

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

عباس مفیدی^{۱*}، آذر زرین^۲

۱- استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- استادیار اقلیم شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۸/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۸/۱۷)

چکیده

در این پژوهش ساختار گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول دوره گرم سال مورد توجه قرار گرفت. ابتدا ویژگی های 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. یافته های تحقیق بیانگر آن است با آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا جریان مداری غرب سو و مداومی در وردسپهر فوقانی شکل می گیرد که محل اصلی همگرایی و نزول آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. تداوم نزول بزرگ مقیاس هوای منشأ یافته از منطقه موسمی با ایجاد گردش و اچرخندی 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 هدلی معکوس و شروع تابستان را بر روی جنوب غرب آسیا موجب می گردد. در بررسی ماهیت پرفشارهای تابستانه مشخص گردید که پرفشارهای جنب حاره ای تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا در تمامی ترازهای جو قابل مشاهده بوده و از جهت منشأ اصلی تشکیل شان، یا ناشی از نزول هوا با منشأ موسمی، یا فرارفت قائم گرما از سطح مناطق کوهستانی مرتفع و یا ترکیبی از این دو می باشند. 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 گرفته اند، شاخص فیزیکی به نحو مطلوب تری خصوصیات گردش تابستانه را نشان می دهد. 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 می رسد. بررسی وردایی زمانی گردش جو بیانگر کاهش قابل ملاحظه ی طول فصل تابستان در طی دهه های اخیر بر روی منطقه می باشد. 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 می دهد. یافته ها بیانگر آن است که کوتاه شدن طول فصل تابستان از ۱۱۷ روز به ۱۰۹ روز بر روی جنوب غرب آسیا ناشی از پایان زودرس فصل تابستان در دهه های اخیر می باشد. یافته ها 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 مؤلفه های 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 محسوسی تقویت گردیده اند و از سوی دیگر و اچرخند ترکمنستان، کم فشار پاکستان و باد سیستان در شمال شرق و شرق فلات ایران کاهشی را در شدت فعالیت خود تجربه نموده اند. 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، و اچرخند ترکمنستان، وردایی اقلیمی.

Investigating the Nature, Structure and Temporal Variation of Summertime Atmospheric Circulation over Southwest Asia

A. Mofidi¹, A. Zarrin²

¹Assistant Professor of Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

²Assistant Professor of Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

(Submitted: 1 November 2010 | Revised: 10 May 2012 | Accepted: 07 November 2012)

Introduction

In this paper, the authors study the large-scale atmospheric circulation over the southwest Asia during boreal summer. First, the substantial characteristics and the nature of the large-scale atmospheric circulation are investigated. Then, the temporal variability of circulation was examined during a 61-year period (1948-2008). The findings indicate that the onset of Asian monsoon is associated with the formation of a permanent westward flow in the upper troposphere. The corresponding maximum convergence and subsidence locations of the flow are the energy sinks over the southwest Asia and east of the Mediterranean Sea, respectively. Maintenance of the large-scale atmospheric subsidence creates a transverse meridional gradient in the temperature field; therefore, the meridional large-scale circulation is changed and this in return creates a transverse Hadley circulation to be formed over the southwest Asia.

Investigating the nature of the summertime anticyclones over southwest Asia, it is known that the anticyclones are dominant in all tropospheric levels. They are originally formed either as a result of the descending air which is basically originated from the monsoon region or accumulated heat of the surface of high plateaus in the mid-troposphere due to intensive vertical advection of heat over southwest Asia, or a combination of both. The result also reveals that among the physical, dynamical, and Jet indices, the physical index more favorably shows the characteristics of the summertime circulation. Based on the physical index, it's found that the averaged summer season timing starts on June 7 and ends on September 28 over southwest Asia. Investigating the temporal variability of the atmospheric circulation indicates a considerable decreasing in summer length during the recent decades. On this base, although the start timing of the summer shows very small changes on its long-term trend, the trend line shows an eight to nine days decreasing of the season's length during the study period. The result revealed that the decreasing of summer length from 117 days to 109 days over southwest Asia is mainly due to the early ending of that in recent decades. It is also found that both the southwest Asia and the Asian monsoon regions have experienced similar decreasing trend in their summer large-scale circulation strength during the study period. Examining the synoptic scale atmospheric components showed a considerable strengthening in the Arabian high, the Arabian low, and Shomal wind over the Arabian Peninsula. On the other hand, the Turkmenistan anticyclone, Pakistan low and Sistan wind in the east and northeast of the Iranian plateau experienced a slight weakening in their activity. Examining the horizontal divergence field is also revealed the increasing trend of the circulation intensity of Iran anticyclone and the Zagros convergence zone in recent years.

Materials and methods

The NCEP/NCAR daily reanalysis dataset (Kalnay *et al.* 1996) in a 61-year period (1948-2008) are used to study the summer atmospheric circulation. In this research, the geopotential height, temperature, Outgoing Longwave Radiation (OLR), zonal and meridonal wind components are the variables that obtained from NCEP/NCAR daily dataset and horizontal divergence field, divergent wind, relative vorticity and diabatic heating were calculated using the same dataset.

We first examined the sink and source of energy in regional scale. Then, zonal and meridional large-scale circulations as well as its vertical structure were analyzed for April-October period over southwest Asia and the dominant circulation patterns were derived. Three regional indices including physical index, Jet Index, and dynamical index were designated to determine the start

time, ending time and the length of summer season as well as to study the intensity of the atmospheric circulation over southwest Asia. The above-mentioned indices provided the possibility of assessing different aspects of the summer circulation. We also used the geopotential height, relative vorticity, horizontal divergent fields and diabatic heating charts to investigate the structure of the Iran and Arabian anticyclones in the mid-troposphere and the Turkmenistan anticyclone, Pakistan low and Zagros convergence zone in the lower troposphere. Finally, the temporal variation of the summer circulation components is studied by using the most suitable variable for each component.

Results and discussion

The results show that the monsoon circulation over south-southeast Asia is the main factor in which controlling the large-scale summer circulation over southwest Asia. However, the surface heat forcing has the main role in the formation and maintenance of atmospheric circulation in the lower and middle troposphere.

Investigating the synoptic scale circulation components, it is found that the Iran anticyclone is formed by the existence of the Zagros Mountains. In fact, the vertical heat advection induced by the existence of an elevated heat source in western Iran has the main effect on the formation of a thermally-driven anticyclonic circulation in mid-troposphere. On the other hand, the formation of the Turkmenistan anticyclone and the Arabian anticyclone shows different mechanisms. The formation of the Turkmenistan anticyclone in the lower troposphere is mainly due to the convergence and subsidence of the air with monsoon origin in southwest Asia at the levels below 600 hPa. While the Arabian anticyclone is strengthened by the descending air originated from the monsoon system as well as affecting by the surface heat forcing and the vertical heat advection from the high lands of the western Arabian Peninsula. Applying circulation indices in this research is led to the recognition of the main characteristics of summertime atmospheric circulation including the start time, ending time, length, and intensity of the boreal summer over the southwest Asia. Examining the temporal variability of the summertime atmospheric circulation over southwest Asia, it is found that the summer length has been considerably reduced in the recent years. The early ending of the summer can be physically related to the early ending of the transverse gradient in meridional temperature field during the 2-3 recent decades over the study region. The documents also indicated that shortening of the summer and weakening of the atmospheric circulation over the southwest Asia has a relationship with shortening the monsoon season and also weakening of the monsoon circulation over south and Southeast Asia. However, the correlation between the monsoon circulation and large-scale atmospheric circulation over southwest Asia shows a decreasing trend. The latter can be an indicator of increasing the regional-scale factors role on the southwest Asian climate. The overall result of this study indicates that from 1980 onward, the inter-annual variation in the intensity of the activity of atmospheric circulation components has been considerably decreased compared to the time before 1980.

Keywords: *Southwest Asia, Summer Atmospheric Circulation, Monsoon Circulation, Iran Anticyclone, Turkmenistan Anticyclone, Climate Variability.*

۱- مقدمه

گردش جو به عنوان یک عامل بلافصل در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه نقش مهمی ایفاء می کند. در واقع در هر منطقه ای، الگوی غالب گردش جو می تواند بیانگر شرایط اقلیمی غالب در آن مکان باشد (مفیدی و زرین، ۱۳۸۵). در طول تابستان گردش جنب حاره ای بر روی جنوب غرب آسیا به واسطه وجود شدت تابش بالا، مناطق کوهستانی مرتفع و وسیع، درهم تنیدگی خشکی و دریا و استقرار قوی ترین گردش موسمی جهان در مجاورت منطقه، ساختار پیچیده ای پیدا می نماید که با پدیدار شدن مؤلفه های گردش مقیاس همدید منحصربفردی در ترازهای مختلف و ردسپهر 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

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۴

شدیداً پدیده های اقلیمی سطحی را کنترل می نماید (مفیدی، ۱۳۸۶). می توان گفت در جنوب غرب آسیا وقوع پدیده های جوی حدی و مخرب در مقیاس محلی و منطقه ای، اساساً تابع استقرار و وردایی زمانی - مکانی یک یا چند مؤلفه ی گردش جو تابستانه است. با توجه به گزارش های علمی موجود، شکل گیری و تکوین این گردش نه تنها در پیدایش ویژگی های خاص اقلیمی در مقیاس محلی و منطقه ای نقش دارد، بلکه ساختارگردش جو در مناطق اقلیمی مجاور و یا دوردست را نیز از خود متأثر می سازد (Yin, 1949; Yang *et al.*, 1992; Enomoto *et al.*, 2003; Enomoto, 2004).

علیرغم نقش انکارناپذیر گردش جو تابستانه در کنترل منطقه ای اقلیم در جنوب غرب آسیا، پژوهش های انجام شده در این زمینه تنها حجم بسیار کوچکی از مطالعات اقلیم شناسی 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 داده های 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 ویژگی ها و قانونمندی های حاکم بر جو مناطق جنب حاره از شناخت مناسب و کافی برخوردار نباشد. مجموعه عوامل فوق سبب ناشناخته ماندن ساختار و ماهیت گردش تابستانه جو در منطقه جنوب غرب آسیا و نبود شناخت کافی از مؤلفه های منطقه ای گردش آن گردیده است. در سال های اخیر و در پی افزایش خسارات ناشی از بروز برخی پدیده های مخرب جوی همچون توفان های حاره ای، بارش های شدید، بادهای شدید، امواج گرمایی، توفان های گردوغباری و طرح بحث هایی چون گرمایش جهانی و تغییرات و وردایی های اقلیمی، کاستی های علمی موجود در تبیین ساختار و علل وقوع بسیاری از این رخدادها در منطقه خاورمیانه کاملاً آشکار گردیده است. از سویی در پی چالش های اقلیمی اخیر، پژوهشگران بی شماری ساختار گردش جو تابستانه را در مناطق جنب حاره نیمکره شمالی مورد توجه قرار داده اند و نتایج این پژوهش ها موجب تغییر نگرش جهانی در رابطه با سازوکارهای تشکیل پرفشارهای جنب حاره تابستانه و به طور کلی مؤلفه های اصلی گردش جو تابستانه در مناطق جنب حاره ای شده است (Radwell and Hoskins, 1996; 2001; Liu and Wu, 2004; Liu *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2004). اما در قیاس با دست آوردهای جهانی، ماهیت گردش جو تابستانه و ویژگی مؤلفه های 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 منطقه ای دارای تفاوت بنیادی با نگرش حاصل از یافته های اخیر در مقیاس جهانی می باشد (Zarrin *et al.*, 2010; 2011). بر همین اساس، پژوهش حاضر برای نخستین بار ساختار گردش جو بر روی جنوب غرب آسیا را در چارچوب «اقلیم شناسی دینامیک» مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار خواهد داد. بر اساس تعریف، می توان اقلیم شناسی 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, 13)، که با لحاظ نمودن منشأ و نحوه تداوم گردش ها (Barry and Carleton, 2001, 13)، به تبیین اقلیم بر اساس ساختار گردش جو و رفتار غالب آن در هر مکان می پردازد (Court, 1957, 127; Hare, 1957; Marotz, 2005, 341). بنابراین هدف اصلی پژوهش حاضر تبیین ساختار منطقه ای گردش جو و بررسی نحوه شکل گیری، 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 ی مفیدی (۱۳۸۶) و زرین (۱۳۸۶) می باشد که برخی از مؤلفه های گردش مقیاس منطقه ای جو را بر روی ایران مورد بررسی قرار داده اند. 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 مؤلفه های اصلی گردش منطقه ای جو در جنوب غرب آسیا از روند خاصی پیروی نموده اند؟

۲- مواد و روش ها

از نظر روش شناسی مقاله حاضر یک مطالعه بنیادی در حوزه اقلیم شناسی دینامیک محسوب می گردد. 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 داده های 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 می باشد:

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

هدف از انجام این مرحله از تحقیق فهم نحوه شکل گیری و تکوین گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی منطقه جنوب غرب آسیا می باشد. با تهیه و بهره گیری از نقشه های تاوایی نسبی، میدان واگرایی و باد واگرا همراه با بررسی ساختار دما و تابش موج بلندخروجی، ضمن بررسی تکوین زمانی گردش، ماهیت جریانات بزرگ مقیاس برای دوره ای از ابتدای ماه آوریل تا پایان ماه اکتبر مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

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 می گردد، 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 نرده ای است که هم در دستگاه مختصات طبیعی و هم در دستگاه مختصات دکارتی برای بردار باد افقی قابل تعریف می باشد. در محاسبه بردار، واگرایی یک عملگر برداری است که بزرگی چشمه و چاه یک میدان برداری را برای نقطه ای معین اندازه گیری می کند. واگرایی عبارت است از مجموع و اشارش (Diffluence) و کشیدگی (Stretching) که در باد افقی بوقوع می پیوندد. به طور خاص، واگرایی بیانگر میزان شارش برون سوی (Outward) یک میدان برداری در اطراف نقطه ای معین می باشد. در مختصات فشاری واگرایی در میدان باد افقی (مختصات دو بعدی) بر اساس معادله (۱) تعریف می گردد (Wallace and

$$\nabla \cdot \mathbf{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (1) \quad \text{:Hobbs, 2006, 272}$$

در عین حال میزان واگرایی در میدان باد با مختصات سه بعدی (X, Y, Z) بر اساس 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 $\mathbf{v} \cdot \mathbf{u}$ و w به ترتیب مؤلفه های مداری، نصف النهاری و قائم باد می باشند. 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 بعنوان یک «چشمه (Source)» شناخته خواهد شد. در مقابل، در صورت سرد و متقبض شدن هوا، مقادیر واگرایی منفی گردیده ($\nabla \cdot \mathbf{V} < 0$) و در نتیجه منطقه بعنوان «چاه (Sink)» قابل شناسایی خواهد بود. بدین ترتیب جریان درون سو و واگرایی منفی بیانگر همگرایی جرم خواهد بود.

با بهره گیری 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 دوره ای 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 منطقه ای برای جنوب غرب آسیا طراحی شد. شاخص های ارائه شده با بهره گیری از مقادیر دما، تاوایی نسبی و مؤلفه باد مداری، جنبه های مختلف فیزیکی و دینامیکی گردش جو را در ترازهای فوقانی و ردسپهر مورد توجه قرار داده و امکان ارزیابی زمان آغاز، خاتمه و میزان شدت گردش جو تابستانه بر روی منطقه جنوب غرب آسیا را فراهم ساخته اند. علاوه بر این، شاخص های یاد شده مقایسه ی تکوین منطقه ای گردش جو بر

روی جنوب غرب آسیا با گردش موسمی را ممکن ساخته اند.

- شاخص فیزیکی بیان کننده تفاوت دمای روزانه جو در نیمه فوقانی وردسپهر (۲۰۰-۶۰۰ هکتوپاسکال) در امتداد نصف النهاری می باشد. در این شاخص تفاوت دمای روزانه بین منطقه حاره ای (محدوده ی عرض 5°N تا 15°S و طول 35°E تا 70°E شرقی) و جنوب غرب آسیا (محدوده ی 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 ۶۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب در دو منطقه مجزا یکی منطقه حاره (محدوده ی عرض 5°N - 15°S و طول 100°E - 40°E) و دیگری منطقه موسمی جنوب-جنوب شرق آسیا (محدوده ی عرض 35°N - 15°N و طول 100°E - 40°E) مورد استفاده قرار می گیرد. از تفاضل گیری دمای متوسط روزانه بین دو منطقه یاد شده میزان تفاوت دمای بین منطقه موسمی و منطقه حاره آشکار می گردد. بر این اساس در پیشروی دوره گرم سال و در نیمه فوقانی وردسپهر روزی که دمای متوسط روزانه منطقه موسمی از منطقه حاره ای 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 می دهد محاسبه می گردد. شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیا نیز از ساختاری مشابه با شاخص موسمی بهره می برد تنها با این تفاوت که برای محدوده ی طول 35°E تا 70°E شرقی طراحی شده است.

- شاخص دینامیکی در واقع نتیجه بررسی ها و تجزیه و تحلیل های 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 منطقه ای به گردش وچرخندی (تاوایی منفی) تغییر می یابد. گردش وچرخندی در تمام طول تابستان تداوم یافته تا در نهایت در پیشروی دوره گرم مجدداً در یک بازه زمانی خاص به گردش چرخندی تغییر می یابد. بر اساس شاخص دینامیکی، تمامی روزهای بین آغاز و خاتمه گردش وچرخندی 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 در محدوده ی 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 می باشد (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 می شود (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 می نماید. 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 می کند و در موقعیت تابستانه خود قرار می گیرد. از سویی دیگر در پایان دوره گرم و در شرایطی مشابه جت جنب حاره جهش ناگهانی جنوب سویی محسوسی را

تجربه می کند که پس از آن در موقعیت پائیزی خود مستقر می گردد (مفیدی، ۱۳۸۶). در این تحقیق جهش ناگهانی شمال سو و جنوب سوی منطقه بیشینه مؤلفه باد مداری در محدوده ی 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 سال های دوره مطالعه تعیین گردید.

با توجه به این که بررسی های 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 در تعیین شدت گردش موسمی همبستگی بالایی را با سایر شاخص های 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 می دهد، 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 ی تحقیق مهمترین مؤلفه های مقیاس همدید گردش جو تابستانه در جنوب غرب آسیا مورد توجه قرار گرفته و ماهیت و ویژگی های 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 نقشه های 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 نقشه های 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 (دیاباتیکی) 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 می گردد. معادله انرژی ترمودینامیک در مختصات فشاری به صورت زیر نوشته می شود:

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

در معادله (۳) c_p گرمای ویژه در فشار ثابت هوای خشک برابر با $1004/67 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ، θ دمای پتانسیل بر اساس معادله $\theta = T_0 \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\gamma_d/c_p}$ ، t زمان برحسب ثانیه، \vec{V} سرعت باد افقی برحسب متر برثانیه، p فشار تراز مورد نظر بر حسب هکتوپاسکال، p_0 فشار در تراز مرجع (۱۰۰۰ 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 برثانیه و Q گرمایش در رو که به صورت زیر محاسبه می شود (:

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

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 $\left(-\omega \frac{\partial \theta}{\partial p}\right)$ نشان دهنده فرارفت قائم دما می باشد. 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 می گردد (Rodwell and Hoskins,)

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۸

(2001; Zhang and Wu., 2002). از آنجائیکه گرمایش در رو بیانگر مقدار انرژی است که در طی فرآیند در رو به سیستم وارد یا از آن خارج می شود، بر این اساس می توان 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 نقشه های 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 مؤلفه های گردش تابستانه

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

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

- با بهره گیری از سه شاخص یاد شده، شدت گردش جو 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 بهره گیری 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 ی عرض $35^{\circ}N-45^{\circ}N$ و طول $45^{\circ}E-60^{\circ}E$ شرقی محاسبه شد. پس از تهیه میانگین درازمدت برای هر یک از شاخص های فوق، میزان انحراف استاندارد هر یک از سال های مورد مطالعه از شدت متوسط دوره تعیین شد و نمودار وردایی زمانی برای هر یک از شاخص ها تهیه شد.

- برای مقایسه ی 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.

جدول ۱: محدوده، تراز و متغیر مورد استفاده برای بررسی شدت و وردایی مؤلفه های اصلی گردش جو تابستانه

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

- در تراز میانی جو میزان شدت گردش در مرکز پرفشار ایران با استفاده از میدان واگرایی افقی در محدوده عرض $33^{\circ}N-30^{\circ}N$ و طول $55^{\circ}E-50^{\circ}E$ برای فصل تابستان محاسبه شد. برای تعیین نقش واداشت های سطحی بر تشکیل پرفشار ایران، مقادیر متوسط روزانه میدان واگرایی برای ترازهای ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی سال های دوره مطالعه تهیه شد.

- شدت گردش در مراکز پرفشار ترکمنستان، پرفشار عربستان، کم فشار پاکستان و زبانه ی کم فشار/مرکز همگرایی شبه جزیره عربستان با تهیه متوسط فصلی از مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی در طی ماه های جون، جولای و آگوست بدست آمد. برای هر یک از مؤلفه های گردشی یاد شده مجموع مقادیر فصلی تاوایی محاسبه شد و پس از تهیه متوسط درازمدت، انحرافات

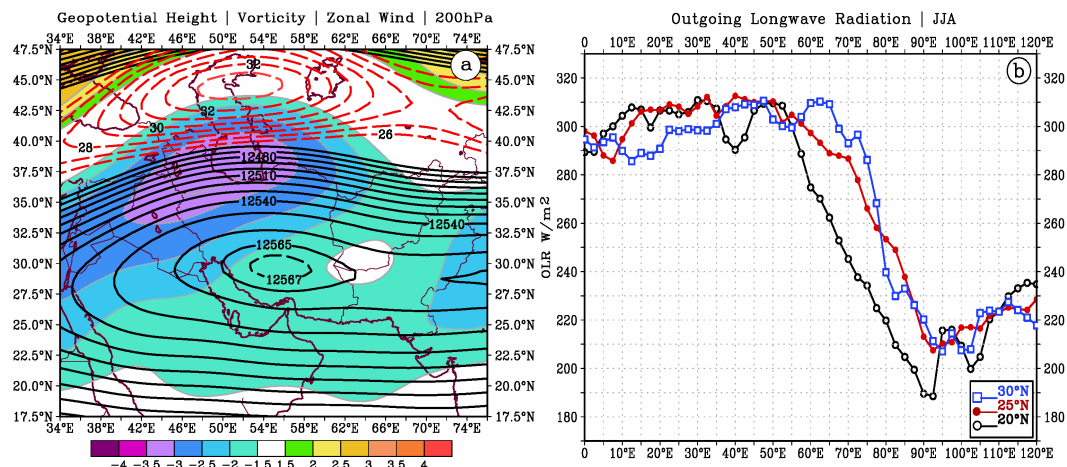
شدت گردش سال به سال آنها در طی دوره ۶۱ ساله تعیین گردید. برای تعیین محدوده ی استقرار هر یک از مؤلفه ها از نتایج مطالعه مفیدی (۱۳۸۶) استفاده شد. در عین حال جهت انجام مقایسه، تغییرات شدت باد سیستان و باد شمال نیز با بهره گیری از مقادیر متوسط روزانه ی مؤلفه باد نصف النهاری برای دوره و ماه های مشابه بررسی شد. جدول ۱ بیانگر محدوده، تراز و نوع متغیر به کارگرفته شده برای هر یک از مؤلفه ها می باشد.

۳- یافته های تحقیق

۳-۱. ساختار بزرگ مقیاس گردش جو تابستانه در جنوب غرب آسیا

۳-۱-۱. وردسپهر فوقانی

در طول فصل تابستان تمامی مناطق واقع در جنوب غرب آسیا در وردسپهر فوقانی تحت تسلط یک گردش واپرخندی قرار دارند. واپرخندی بزرگ به شکل شبه ساکن بر روی مناطق گسترده ای از جنوب غرب آسیا استقرار می یابد. به طوری که مرکز آن به طور متوسط در جنوب ایران و در عرض ۲۵° شمالی جای می گیرد (شکل ۱-ا). در این دوره از سال جت جنب حاره نیز با استقرار در منطقه دریای خزر شمالی ترین موقعیت سالانه خود را تجربه می کند. 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 می یابد (شکل ۱-ا). بررسی حاضر بیانگر آن است که برخلاف دوره سرد سال در طول تابستان بیشینه سرعت بین هسته های جت در غرب و شرق آسیا یکسان بوده و در عین حال در موارد بی شماری بیشینه سرعت در منطقه دریای خزر از همتای شرقی آن در شرق فلات تبت پیشی می گیرد. 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 می گردد.



شکل ۱. (a) وضعیت همدیدی متوسط فصل تابستان (۲۰۰۰-۱۹۷۱) بر روی جنوب غرب آسیا در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال. تاوایی نسبی برحسب $s^{-1} \times 10^{-5}$ و ارتفاع ژئوپتانسیل و سرعت باد مداری به ترتیب برحسب متر و متر بر ثانیه می باشند. (b) متوسط درازمدت تابش زمین تاب در امتداد عرض های ۲۰°، ۲۵° و ۳۰° شمالی برای فصل تابستان برحسب وات بر مترمربع. (۲۰۰۸-۱۹۷۹)

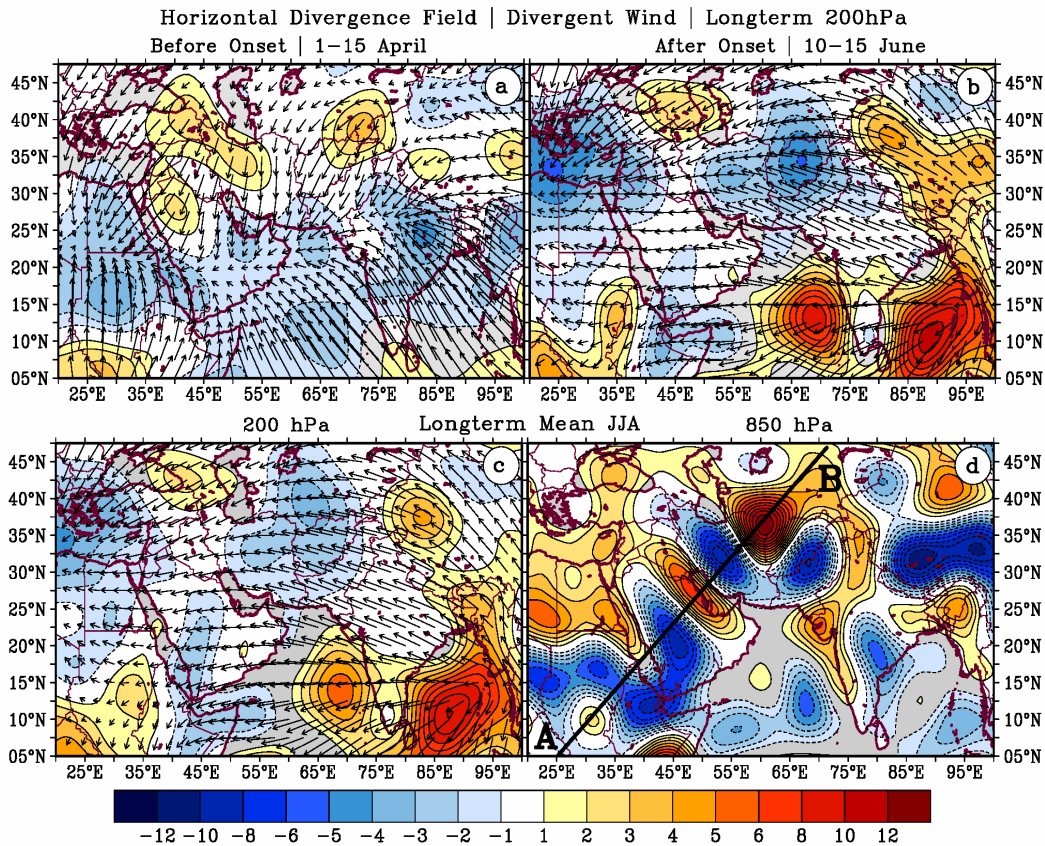
برخی از مطالعات کلاسیک مناطق خشک جنوب غرب آسیا و شمال آفریقا را در طول تابستان منطقه چاه انرژی دانسته اند که به همین جهت الزاماً بایستی از یک نزول دینامیک برخوردار باشند تا به یک تعادل انرژی دست یابند (Charney, 1975).

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۱۰

تابستان مورد بررسی قرار گرفت. همان طوری که در شکل ۱-b مشاهده می شود تمامی مناطق واقع در غرب طول 80° شرقی خروج انرژی برابر یا بیشتر از 300 وات بر مترمربع را در طول تابستان تجربه می کنند. بدین ترتیب مناطق خشک و بیابانی جنوب غرب آسیا، در تابستان به رغم گرمایش شدید در تراز زیرین جو، سرمایش تابشی خالصی را بویژه در وردسپهر فوقانی تجربه می کنند.

از نظر تئوریک سرمایش ایجاد شده بایستی به واسطه فرارفت قائم به توازن برسد (Webster, 1983). به عبارت دیگر، جهت ایجاد توازن در سرمایش تابشی حاصله، فرونشینی هوا بر روی مناطق خشک و بدون ابر جنوب غرب آسیا ضروری است (وبستر و همکاران، ۱۹۹۸). بدین ترتیب می توان نظریه ی چارنی (۱۹۷۵) را مبنی بر وجود «چاه گرمایی» بر روی مناطق خشک و بیابانی دنیا در رابطه با منطقه جنوب غرب آسیا صادق دانست. از نظر فیزیکی هر چاه گرمایی نیازمند دریافت انرژی از منطقه چشمه از طریق فرارفت انرژی می باشد. نکته جالب این که منطقه چاه گرمایی جنوب غرب آسیا درست در غرب بزرگ ترین چشمه گرمایی نیمکره شمالی جای گرفته است (شکل ۱-b). با توجه به شکل ۱-b میزان شیب مداری تابش زمین تاب تنها در یک محدوده 15 تا 20 درجه ($90^{\circ}E - 70^{\circ}E$) به حدود 100 وات بر مترمربع می رسد. شکل ۲ رابطه مناطق چشمه و چاه گرمایی را برای جنوب غرب آسیا در مقیاس بزرگ نشان می دهد. در این شکل با بهره گیری از مقادیر متوسط درازمدت میدان واگرایی افقی و باد واگرا مناطق چشمه و چاه 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 ۲-a، در نیمه نخست ماه آوریل منطقه اصلی همگرایی جریان هوا در وردسپهر فوقانی (منطقه چاه انرژی)، یک کمربند مداری در حدفاصل شمال شرق آفریقا- جنوب شبه جزیره عربستان و شبه قاره هند پایین تر از عرض 25° شمالی است (مقادیر منفی یا $\nabla \cdot V < 0$ در شکل ۲-a). این در حالی است که با در نظر گرفتن باد واگرا، از یک سو بخش های میانی و شمالی جنوب غرب آسیا و از سوی دیگر عرض های پایین تر از 5° شمالی نقش چشمه انرژی را برای کمربند یاد شده بازی می کنند ($\nabla \cdot V > 0$). چنین الگویی از جریان در منطقه جنوب غرب آسیا تا اواخر ماه می تداوم می یابد.

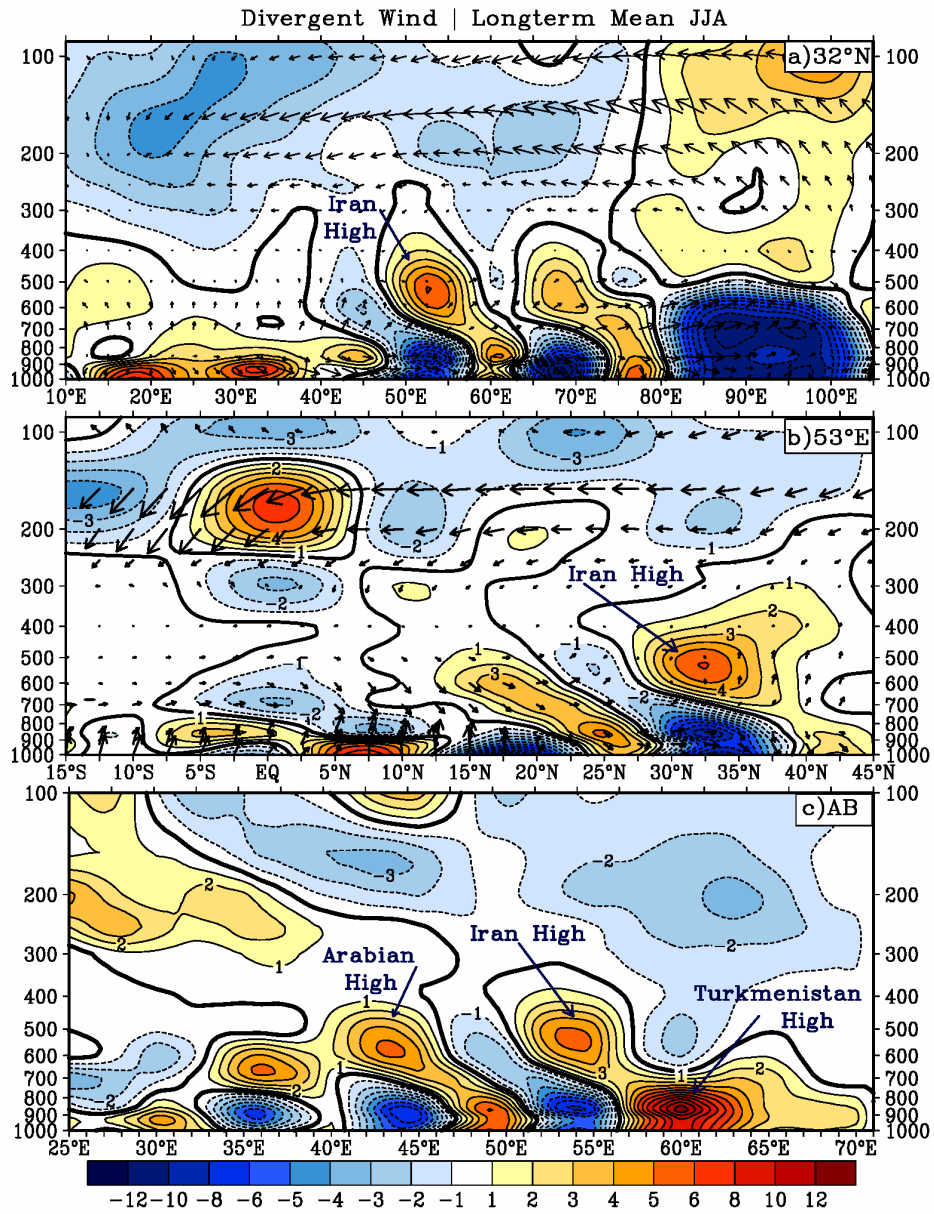
اما در ابتدای ماه جون و در پی آغاز (Onset) گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا، الگوی یادشده به طور کامل تغییر یافته و همان طوری که شکل ۲-b نشان می دهد تمامی مناطق واقع در جنوب غرب آسیا تا مرکز مدیترانه، به محل همگرایی جریانات منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا مبدل می گردد. بدین ترتیب می توان گفت با شکل گیری 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-b و ۲-c) و در مقابل مناطق واقع در جنوب غرب آسیا و مدیترانه شرقی محدوده اصلی همگرایی این جریان و در واقع چاه های گرمایی محسوب می گردند ($\nabla \cdot V < 0$). منطقه مرکزی افغانستان و شرق مدیترانه با کمینه همگرایی ۵- واحد، چاه های گرمایی اصلی در ابتدای فصل موسمی محسوب می گردند (شکل ۲-b). به نظر می رسد بخش عمده ای 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 بخش های عمده ای از شبه جزیره عربستان توسط هوای برخاسته از جانب غربی شبه قاره هند تغذیه می گردد. چنین الگویی همان طوری که شکل ۲-c نشان می دهد، الگوی غالب گردش بزرگ مقیاس جو بر روی جنوب غرب آسیا در طول تابستان (جون، جولای و آگوست) محسوب می گردد. یافته های این تحقیق، نتایج جنبی حاصل از برخی مطالعات گذشته را مورد تأیید قرار می دهد (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). با این تفاوت که برخلاف تحقیقات گذشته، گردش مداری غرب سو بر جانب غربی منطقه موسمی تنها به مناطق حاره ای محدود نشده و در عین حال برخلاف یافته کریشنامورتی (Krishnamurti, 1971b)، منطقه اصلی چاه انرژی گردش موسمی، مناطق میانی اقیانوس اطلس نبوده بلکه جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است.



شکل 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. نقشه ها برای یک دوره ۳۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۷۱) تهیه شد. میدان واگرایی افقی برحسب $10^{-6} m s^{-2}$ و خط AB نشان دهنده موقعیت نیمرخ در شکل ۳-۲ می باشد.

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 نیمرخ های یادشده به شکل مناسب تری امکان ارزیابی الگوی غالب گردش تابستانه بر روی منطقه مطالعه را فراهم می آورند. با توجه به شکل ۳-۲ مناطق جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه در طول تابستان یک جریان شرقی (غرب سو) غالب را در بردسپهر فوقانی (تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال و بالاتر) تجربه می کنند. جریان غرب سو با منشأ موسمی، به واسطه شیب مداری موجود، بیشینه شدت خود را درحداصل تراز ۱۵۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال (پوش سپهر تحتانی) تجربه می کند و مناطق بیشینه واگرایی و کمینه همگرایی یا چشمه ها و چاهه های اصلی انرژی با الگوی ارائه شده در شکل ۲-۲ و ۲-۳ مطابقت دارند. اهمیت این پدیده زمانی آشکار می گردد که ساختار نصف النهاری گردش جو مورد بررسی قرارگیرد. همان طوری که شکل ۳-۲ نشان می دهد در طول فصل تابستان برخلاف تصور موجود، جنوب غرب آسیا یک گردش نصف النهاری معکوس را تجربه می کند. به عبارتی دیگر گردش جو به جای آن که از جنوب به شمال بوده و تداعی کننده ی گردش هدلی کلاسیک باشد، جنوب سو (از شمال به جنوب) می باشد. جریان جنوب سو در بالاتر از تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال تسلط یافته و کمی بالاتر از تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال بیشینه شدت خود را تجربه می کند. 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 می کند. چنین ساختار گردشی معکوسی همان طوری که در ادامه خواهد آمد به واسطه شکل گیری یک شیب معکوس دما بین مناطق حاره و جنب حاره ایجاد گردیده است.

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۱۲

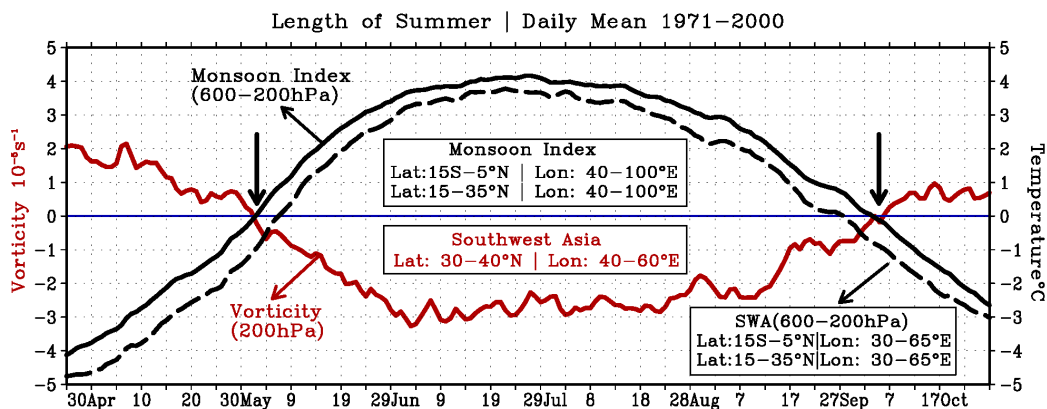


شکل ۳. نبرخ قائم متوسط میدان واگرایی افقی و باد واگرا (جون، جولای و آگوست). (a) در امتداد عرض ۳۲° شمالی. (b) در امتداد طول ۵۳° شرقی. (c) در امتداد خط AB نشان داده شده در شکل ۲-d. شکل ها برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) تهیه شد و میدان واگرایی برحسب 10^{-6} m s^{-1} می باشد.

بر اساس یافته های 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 می گردد. 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-ب) زمانی آغاز خواهد شد که دما در وردسپهر فوقانی و در امتداد نصف النهاری بر روی منطقه جنوب غرب آسیا از منطقه حاره ای پیشی گیرد. به همین ترتیب گردش تابستانه ی 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 داده های 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 می رسد. 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) می باشد (جدول ۲). شکل ۴ با بهره گیری از داده های متوسط گیری شده برای یک دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) نحوه آغاز، پایان و تغییرات شدت شاخص ها را در طول دوره گرم سال به تفکیک برای جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی نشان می دهد. برای فراهم نمودن درک مناسب تر، 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، می توان نحوه ارتباط بین شاخص ها را به شکل زیر تشریح نمود.



شکل 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.

با آغاز گردش موسمی در جنوب و جنوب شرق آسیا یک جریان غرب سوی مداوم در وردسپهر فوقانی شکل می گیرد که محل اصلی همگرایی و فرونشینی آن چاه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است (شکل ۲ و شکل ۳). متعاقب آن و تنها پس از چند روز، گردش واپرخندی گسترده ای بر روی جنوب غرب آسیا آغاز می گردد و ترازهای فوقانی وردسپهر را تحت تسلط خود در می آورد (شکل ۱-ا و شکل ۴). نزول مداوم هوا با منشأ موسمی و تداوم گردش واپرخندی، موجب گرمایش وردسپهر فوقانی در منطقه جنوب غرب آسیا می شود. در نهایت همان طوری که شکل ۴ و جدول ۲ نشان می دهند، به طور متوسط حدود ۱۰ روز پس از آغاز گردش موسمی، شیب نصف النهاری دما در منطقه جنوب غرب آسیا معکوس می گردد (شکل ۴ - خط چین سیاه). شکل ۵ روابط موجود بین شاخص های مورد استفاده در تحقیق را نشان می دهد. 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 ۰/۷۷-) و هم با شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیا (متوسط ۰/۸۰-) می باشد. در واقع چنین همبستگی

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۱۴

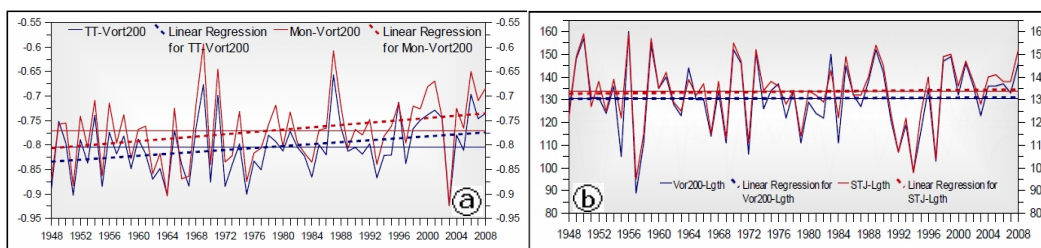
بالایی بین شاخص ها، وقوع فرآیندهای فیزیکی و دینامیکی فوق الذکر را مورد تأیید قرار می دهد. یافته های فوق، نتایج بدست آمده توسط هی و همکاران (۱۹۸۷) و یانای و همکاران (۱۹۹۲) را تأیید می نماید. در حقیقت محققان یاد شده در تشریح تکوین فصلی گردش موسمی، وقوع سازوکاری مشابه را عاملی جهت تقویت و گسترش آن دانسته اند.

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 می رسد. 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 و اچرخندی را تجربه می نماید (جدول ۲). در نهایت می توان گفت، شاخص فیزیکی معرف مناسبی برای تعیین زمان آغاز، پایان و طول فصل گردش تابستانه در منطقه جنوب غرب آسیا به شمار می آید. در عین حال، شاخص دینامیکی ارتباط شاخص فیزیکی را با گردش موسمی به نحو مناسبی تبیین می نماید.

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

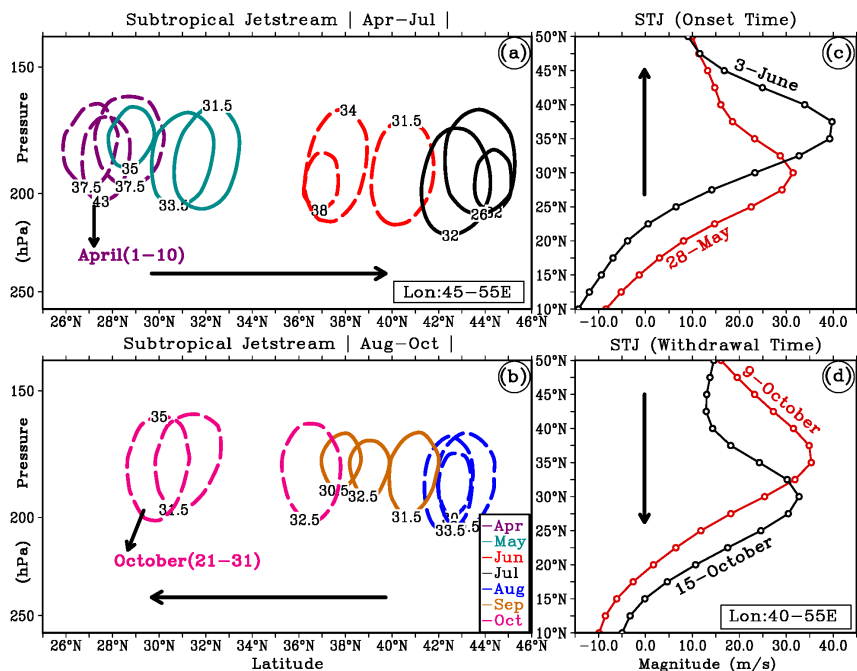
نام شاخص	زمان آغاز	زمان پایان	طول تابستان	زودترین آغاز	دیرترین آغاز	زودترین پایان	دیرترین پایان
شاخص فیزیکی (جنوب غرب آسیا)	۷ جون	۲۸ سپتامبر	۱۱۳	۱۹۵۶-۲۰۰۰ (می ۲۴)	۱۹۹۲ (۱۸ جون)	۱۹۷۴ (۱۲ سپتامبر)	۱۹۸۳-۱۹۷۱ (۱۷ اکتبر)
شاخص دینامیکی (جنوب غرب آسیا)	۱ جون	۱۱ اکتبر	۱۳۳	۱۹۵۶ (۱۲ می)	۱۹۶۹ (۲۲ جون)	۱۹۵۷ (۱۲ 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)

بررسی سایر جنبه های بزرگ مقیاس گردش جو تابستانه نشان دهنده آن است که در پی تسلط جریان غرب سو با منشأ موسمی و پس از شکل گیری گردش و اچرخندی 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 می کند. در پایان فصل تابستان و در پی محو گردش و اچرخندی گسترده، جهش ناگهانی جنوب سوی مشابهی در موقعیت هسته جت به وقوع می پیوندد. 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 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 می پیوندد. شکل ۶ تصویری اقلیمی از نحو وقوع این پدیده را نشان می دهد.



شکل ۵. (a) میزان همبستگی سالانه شاخص های گردشی در دوره مطالعه (۱۹۴۸-۲۰۰۸). خط آبی بیانگر همبستگی بین تاوایی تراز ۲۰۰ هپ (شاخص دینامیکی) و شاخص موسمی و خط قرمز همبستگی بین شاخص دینامیکی و شاخص فیزیکی جنوب غرب آسیاست. در محاسبه همبستگی از داده های 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 چین ها بیانگر روند می باشند.

با توجه به شکل ۶-۲ در حالی که هسته بیشینه سرعت جت در پایان ماه می در عرض 31° تا 33° شمالی جای گرفته است، اما در دهه اول ماه جون جت به واسطه یک جهش شمال سو در عرض 37° تا 38° شمالی استقرار می یابد. این ویژگی در شکل ۶-۳ به شکل بارزتری نشان داده شده است. در شکل هسته جت ضمن جهش شمال سوی 7 تا 8 درجه ای، افزایش سرعتی به میزان 8 الی 10 متر بر ثانیه را نیز تجربه می کند. وضعیت مشابهی در دهه دوم اکتبر و در زمان جهش جنوب سو مشاهده می شود (شکل ۶-۴). با این تفاوت که در جهش جنوب سو شدت جت تغییری ننموده و در عین حال میزان جابجایی عرضی جت نیز کمی کمتر (حدود 5 تا 6 درجه) می باشد (شکل ۶-۵). بدین ترتیب تغییرات عرضی ناگهانی جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا، چنان که شکل ۶-۵ نشان می دهد، می تواند به عنوان معیار دیگری جهت تشخیص فصل تابستان به کار رود. بر اساس شاخص جت، فصل تابستان در برگریخته تمامی روزهایی از دوره گرم سال است که در حداصل زمان جهش شمال سو و جنوب سوی جت قرار گیرند (شکل ۶-۵). نکته جالب آن که میزان همبستگی بین دو شاخص یاد شده به 0.97 بالغ می گردد.



شکل ۶ تشکیل جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا. (a) و (b) نمرخ ارتفاعی/عرضی بیانگر بیشینه سرعت باد در هسته جت جنب حاره. حلقه ها بیشینه باد مداری (U) متوسط گیری شده برای طول 45° تا 55° شرقی و دوره های 10 روزه از ابتدای آوریل تا پایان ماه اکتبر را نشان می دهند. در تهیه شکل ها از داده های روزانه 20 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 جهش ها (خط قرمز) نشان می دهند. داده ها برای دوره 61 ساله بوده و برای طول 40° تا 55° شرقی متوسط گیری شده است.

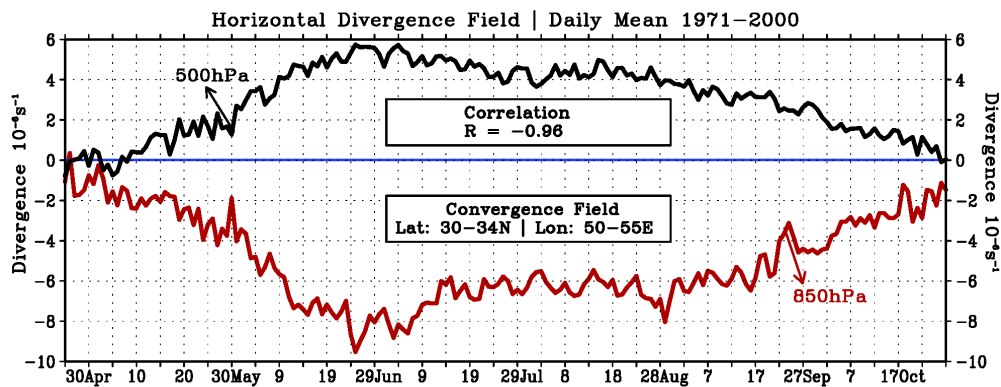
۲-۱-۳- وردسپهر میانی و وردسپهر زیرین

به طور کلی بر روی جنوب غرب آسیا مؤلفه های گردشی تابستانه در ترازهای میانی و زیرین جو در یک مقیاس همدید عمل نموده و از ساختار نسبتاً پیچیده ای برخوردارند. ترکیب شکل های ۲-۲ و ۳-۳ تصویر اقلیمی را از مؤلفه های گردشی حاکم در ترازهای میانی و زیرین ارائه می نمایند. عجیب آن که برخی از مؤلفه های گردشی مورد بررسی در این تحقیق اساساً از چشم محققان علوم جو به دور مانده و تاکنون در گردش جو مقیاس منطقه ای تصویر روشنی از آنها ارائه نگردیده است. برای مثال تصویر ارائه شده از مؤلفه های گردشی تراز زیرین در شکل ۲-۲ و ۳-۳ با تصویر اقلیمی ارائه شده توسط آراکاوا (۱۹۸۱)، آلپرت و همکاران (۱۹۹۰) و بیتان و ساآرونی (۱۹۹۲) متفاوت است. با توجه به شکل ۲-۲، جنوب غرب آسیا در ترازهای

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۱۶

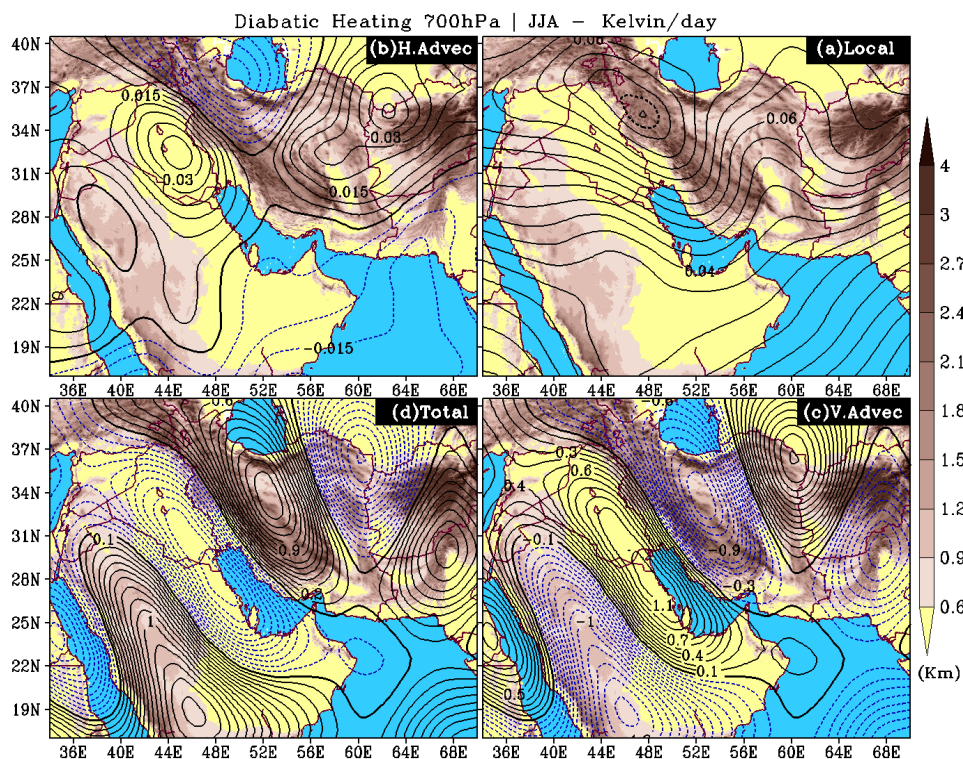
زیرین جو محل استقرار مجموعه پیچیده ای از مراکز کم فشار و پرفشار است. در حالی که از یک سو همگرایی جریانات هوا در نیمه غربی پاکستان، نیمه غربی فلات ایران و بخش غرب-جنوب غرب شبه جزیره عربستان موجب تشکیل مراکز کم فشار می گردد. از سوی دیگر، واگرایی هوا بر جنوب ترکمنستان و غرب خلیج فارس با استقرار مراکز پرفشار در ترازهای زیرین جو همراه است. مقایسه شکل ۲-d با نیمرخ های 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 می کنند و در بالاتر از این تراز به سرعت محو می گردند. در این میان تنها مرکز کم فشار زاگرس با یک انحنای غرب سوی قابل ملاحظه تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز قابل مشاهده است (شکل ۳-a و ۳-c).

در مقابل، تداوم واگرایی بسیار قوی در حدفاصل جنوب ترکمنستان، شمال شرق ایران و غرب-شمال غرب افغانستان موجب تشکیل «واچرخند ترکمنستان» می شود. با توجه به تصویر سه بعدی فراهم شده توسط شکل های 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 می گردد. 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 می گردد (شکل ۳-b و ۳-c). تصویر یاد شده زمانی پیچیده تر می شود که پرفشارهای ترازهای میانی (مراکز واگرایی) در غرب ایران و غرب عربستان به مؤلفه های گردشی تابستانه در جنوب غرب آسیا اضافه گردد. در واقع همان طوری که در نیمرخ های ارتفاعی شکل ۳ مشاهده می شود، پرفشار ایران و پرفشار عربستان به ترتیب در بالای مراکز همگرایی زاگرس و عربستان استقرار یافته اند. این نکته از این جهت حائز اهمیت است که انطباق فضایی مراکز پرفشار ایران و عربستان با مراکز همگرایی ترازهای زیرین می تواند بیانگر ماهیت پرفشارهای ترازهای میانی و 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 می کند. به طوری که میزان همبستگی روزانه بین مرکز پرفشار ایران و مرکز کم فشار زاگرس به ۰/۹۶- بالغ می گردد. بدین ترتیب می توان چنین نتیجه گرفت که واداشت های فیزیکی سطحی در مناطق مرتفع غرب ایران عامل اصلی کنترل کننده ی 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 واداشت های فیزیکی سطحی در تشکیل این پرفشارهاست. زرین و همکاران (۲۰۱۰ و ۲۰۱۱) در مطالعات خود این نکته را بخوبی یاد آور شده اند.



شکل 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).

با توجه به نقش و اهمیت واداشت های گرمایی سطحی، در ادامه ماهیت مؤلفه های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا با بهره گیری از جمله های معادله گرمایش در رو (معادله ۴ بعنوان باقی مانده معادله انرژی ترمودینامیک) مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرد. بهره گیری از جملات این معادله، ضمن بازسازی نحوه فرارفت گرما بر روی منطقه، فرآیند اصلی حاکم بر تشکیل مراکز فشار را آشکار می سازد. شکل ۸ مقادیر متوسط جمله های گرمایش در رو را برای فصل تابستان در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال نشان می دهد. 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 می پیوندد (شکل ۸-ا). میزان بیشینه گرمایش نیز در منتهی الیه شمال زاگرس به ۰/۰۹ کلوین در روز بالغ می گردد. در جمله فرارفت افقی، چشمه های گرمایی به ترتیب بر روی بین النهرین و شمال افغانستان و چاهه ها در جنوب غرب خزر و منطقه دریای عرب مشاهده می گردند (شکل ۸-ب). در مقابل، جمله فرارفت قائم گرما انطباق بسیار بالایی را با جمله گرمایش کلی نشان می دهد. در حقیقت، به واسطه ناچیز بودن جمله های گرمایش محلی و فرارفت افقی، توزیع فضایی گرمایش کلی انطباق کاملی را با توزیع گرمایش در جمله فرارفت قائم نشان می دهد (شکل ۸-ج و د). در جمله فرارفت قائم، خط چین ها معرف گرمایش حاصل از جریانات بالاسو و خطوط ممند بیانگر گرمایش ناشی از نزول هوا می باشند. 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 ی گرمایش $1/3$ ، $1/4$ و $0/8$ کلوین در روز را در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال تجربه می کنند که با توجه به شکل ۸-د، این گرما را از سطح فلات زیرین خود دریافت می کنند. در مقابل در منطقه شمال شرق ایران-جنوب ترکمنستان و غرب خلیج فارس، میزان بیشینه گرمایش قائم به ترتیب با $1/3$ و $1/1$ کلوین در روز به واسطه نزول هوا بر روی منطقه حاصل می گردد.



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

نتیجه برجسته ای که از مطالعه جمله های گرمایش در رو حاصل می شود آن است که، اساساً مراکز گردش و اچرخندی ترازهای

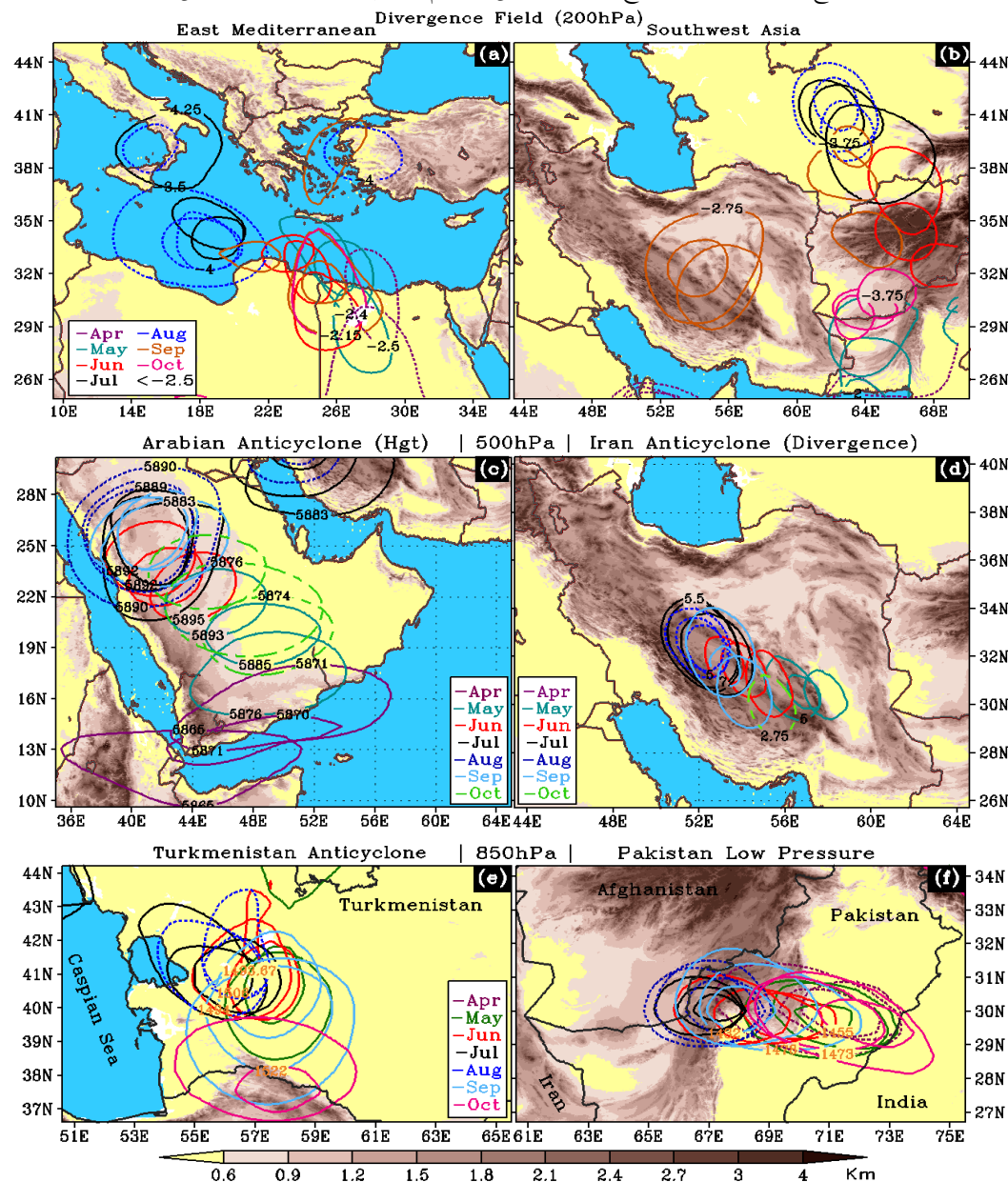
بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۱۸

زیرین بر روی خاورمیانه (پرفشار ترکمنستان و پرفشار غرب خلیج فارس) در نتیجه نزول مداوم هوا در تابستان شکل می گیرند. بدین ترتیب می توان در رابطه با ماهیت مراکز گردش و اچرخندی ترازهای زیرین چنین استدلال نمود که نزول مداوم هوای منشأ یافته از منطقه موسمی، شکل گیری مرکز پرفشار ترکمنستان و 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 واداشت های حرارتی ناشی از وجود منابع گرمای محسوس ارتفاع یافته به ترتیب بر غرب ایران و عربستان در ترازهای میانی وردسپهر شکل گرفته و یا تکوین می یابند (شکل ۸-۷). ساز و کار یاد شده مشابه فرآیندی است که در طول دوره گرم سال بر روی فلات تبت به وقوع می پیوندد. 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 می شود. در نهایت گرمایش موجب پیدایش گردش چرخندی و کم فشار گرمایی در سطح فلات و گردش و اچرخندی و پرفشار هسته گرم در وردسپهر فوقانی می گردد (گائو، ۱۹۸۱؛ یه، ۱۹۸۱؛ ۱۹۸۲؛ یانای و همکاران، ۱۹۹۲). همان طوری که پیش تر تشریح شد، منطقه مرتفع زاگرس و به طور کلی غرب فلات ایران ساز و کاری مشابه را در طول تابستان تجربه می کند. با این تفاوت که گرمایش در تراز پایین تری اتفاق افتاده و منجر به تشکیل پرفشار در ترازهای میانی جو می گردد.

جهت فراهم نمودن یک تصویر اقلیمی از مؤلفه های اصلی گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا، موقعیت و تکوین زمانی هریک از مؤلفه ها در دوره های زمانی ۱۰ روزه مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۹ بیانگر نحوه ی تکوین مهمترین مؤلفه های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیاست. با توجه به شکل های ۹-۱ و ۹-۲، در وردسپهر فوقانی، مقادیر کمینه همگرایی (مقادیر منفی) در دو منطقه اصلی قابل مشاهده است. منطقه نخست با یک امتداد شمالی-جنوبی، محدوده ای شامل پاکستان، افغانستان و ترکمنستان را در شرق 60° طول شرقی در بر می گیرد. دومین منطقه بر شرق تا مرکز مدیترانه جای گرفته و از وردایی نصف النهاری کمتری برخوردار است. همان طوری که منحنی های میانگین ۱۰ روزه ی کمینه میدان واگرایی نشان می دهند 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 می کند. این مرکز همگرایی در حفاصل پایان ماه می تا آغاز ماه جون ضمن یک جهش شمال سوی چند درجه ای بر روی افغانستان جای می گیرد. 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 می نماید. 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 می گردد (شکل ۹-۱). 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 ماه های جولای و آگوست در موقعیتی غربی تر و در مرکز مدیترانه استقرار می یابد و در بقیه ماه های تابستان عمدتاً بر جانب شمال غربی مصر و شمال شرق لیبی جای می گیرد (شکل ۹-۲).

در ترازهای میانی جو دو مرکز پرفشار عربستان (شکل ۹-۳) و پرفشار ایران (شکل ۹-۴) بارزترین ویژگی گردش مقیاس همدید محسوب می شوند. 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 می کند. در دهه اول ماه آوریل مرکز پرفشار در منطقه خلیج عدن جای می گیرد. 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 می کند. همان طوری که شکل ۹-۳ نشان می دهد، مرکز پرفشار در طول ماه های جون تا سپتامبر، شمالی ترین جایگاه سالانه خود را در حفاصل عرض 20° تا 28° شمالی تجربه می نماید. پس از آن و در طی ماه اکتبر پرفشار جابجایی جنوب شرق سوی خود را به سمت موقعیت زمستانه آغاز می کند. مجموعه بحث های 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 واداشت های گرمایی سطحی در منطقه فلاتی غرب عربستان (شکل ۳-۳)

(C-۸) می باشد. در مقابل، مرکز پرفشار ایران در تمام طول تابستان بر محور کوهستانی زاگرس استقرار می یابد. در ماه های جولای و آگوست و با افزایش گرمایش سطحی، پرفشار ایران شمال ترین موقعیت خود را بر روی زاگرس تجربه می کند. انطباق بالای مقادیر بیشینه واگرایی (شکل ۷) و بیشینه فرارفت قائم گرما (شکل ۸-C) با محور کوهستانی زاگرس بخوبی بیانگر نقش کوهها به عنوان منابع گرمای محسوس ارتفاع یافته در تشکیل و تداوم مرکز پرفشار ایران است (شکل ۹-d).



شکل 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 می باشد.

در ترازهای زیرین جو مرکز کم فشار پاکستان و واچرخند ترکمنستان از وردایی مکانی کمتری برخوردارند (e-۹ و f-۹). مرکز

بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا ۲۰

کم فشار پاکستان همان طوری که شکل ۹-f نشان می دهد در تمام طول تابستان بر بخش های میانی پاکستان جای می گیرد. در طی ماه های جون تا سپتامبر این مرکز کم فشار به واسطه افزایش گرمایش سطحی در موقعیت غربی تر و بر روی کوههای مرتفع غرب پاکستان استقرار می یابد.

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 می باشد (شکل ۸-c). از سوی دیگر چنان که شکل ۹-a نشان می دهد، منطقه پاکستان در ابتدا و انتهای دوره گرم سال محل همگرایی فوقانی و نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی می باشد. 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 واداشت های گرمایی سطحی است. اما در عین حال در بخشی از عمر خود نیز تواماً از فرونشینی هوای منشأ یافته از منطقه موسمی متأثر می گردد (رمیچ، ۱۹۶۶؛ فلون و همکاران، ۱۹۶۸). و اچرخند ترکمنستان نمونه ویژه و متمایز از مراکز پرفشار محسوب می گردد که به واسطه همگرایی و نزول هوای منشأ یافته از منطقه موسمی جنوب و جنوب شرق آسیا شکل می گیرد (شکل ۲-b و ۸-c). نزول مداوم هوا از بالای تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال آغاز شده و تا تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال ادامه می یابد (مفیدی، ۱۳۸۶). نزول مداوم هوا بر جانب شرقی دریای خزر و بر روی ترکمنستان موجب پیدایش یک مرکز پرفشار در ترازهای زیرین جو می گردد (شکل ۹-e).

۲-۳- وردایی زمانی مؤلفه های گردش جو تابستانه

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

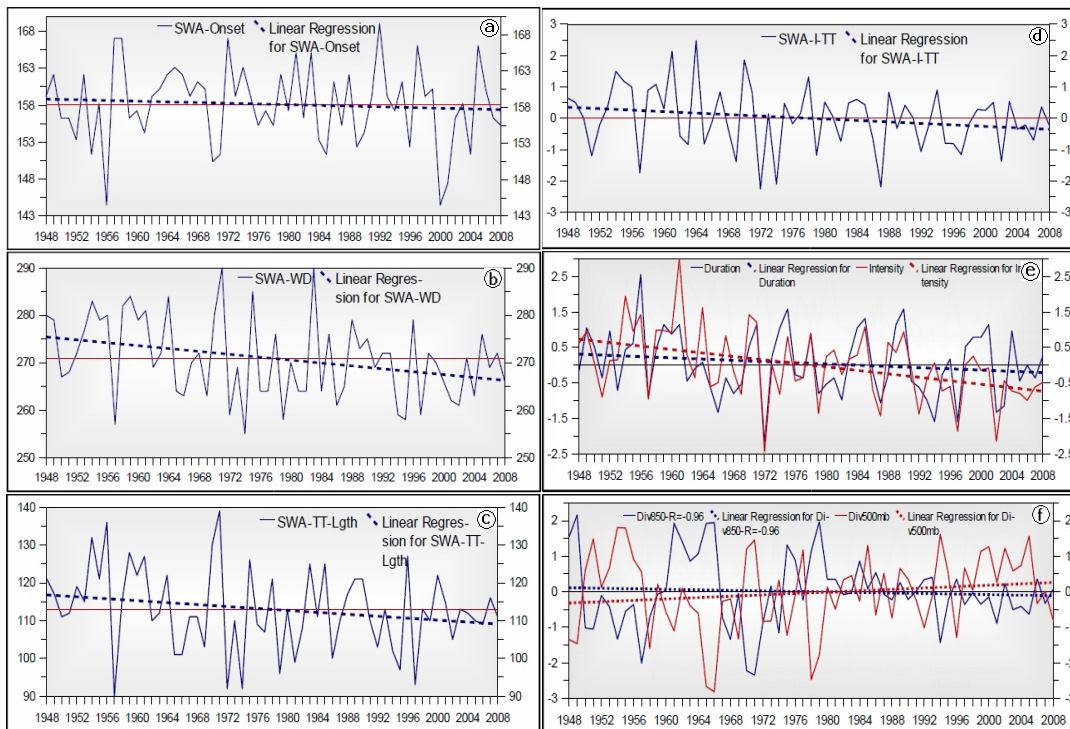
۱-۲-۳- وردایی گردش بزرگ مقیاس در وردسپهر فوقانی

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 می دهد. باتوجه به شکل، زمان متوسط برای شروع فصل تابستان در دوره مورد مطالعه (۲۰۰۸-۱۹۴۸) روز یکصد و پنجاه و هشتم از سال (۷جون-جدول ۲) می باشد. بر اساس این شاخص، اگر چه آغاز تابستان بر روی جنوب غرب آسیا در روند درازمدت خود تنها تغییرات ناچیزی را تجربه نموده، اما وردایی های سال به سال آن بسیار قابل ملاحظه بوده است. به عبارتی دیگر، در سال های اخیر تابستان در جنوب غرب آسیا تنها حدود ۱۳ روز زودتر از نرمال اقلیمی آغاز گردیده است. در مقابل، زمان پایان فصل تابستان تغییر روند آشکاری را بر روی منطقه نشان می دهد.

با در نظر گرفتن خط روند در شکل ۱۰-b، جنوب غرب آسیا کاهشی حدود ۱۰روز (روز ۲۷۵ در آغاز دوره و ۲۶۵ در پایان آن) را در زمان پایان یافتن فصل تابستان تجربه نموده است. این کاهش معنی دار عمدتاً ناشی از پایان یافتن زود هنگام فصل تابستان در طی دو-سه دهه اخیر و به طور مشخص تر سال های پس از ۱۹۸۳ می باشد. نتیجه کلی آن که طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا کاهش قابل ملاحظه ای را در طی دهه های 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 می دهد. بررسی وردایی سال به سال طول تابستان بیانگر آن است که سال های پس از آغاز دهه ۱۹۷۰ عمدتاً در مقایسه با سال های قبل از آن تابستان های کوتاه تری را تجربه کرده اند. با مقایسه سه نمودار ۱۰-a تا ۱۰-c می توان چنین نتیجه گیری کرد که کوتاه شدن طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا (از ۱۷ روزه به ۱۰۹ روزه) ناشی از پایان زودرس فصل تابستان در دهه های اخیر می باشد. از نظر فیزیکی می توان 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 می دهد. بر اساس شکل، گردش تابستانه در طول دوره ۶۱

ساله یک روند کاهشی را در شدت خود تجربه نموده است. انحراف استاندارد محاسبه شده میزان کاهشی حدود ۰/۸ تا ۰/۹ را برای کل دوره نشان می دهد. در این رابطه و در توافق با روند کاهشی طول فصل تابستان، عمدتاً سال های پس از آغاز دهه ۱۹۷۰ در مقایسه با سال های قبل از آن از شدت گردش کمتری برخوردار بوده اند. این نکته زمانی جالب تر می گردد که با طول فصل موسمی و شدت گردش آن در جنوب- جنوب شرق آسیا مقایسه گردد. همان طوری که شکل ۱۰-ع نشان می دهد، طول فصل موسمی و شدت گردش آن روند کاهشی مشابه ای را در طول دوره ۶۱ ساله نشان می دهند. در واقع چنین مشابهتی بیانگر ارتباط دینامیکی گردش منطقه ای بر روی جنوب غرب آسیا با گردش موسمی می باشد. مقایسه شکل های ۱۰-د و ۱۰-ع بیانگر آن است که میزان کاهش شدت گردش در سیستم موسمی به طور محسوسی از کاهش شدت گردش در جنوب غرب آسیا بیشتر است.



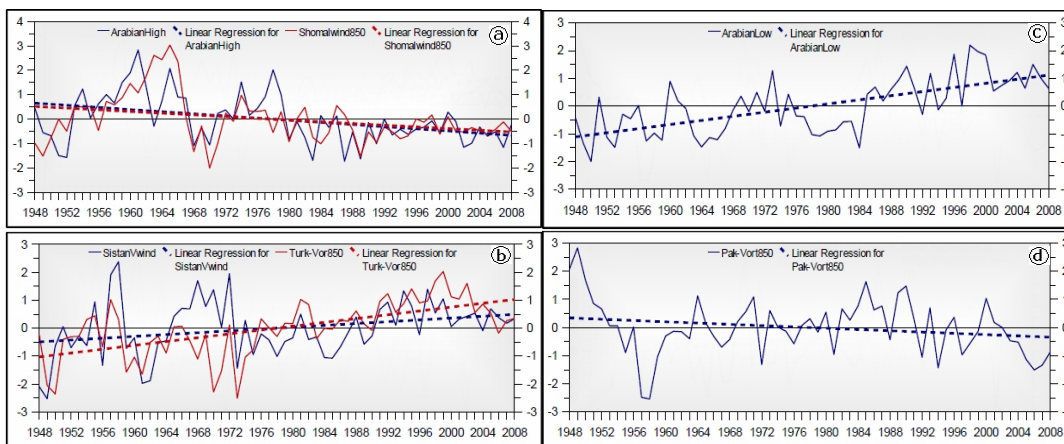
شکل ۱۰. ویژگی های گردش تابستانه جو بر روی جنوب غرب آسیا و منطقه موسمی جنوب- جنوب شرق آسیا. (a) تا (d) به ترتیب زمان آغاز، پایان، طول فصل تابستان و شدت گردش تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا با استفاده از شاخص فیزیکی (جدول ۱). (e) نمره استاندارد از میزان شدت (خط قرمز) و مدت (خط آبی) گردش موسمی بر اساس شاخص 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).

۲-۳-۲-۲- 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 الگویی متفاوت برخوردار بوده است. چنان که میدان واگرایی افقی نشان می دهد شدت گردش واگرا در مرکز پرفشار ایران یک روند افزایشی را در طول دوره مطالعه تجربه نموده است (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 واداشت های حرارتی کوههای مرتفع غرب فلات ایران در تغییرات سال به سال، همچنین روند درازمدت شدت گردش واگرا در مرکز پرفشار است. بررسی نمودارهای ۱۰-f نشان دهنده آن است که میزان تغییرات سال به سال در شدت گردش قبل از آغاز دهه ۱۹۸۰ به شدت بالا بوده،

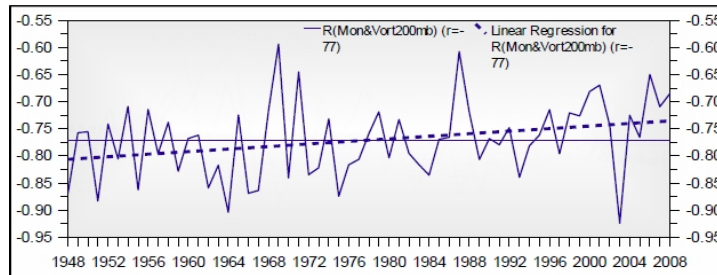
۲۲ بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا

در حالی که میزان تغییرات برای سال های پس از آن به طور محسوسی کاهش یافته است. بررسی سایر مؤلفه های 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 گردیده اند (شکل ۱۱-a و ۱۱-c). از سوی دیگر مراکز فشار در شرق فلات ایران - منطقه ترکمنستان و پاکستان کاهشی محسوس را در شدت فعالیت خود تجربه نموده اند (شکل ۱۱-b و ۱۱-d). جالب تر آن که در طول دوره مطالعه پدیده های اقلیمی مرتبط با هریک از مؤلفه های گردشی فوق نیز از وردایی زمانی مشابه و برجسته ای برخوردار بوده اند. 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-a). در مقابل، جریانات شمالی مقیاس منطقه ای در شرق فلات ایران (باد سیستان)، ضمن آن که از وردایی سال به سال مشابه با واچرخند ترکمنستان و کم فشارپاکستان برخوردار بوده، همچون دو مرکز فشار یادشده یک روند کاهشی محسوس را در طول دوره مطالعه تجربه نموده است (شکل ۱۱-b).



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

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 مؤلفه های گردشی جو پس از آغاز دهه ۱۹۸۰ به طور محسوسی در قیاس با دوره قبل از این تاریخ کاهش یافته است. در واقع مؤلفه های گردش تابستانه در سال های پس از ۱۹۸۰ انحرافات کوچکی را در شدت خود تجربه نموده اند (شکل 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 می تواند 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 بین دو گردش یادشده به ۰/۷۷- بالغ می گردد. علیرغم این ارتباط بسیار قوی، همبستگی روزانه مؤلفه های فوق یک روند کاهشی را در طول دوره ۶۱ ساله نشان می دهد. به طوری که خط روند کاهشی حدود ۰/۰۸- در ابتدای دوره و حدود ۰/۷۳- در پایان آن را برای دوره مطالعه به نمایش می گذارد.



شکل 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.

۴- نتیجه گیری

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

یافته های 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 می گیرد که محل اصلی همگرایی و فرونشینی آن چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا و شرق مدیترانه است. از نظر فیزیکی سرمایه تابشی اولیه در چاهه گرمایی جنوب غرب آسیا، به واسطه فرونشینی هوای برخاسته از منطقه موسمی به توازن می رسد. براساس نتایج تحقیق، جنوب غرب آسیا در طی دوره گرم سال، گردش بزرگ مقیاس شبه ساکنی را تجربه می کند 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 شکل گیری شیب معکوس نصف النهاری دما یک گردش هدلی معکوس را در امتداد نصف النهاری تجربه می کند.

نتایج تحقیق بیانگر آن است که در پی تسلط جریان غرب سو با منشأ موسمی، گردش و اچرخندی گسترده ای بر روی جنوب غرب آسیا تسلط می یابد. 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 می گردد. جهش شمال سو و جنوب سو جت به ترتیب تنها چند روز پس از تسلط و محو گردش و اچرخندی گسترده به وقوع می پیوندد. بر این اساس، جهش عرضی و ناگهانی جت جنب حاره بر روی جنوب غرب آسیا می تواند به عنوان معیاری جهت تشخیص فصل تابستان در نظر گرفته شد. نتایج بررسی حاضر یافته های 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, 1957; Yeh, 1959) و آغاز گردش موسمی (Yin, 1949; Staff Members of AS, 1957; 1958) مورد تأیید قرار می دهد.

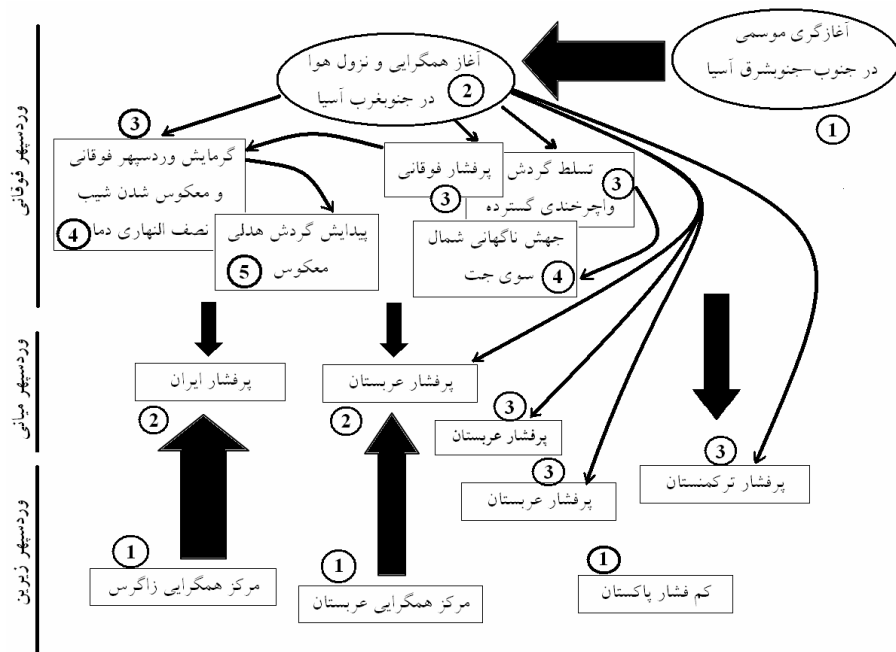
نتایج بررسی جمله های گرمایش در رو خاطر نشان می سازد که پرفشار ایران به واسطه ی وجود رشته کوههای زاگرس و در نتیجه فرارفت قائم گرما از سطح فلات مرتفع ایران در ترازهای میانی وردسپهر و در غرب ایران شکل گرفته و تکوین می یابد. محاسبه میدان واگرایی افقی بر سطح زاگرس و در مرکز پرفشار ایران وجود چنین ساز و کاری را مورد تأیید قرار می دهد. یافته های 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 می نماید.

واچرخند ترکمنستان چنان که نتایج بررسی نشان می دهد، 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 و اچرخند 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 شکل گیری یک مرکز پرفشار بر

جانب شرقی دریای خزر مورد تأیید قرار می دهد.

بر اساس 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 واداشت های گرمایی منطقه فلاتی غرب عربستان می باشد. 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 می کند. شکل ۱۳ به صورت شماتیک روابط مؤلفه های گردشی را با لحاظ نمودن تقدم زمانی در وقوع پدیده ها بر روی جنوب غرب آسیا نشان می دهد.

با بهره گیری از شاخص های 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 می رسد. 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 مؤلفه های اصلی گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا این نتیجه کلی حاصل شد که در طی دهه های اخیر طول فصل تابستان بر روی جنوب غرب آسیا کاهش قابل ملاحظه ای 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 می دهد. بررسی ها 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 دهه های اخیر می باشد. می توان 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.



شکل ۱۳. روابط مؤلفه های اصلی گردش جو تابستانه بر روی جنوب غرب آسیا با حفظ تقدم زمانی در یک تصویر شماتیک.

یافته های 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 نشان دهنده آن است که در قیاس با گردش بزرگ مقیاس، گردش های مقیاس همدید در وردیسپهر میانی و زیرین از الگویی متفاوت در شدت فعالیت خود

برخوردار بوده اند. بدین ترتیب که از یک سو در شبه جزیره عربستان مرکز پرفشار و کم فشار عربستان و همچنین باد شمال، به طور محسوسی تقویت گردیده اند و از سوی دیگر واپرخند ترکمنستان، کم فشار پاکستان و باد سیستان در شرق فلات ایران کاهشی محسوس را در شدت فعالیت خود تجربه نموده اند.

در بررسی ویژگی های 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 مؤلفه های 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 دهه های اخیر یک روند کاهشی را تجربه نموده است که می تواند بیانگر افزایش نقش عوامل مقیاس منطقه ای بر اقلیم جنوب غرب آسیا باشد.

سپاس گزاری: نویسندگان مقاله در زمان اقامت خود در مرکز ملی پژوهش های جوی (NCAR) از امکانات و تسهیلات فراهم شده در این مرکز برای انجام پژوهش حاضر بهره برده اند. بدین وسیله از مرکز ملی پژوهش های جوی بویژه از بخش تحلیل اقلیمی (CGD) و لابراتوار کاربردهای پژوهشی (RAL) تشکر می گردد.

References:

- 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.
- Arakawa, H., and Takahashi, K., 1981, Climates of Southern and Western Asia, In: *World Survey of Climatology*, **9**, Elsevier Scientific Publications, 183-229.
- Barry, R.G., and Carlton, A.M., 2001, *Synoptic and Dynamic Climatology*, London, Rutledge, 13-14.
- Bitan, A., and Saaroni, H. 1992, The horizontal and vertical extension of the Persian Gulf Pressure Trough, *International Journal of Climatology*, **12**: 733-747.
- Charney, J.G., 1975, Dynamics of Deserts and Drought in the Sahel, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**:193-202.
- Court, A., 1957, Climatology: complex, dynamic and synoptic, *Annals of the Association of American Geographers*, **47**: 125-136.
- 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.
- 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.
- 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.
- Fasullo, J. and Webster, P.J. (2003): A hydrological definition of Indian monsoon onset and withdrawal. *J. Climate* **16**: 3200-3211.
- 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.
- Flohn, H.H., Hantel, M., and Ruprecht, E., 1968, Air-Mass dynamics or Subsidence processes in the Arabian Sea summer Monsoon? *Journal of the Atmospheric Sciences*, **25**: 527-529.
- 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.
- Goswami BN, Xavier PK. 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.
- Gullen, H.M., 2005, Climate of Southwest Asia, In: J.E. Oliver, eds, *The Encyclopedia of Climatology*, Springer, Cornwall, 120-125.
- Hare, F.K., 1955, Dynamic and Synoptic Climatology, *Annals of the Association of American Geographers*, **45** (2): 152-162.
- 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.
- Hoskins, B., Neale, R., Rodwell, M., Yang, G.-Y., 1999. Aspects of the Large-scale tropical atmospheric circulation, *Tellus*, **51A-B(1)**: 33-44.

- Kalnay, E. and 21Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**: 437-471.
- 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.
- Krishnamurti, T.N., 1961, The Subtropical Jet stream of Winter, *Journal of Meteorology*, **18(2)**:172-191.
- Krishnamurti, T.N., 1971a, Tropical east-west circulations during the northern summer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**: 1342-1347.
- 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.
- 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.
- 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.
- Liu, JJ. and 5Co-authors, 2009, Analysis of the summertime 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.
- 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.
- 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.
- Lynch, A.H., and Cassano, J., 2006, *Applied Atmospheric Dynamics*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 41-55.
- Marotz, G.A., 2005, Dynamic Climatology, In: *The Encyclopedia of Climatology*, J.E. Oliver, Eds, Springer, Cornwall, 341-345.
- 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).
- 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).
- Parthasarathy, B. Munot, A.A. and Kothawale, D.R., 1992, Indian summer monsoon rainfall indices: 1871–1990, *Meteorological Magazine*, **121**: 174–86.
- Ramage, C.S., 1966, The Summer Atmospheric Circulation over the Arabian Sea, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **23**: 144-150.
- Rodwell, M.J. and Hoskins, B., 1996, Monsoons and the dynamics of Deserts, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**: 1385-1404.
- Rodwell, M.J. and Hoskins, B., 2001, Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, *Journal of Climate*, **14**: 3192-3211.
- Staff Members of Academia Sinica, 1957, On the General Circulation over Eastern Asia, PartI, *Tellus*, **9(4)**: 432-446.
- Staff Members of Academia Sinica, 1958, On the General Circulation over Eastern Asia, PartIII, *Tellus*, **10(1)**: 58-75.
- 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.
- Walker, M.J. 1975, On summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, **27(5)**: 491-496.
- Wallace, J.M., and Hobbs, P.V., 2006, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*, 2nd edition, London, Academic Press, 272-276.
- 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.
- Webster, P.J. 1994, The role of hydrological processes in Ocean-Atmosphere interactions, *Reviews of Geophysics*, **32(4)**: 427-476.
- Webster, P.J. and Yang, S. 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **118**: 877-926.

- 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.
- 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.
- 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.
- Yanai, M., Li, C., and Song, Z., 1992, Seasonal heating of the Tibetan plateau and it's effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **70(1)**: 319-351.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Zarrin, A., 1386 (2008), The analysis of summertime subtropical anticyclone over Iran, PhD thesis. Tarbiat Modares University, Tehran (in Persian).
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- Ziv, B., Saaroni, H., Alpert, P., 2004, The factors governing the summer regime of the Eastern Mediterranean, *International Journal of Climatology*, **24**: 1859-1871.