس همدید گردش جو تابستانه در جنوب غرب آسیا مورد توجه قرار گرفته و ماهیت و ویژگی‌های بنیادی هر یک از آنها بررسی شد. در این راستا و در ادامه کار «مفیدی، ۱۳۸۶»، پژوهش به شرح زیر به انجام رسید:

- با تهیه نقشه‌های روزانه تاوایی نسبی و میدان واگرایی افقی، تکوین پرفشار جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای دوره مطالعه (۲۰۰۸-۱۹۴۸) بررسی شد.

- با استفاده از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و میدان واگرایی افقی، تکوین زمانی پرفشار ایران و پرفشار عربستان در تراز میانی و پرفشار ترکمنستان، کم فشار پاکستان و مرکز همگرایی زاگرس در ترازهای زیرین وردسپهر در مقیاس روزانه مورد بررسی قرار گرفت.

- گرمایش در رو (دیاباتیک) با استفاده از معادله انرژی ترمودینامیک (معادله ۳) برای جنوب غرب آسیا محاسبه شد. گرمایش در رو معمولاً به عنوان باقیمانده در معادله انرژی ترمودینامیک محاسبه می‌گردد. معادله انرژی ترمودینامیک در مختصات فشاری به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$c_p \frac{\partial \theta}{\partial t} = -c_p \vec{V} \cdot \nabla \theta + c_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^k \frac{\partial \theta}{\partial p} \omega + Q \quad (3)$$

در معادله (۳) c_p گرمای ویژه در فشار ثابت هوای خشک برابر با $1004/67 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ، θ دمای پتانسیل براساس معادله $\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\gamma_d / c_p}$ ، t زمان برحسب ثانیه،

در محدوده بین 30° تا 40° عرض شمالی و طول 40° تا 60° شرقی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال استفاده شد. محدوده و تراز یاد شده در طول دوره گرم سال در برگیرنده منطقه بیشینه تاوایی منفی در جنوب غرب آسیا می‌باشد (جدول ۱).

- در تهیه سومین شاخص از مؤلفه باد مداری (U) استفاده شد. در این شاخص (شاخص جت)، جابجایی نصف النهاری هسته جت جنب حاره و تکوین زمانی آن از ابتدای ماه آوریل تا پایان ماه اکتبر مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به این که در طول فصل تابستان بیشینه شدت جت جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود (مفیدی، ۱۳۸۶)، به همین جهت تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای مطالعه انتخاب شد. شاخص سوم از تکوین زمانی موقعیت هسته جت جنب حاره و سرعت آن برای تعیین طول فصل تابستان و شدت گردش آن استفاده می‌نماید. طراحی این شاخص بر این اساس استوار است که هر ساله در حین پیشروی دوره گرم سال، هسته جت جنب حاره به یکباره جهش ناگهانی شمال سویی به میزان ۵ تا ۷ درجه را تنها ظرف مدت چند روز تجربه می‌کند و در موقعیت تابستانه خود قرار می‌گیرد. از سویی دیگر در پایان دوره گرم و در شرایطی مشابه جت جنب حاره جهش ناگهانی جنوب سوی محسوسی را تجربه می‌کند که پس از آن در موقعیت پائیزی خود مستقر می‌گردد (مفیدی، ۱۳۸۶). در این تحقیق جهش ناگهانی شمال سو و جنوب سوی منطقه بیشینه مؤلفه باد مداری در محدوده 40° تا 55° طول شرقی در حین پیشروی دوره گرم به عنوان سومین شاخص جهت تعیین تغییر فصل و به ترتیب زمان آغاز و پایان فصل تابستان در جنوب غرب آسیا در نظر گرفته شد. زمان آغاز و پایان فصل و به تبع آن طول فصل تابستان با بررسی موقعیت روزانه هسته جت (شاخص جت) برای تمامی سال‌های دوره مطالعه تعیین گردید.

- با توجه به این که بررسی‌های اولیه بیانگر وجود یک نوع ارتباط بین گردش موسمی تابستانه و گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیاست، برای آشکارسازی این ارتباط، از شاخص موسمی «خاویر و همکاران، ۲۰۰۷» استفاده شد. دلیل انتخاب شاخص یاد شده آن است که علاوه بر این که

تابستانه در وردسپهر فوقانی نیز بر روی جنوب غرب آسیا تعیین گردید. در این راستا از یک سو با استفاده از مجموع مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی بین زمان آغاز و پایان گردش و اچرخندی (شاخص دینامیکی)، و از سوی دیگر با بهره‌گیری از مجموع مقادیر متوسط روزانه مؤلفه باد مداری بین زمان جهش ناگهانی شمال سو و جنوب سوی هسته جت (شاخص جت) شدت گردش تابستانه برای هر سال از دوره مطالعه تعیین شد. شدت جت در محدوده عرض 35°N - 45°N و طول 60°E - 45°E شرقی محاسبه شد. پس از تهیه میانگین درازمدت برای هر یک از شاخص‌های فوق، میزان انحراف استاندارد هریک از سال‌های مورد مطالعه از شدت متوسط دوره تعیین شد و نمودار وردایی زمانی برای هریک از شاخص‌ها تهیه شد.

- برای مقایسه بین گردش جو در جنوب غرب آسیا و گردش موسمی از شاخص فیزیکی خاویر و همکاران (۲۰۰۷) که بیانگر طول فصل موسمی و شدت گردش موسمی است و شاخص فیزیکی طراحی شده برای جنوب غرب آسیا استفاده شد.

در تراز میانی جو میزان شدت گردش در مرکز پر فشار ایران با استفاده از میدان واگرایی افقی در محدوده عرض 34°N - 30°N و طول 55°E - 50°E برای فصل تابستان محاسبه شد. برای تعیین نقش واداشت‌های سطحی بر تشکیل پر فشار ایران، مقادیر متوسط روزانه میدان واگرایی برای ترازهای 850 و 500 هکتوپاسکال برای تمامی سال‌های دوره مطالعه تهیه شد.

- شدت گردش در مراکز پرفشار ترکمنستان، پرفشار عربستان، کم فشار پاکستان و زبانه کم فشار/مرکز همگرایی شبه جزیره عربستان با تهیه متوسط فصلی از مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی در طی ماه‌های جون، جولای و آگوست بدست آمد. برای هر یک از مؤلفه‌های گردشی یاد شده مجموع مقادیر فصلی تاوایی محاسبه شد و پس از تهیه متوسط درازمدت، انحرافات شدت گردش سال به سال آنها در طی دوره ۶۱ ساله تعیین گردید. برای تعیین محدوده استقرار هر یک از مؤلفه‌ها از نتایج مطالعه مفیدی (۱۳۸۶) استفاده شد. در عین حال جهت انجام مقایسه، تغییرات شدت باد سیستان و باد شمال نیز با بهره‌گیری از مقادیر

\vec{V} سرعت باد افقی برحسب متر بر ثانیه، p فشار تراز مورد نظر بر حسب هکتوپاسکال، p_0 فشار در تراز مرجع (1000 هکتوپاسکال)، k برابر است با $k = R/c_p$ که R ثابت گازها و برابر است با 0.287053 ، ω سرعت قائم بر حسب هکتوپاسکال بر ثانیه و Q گرمایش دررو که به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Q = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (4)$$

در معادله فوق جمله اول $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ تغییرات محلی دما در طی زمان، جمله دوم $(\vec{V} \cdot \nabla \theta)$ برابر با $\left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)$ بوده و بیانگر فرارفت افقی دما و جمله سوم $\left(-\omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$ نشان‌دهنده فرارفت قائم دما می‌باشد. به عبارت دیگر مقدار گرمایش در رو (گرمای مبادله شده با محیط) از تغییرات محلی و فرارفت افقی و قائم گرما در یک محل حاصل می‌گردد (Rodwell and Hoskins, 2001; Zhang and Wu., 2002). از آنجائی که گرمایش در رو بیانگر مقدار انرژی است که در طی فرآیند در رو به سیستم وارد یا از آن خارج می‌شود، بر این اساس می‌توان از آن به عنوان یک ابزار مناسب جهت تشریح ماهیت مراکز فشار شبه ساکن استفاده نمود. جهت تحلیل ماهیت مراکز فشار در جنوب غرب آسیا نقشه‌های گرمایش محلی، فرارفت افقی دما، فرارفت قائم دما و گرمایش کلی به تفکیک تولید شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

ب) وردایی زمانی مؤلفه‌های گردش تابستانه

وردایی زمانی مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه برای یک دوره ۶۱ ساله (۲۰۰۸-۱۹۴۸) به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفت:

- ابتدا با بهره‌گیری از شاخص‌های دینامیکی، فیزیکی و شاخص جت و با در نظر گرفتن زمان آغاز و پایان گردش تابستانه در هر یک از این شاخص‌ها، طول فصل تابستان برای تمامی سال‌های مورد مطالعه تعیین شد و وردایی آن در طی دوره ۶۱ ساله مورد بررسی قرار گرفت.

- با بهره‌گیری از سه شاخص یاد شده، شدت گردش جو

متوسط روزانه مؤلفه باد نصف النهاری برای دوره و ماه‌های متغیر به کارگرفته شده برای هر یک از مؤلفه‌ها می‌باشد. مشابه بررسی شد. جدول (۱) بیانگر محدوده، تراز و نوع

جدول شماره ۱- محدوده، تراز و متغیر مورد استفاده برای بررسی شدت و وردایی مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه

نام مؤلفه	طول	عرض	تراز فشاری	نوع متغیر
شاخص شدت جت	$45^{\circ}\text{E} - 60^{\circ}\text{E}$	$35^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}$	۲۰۰ ه.پ	مؤلفه مداری باد
شاخص فیزیکی (جنوب غرب آسیا)	$35^{\circ}\text{E} - 70^{\circ}\text{E}$	$(15^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}) - (15^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{N})$	۲۰۰-۶۰۰ ه.پ	دما
شاخص دینامیکی	$40^{\circ}\text{E} - 60^{\circ}\text{E}$	$30^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}$	۲۰۰ ه.پ	تاوایی نسبی
شاخص موسمی ΔTT	$40^{\circ}\text{E} - 100^{\circ}\text{E}$	$(15^{\circ}\text{S} - 5^{\circ}\text{N}) - (15^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{N})$	۲۰۰-۶۰۰ ه.پ	دما
پرفشار ایران	$50^{\circ}\text{E} - 55^{\circ}\text{E}$	$30^{\circ}\text{N} - 34^{\circ}\text{N}$	۵۰۰ ه.پ	میدان واگرایی افقی
پرفشار عربستان	$39^{\circ} - 46^{\circ}\text{E}$	$22^{\circ}\text{N} - 30^{\circ}\text{N}$	۵۰۰ ه.پ	تاوایی نسبی
پرفشار ترکمنستان	$54^{\circ} - 60^{\circ}\text{E}$	$36^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}$	۷۰۰ ه.پ	تاوایی نسبی
کم فشار پاکستان	$63^{\circ} - 70^{\circ}\text{E}$	$28^{\circ}\text{N} - 34^{\circ}\text{N}$	۸۵۰ ه.پ	تاوایی نسبی
مرکز همگرایی زاگرس	$50^{\circ}\text{E} - 55^{\circ}\text{E}$	$30^{\circ}\text{N} - 34^{\circ}\text{N}$	۸۵۰ ه.پ	میدان واگرایی افقی
مرکز همگرایی عربستان	$41^{\circ}\text{E} - 51^{\circ}\text{E}$	$15^{\circ}\text{N} - 25^{\circ}\text{N}$	۹۲۵ ه.پ	تاوایی نسبی
باد سیستان	$60^{\circ}\text{E} - 65^{\circ}\text{E}$	$31^{\circ}\text{N} - 36^{\circ}\text{N}$	۸۵۰ ه.پ	مؤلفه نصف النهاری باد
باد شمال	$46^{\circ}\text{E} - 51^{\circ}\text{E}$	$25^{\circ}\text{N} - 31^{\circ}\text{N}$	۸۵۰ ه.پ	مؤلفه نصف النهاری باد

یافته‌های تحقیق

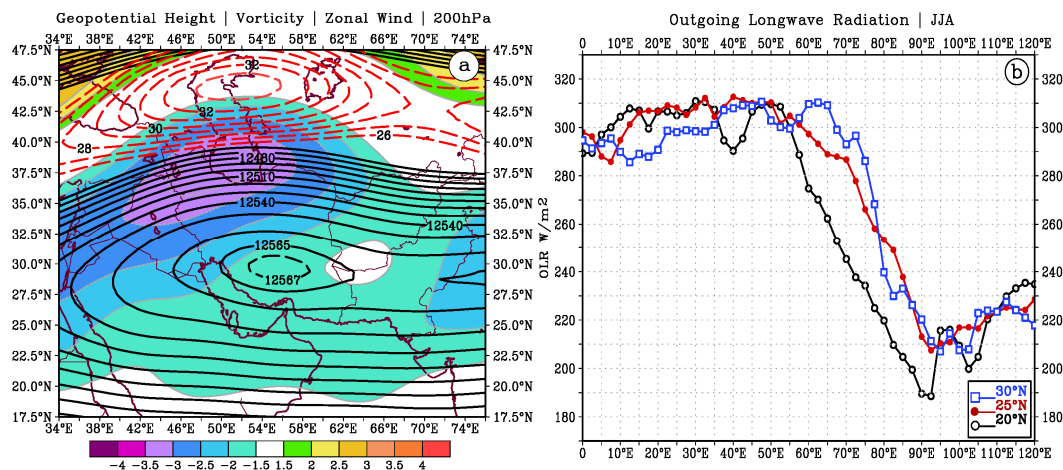
ساختار بزرگ مقیاس گردش جو تابستانه در

جنوب غرب آسیا

وردسپهر فوقانی

در طول فصل تابستان تمامی مناطق واقع در جنوب غرب آسیا در وردسپهر فوقانی تحت تسلط یک گردش واچرخندی قرار دارند. واچرخندی بزرگ به شکل شبه ساکن بر روی مناطق گسترده‌ای از جنوب غرب آسیا استقرار می‌یابد. به طوری که مرکز آن به طور متوسط در جنوب ایران و در عرض 25° شمالی جای می‌گیرد (شکل ۱-ا). در این دوره از سال جت جنب حاره نیز با استقرار در منطقه دریای خزر شمالی‌ترین موقعیت سالانه خود را تجربه می‌کند. بیشینه سرعت در هسته جت در قیاس با همتای زمستانی آن بر روی شمال شرق آفریقا به طور محسوسی کاهش یافته و همان طوری که کریشنامورتی^۱ (۱۹۶۱) نیز به آن اشاره دارد جت عمدتاً در محدوده تاج

پشته به بیشینه سرعت خود دست می‌یابد (شکل ۱-ا). بررسی حاضر بیانگر آن است که برخلاف دوره سرد سال در طول تابستان بیشینه سرعت بین هسته‌های جت در غرب و شرق آسیا یکسان بوده و در عین حال در موارد بی‌شماری بیشینه سرعت در منطقه دریای خزر از همتای شرقی آن در شرق فلات تبت پیشی می‌گیرد. چنین تصویری از شرایط همدیدی تابستانه نتیجه وجود برخی روابط فیزیکی و دینامیکی خاص حاکم بر گردش بزرگ مقیاس جو در جنوب غرب آسیا است که در ادامه با رعایت تقدم تشریح می‌گردد.



شکل شماره ۱- (a) - وضعیت همدیدی متوسط فصل تابستان (۱۹۷۱-۲۰۰۰) بر روی جنوب غرب آسیا در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال. تاوایی نسبی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ و ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد مداری به ترتیب برحسب متر و متر بر ثانیه می‌باشند. (b) متوسط درازمدت (۱۹۷۹-۲۰۰۸) تابش زمین تاب در امتداد عرض های 20° ، 25° و 30° شمالی برای فصل تابستان برحسب وات بر مترمربع.

چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا درست در غرب بزرگ‌ترین چشمه گرمایی نیمکره شمالی جای گرفته است (شکل ۱- b). با توجه به شکل (b-۱) میزان شیب مداری تابش زمین تاب تنها در یک محدوده ۱۵ تا 20° درجه ($90^{\circ}E - 70^{\circ}E$) به حدود ۱۰۰ وات بر مترمربع می‌رسد. شکل (۲) رابطه مناطق چشمه و چاهه گرمایی را برای جنوب غرب آسیا در مقیاس بزرگ نشان می‌دهد. در این شکل با بهره‌گیری از مقادیر متوسط درازمدت میدان واگرایی افقی و باد واگرا مناطق چشمه و چاهه انرژی در منطقه جنوب و جنوب غرب آسیا و تکوین زمانی آن در طول دوره گرم به نمایش در آمده است. با توجه به شکل (a-۲)، در نیمه نخست ماه آوریل منطقه اصلی همگرایی جریان هوا در وردسپهر فوقانی (منطقه چاهه انرژی)، یک کمربند مداری در حد فاصل شمال شرق آفریقا- جنوب شبه جزیره عربستان و شبه قاره هند پایین‌تر از عرض 25° شمالی است (مقادیر منفی یا $\nabla \cdot V < 0$ در شکل a-۲). این در حالی است که با در نظر گرفتن باد واگرا، از یک سو بخش‌های میانی و شمالی جنوب غرب آسیا و از سوی دیگر عرض‌های پایین‌تر از 5° شمالی نقش چشمه انرژی را برای کمربند یاد شده بازی می‌کنند ($\nabla \cdot V > 0$). چنین الگویی از جریان در منطقه جنوب غرب آسیا تا اواخر ماه می تداوم می‌یابد.

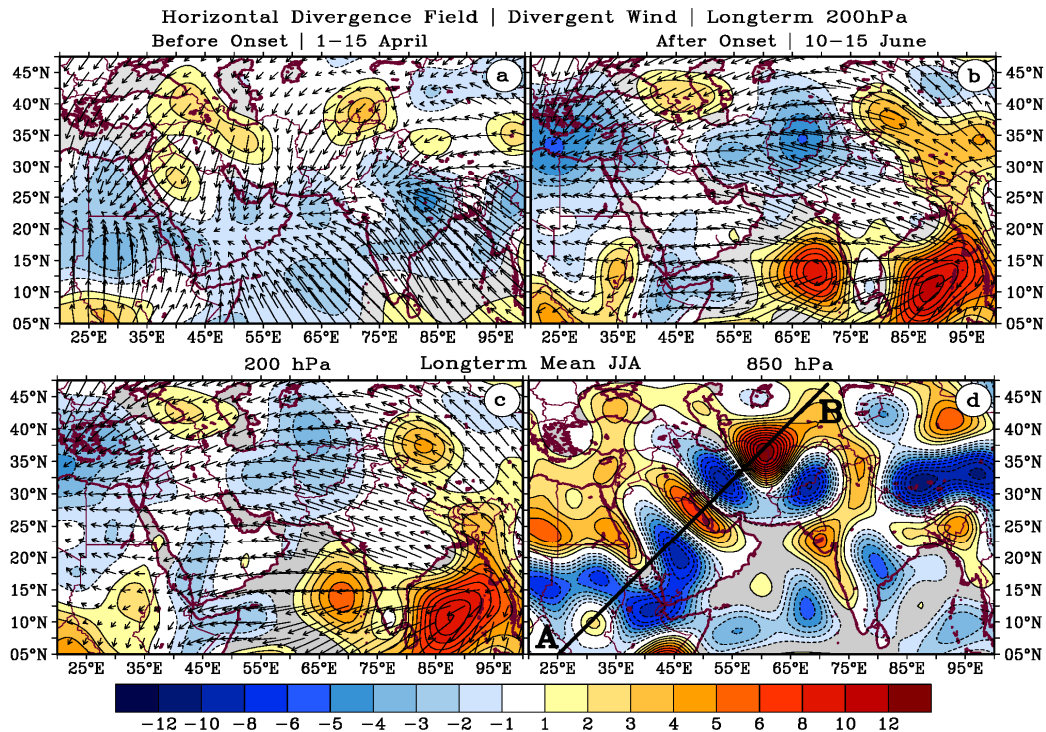
اما در ابتدای ماه جون و در پی آغاز (Onset) گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا، الگوی یاد شده به

برخی از مطالعات کلاسیک مناطق خشک جنوب غرب آسیا و شمال آفریقا را در طول تابستان منطقه چاهه انرژی دانسته‌اند که به همین جهت الزاماً بایستی از یک نزول دینامیک برخوردار باشند تا به یک تعادل انرژی دست یابند (چارنی، ۱۹۷۵، ویستر و همکاران ۱۹۹۰). برای درک صحت و سقم این تئوری، میزان تابش زمین تاب (OLR) برای ماه‌های تابستان مورد بررسی قرار گرفت. همان طوری که در شکل (b-۱) مشاهده می‌شود تمامی مناطق واقع در غرب طول 80° شرقی خروج انرژی برابر یا بیشتر از 300 وات بر مترمربع را در طول تابستان تجربه می‌کنند. بدین ترتیب مناطق خشک و بیابانی جنوب غرب آسیا، در تابستان به رغم گرمایش شدید در تراز زیرین جو، سرمایش تابشی خالصی را به ویژه در وردسپهر فوقانی تجربه می‌کنند.

از نظر تئوریک سرمایش ایجاد شده بایستی به واسطه‌ی فرارفت قائم به توازن برسد (ویستر، ۱۹۸۳). به عبارت دیگر، جهت ایجاد توازن در سرمایش تابشی حاصله، فرونشینی هوا بر روی مناطق خشک و بدون ابر جنوب غرب آسیا ضروری است (ویستر و همکاران، ۱۹۹۸). بدین ترتیب می‌توان نظریه چارنی (۱۹۷۵) را مبنی بر وجود «چاهه گرمایی» بر روی مناطق خشک و بیابانی دنیا در رابطه با منطقه جنوب غرب آسیا صادق دانست. از نظر فیزیکی هر چاهه گرمایی نیازمند دریافت انرژی از منطقه چشمه از طریق فرارفت انرژی می‌باشد. نکته جالب این که منطقه

عمده‌ای از شبه جزیره عربستان توسط هوای برخاسته از جانب غربی شبه قاره هند تغذیه می‌گردد. چنین الگویی همان طوری که شکل (۲-۲) نشان می‌دهد، الگوی غالب گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول تابستان (جون، جولای و آگوست) محسوب می‌گردد. یافته‌های این تحقیق، نتایج جنبی حاصل از برخی مطالعات گذشته را مورد تأیید قرار می‌دهد (Krishnamurti, 1971a; 1971b; He et al., 1987; Yanai et al., 1992; Webster, 1994; Webster et al., 1998; Li et al., 2001; Zhang et al., 2004; Ziv et al., 2004) تفاوتی که برخلاف تحقیقات گذشته، گردش مداری غرب سو بر جانب غربی منطقه موسمی تنها به مناطق حاره‌ای محدود نشده و در عین حال برخلاف یافته کریشنامورتی (Krishnamurti, 1971b)، منطقه اصلی چاهه انرژی گردش موسمی، مناطق میانی اقیانوس اطلس نبوده بلکه جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است.

طور کامل تغییر یافته و همان طوری که شکل (۲-۲) نشان می‌دهد تمامی مناطق واقع در جنوب غرب آسیا تا مرکز مدیترانه، به محل همگرایی جریانات منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا مبدل می‌گردد. بدین ترتیب می‌توان گفت با شکل‌گیری گردش موسمی تابستانه، منطقه جنوب- جنوب شرق آسیا به عنوان یک چشمه انرژی بزرگ مقیاس عمل نموده (مقادیر بیشینه میدان واگرایی مثبت در شکل (۲-۲) و (۲-۲)) و در مقابل مناطق واقع در جنوب غرب آسیا و مدیترانه شرقی محدوده اصلی همگرایی این جریان و در واقع چاهه‌های گرمایی محسوب می‌گردند ($\nabla \cdot V < 0$). منطقه مرکزی افغانستان و شرق مدیترانه با کمینه همگرایی ۵- واحد، چاهه‌های گرمایی اصلی در ابتدای فصل موسمی محسوب می‌گردند (شکل ۲-۲). به نظر می‌رسد بخش عمده‌ای از مناطق مرکزی و بویژه شمالی در جنوب غرب آسیا و مدیترانه شرقی عمدتاً محل همگرایی هوای منشأ یافته از مرکز موسمی جنوب و جنوب شرق آسیاست. این در حالی است که بخش‌های



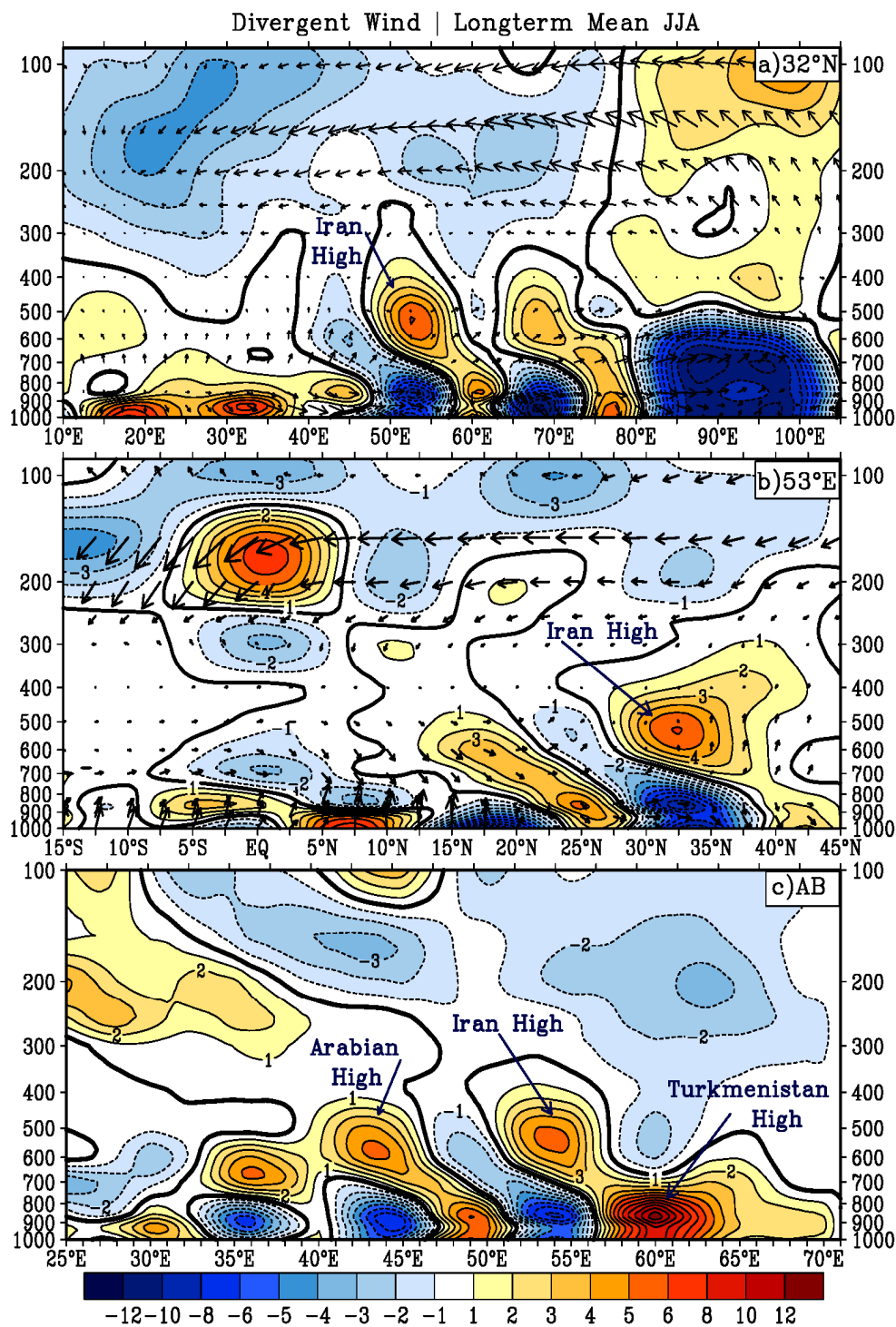
شکل شماره ۲- متوسط درازمدت میدان واگرایی افقی و باد واگرا. (a) قبل از استقرار گردش موسمی (۲۰۰ ه.پ). (b) بعد از آغاز گردش موسمی (۲۰۰ ه.پ). (c) و (d) متوسط فصل تابستان برای ترازهای ۲۰۰ و ۸۵۰ ه.پ. نقشه‌ها برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) تهیه شد. میدان واگرایی افقی برحسب $10^{-6} m s^{-1}$ و خط AB نشان دهنده موقعیت نیمرخ در شکل ۳-۲ می‌باشد.

جهت فراهم نمودن یک دید جامع تر از ماهیت گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا، نیمرخ قائم میدان واگرایی و باد واگرا در امتداد عرض 32° شمالی و طول 53° شرقی تهیه شد. در واقع نیمرخ‌های یادشده به شکل مناسب‌تری امکان ارزیابی الگوی غالب گردش تابستانه بر روی منطقه مطالعه را فراهم می‌آورند. با توجه به شکل (۳-۳) مناطق جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه در طول تابستان یک جریان شرقی (غرب سو) غالب را در وردسپهر فوقانی (تراز 300 هکتوپاسکال و بالاتر) تجربه می‌کنند. جریان غرب سو با منشأ موسمی، به واسطه شیب مداری موجود، بیشینه شدت خود را در حد فاصل تراز 150 تا 100 هکتوپاسکال (پوش سپهر تحتانی) تجربه می‌کند و مناطق بیشینه واگرایی و کمینه همگرایی یا چشمه‌ها و چاه‌های اصلی انرژی با الگوی ارائه شده در شکل (۲-۲) و (۲-۳) مطابقت دارند. اهمیت این پدیده زمانی آشکار می‌گردد که ساختار نصف النهاری گردش جو مورد بررسی قرارگیرد. همان طوری که شکل (۳-۳) نشان می‌دهد در طول فصل تابستان برخلاف تصور موجود، جنوب غرب آسیا یک گردش نصف النهاری معکوس را تجربه می‌کند. به عبارتی دیگر گردش جو به جای آن که از جنوب به شمال بوده و تداعی کننده گردش هدلی کلاسیک باشد، جنوب سو (از شمال به جنوب) می‌باشد. جریان جنوب سو در بالاتر از تراز 300 هکتوپاسکال تسلط یافته و کمی بالاتر از تراز 200 هکتوپاسکال بیشینه شدت خود را تجربه می‌کند. به طور واضح تر باید گفت در طول تابستان منطقه جنوب غرب آسیا، همچون منطقه موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا، گردش بزرگ مقیاس معکوسی را تجربه می‌کند. چنین ساختار گردش معکوسی همان طوری که در ادامه خواهد آمد به واسطه شکل‌گیری یک شیب معکوس دما بین مناطق حاره و جنب حاره ایجاد گردیده است.

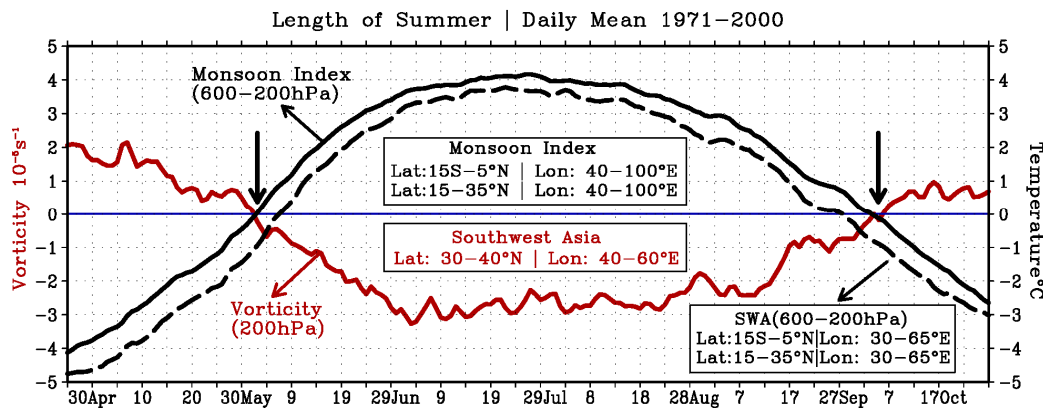
بر اساس یافته‌های اولیه فلون^۱ (۱۹۵۷)، گرمایش بر روی فلات تبت علاوه بر ایجاد پرفشار در ترازهای فوقانی، معکوس شدن شیب دما و فشار را در امتداد نصف النهاری در پی داشته و در نهایت موجب تغییر گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب و شرق آسیا و آغاز گردش موسمی تابستانه بر روی شبه قاره هند می‌گردد. در مطالعه حاضر

برای تبیین معکوس شدن گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا از اصول فیزیکی طرح شده توسط فلون و به کار رفته در شاخص گاسوامی و همکاران (۲۰۰۵) و خاویر و همکاران (۲۰۰۷) بهره برده شد. بر این اساس گردش معکوس تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا (شکل ۳-۳) ب) زمانی آغاز خواهد شد که دما در وردسپهر فوقانی و در امتداد نصف النهاری بر روی منطقه جنوب غرب آسیا از منطقه حاره‌ای پیشی گیرد. به همین ترتیب گردش تابستانه معکوس بر روی جنوب غرب آسیا زمانی پایان خواهد یافت که شیب دمایی معکوس پایان یابد (شکل ۴). برای این منظور با استفاده از مقادیر دمای ثبت شده در امتداد نصف النهاری، یک شاخص فیزیکی برای تبیین تغییرات گردش تابستانه طراحی شد. در طراحی شاخص از شاخص ارائه شده توسط خاویر و همکاران (۲۰۰۷) استفاده گردید. به کارگیری هم زمان دو شاخص یاد شده، امکان ارزیابی گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا و مقایسه آن با گردش موسمی را در دوره گرم سال فراهم نموده است.

بر اساس شاخص فیزیکی و با استفاده از داده‌های یک دوره ۶۱ ساله، به طور متوسط فصل تابستان در جنوب غرب آسیا در روز ۷ جون آغاز و پس از ۱۱۳ روز در ۲۸ سپتامبر به پایان می‌رسد. این در حالی است که بر روی منطقه موسمی (جنوب- جنوب شرق آسیا) مدت متوسط فصل موسمی تابستانه ۱۳۳ روز و در حد فاصل ۲۹ می تا ۸ اکتبر ((آغاز و پایان گردش موسمی) می‌باشد (جدول ۲)). شکل (۴) با بهره‌گیری از داده‌های متوسط گیری شده برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) نحوه آغاز، پایان و تغییرات شدت شاخص‌ها را در طول دوره گرم سال به تفکیک برای جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی نشان می‌دهد. برای فراهم نمودن درک مناسب‌تر، مقادیر تاوایی نسبی نیز با استفاده از شاخص دینامیکی برای جنوب غرب آسیا محاسبه گردید و در شکل (۲) و جدول (۲) آورده شد. با توجه به فرآیندهای فیزیکی و دینامیکی حاکم بر گردش تابستانه جو، می‌توان نحوه ارتباط بین شاخص‌ها را به شکل زیر تشریح نمود.



شکل شماره ۳- نیمرخ قائم متوسط میدان واگرایی افقی و باد واگرا (جون، جولای و آگوست). (a) در امتداد عرض ۳۲° شمالی. (b) در امتداد طول ۵۳° شرقی. (c) در امتداد خط AB نشان داده شده در شکل ۲-d. شکل‌ها برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) تهیه شد و میدان واگرایی برحسب 10^{-6} m s^{-1} می باشد.



شکل شماره ۴- طول دوره گردش تابستانه و شدت متوسط روزانه آن برای گردش موسمی (شاخص موسمی - خط ممتد سیاه) و گردش جنوب غرب آسیا (شاخص فیزیکی - خط چین سیاه؛ شاخص دینامیکی - خط ممتد قرمز) متوسط گیری شده برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰). مشخصات مربوط به هر یک از شاخص ها در داخل شکل، همچنین جدول ۱ آمده است.

همکاران (۱۹۹۲) را تأیید می‌نماید. در حقیقت محققان یاد شده در تشریح تکوین فصلی گردش موسمی، وقوع ساز و کاری مشابه را عاملی جهت تقویت و گسترش آن دانسته‌اند. از سوی دیگر، شیب معکوس نصف النهاری دما بر روی جنوب غرب آسیا کمی قبل از پایان فصل موسمی (عقب نشینی گردش موسمی) به پایان می‌رسد. زمان متوسط این تغییر با توجه به شکل (۴) و جدول (۲) حدود ۱۰ روز پیش از به پایان رسیدن تابستان موسمی است. این در حالی است که تا چند روز پس از پایان گردش موسمی تابستانه، جنوب غرب آسیا همچنان گردش واپرخندی را تجربه می‌نماید (جدول ۲). در نهایت می‌توان گفت، شاخص فیزیکی معرف مناسبی برای تعیین زمان آغاز، پایان و طول فصل گردش تابستانه در منطقه جنوب غرب آسیا به شمار می‌آید. در عین حال، شاخص دینامیکی ارتباط شاخص فیزیکی را با گردش موسمی به نحو مناسبی تبیین می‌نماید. بررسی سایر جنبه‌های بزرگ مقیاس گردش جو تابستانه نشان دهنده آن است که در پی تسلط جریان غرب سو با منشأ موسمی و پس از شکل‌گیری گردش واپرخندی گسترده بر روی جنوب غرب آسیا، جت جنب حاره به یکباره و ظرف مدت زمانی کوتاه جهش ناگهانی شمال سویی را بر روی خاورمیانه تجربه می‌کند. در پایان فصل تابستان و در پی محو گردش واپرخندی گسترده، جهش ناگهانی جنوب سوی مشابهی در موقعیت هسته جت به

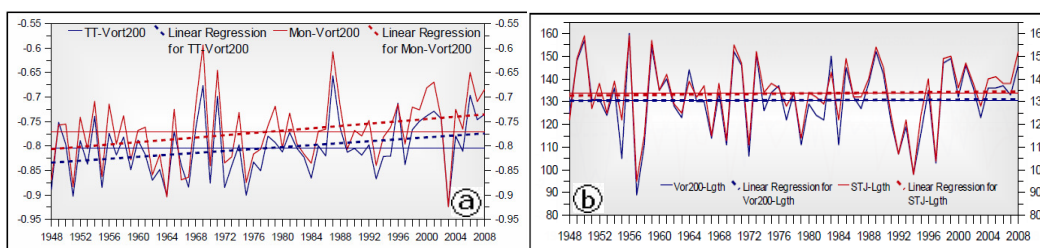
با آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی و فرونشینی آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است (شکل ۲ و شکل ۳). متعاقب آن و تنها پس از چند روز، گردش واپرخندی گسترده‌ای بر روی جنوب غرب آسیا آغاز می‌گردد و ترازهای فوقانی وردسپهر را تحت تسلط خود در می‌آورد (شکل ۱-a و شکل ۴). نزول مداوم هوا با منشأ موسمی و تداوم گردش واپرخندی، موجب گرمایش وردسپهر فوقانی در منطقه جنوب غرب آسیا می‌شود. در نهایت همان طوری که شکل (۴) و جدول (۲) نشان می‌دهند، به طور متوسط حدود ۱۰ روز پس از آغاز گردش موسمی، شیب نصف النهاری دما در منطقه جنوب غرب آسیا معکوس می‌گردد (شکل ۴ - خط چین سیاه). شکل (۵) روابط موجود بین شاخص‌های مورد استفاده در تحقیق را نشان می‌دهد. با توجه به شکل، تغییرات روزانه مقادیر تاوایی نسبی بر روی جنوب غرب آسیا (شاخص دینامیکی)، دارای همبستگی بالایی هم با شاخص گردش موسمی (متوسط -0.77) و هم با شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیا (متوسط -0.80) می‌باشد. در واقع چنین همبستگی بالایی بین شاخص‌ها، وقوع فرآیندهای فیزیکی و دینامیکی فوق‌الذکر را مورد تأیید قرار می‌دهد. یافته‌های فوق، نتایج بدست آمده توسط هی و همکاران (۱۹۸۷) و یانای و

شمال سو تنها چند روز پس از تسلط گردش و اچرخندی و جهش جنوب سو حدود یک هفته پس از محو تاوایی منفی گسترده به وقوع می‌پیوندد. شکل (۶) تصویری اقلیمی از نحوه وقوع این پدیده را نشان می‌دهد.

وقوع می‌پیوندد. به عبارتی دیگر، آغاز و پایان تسلط گردش و اچرخندی بر روی جنوب غرب آسیا به ترتیب با یک جهش محسوس شمال سو و جنوب سو در هسته جت جنب حاره همراه است. با توجه به جدول (۲)، جهش

جدول شماره ۲- زمان متوسط آغاز، پایان و طول فصل تابستان برای دوره ۶۱ ساله (۱۹۴۸-۲۰۰۸) به همراه حدها

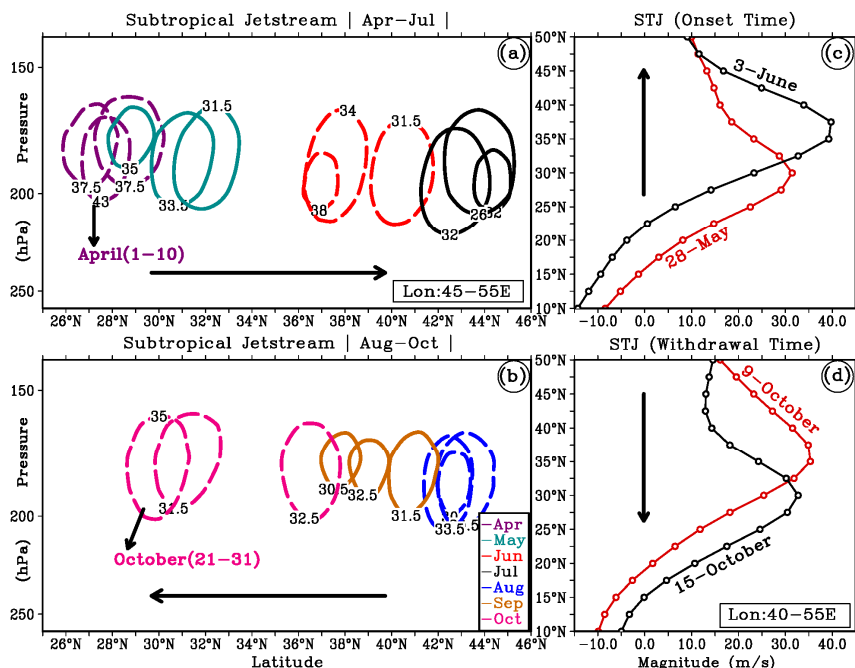
نام شاخص	زمان آغاز	زمان پایان	طول تابستان	زودترین آغاز	دیرترین آغاز	زودترین پایان	دیرترین پایان
شاخص فیزیکی (جنوب غرب آسیا)	۷ جون	۲۸ سپتامبر	۱۱۳	۲۰۰۰-۱۹۵۶ (۲۴ می)	۱۹۹۲ (۱۸ جون)	۱۹۷۴ (۱۲ سپتامبر)	۱۹۸۳-۱۹۷۱ (۱۷ اکتبر)
شاخص دینامیکی (جنوب غرب آسیا)	۱ جون	۱۱ اکتبر	۱۳۳	۱۹۵۶ (۱۲ می)	۱۹۶۹ (۲۲ جون)	۱۹۵۷ (۱۲ سپتامبر)	۱۹۵۹ (۲۷ اکتبر)
شاخص موسمی	۲۹ می	۸ اکتبر	۱۳۳	۱۹۵۶ (۱۲ می)	۱۹۹۲ (۱۱ جون)	۱۹۹۴ (۲۱ آگوست)	۱۹۷۵ (۲۴ اکتبر)
شاخص جت (جنوب غرب آسیا)	۳ جون	۱۵ اکتبر	۱۳۵	۱۹۹۰ (۱۷ می)	۱۹۹۷ (۲۹ جون)	۱۹۹۴ (۱۷ سپتامبر)	۱۹۷۳-۱۹۵۹ (۳۱ اکتبر)



شکل شماره ۵- (a) میزان همبستگی سالانه شاخص‌های گردش در دوره مطالعه (۱۹۴۸-۲۰۰۸). خط آبی بیانگر همبستگی بین تاوایی تراز ۲۰۰ ه.پ (شاخص دینامیکی) و شاخص موسمی و خط قرمز همبستگی بین شاخص دینامیکی و شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیاست. در محاسبه همبستگی از داده‌های روزانه از ابتدای آوریل تا پایان اکتبر استفاده شد. (b) طول فصل تابستان (بر حسب روز) بر روی جنوب غرب آسیا، بر اساس شاخص دینامیکی (خط آبی) و شاخص جت (خط قرمز). خط چین‌ها بیانگر روند می‌باشند.

تغییری ننموده و در عین حال میزان جابجایی عرضی جت نیز کمی کمتر (حدود ۵ تا ۶ درجه) می‌باشد (شکل ۵-d). بدین ترتیب تغییرات عرضی ناگهانی جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا، چنان که شکل (۵-b) نشان می‌دهد، می‌تواند به عنوان معیار دیگری جهت تشخیص فصل تابستان به کار رود. براساس شاخص جت، فصل تابستان در برگیرنده تمامی روزهایی از دوره گرم سال است که در حد فاصل زمان جهش شمال سو و جنوب سو جت قرار گیرند (شکل ۵-b). نکته جالب آن که میزان همبستگی بین دو شاخص یاد شده به ۰/۹۷ بالغ می‌گردد.

با توجه به شکل (۶-a)، در حالی که هسته بیشینه سرعت جت در پایان ماه می در عرض 31° تا 32° شمالی جای گرفته است، اما در دهه اول ماه جون جت به واسطه یک جهش شمال سو در عرض 37° تا 38° شمالی استقرار می‌یابد. این ویژگی در شکل (۶-c) به شکل بارزتری نشان داده شده است. در شکل هسته جت ضمن جهش شمال سو ۷ تا ۸ درجه‌ای، افزایش سرعتی به میزان ۸ الی ۱۰ متر بر ثانیه را نیز تجربه می‌کند. وضعیت مشابهی در دهه دوم اکتبر و در زمان جهش جنوب سو مشاهده می‌شود (شکل ۶-b)، با این تفاوت که در جهش جنوب سو شدت جت



شکل شماره ۶- تکوین جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا. (a) و (b) نیمرخ ارتفاعی/عرضی بیانگر بیشینه سرعت باد در هسته جت جنب حاره. حلقه‌ها بیشینه باد مداری (u) متوسط‌گیری شده برای طول 45° تا 55° شرقی و دوره‌های ۱۰ روزه از ابتدای آوریل تا پایان ماه اکتبر را نشان می‌دهند. در تهیه شکل‌ها از داده‌های روزانه ۲۰ سال با کمترین انحرافات از میانگین درازمدت در جهش شمال سو (a) و جنوب سو (b) استفاده شد. (c) و (d) موقعیت متوسط عرضی هسته جت جنب حاره را به ترتیب در زمان جهش شمال سو و جنوب سو (خط سیاه) و یک هفته قبل از وقوع جهش‌ها (خط قرمز) نشان می‌دهند. داده‌ها برای دوره ۶۱ ساله بوده و برای طول 40° تا 55° شرقی متوسط‌گیری شده است.

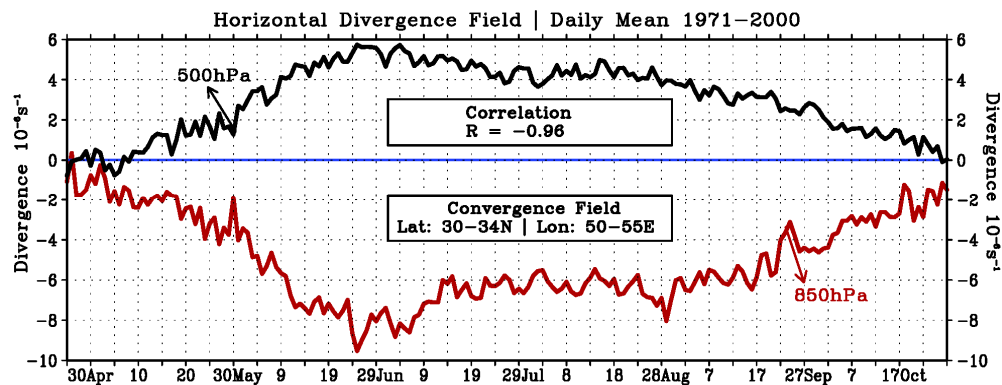
وردسپهر میانی و وردسپهر زیرین

مجموعه پیچیده‌ای از مراکز کم فشار و پرفشار است. در حالی که از یک سو همگرایی جریان‌ات هوا در نیمه غربی پاکستان، نیمه غربی فلات ایران و بخش غرب- جنوب غرب شبه جزیره عربستان موجب تشکیل مراکز کم فشار می‌گردد. از سوی دیگر، واگرایی هوا بر جنوب ترکمنستان و غرب خلیج فارس با استقرار مراکز پرفشار در ترازهای زیرین جو همراه است. مقایسه شکل (d-۲) با نیمرخ‌های ارتفاعی در شکل (۳) (نیمرخ طولی، عرضی و مورب AB) بیانگر آن است که مراکز کم فشار پاکستان، زاگرس و عربستان حداکثر همگرایی خود را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تجربه می‌کنند و در بالاتر از این تراز به سرعت محو می‌گردند. در این میان تنها مرکز کم فشار زاگرس با یک انحنای غرب سوی قابل ملاحظه تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز قابل مشاهده است (شکل a-۳ و c-۳).

به طور کلی بر روی جنوب غرب آسیا مؤلفه‌های گردش تابستانه در ترازهای میانی و زیرین جو در یک مقیاس همدید عمل نموده و از ساختار نسبتاً پیچیده‌ای برخوردارند. ترکیب شکل‌های (d-۲) و (c-۳) تصویری اقلیمی را از مؤلفه‌های گردش حاکم در ترازهای میانی و زیرین ارائه می‌نمایند. عجیب آن که برخی از مؤلفه‌های گردش مورد بررسی در این تحقیق اساساً از چشم محققان علوم جو به دور مانده و تاکنون در گردش جو مقیاس منطقه‌ای تصویر روشنی از آنها ارائه نگردیده است. برای مثال تصویر ارائه شده از مؤلفه‌های گردش تراز زیرین در شکل (d-۲) و (c-۳) با تصویر اقلیمی ارائه شده توسط آراکاو (۱۹۸۱)، آلپرت و همکاران (۱۹۹۰) و بیتان و سآرونی (۱۹۹۲) متفاوت است. با توجه به شکل (d-۲)، جنوب غرب آسیا در ترازهای زیرین جو محل استقرار

عوامل اصلی مؤثر بر تشکیل و تکوین آنها باشد. برای درک فرآیند دینامیکی حاکم، مقادیر متوسط روزانه میدان واگرایی بر روی منطقه غرب ایران در ترازهای کمینه همگرایی (۸۵۰ هکتوپاسکال) و بیشینه واگرایی (۵۰۰ هکتوپاسکال) که در واقع معرف تغییرات شدت جریان به ترتیب در مرکز همگرایی زاگرس و پرفشار ایران است در شکل (۷) آورده شد. با توجه به شکل، تغییرات شدت واگرایی در مرکز پرفشار ایران (تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) کاملاً از تغییرات شدت همگرایی سطحی در مناطق مرتفع غرب ایران تبعیت می‌کند. به طوری که میزان همبستگی روزانه بین مرکز پرفشار ایران و مرکز کم فشار زاگرس به -0.96 بالغ می‌گردد. بدین ترتیب می‌توان چنین نتیجه گرفت که واداشت‌های فیزیکی سطحی در مناطق مرتفع غرب ایران عامل اصلی کنترل کننده پرفشار ترازهای میانی بر روی ایران است. به عبارتی دیگر، در جنوب غرب آسیا انطباق فضایی بین پرفشارهای ترازهای میانی و مناطق مرتفع کوهستانی، برخاسته از نقش واداشت‌های فیزیکی سطحی در تشکیل این پرفشارهاست. زرین و همکاران (۲۰۱۰) و (۲۰۱۱) در مطالعات خود این نکته را بخوبی یادآور شده‌اند.

در مقابل، تداوم واگرایی بسیار قوی در حدفاصل جنوب ترکمنستان، شمال شرق ایران و غرب-شمال غرب افغانستان موجب تشکیل «واچرخند ترکمنستان» می‌شود. با توجه به تصویر سه بعدی فراهم شده توسط شکل‌های (۲) و (۳)، واچرخند ترکمنستان در بالاتر از تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال محل همگرایی و نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب-جنوب شرق آسیا محسوب می‌گردد. این در حالی است که واگرایی ترازهای زیرین در غرب خلیج فارس با یک انحنای جنوب سو و غرب سوی قابل ملاحظه به مرکز واگرایی تراز میانی در غرب عربستان متصل می‌گردد (شکل ۳-b و ۳-c). تصویر یاد شده زمانی پیچیده‌تر می‌شود که پرفشارهای ترازهای میانی (مراکز واگرایی) در غرب ایران و غرب عربستان به مؤلفه‌های گردشی تابستانه در جنوب غرب آسیا اضافه گردد. در واقع همان طوری که در نیمرخ‌های ارتفاعی شکل (۳) مشاهده می‌شود، پرفشار ایران و پرفشار عربستان به ترتیب در بالای مراکز همگرایی زاگرس و عربستان استقرار یافته‌اند. این نکته از این جهت حائز اهمیت است که انطباق فضایی مراکز پرفشار ایران و عربستان با مراکز همگرایی ترازهای زیرین می‌تواند بیانگر ماهیت پرفشارهای ترازهای میانی و



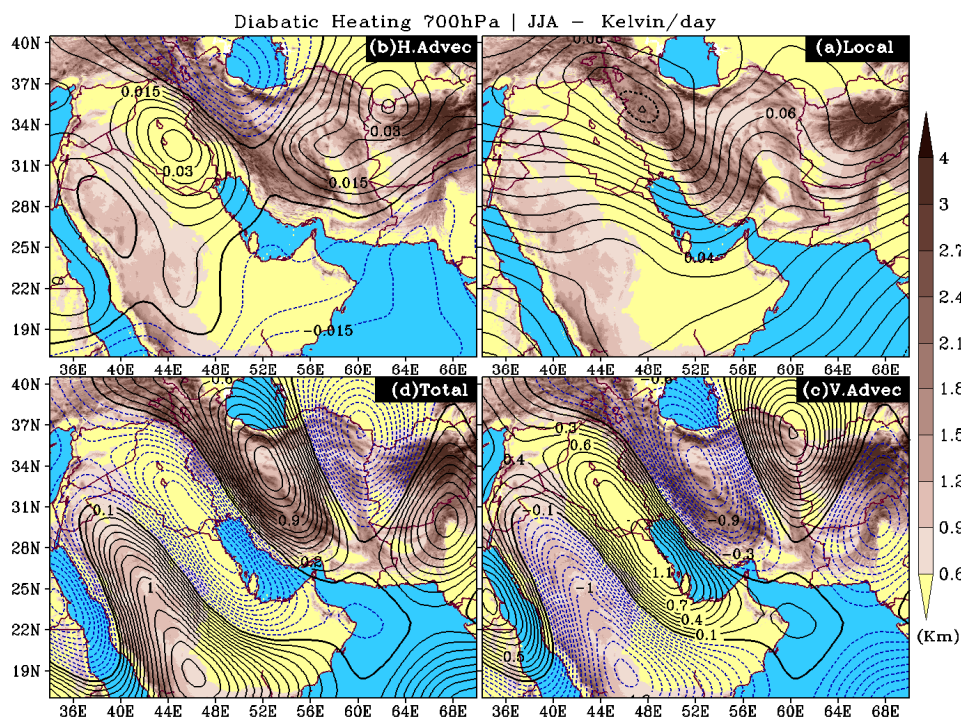
شکل شماره ۷- مقادیر متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) میدان واگرایی افقی در مرکز همگرایی زاگرس (۸۵۰ ه.پ- خط قرمز) و مرکز پرفشار ایران (۵۰۰ ه.پ- خط سیاه).

ترمودینامیک) مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. بهره‌گیری از جملات این معادله، ضمن بازسازی نحوه فرارفت گرما بر روی منطقه، فرآیند اصلی حاکم بر تشکیل مراکز فشار را آشکار می‌سازد. شکل (۸) مقادیر متوسط جمله‌های

با توجه به نقش و اهمیت واداشت‌های گرمایی سطحی، در ادامه ماهیت مؤلفه‌های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا با بهره‌گیری از جمله‌های معادله گرمایش در رو (معادله ۴ به عنوان باقیمانده معادله انرژی

توزیع گرمایش در جمله فرارفت قائم نشان می‌دهد (شکل ۸-۸ و ۸-۹). در جمله فرارفت قائم، خط چین‌ها معرف گرمایش حاصل از جریانات بالاسو و خطوط ممتد بیانگر گرمایش ناشی از نزول هوا می‌باشند. بر این اساس در جمله فرارفت قائم گرما، مناطق مرتفع واقع در نیمه غربی فلات ایران، محور کوهستانی غرب شبه جزیره عربستان و غرب پاکستان به ترتیب مقادیر بیشینه گرمایش $1/3$ ، $1/4$ - و $0/8$ - کلون در روز را در تراز 700 هکتوپاسکال تجربه می‌کنند که با توجه به شکل (۸-۸)، این گرما را از سطح فلات زیرین خود دریافت می‌کنند. در مقابل در منطقه شمال شرق ایران - جنوب ترکمنستان و غرب خلیج فارس، میزان بیشینه گرمایش قائم به ترتیب با $1/3$ و $1/1$ کلون در روز به واسطه نزول هوا بر روی منطقه حاصل می‌گردد.

گرمایش در رو را برای فصل تابستان در تراز 700 هکتوپاسکال نشان می‌دهد. با توجه به شکل، در جمله گرمایش محلی، متوسط بیشینه گرمایش در غرب فلات ایران و در امتداد یک محور شمال غربی - جنوب شرقی به وقوع می‌پیوندد (شکل ۸-۸). میزان بیشینه گرمایش نیز در منتهی الیه شمال زاگرس به $0/9$ کلون در روز بالغ می‌گردد. در جمله فرارفت افقی، چشمه‌های گرمایی به ترتیب بر روی بین النهرین و شمال افغانستان و چاه‌ها در جنوب غرب خزر و منطقه دریای عرب مشاهده می‌گردند (شکل ۸-۹). در مقابل، جمله فرارفت قائم گرما انطباق بسیار بالایی را با جمله گرمایش کلی نشان می‌دهد. در حقیقت، به واسطه ناچیز بودن جمله‌های گرمایش محلی و فرارفت افقی، توزیع فضایی گرمایش کلی انطباق کاملی را با



شکل شماره ۸ - مقادیر متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) گرمایش در رو در فصل تابستان (جون، جولای و آگوست) برحسب کلون در روز. (a) گرمایش محلی. (b) فرارفت افقی گرما. (c) فرارفت قائم گرما. (d) گرمایش کلی

مداوم هوا در تابستان شکل می‌گیرند. بدین ترتیب می‌توان در رابطه با ماهیت مراکز گردش و اچرخندی ترازهای زیرین چنین استدلال نمود که نزول مداوم هوای منشأ یافته از منطقه موسمی، شکل‌گیری مرکز پرفشار ترکمنستان و

نتیجه برجسته‌ای که از مطالعه جمله‌های گرمایش در رو حاصل می‌شود آن است که، اساساً مراکز گردش و اچرخندی ترازهای زیرین بر روی خاورمیانه (پرفشار ترکمنستان و پرفشار غرب خلیج فارس) در نتیجه نزول

پرفشار غرب خلیج فارس را در ترازهای زیرین در پی دارد. این در حالی است که پرفشار ایران و پرفشار عربستان به واسطه وجود مناطق کوهستانی مرتفع و واداشت‌های گرمایی ناشی از وجود منابع گرمای محسوس ارتفاع یافته به ترتیب بر غرب ایران و عربستان در ترازهای میانی وردسپهر شکل گرفته و یا تکوین می‌یابند (شکل ۸-۷). ساز و کار یاد شده مشابه فرآیندی است که در طول دوره گرم سال بر روی فلات تبت به وقوع می‌پیوندد. بدین ترتیب که فلات مرتفع تبت به عنوان یک «منبع گرمای محسوس» در وردسپهر میانی عمل نموده و بخاطر ارتفاع زیاد فلات، گرما مستقیماً به وردسپهر میانی اضافه شده و موجب گرمایش نیمه فوقانی وردسپهر می‌شود. در نهایت گرمایش موجب پیدایش گردش چرخندی و کم فشار گرمایی در سطح فلات و گردش واچرخندی و پرفشار هسته گرم در وردسپهر فوقانی می‌گردد (گائو، ۱۹۸۱؛ یه، ۱۹۸۱؛ ۱۹۸۲؛ یانای و همکاران، ۱۹۹۲). همان‌طوری که پیش‌تر تشریح شد، منطقه مرتفع زاگرس و به طور کلی غرب فلات ایران ساز و کاری مشابه را در طول تابستان تجربه می‌کند. با این تفاوت که گرمایش در تراز پایین‌تری اتفاق افتاده و منجر به تشکیل پرفشار در ترازهای میانی جو می‌گردد.

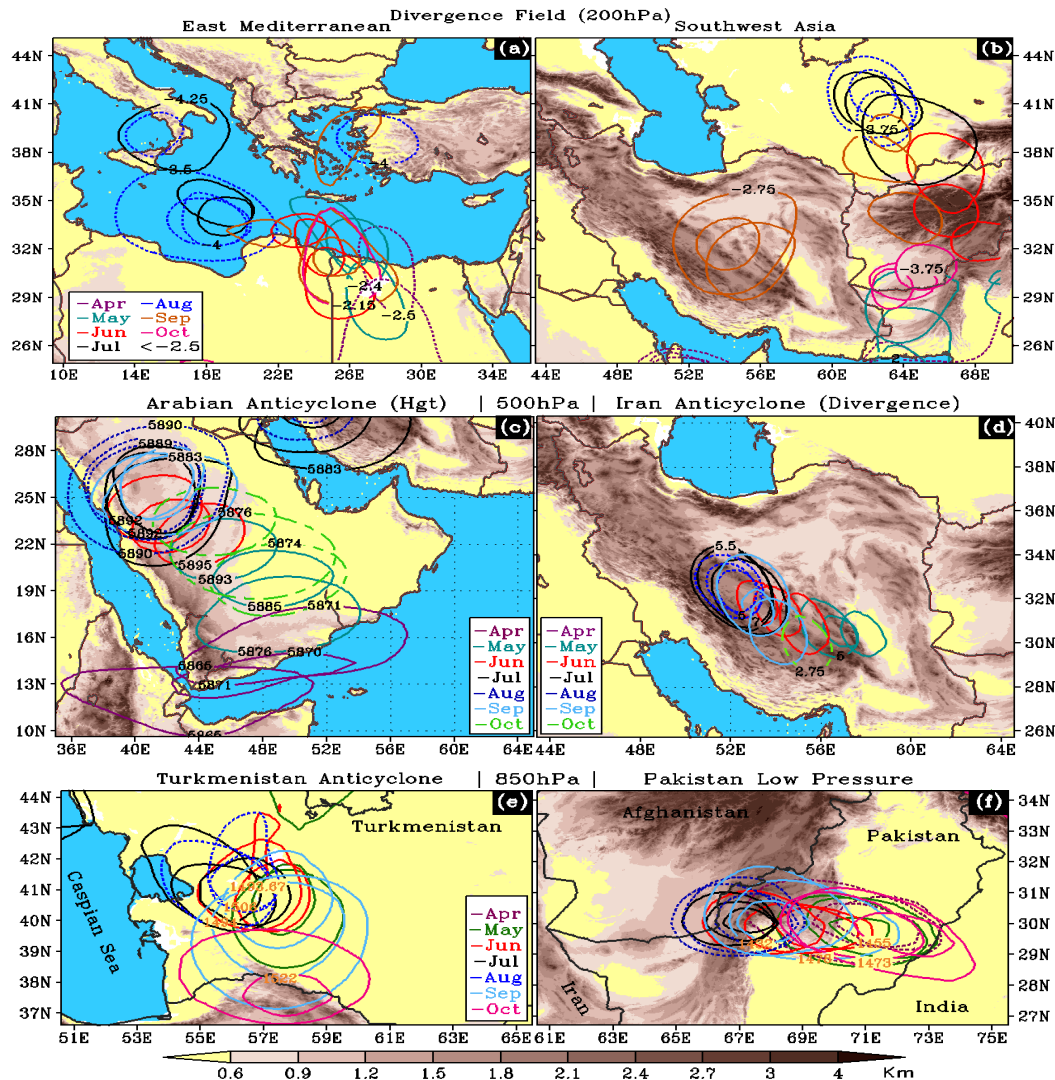
جهت فراهم نمودن یک تصویر اقلیمی از مؤلفه‌های اصلی گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا، موقعیت و تکوین زمانی هریک از مؤلفه‌ها در دوره‌های زمانی ۱۰ روزه مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۹) بیانگر نحوه تکوین مهمترین مؤلفه‌های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیاست. با توجه به شکل‌های (۹-۸) و (۹-۷)، در وردسپهر فوقانی، مقادیر کمینه همگرایی (مقادیر منفی) در دو منطقه اصلی قابل مشاهده است. منطقه نخست با یک امتداد شمالی- جنوبی، محدوده‌ای شامل پاکستان، افغانستان و ترکمنستان را در شرق 60° طول شرقی در بر می‌گیرد. دومین منطقه بر شرق تا مرکز مدیترانه جای گرفته و از وردایی نصف‌النهار کمتری برخوردار است. همان طوری که منحنی‌های میانگین ۱۰ روزه کمینه میدان واگرایی نشان می‌دهند با پیشروی دوره گرم سال و به تبعیت از جابجایی شمال سوی گردش موسمی در جنوب- جنوب شرق آسیا (نشان داده نشده است)، مرکز همگرایی شرق

خاورمیانه یک جابجایی شمال سو را تجربه می‌کند. این مرکز همگرایی در حد فاصل پایان ماه می تا آغاز ماه جون ضمن یک جهش شمال سوی چند درجه‌ای بر روی افغانستان جای می‌گیرد. از آن پس تا پایان ماه آگوست به جابجایی شمال سوی خود ادامه داده و در نهایت در ماه سپتامبر و با تضعیف گردش موسمی یک جابجایی جنوب سو را آغاز می‌نماید. مرکز همگرایی فوق، ضمن جابجایی جنوب سو در ماه سپتامبر، به دو مرکز غربی بر روی فلات ایران و مرکز شرقی بر روی افغانستان تقسیم می‌گردد (شکل ۹-۷). با در نظر گرفتن ساختار گردش بزرگ مقیاس جو، مرکز همگرایی افغانستان- ترکمنستان مبین مرکز اصلی نزول هوا با منشأ موسمی بر روی جنوب غرب آسیاست. در مقابل، مرکز همگرایی شرق مدیترانه تنها در ماه‌های جولای و آگوست در موقعیتی غربی‌تر و در مرکز مدیترانه استقرار می‌یابد و در بقیه ماه‌های تابستان عمدتاً بر جانب شمال غربی مصر و شمال شرق لیبی جای می‌گیرد (شکل ۹-۸).

در ترازهای میانی جو دو مرکز پرفشار عربستان (شکل ۹-۷) و پرفشار ایران (شکل ۹-۸) بارزترین ویژگی گردش مقیاس همدید محسوب می‌شوند. با آغاز دوره گرم سال مرکز پرفشار عربستان که در تمام طول دوره سرد در منطقه دریای عرب و شرق شبه جزیره عربستان استقرار داشته، یک جابجایی شمال غرب سو را آغاز می‌کند. در دهه اول ماه آوریل مرکز پرفشار در منطقه خلیج عدن جای می‌گیرد. با پیشروی دوره گرم و به واسطه گرمایش منطقه مرتفع غرب عربستان، مرکز پرفشار ضمن جابجایی شمال غرب سو از محور کوهستانی غرب عربستان تبعیت می‌کند. همان طوری که شکل (۹-۷) نشان می‌دهد، مرکز پرفشار در طول ماه‌های جون تا سپتامبر، شمالی‌ترین جایگاه سالانه خود را در حد فاصل عرض 20° تا 28° شمالی تجربه می‌نماید. پس از آن و در طی ماه اکتبر پرفشار جابجایی جنوب شرق سوی خود را به سمت موقعیت زمستانه آغاز می‌کند. مجموعه بحث‌های پیشین نشان داد که مرکز پرفشار عربستان از یک سو محل نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب آسیاست (شکل ۲) و از سوی دیگر در روند تکوین فصلی خود متأثر از واداشت‌های گرمایی

می‌کند. انطباق بالای مقادیر بیشینه واگرایی (شکل ۷) و بیشینه فرارفت قائم گرما (شکل ۸-۷) با محور کوهستانی زاگرس به خوبی بیانگر نقش کوه‌ها به عنوان منابع گرمای محسوس ارتفاع یافته در تشکیل و تداوم مرکز پرفشار ایران است (شکل ۹-۷).

سطحی در منطقه فلاتی غرب عربستان (شکل ۳-۷ و ۸-۷) می‌باشد. در مقابل، مرکز پرفشار ایران در تمام طول تابستان بر محور کوهستانی زاگرس استقرار می‌یابد. در ماه‌های جولای و آگوست و با افزایش گرمایش سطحی، پرفشار ایران شمالی‌ترین موقعیت خود را بر روی زاگرس تجربه



شکل شماره ۹- موقعیت متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) مراکز فشار بر روی جنوب غرب آسیا. (a) و (b) مقادیر متوسط کمینه میدان واگرایی افقی (همگرایی) در تراز ۲۰۰ ه.پ به ترتیب بر روی مدیترانه و خاورمیانه. (c) و (d) بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل برای پرفشار عربستان و بیشینه میدان واگرایی برای پرفشار ایران در تراز ۵۰۰ ه.پ. (e) و (f) بیشینه و کمینه ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب در پرفشار ترکمنستان و کم فشار پاکستان در تراز ۸۵۰ ه.پ. هر منحنی بیانگر یک دوره متوسط ۱۰ روزه از ابتدای آوریل تا پایان اکتبر می‌باشد.

(e-۹ و f-۹). مرکز کم فشار پاکستان همان طوری که شکل (f-۹) نشان می‌دهد در تمام طول تابستان بر بخش‌های

در ترازهای زیرین جو مرکز کم فشار پاکستان و واچرخند ترکمنستان از وردایی مکانی کمتری برخوردارند

جون- جدول ۲) می‌باشد. براساس این شاخص، اگر چه آغاز تابستان بر روی جنوب غرب آسیا در روند درازمدت خود تنها تغییرات ناچیزی را تجربه نموده، اما وردایی‌های سال به سال آن بسیار قابل ملاحظه بوده است. به عبارتی دیگر، در سال‌های اخیر تابستان در جنوب غرب آسیا تنها حدود ۱ روز زودتر از نرمال اقلیمی آغاز گردیده است. در مقابل، زمان پایان فصل تابستان تغییر روند آشکاری را بر روی منطقه نشان می‌دهد.

با در نظر گرفتن خط روند در شکل (۱۰-b)، جنوب غرب آسیا کاهش حدود ۱۰ روز (روز ۲۷۵ در آغاز دوره و ۲۶۵ در پایان آن) را در زمان پایان یافتن فصل تابستان تجربه نموده است. این کاهش معنی‌دار عمدتاً ناشی از پایان یافتن زود هنگام فصل تابستان در طی دو- سه دهه اخیر و به طور مشخص تر سال‌های پس از ۱۹۸۳ می‌باشد. نتیجه کلی آن که طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا کاهش قابل ملاحظه‌ای را در طی دهه‌های اخیر تجربه نموده است. با توجه به شکل (۱۰-c)، در حالی که متوسط طول تابستان بر روی جنوب غرب آسیا حدود ۱۱۳ روز است، اما خط روند یک کاهش ۸ تا ۹ روزه را در طول دوره ۶۱ ساله نشان می‌دهد. بررسی وردایی سال به سال طول تابستان بیانگر آن است که سال‌های پس از آغاز دهه ۱۹۷۰ عمدتاً در مقایسه با سال‌های قبل از آن تابستان‌های کوتاه‌تری را تجربه کرده‌اند. با مقایسه سه نمودار (۱۰-a) تا (۱۰-c) می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که کوتاه شدن طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا (از ۱۱۷ روز به ۱۰۹ روز) ناشی از پایان زودرس فصل تابستان در دهه‌های اخیر می‌باشد. از نظر فیزیکی می‌توان چنین استدلال نمود که پایان زودرس تابستان بر روی جنوب غرب آسیا به واسطه پایان زود هنگام شیب معکوس نصف النهاری دما در طی دو- سه دهه اخیر بوده است.

شدت گردش تابستانه جو ویژگی دیگری است که وردایی زمانی آن مورد بررسی قرار گرفت. شکل (۱۰-d) وردایی شدت گردش تابستانه جو را بر روی جنوب غرب آسیا در دوره ۶۱ ساله نشان می‌دهد. براساس شکل، گردش تابستانه در طول دوره ۶۱ ساله یک روند کاهشی را در شدت خود تجربه نموده است. انحراف استاندارد محاسبه

میانی پاکستان جای می‌گیرد. در طی ماه‌های جون تا سپتامبر این مرکز کم فشار به واسطه افزایش گرمایش سطحی در موقعیت غربی تر و بر روی کوه‌های مرتفع غرب پاکستان استقرار می‌یابد.

با توجه به بحث گرمایش در رو، تشکیل و تداوم کم فشار پاکستان عمدتاً ناشی از فرارفت قائم گرما منشأ یافته از سطوح زیرین جو می‌باشد (شکل ۸-c). از سوی دیگر چنان که شکل (۹-a) نشان می‌دهد، منطقه پاکستان در ابتدا و انتهای دوره گرم سال محل همگرایی فوقانی و نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی می‌باشد. شاید همین امر دلیلی برای تداوم زمانی بالای این کم فشار در منطقه جنوب غرب آسیا باشد (شکل ۹-f). بدین ترتیب اگرچه عامل اصلی تشکیل این کم فشار واداشت‌های گرمایی سطحی است. اما در عین حال در بخشی از عمر خود نیز تماماً از فرونشینی هوای منشأ یافته از منطقه موسمی متأثر می‌گردد (رمیج، ۱۹۶۶؛ فلون و همکاران، ۱۹۶۸). واپرخند ترکمنستان نمونه ویژه و متمایز از مراکز پرفشار محسوب می‌گردد که به واسطه همگرایی و نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا شکل می‌گیرد (شکل ۲-b و ۸-c). نزول مداوم هوا از بالای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال آغاز شده و تا تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال ادامه می‌یابد (مفیدی، ۱۳۸۶). نزول مداوم هوا بر جانب شرقی دریای خزر و بر روی ترکمنستان موجب پیدایش یک مرکز پرفشار در ترازهای زیرین جو می‌گردد (شکل ۹-e).

وردایی زمانی مؤلفه‌های گردش جو تابستانه

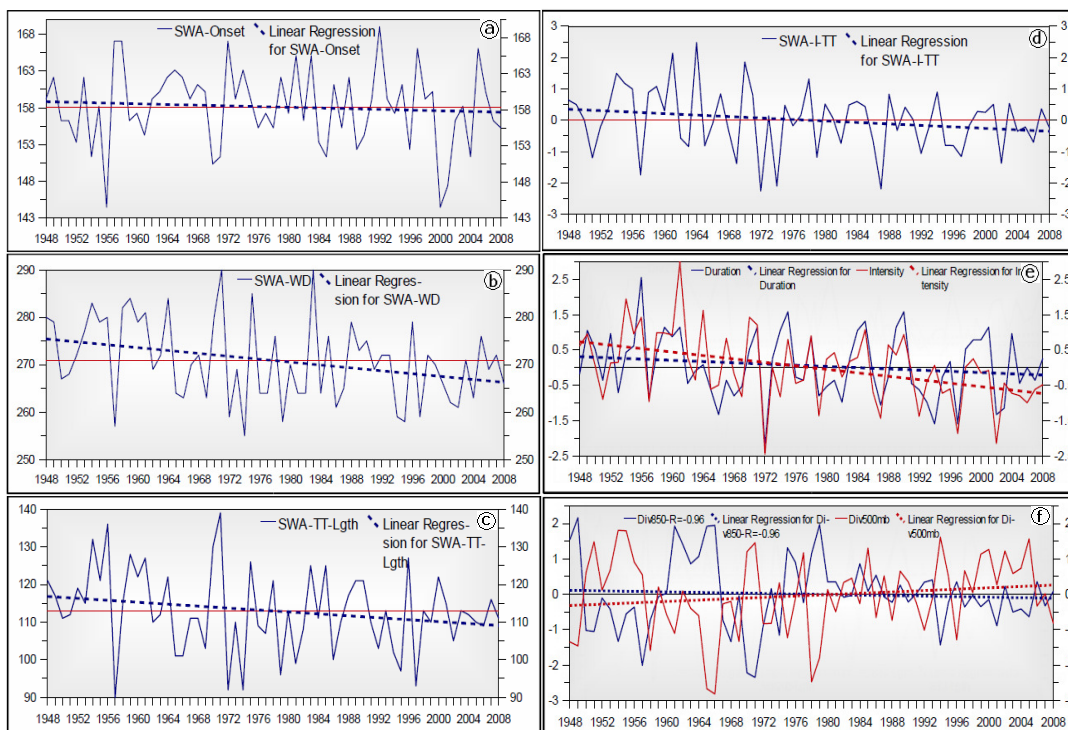
بررسی‌های انجام شده جهت تبیین ساختار گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا این امکان را فراهم نمود تا با تعیین معیارها و شاخص‌های مناسب، وردایی زمانی مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه مورد مطالعه قرار گیرد.

وردایی گردش بزرگ مقیاس در وردسپهر فوقانی

شکل (۱۰-a) وردایی سال به سال زمان آغاز فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا را با استفاده از شاخص فیزیکی (جدول ۲) نشان می‌دهد. باتوجه به شکل، زمان متوسط برای شروع فصل تابستان در دوره مورد مطالعه (۲۰۰۸-۱۹۴۸) روز یکصد و پنجاه و هشتم از سال (۷

طول فصل موسمی و شدت گردش آن روند کاهشی مشابهی را در طول دوره ۶۱ ساله نشان می‌دهند. در واقع چنین مشابهتی بیانگر ارتباط دینامیکی گردش منطقه‌ای بر روی جنوب غرب آسیا با گردش موسمی می‌باشد. مقایسه شکل‌های (d-۱۰) و (e-۱۰) بیانگر آن است که میزان کاهش شدت گردش در سیستم موسمی به طور محسوسی از کاهش شدت گردش در جنوب غرب آسیا بیشتر است.

شده میزان کاهشی حدود ۰/۸ تا ۰/۹ را برای کل دوره نشان می‌دهد. در این رابطه و در توافق با روند کاهشی طول فصل تابستان، عمدتاً سال‌های پس از آغاز دهه ۱۹۷۰ در مقایسه با سال‌های قبل از آن از شدت گردش کمتری برخوردار بوده‌اند. این نکته زمانی جالب تر می‌گردد که با طول فصل موسمی و شدت گردش آن در جنوب- جنوب شرق آسیا مقایسه گردد. همان طوری که شکل (e-۱۰) نشان می‌دهد،



شکل شماره ۱۰- ویژگی‌های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی جنوب- جنوب شرق آسیا. (a) تا (d) به ترتیب زمان آغاز، پایان، طول فصل تابستان و شدت گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا با استفاده از شاخص فیزیکی (جدول ۱). (e) نمره استاندارد از میزان شدت (خط قرمز) و مدت (خط آبی) گردش موسمی بر اساس شاخص فیزیکی خاویر و همکاران (۲۰۰۷). (f) انحراف استاندارد از میدان واگرایی افقی در مرکز پرفشار ایران (تراز ۵۰۰ ه.پ-خط قرمز) و مرکز همگرایی زاگرس (تراز ۸۵۰ ه.پ-خط آبی).

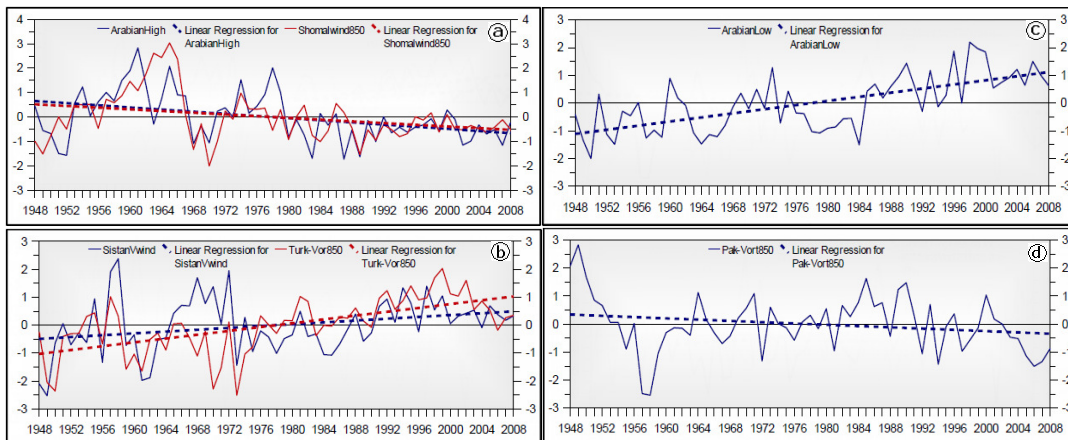
(شکل ۱۰-f خط قرمز). انطباق بالای واگرایی هوا در مرکز پرفشار ایران با همگرایی هوا در ترازهای زیرین جو بر روی رشته کوه زاگرس (شکل ۱۰-f خط آبی)، بیانگر نقش واداشت‌های حرارتی کوه‌های مرتفع غرب فلات ایران در تغییرات سال به سال، همچنین روند درازمدت شدت گردش واگرا در مرکز پرفشار است. بررسی نمودارهای

وردایی زمانی گردش جو در وردسپهر میانی و زیرین در قیاس با وردسپهر فوقانی، در ترازهای میانی جو تغییرات شدت گردش بر روی جنوب غرب آسیا از الگوی متفاوت برخوردار بوده است. چنان که میدان واگرایی افقی نشان می‌دهد شدت گردش واگرا در مرکز پرفشار ایران یک روند افزایشی را در طول دوره مطالعه تجربه نموده است

اقلیمی مرتبط با هریک از مؤلفه‌های گردشی فوق نیز از وردایی زمانی مشابه و برجسته‌ای برخوردار بوده‌اند. برای مثال باد شمال که نتیجه استقرار پرفشار عربستان بر جانب غرب-شمال غرب خلیج فارس است، در طول دوره مطالعه به مانند پرفشار عربستان افزایش مشخصی را در شدت فعالیت خود تجربه نموده است (شکل ۱۱-ا). در مقابل، جریانات شمالی مقیاس منطقه‌ای در شرق فلات ایران (باد سیستان)، ضمن آن که از وردایی سال به سال مشابه با وچرخند ترکمنستان و کم فشار پاکستان برخوردار بوده، همچون دو مرکز فشار یاد شده یک روند کاهشی محسوس را در طول دوره مطالعه تجربه نموده است (شکل ۱۱-ب).

($f=10$) نشان دهنده آن است که میزان تغییرات سال به سال در شدت گردش قبل از آغاز دهه ۱۹۸۰ به شدت بالا بوده، در حالی که میزان تغییرات برای سال‌های پس از آن به طور محسوسی کاهش یافته است.

بررسی سایر مؤلفه‌های گردشی جو تابستانه بیانگر وجود یک روند تغییر آشکار در شدت گردش جو در وردسپهر میانی و زیرین است (شکل ۱۱). در حالی که در ترازهای یادشده از یک سو در منطقه عربستان مراکز پرفشار و کم فشار عربستان به طور محسوسی تقویت گردیده‌اند (شکل ۱۱-ا و ۱۱-ب). از سوی دیگر مراکز فشار در شرق فلات ایران-منطقه ترکمنستان و پاکستان کاهشی محسوس را در شدت فعالیت خود تجربه نموده‌اند (شکل ۱۱-ب و ۱۱-د). جالب تر آن که در طول دوره مطالعه پدیده‌های



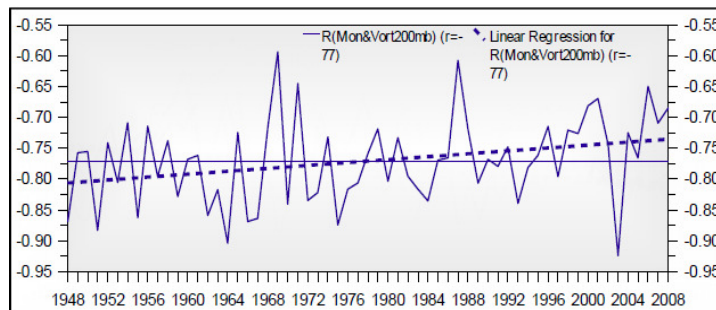
شکل شماره ۱۱- انحراف استاندارد در شدت گردش مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه. (a) پرفشار عربستان در ۵۰۰ ه.پ (تاوایی-خط آبی) و باد شمال در ۸۵۰ ه.پ (مؤلفه باد نصف النهاری-خط قرمز). (b) پرفشار ترکمنستان در ۷۰۰ ه.پ (تاوایی-خط قرمز) و باد سیستان در ۸۵۰ ه.پ (مؤلفه باد نصف النهاری-خط آبی). (c) مرکز همگرایی عربستان در ۹۲۵ ه.پ (تاوایی). (d) کم فشار پاکستان در ۸۵۰ ه.پ (تاوایی). برای محاسبه شدت از مقادیر متوسط روزانه برای ماه‌های جون، جولای و آگوست استفاده شد.

۱۰ و ۱۱). با توجه به نقشی که گردش موسمی در شکل گیری گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا دارد، تعیین ارتباط بین تغییرات در شدت گردش موسمی و شدت گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا می‌تواند نکات دیگری را آشکار سازد. شکل (۱۲) بیانگر میزان همبستگی روزانه بین گردش موسمی و گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیاست. با توجه به شکل، میزان متوسط همبستگی

بررسی روند کلی حاکم بر تغییر شدت فعالیت مراکز فشار در منطقه جنوب غرب آسیا حاکی از آن است که میزان تغییرات سال به سال در شدت تمامی مؤلفه‌های گردشی جو پس از آغاز دهه ۱۹۸۰ به طور محسوسی در قیاس با دوره قبل از این تاریخ کاهش یافته است. در واقع مؤلفه‌های گردش تابستانه در سال‌های پس از ۱۹۸۰ انحرافات کوچکی را در شدت خود تجربه نموده‌اند (شکل

طوری که خط روند کاهشی حدود 0.08 (0.81) - در ابتدای دوره و حدود 0.73 - در پایان آن را برای دوره مطالعه به نمایش می‌گذارد.

بین دو گردش یادشده به 0.77 - بالغ می‌گردد. علیرغم این ارتباط بسیار قوی، همبستگی روزانه مؤلفه‌های فوق یک روند کاهشی را در طول دوره ۶۱ ساله نشان می‌دهد. به



شکل شماره ۱۲- میزان همبستگی بین شدت گردش موسمی جنوب- جنوب شرق آسیا با گردش تابستانه جنوب غرب آسیا بر اساس شاخص های فیزیکی طراحی شده. برای محاسبه همبستگی از مقادیر روزانه دما از ابتدای ماه آوریل تا پایان اکتبر استفاده شد.

نتیجه گیری

غرب سو با منشأ موسمی، گردش و اچرخندی گسترده‌ای بر روی جنوب غرب آسیا تسلط می‌یابد. آغاز و پایان تسلط گردش و اچرخندی بر روی منطقه به ترتیب با یک جهش ناگهانی شمال سو و جنوب سو در هسته جت جنب حاره همراه می‌گردد. جهش شمال سو و جنوب سو جت به ترتیب تنها چند روز پس از تسلط و محو گردش و اچرخندی گسترده به وقوع می‌پیوندد. بر این اساس، جهش عرضی و ناگهانی جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا می‌تواند به عنوان معیاری جهت تشخیص فصل تابستان در نظر گرفته شود. نتایج بررسی حاضر یافته‌های پیشین را مبنی بر وجود ارتباط بین جابجایی ناگهانی شمال سو جت جنب حاره بر فراز خاورمیانه با تغییر ناگهانی گردش فصلی در جنوب و غرب آسیا در ماه جون (Sutcliffe and Bannon, 1956; Dao and Chen, 1959; Yeh, 1957; و آغاز گردش موسمی (Yin, 1949; Staff Members of AS, 1957; 1958) مورد تأیید قرار می‌دهد.

نتایج بررسی جمله‌های گرمایش در رو خاطر نشان می‌سازد که پرفشار ایران به واسطه وجود رشته کوه‌های زاگرس و در نتیجه فرارفت قائم گرما از سطح فلات مرتفع ایران در ترازهای میانی وردسپهر و در غرب ایران شکل گرفته و تکوین می‌یابد. محاسبه میدان واگرایی افقی بر

نتایج بدست آمده در تحقیق حاضر تصویر جدیدی از ساختار گردش بزرگ مقیاس و مقیاس همدید در منطقه جنوب غرب آسیا به نمایش می‌گذارد. تحلیل جریان هوا نقش بسزایی در آشکارسازی فرآیندهای حاکم بر گردش مقیاس منطقه‌ای جو داشته است. در ادامه مهمترین نتایج بدست آمده ارائه می‌گردد.

یافته‌های این تحقیق بیانگر آن است که با آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می‌گیرد که محل اصلی همگرایی و فرونشینی آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. از نظر فیزیکی سرمایش تابشی اولیه در چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا، به واسطه فرونشینی هوای برخاسته از منطقه موسمی به توازن می‌رسد. براساس نتایج تحقیق، جنوب غرب آسیا در طی دوره گرم سال، گردش بزرگ مقیاس شبه ساکنی را تجربه می‌کند که از یک سو محل همگرایی و نزول مداوم هوای منشأ یافته از موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا بوده و از سوی دیگر به واسطه شکل‌گیری شیب معکوس نصف النهاری دما یک گردش هدلی معکوس را در امتداد نصف النهاری تجربه می‌کند.

نتایج تحقیق بیانگر آن است که در پی تسلط جریان

اصلی گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا این نتیجه کلی حاصل شد که در طی دهه‌های اخیر طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا کاهش قابل ملاحظه‌ای را تجربه نموده است. اگرچه زمان آغاز تابستان بر روی جنوب غرب آسیا در روند درازمدت خود تنها تغییرات بسیار ناچیزی را تجربه نموده، اما خط روند یک کاهش ۸ تا ۹ روزه را در طی دوره مطالعه برای طول فصل تابستان نشان می‌دهد. بررسی‌ها بیانگر آن است که کوتاه شدن طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا از ۱۱۷ روز به ۱۰۹ روز ناشی از پایان زودرس فصل تابستان در دهه‌های اخیر می‌باشد. می‌توان چنین استدلال نمود که پایان زودرس تابستان بر روی جنوب غرب آسیا به واسطه پایان زود هنگام شیب معکوس نصف النهاری دما در طی دو-سه دهه اخیر بر روی منطقه بوده است.

یافته‌های تحقیق بیانگر آن است که گردش بزرگ مقیاس تابستانه در طول دوره ۶۱ ساله در هر دو منطقه جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی یک روند کاهشی مشابهی را در شدت خود تجربه نموده است. نتایج همچنین نشان‌دهنده آن است که در قیاس با گردش بزرگ مقیاس، گردش‌های مقیاس همدید در وردسپهر میانی و زیرین از الگویی متفاوت در شدت فعالیت خود برخوردار بوده‌اند. بدین ترتیب که از یک سو در شبه جزیره عربستان مرکز پرفشار و کم فشار عربستان و همچنین باد شمال، به طور محسوسی تقویت گردیده‌اند و از سوی دیگر واچرخند ترکمنستان، کم فشار پاکستان و باد سیستان در شرق فلات ایران کاهشی محسوس را در شدت فعالیت خود تجربه نموده‌اند.

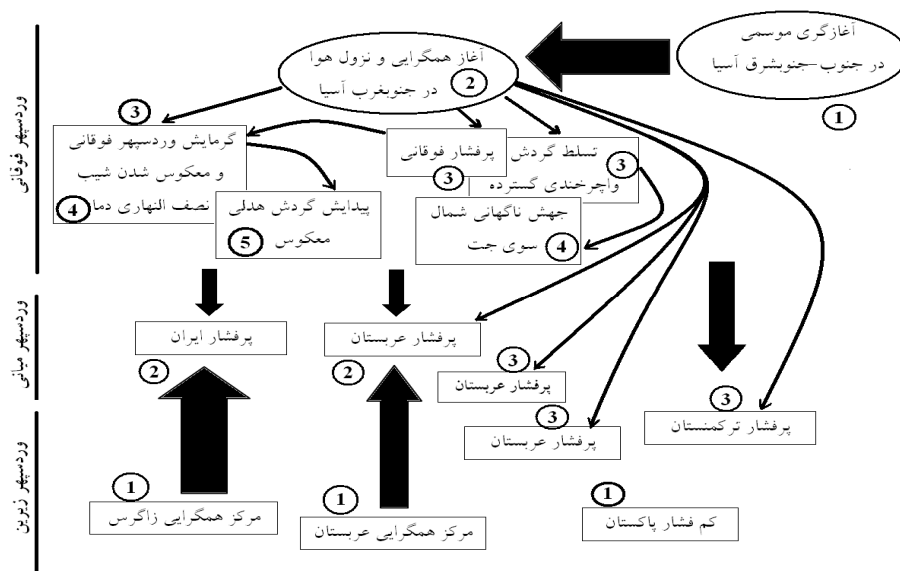
در بررسی ویژگی‌های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا، این نتیجه کلی حاصل شد که پس از آغاز دهه ۱۹۸۰، میزان تغییرات سال به سال در شدت تمامی مؤلفه‌های گردش جو به طور محسوسی در قیاس با دوره قبل از این تاریخ کاهش یافته است. در عین حال، میزان همبستگی بین گردش موسمی و گردش بزرگ مقیاس جنوب غرب آسیا در طی دهه‌های اخیر یک روند کاهشی را تجربه نموده است که می‌تواند بیانگر افزایش نقش عوامل مقیاس منطقه‌ای بر اقلیم جنوب غرب آسیا باشد.

سطح زاگرس و در مرکز پرفشار ایران وجود چنین ساز و کاری را مورد تأیید قرار می‌دهد. یافته‌های تحقیق، نتایج برخی مطالعات اخیر را در رابطه با نقش کوه‌های زاگرس در تشکیل پرفشار بر روی ایران (Kar et al., 2006; Zaitchik et al., 2007; Zarrin, 2008; Liu et al., 2009; Zarrin et al., 2011) تأیید می‌نماید.

واچرخند ترکمنستان چنان که نتایج بررسی نشان می‌دهد، منطقه اصلی همگرایی و نزول هوا با منشأ موسمی در جنوب غرب آسیاست. در جانب جنوبی ترکمنستان کمینه همگرایی هوا در وردسپهر فوقانی با بیشینه واگرایی افقی هوا در زیر تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال همراه شده و تشکیل واچرخند ترکمنستان را در ترازهای زیرین جو در پی دارد. نتایج بدست آمده، ساز و کار ارائه شده توسط رادول و هاسکینز (۱۹۹۶؛ ۲۰۰۱) و هاسکینز و همکاران (۱۹۹۹) را در رابطه با شکل‌گیری یک مرکز پرفشار بر جانب شرقی دریای خزر مورد تأیید قرار می‌دهد.

براساس نتایج مطالعه پرفشار عربستان از ماهیتی ترکیبی برخوردار است. بدین معنی که مرکز پرفشار عربستان از یک سو محل نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب آسیاست و از سوی دیگر در روند تکوین فصلی خود متأثر از واداشت‌های گرمایی منطقه فلاتی غرب عربستان می‌باشد. با پیشروی دوره گرم سال و به واسطه گرمایش منطقه فلاتی غرب عربستان، مرکز پرفشار ضمن جابجایی شمال غرب سو از محور کوهستانی غرب عربستان تبعیت می‌کند. شکل (۱۳) به صورت شماتیک روابط مؤلفه‌های گردشی را با لحاظ نمودن تقدم زمانی در وقوع پدیده‌ها بر روی جنوب غرب آسیا نشان می‌دهد.

با بهره‌گیری از شاخص‌های طراحی شده در این پژوهش، زمان آغاز، خاتمه، طول مدت و شدت گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا مورد بررسی قرار گرفت. براساس شاخص فیزیکی، به طور متوسط فصل تابستان در جنوب غرب آسیا در روز ۷ جون آغاز و پس از ۱۱۳ روز در ۲۸ سپتامبر به پایان می‌رسد. این در حالی است که مدت متوسط فصل موسمی تابستانه ۱۳۳ روز و در حد فاصل ۲۹ می (آغاز گردش موسمی) تا ۸ اکتبر (پایان گردش موسمی) محاسبه گردیده است. در بررسی وردایی زمانی مؤلفه‌های



شکل شماره ۱۳- روابط مؤلفه‌های اصلی گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا با حفظ تقدم زمانی در یک تصویر شماتیک

5. Charney, J. G., 1975, Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 101:193-202.
6. Court, A., 1957, Climatology: complex, dynamic and synoptic, Annals of the Association of American Geographers, 47: 125-136.
7. Dao, S. Y. and Chen, L. S. 1957. The Structure of general circulation over continent of Asia in summer, Journal of the Meteorological Society of Japan, 35: 215-229.
8. Enomoto, T., Hoskins, B., and Matsuda, Y., 2003, the formation mechanism of the Bonin High in August, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129:157-178.
9. Enomoto, T., 2004, Interannual variability of the Bonin High Associated with the propagation of Rossby waves along the Asian Jet, Journal of the Meteorological Society of Japan, 82(4): 1019-1034.
10. Fasullo, J. and Webster, P. J. (2003): A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. J. Climate 16: 3200-3211.
11. Flohn, H. H. 1957. Large-Scale aspects of the "Summer Monsoon" in south and East Asia. Journal of the Meteorological Society of Japan, 35: 180-186.
12. Flohn, H. H., Hantel, M., and Ruprecht, E., 1968, Air-Mass dynamics or Subsidence processes in the Arabian Sea summer

سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله در زمان اقامت خود در مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCAR) از امکانات و تسهیلات فراهم شده در این مرکز برای انجام پژوهش حاضر بهره برده‌اند. بدین وسیله از مرکز ملی پژوهش‌های جوی بویژه از بخش تحلیل اقلیمی (CGD) و لابراتوار کاربردهای پژوهشی (RAL) تشکر می‌گردد.

منابع

1. Alpert, P., Abramsky, R. and Neeman, B. U., 1990, The prevailing summer synoptic system in Israel Subtropical High, not Persian Trough, Israel J. Earth Sci., 39: 93-102.
2. Arakawa, H., and Takahashi, K., 1981, Climates of Southern and Western Asia, In: World Survey of Climatology, 9, Elsevier Scientific Publications, 183-229.
3. Barry, R. G., and Carlton, A. M., 2001, Synoptic and Dynamic Climatology, London, Rutledge, 13-14.
4. Bitan, A., and Saaroni, H. 1992, The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf Pressure Trough, International Journal of Climatology, 12: 733-747. Monsoon? Journal of the Atmospheric Sciences, 25: 527-529.

13. Gao, Y., 1981, Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau Meteorology, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 62(1): 31-35.
14. Goswami B. N, Xavier P. K. 2005, ENSO control on the South Asian monsoon through the length of the rainy season. *Geophys. Res. Lett.* 32 (L18717). DOI: 10. 1029/2005GL023 216.
15. Gullen, H. M., 2005, Climate of Southwest Asia, In: J. E. Oliver, eds, *The Encyclopedia of Climatology*, Springer, Cornwall, 120-125.
16. Hare, F. K., 1955, Dynamic and Synoptic Climatology, *Annals of the Association of American Geographers*, 45 (2): 152-162.
17. He, H., McGinnis, J. W., Song, Z., and Yanai, M., 1987, Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Monthly Weather Review*, 115: 1966-1995.
18. Hoskins, B., Neale, R., Rodwell, M., Yang, G-Y., 1999. Aspects of the Large-scale tropical atmospheric circulation, *Tellus*, 51A-B (1): 33-44.
19. Kalnay, E. and 21Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437-471.
20. Kar, J., and 8Co-authors, 2006, Carbon monoxide (CO) maximum over the Zagros mountains in the Middle East: Signature of mountain venting? *Geophysical Research Letters*, 33: L15819, doi: 10. 1029/2006GL026231.
21. Krishnamurti, T. N., 1961, The Subtropical Jet stream of Winter, *Journal of Meteorology*, 18(2):172-191.
22. Krishnamurti, T. N., 1971a, Tropical east-west circulations during the northern summer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28: 1342-1347.
23. Krishnamurti, T. N., 1971b, Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer, *Journal of Applied Meteorology*, 10: 1066-1096.
24. Li, C. and Yanai, M. 1996, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *Journal of Climate*, 9: 358-375.
25. Li, W., Chineke, T., Liu, X. and Wu, G. 2001, Atmospheric diabatic heating and summertime circulation in Asia-Africa Area, *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(2): 257-268.
26. Liu, J. J. and 5Co-authors, 2009, Analysis of the summer time build-up of tropospheric ozone abundances over the Middle East and North Africa as observed by the Tropospheric Emission Spectrometer instrument, *Journal of Geophysical Research*, 114: D05304, doi: 10.1029/2008JD010993.
27. Liu, Y. M., Wu, G. X., and Ren, R. C., 2004, Relationship between the Subtropical Anticyclone and diabatic heating, *Journal of Climate*, 17: 682-698.
28. Liu, Y. and Wu, G., 2004. Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, *Advances in Atmospheric Sciences*, 21(3): 322-342.
29. Lynch, A. H., and Cassano, J., 2006, *Applied Atmospheric Dynamics*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 41-55.
30. Marotz, G. A., 2005, Dynamic Climatology, In: *The Encyclopedia of Climatology*, J. E. Oliver, Eds, Springer, Cornwall, 341-345.
31. Mofidi A., 1386 (2007), The analysis of summertime atmospheric circulation over Iran and it's relation to summertime precipitation in Iran Plateau, PhD thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, 165p. (In Persian).
32. Mofidi, A., and Zarrin, A., 1385 (2006), The Analysis of the nature and structure of High and Low pressure systems; *Roshd; Teaching Geology, Part A*, 46: 53-61; Part B, 47: 54-58. (In Persian).
33. Parthasarathy, B. Munot, A. A. and Kothawale, D. R., 1992, Indian summer monsoon rainfall indices: 1871-1990, *Meteorological Magazine*, 121: 174-86.
34. Ramage, C. S., 1966, The Summer Atmospheric Circulation over the Arabian Sea, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 23: 144-150.
35. Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 1996, Monsoons and the dynamics of Deserts, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122: 1385-1404.
36. Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 2001, Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, *Journal of Climate*, 14: 3192-3211.
37. Staff Members of Academia Sinica, 1957, On the General Circulation over Eastern Asia, PartI, *Tellus*, 9(4): 432-446.
38. Staff Members of Academia Sinica, 1958, On the General Circulation over Eastern Asia, PartII, *Tellus*, 10(1): 58-75.
39. Sutcliffe, R. C., and Bannon, J. K., 1956, Seasonal changes in upper air conditions in

- the Mediterranean-Middle East area, Scientific Proceeding of the international Association of Meteorology, Rome, September 1954: 317-334.
40. Walker, M. J. 1975, On summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, 27(5): 491-496.
 41. Wallace, J. M., and Hobbs, P. V., 2006, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, 2nd edition, London, Academic Press, 272-276.
 42. Webster, P. J. 1983, Large-Scale structure of tropical atmosphere, In: *Large-Scale Dynamical processes in the atmosphere*, Edited by B. Hoskins and R. Pearce, Academic Press, 235-275.
 43. Webster, P. J. 1994, The role of hydrological processes in Ocean-Atmosphere interactions, *Reviews of Geophysics*, 32(4): 427-476.
 44. Webster, P. J. and Yang, S. 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118: 877-926.
 45. Webster, P. J., Magana, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M., and Yasunari, T., 1998, Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction, *Journal of Geophysical Research*, 103(C4): 14451-14510.
 46. Wu, G., Liu, Y. and Liu, P., 2004, Formation of the Summertime Subtropical Anticyclone; East Asian Monsoon (World Scientific Series on Meteorology of East Asia), Edited by, C. P. Chang, World Scientific Publishing Company, 560p.
 47. Xavier, P. C., Marzina, C. and Goswami, B. N., 2007, An objective definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO-monsoon relationship, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 749-764.
 48. Yanai, M., Li, C., and Song, Z., 1992, Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70(1): 319-351.
 49. Yang, S. Webster, P. and Dong, M., 1992, Longitudinal heating gradient: Another possible factor influencing the intensity of the Asian Summer Monsoon Circulation, *Advances in Atmospheric Sciences*, 9(4): 397-410.
 50. Yeh, T. C., Dao, S-Y., Li, M-T., 1959, The abrupt change of circulation over the northern hemisphere during June and October, In: *The Atmosphere and the Sea in motion*, Edited by B. Bolin, Rockefeller Institute Press, 249-267.
 51. Yeh, T. C. 1981, Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 62(1): 14-19.
 52. Yeh, T. C. 1982, Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the Atmospheric Circulation, *Archives for Meteorology, Geophysics and Bioclimatology, Ser. A*, 31: 205-220.
 53. Yin, M-T., 1949, A synoptic-Aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 6: 393-400.
 54. Zaitchik, B. F., Evans, J. P., and Smith, R. B., 2007, Regional impact of an elevated heat source: The Zagros Plateau of Iran, *Journal of Climate*, 20: 4133-4146.
 55. Zarrin, A., 1386 (2008), The analysis of summertime subtropical anticyclone over Iran, PhD thesis. Tarbiat Modares University, Tehran (in Persian).
 56. Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., and Farajzadeh, M., 2010, Analysis of the spatial pattern of summertime subtropical anticyclones over Asia and Africa, *A Climatological Review, International Journal of Climatology*, 30(2): 159-173.
 57. Zarrin, A., Ghaemi, H., Azadi, M., Mofidi, A., and Mirzaei, E., 2011, The effect of Zagros Mountains on the formation and maintenance of Iran anticyclone using RegCM4. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 112(3-4): 91-100.
 58. Zhang, Q. and Wu, G. 2002. The Bimodality of 100hPa South Asia High and its Relationship to the Climate Anomaly over East Asia in summer, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 80(4): 733-744.
 59. Zhang, Z. Q., Zhang, Z., Qiang, C., L., Ding, Y., 2004, Characteristics, Evolution and mechanisms of the summer monsoon onset over Southeast Asia, *International Journal of Climatology*, 24(12): 1461-1482.
 60. Ziv, B., Saaroni, H., Alpert, P., 2004, The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean, *International Journal of Climatology*, 24: 1859-1871.