

الگوهای گردش جو بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴

بهلول علیجانی^۱، عباس مفیدی^{۲*}، زین‌العابدین جعفرپور^۳، عباسعلی علی‌اکبری بیدختی^۴

^۱ استاد، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلم تهران، کرج، ایران

^۲ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

^۳ استاد بازنشسته، گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت معلم تهران، کرج، ایران

^۴ استاد، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۱۰/۱۱، پذیرش نهایی: ۸۹/۱۱/۱۹)

چکیده

به منظور درک سازوکار حاکم بر وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران یک روش همدیدی مبتنی بر تحلیل جریان برگزیده شد. بر این اساس، داده‌های بارش روزانه تعداد ۱۵۲ ایستگاه هواشناسی برای دوره پایه ۳۳ ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) مورد پردازش قرار گرفت. با بررسی توزیع فضایی و زمانی بارش‌های تابستانه، یک منطقه بارشی ویژه در جنوب شرق ایران شناسایی شد. در این منطقه ژوئیه ۱۹۹۴ بیشترین و فراگیرترین بارش را در طول دوره بررسی داشته است. به منظور تعیین ساختار گردش جو و شناسایی الگوی همدیدی حاکم در ژوئیه ۱۹۹۴، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای فشاری ۱۰۰۰، ۸۵۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، نم ویژه ترازهای ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد در ۱۲ تراز فشار استاندارد به صورت میانگین ماهانه، روزانه و ۶ ساعته از مراکز ملی پیش بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جوی (NCEP/NCAR) تهیه شد. با استفاده از داده‌ها، نقشه‌های ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل، خطوط جریان، باد برداری، تاوایی نسبی و نمودارهای هاومولر و نیم‌رخ‌های تاوایی تولید و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. افزون بر این مسیر کم‌فشارهای موسمی برای ژوئیه ۱۹۹۴ ترسیم شد و شدت موسمی تابستانه نیز با استفاده از نمایه‌های ویستر-بانگ (WY)، تابش زمین تاب (OLR) و بارش تابستانه کل هند (AISMR) برای دوره آماری مورد بررسی، اندازه‌گیری شد. در نهایت ارتباط آنها با بارش تابستانه جنوب شرق ایران مورد بررسی قرار گرفت.

یافته‌ها نشان داد که منطقه اصلی بارش جنوب شرق کشور، محدوده‌ای مثلثی شکل در استان سیستان و بلوچستان در شرق ۵۸/۳۰ درجه طول شرقی و جنوب ۲۸/۳۰ درجه عرض شمالی است که کم‌وبیش هر ساله دارای بارش است. همچنین نتایج پژوهش بیانگر آن است که ورودش‌های ماهانه و سال‌به‌سال بارش تابستانه جنوب شرق ایران با تغییرات شدت موسمی روی شبه‌قاره هند، ارتباطی بسیار نزدیک دارد. دوره پرباران ژوئیه ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران، با افزایش شدت موسمی تابستانه، افزایش شمار کم‌فشارهای موسمی در غرب شبه‌قاره هند و ناهنجاری‌های مثبت بارش روی این شبه‌قاره همراه شده است. افزون بر این، بر روی جنوب غرب آسیا پرفشارهای جنب حاره‌ای، ترازهای فوقانی و میانی قوی‌تر و گسترش شمال‌سو و شرق‌سوی محسوس را تجربه کرده‌اند. در مقابل، گردش چرخندی ترازهای زیرین جو نیز به میزان قابل‌ملاحظه‌ای شدیدتر بوده است.

یافته‌ها روشن ساخت که به‌دنبال گسترش شرق‌سوی مرکز پرفشار جنب حاره‌ای ایران در ترازهای میانی و در سپهر و افزایش گردش و چرخندی بر جانب شمالی شبه‌قاره هند و پاکستان، جابه‌جایی غرب‌سوی کم‌فشارهای موسمی و ورود آنها به منطقه دریای عرب امکان‌پذیر شده است. در پی آن کم‌فشارهای موسمی با ایجاد و یا تقویت مراکز همگرایی روی جنوب و جنوب شرق کشور، در افزایش گردش چرخندی و وقوع بارش نقش داشته‌اند. نتایج پژوهش همچنین بیانگر آن است که کم‌فشار ایران عامل اصلی انتقال رطوبت و وقوع بارش‌های دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران است. تشکیل این کم‌فشار بر جانب شمالی خلیج فارس، ضمن افزایش گردش چرخندی در نیمه جنوبی کشور، با ایجاد جریان‌ات جنوبی مناسب روی جنوب شرق کشور و انتقال رطوبت دریای عمان در لایه‌ای کم‌ضخامت به منطقه مورد بررسی، موجب وقوع بارش‌های شدید روزهای پنجم تا دهم ژوئیه در جنوب شرق ایران شده است.

واژه‌های کلیدی: بارش جنوب شرق ایران، کم‌فشار موسمی، پرفشار جنب حاره‌ای ایران، کم‌فشار ایران، تحلیل جریان.

Atmospheric circulation patterns of the summertime rainfalls of southeastern Iran during July 1994

Alijani, B.¹, Mofidi, A.², Jafarpour, Z.³ and Aliakbari-Bidokhti, A.⁴

¹ Professor, Department of Geography, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran

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

³ Professor, Department of Geography, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran

⁴ Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 1 Jan 2008, Accepted: 8 Feb 2011)

Abstract

A synoptic method based on stream analysis is applied to understand the governing mechanism of summer rainfall occurrence in the south of Iran. Based on this, the rainfall data of 152 stations of Iran were analyzed for a 33-year period (1970-2002). Investigating the spatial and temporal distribution of summer rainfall, a typical rainy region is recognized in the south east of Iran. It is found that July 1994 had the greatest and most widespread rainfall during the study period. In order to understand the circulation patterns causing the summer rainfalls in the south east of Iran, 6-hour, daily and monthly mean values of geopotential height, specific humidity and zonal and meridional wind components of the different atmospheric levels were obtained from NCEP/NCAR reanalysis dataset. Using the abovementioned dataset, the geopotential height, streamline, vector wind and relative vorticity composite maps, the hovmoller diagrams and vorticity cross-sections are produced and analyzed. Also, the monsoon depressions track is drawn for July 1994 and summer monsoon intensity is determined for the study period by using the WY, OLR and AISMR indices. Finally, their relationship with the summer rainfall of the south east of Iran is analyzed.

The result showed that there is a triangular area in the south east of the country located to the east of 58:30 E and south of 28:30 N which has rain almost every summer. It is also found that the monthly and interannual variation of summer rainfall over the south east of Iran is in close relationship with the variation of summer monsoon intensity over India. The most humid period in southeast Iran, July 1994, is associated with the increased summer monsoon intensity, increased monsoon depression numbers over west India and the positive rainfall anomalies over India. Additionally, the upper and middle troposphere subtropical anticyclones over southwest Asia were stronger and experience the considerable north and eastward propagation. Conversely, the cyclonic circulation of the lower troposphere was significantly stronger. The results revealed that the eastward extension of the Iranian subtropical anticyclone at mid-troposphere and the associated increase of anticyclonic circulation over northern India and Pakistan are followed by the westward movement of monsoon depressions and their entering the Arabian Sea. In this case, the monsoon depressions by creating or strengthening the convergence centers over the south and south east of Iran have an important role in increasing the cyclonic circulation and precipitation occurrence. It is also found that Iran low is the main factor of moisture transport and the rainfall occurrence of 1-10 July 1994 in southeastern Iran. The formation of this low pressure in the north of the Persian Gulf, in addition to the increase of positive vorticity over the area, is the key factor in 5-10 July rainfalls of south eastern Iran, by making suitable southern winds over southeastern Iran and transporting the Oman sea moisture in a thin layer to the study region.

Key words: Southeast of Iran, Monsoon Depression, Iran Subtropical High, Iran Low, Stream Analysis.

۱ مقدمه

تنوع زمانی و مکانی قابل ملاحظه‌ای در ایران دارد. برهم کنش مداوم سامانه‌های گردش برون حاره و حاره‌ای، به گونه‌ای برجسته و گسترده چنین تنوعی را در طول سال موجب شده است (علیجانی، ۱۳۷۴). وقوع بارش‌های شدید و رگباری در دوره گرم و کم بارش تابستانه در مرزهای جنوب شرق کشور از نمودهای برجسته تنوع بارش و درعین حال از چالش‌های پایه‌ای در حوزه پژوهش‌های اقلیمی ایران محسوب می‌شود. با توجه به اهمیت و نقش این بارش‌ها در تأمین منابع آب و درعین حال به جهت بروز سیل‌های ویرانگر، وقوع چنین بارش‌هایی در دوره گرم سال در پژوهش‌های متعددی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

در یکی از نخستین بررسی‌ها راماسوامی (۱۹۶۵) بارش سیل‌زای ژوئیه ۱۹۵۶ در مناطق مرکزی و شمالی ایران را ناشی از گسترش غرب‌سوی سامانه موسمی هند دانسته است. راماسوامی گسترش غرب‌سوی پُرفشار تبت در تراز بالا و در پی آن گسترش غرب‌سوی کم‌فشار موسمی و انتقال رطوبت خلیج بنگال در ترازهای زیرین جو به همراه عمیق شدن یک ناوه شبه‌ایستا در غرب دریای خزر را از عوامل اصلی وقوع بارش‌های ژوئیه ۱۹۵۶ بیان کرده است. اسنید (۱۹۶۸) در تعیین تیپ بارش‌های جنوب غرب پاکستان، وقوع بارش تابستانه منطقه بلوچستان پاکستان و سواحل جنوب شرقی ایران را در درجه اول ناشی از وقوع توفان‌های همرفتی و سپس ناشی از گسترش غرب‌سوی کم‌فشارهای موسمی هند دانسته است. اسنید همچون «ساویر» (۱۹۴۷) بر این باور بود که تقویت فعالیت همرفتی و افزایش میزان صعود رطوبت در زیر پُرفشار جنب حاره‌ای، کف لایه وارونگی را به ارتفاع بالاتر انتقال می‌دهد و درنهایت به وقوع بارش‌های همرفتی منجر می‌شود.

پژوهش‌های اخیر در خصوص بارش‌های تابستانه

با آغاز دوره گرم سال، بزرگ‌ترین «چشمه گرمایی» نیمکره شمالی در شمال هند و برفراز فلات تبت شکل می‌گیرد (فلون، ۱۹۵۷؛ یه، ۱۹۸۱؛ ۱۹۸۲؛ شاک و جانسون، ۱۹۹۴). با پیدایش این چشمه گرمایی و پدیدار شدن هم‌زمان «چاهه گرمایی» در مناطق خشک غرب و جنوب غرب آسیا (هی و همکاران، ۱۹۸۷؛ یانای و همکاران، ۱۹۹۲؛ وبستر و همکاران، ۱۹۹۸) گردش مداری بزرگ مقیاسی موسوم به «گردش شرقی-غربی تابستانه» یا «گردش موسمی متقاطع (Transverse Monsoon)» منطقه جنب حاره‌ای جنوب غرب آسیا را تحت تسلط خود قرار می‌دهد (کریشنامورتی، ۱۹۷۱الف؛ یانگ و همکاران، ۱۹۹۲؛ وبستر، ۱۹۹۴؛ وبستر و همکاران، ۱۹۹۸؛ میهل، ۲۰۰۳). صعود مداوم و گسترده هوا در جنوب آسیا و ظهور گردش مداری غرب‌سو (کریشنامورتی، ۱۹۷۱الف؛ ۱۹۷۱ب؛ یانگ و همکاران، ۱۹۹۲)، با تشکیل و تقویت پُرفشارهای ترازهای فوقانی و میانی در جنوب و غرب آسیا دنبال می‌شود (هاسکینز، ۱۹۹۶؛ رادول و هاسکینز، ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۴الف و ۲۰۰۴ب). پُرفشارهای جنب حاره‌ای پیش‌گفته، مؤلفه اصلی و بلافصل در کنترل اقلیم منطقه جنوب غرب آسیا به‌شمار می‌روند (زیو و همکاران، ۲۰۰۴). بر این اساس، در بررسی ساختار قائم گردش جو تابستانه در سرتاسر خشکی‌های جنوب و جنوب غرب آسیا، در ترازهای زیرین و ردسپهر، شاهد حضور مراکز همگرایی و کم‌فشار و در ترازهای فوقانی شاهد استقرار مراکز واگرایی و پُرفشار هستیم (کریشنامورتی، ۱۹۷۱الف؛ وُو و لیو، ۲۰۰۳؛ چن، ۲۰۰۳ و ۲۰۰۵). نحوه ترکیب و آرایش این سامانه‌های فشاری، ویژگی‌های اقلیمی مناطق جنب حاره‌ای جنوب غرب آسیا، از جمله وقوع بارش تابستانه جنوب ایران را رقم می‌زند.

بارش به‌مثابه یکی از پرنمودترین پدیده‌های جوئی،

همدیدی-دینامیکی مبتنی بر تحلیل جریان اتخاذ شد. از منظر همدیدی، روش تحقیقاتی «محیط به گردش (environment to circulation)» مبنای اصلی بررسی‌ها در نظر گرفته شد (پارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱). بر این اساس مراحل زیر صورت پذیرفت:

۱-۲ تعیین منطقه و دوره شاخص بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران:

۱- با بررسی پراکندگی مکانی و تغییرات زمانی بارش‌های تابستانه در یک دوره اقلیمی، منطقه شاخص بارش‌های موسمی تعیین شد. برای تعیین رژیم درازمدت بارش در فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت)، داده‌های بارش روزانه تعداد ۱۵۲ ایستگاه سینوپتیک و باران‌سنجی برای یک دوره پایه ۳۳ ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد و مورد پردازش قرار گرفت. به جهت وجود نقص آماری، از ایستگاه‌های با دوره آماری ۱۰ سال و بیشتر استفاده شد. بررسی‌ها روشن ساخت که بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران کم‌ویش هر ساله در محدوده معینی از استان سیستان و بلوچستان به وقوع می‌پیوندد. از این روی با تولید و بررسی نقشه‌های بارش تابستانه برای همه سال‌ها در دوره پیش‌گفته، محدوده‌ای در شرق $28/30^{\circ}$ عرض و جنوب شرقی و جنوب $58/30^{\circ}$ طول شرقی به منزله محدوده اصلی بارش موسمی تعیین شد (شکل ۱د). در محدوده اصلی بارش موسمی که از این پس آن را «منطقه شاخص» می‌نامیم با استفاده از آمار بارش روزانه تعداد ۳۰ ایستگاه هواشناسی، میانگین منطقه‌ای بارش برای دوره پایه ۳۳ ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) تهیه شد.

۲- شدیدترین و فراگیرترین دوره بارش‌های موسمی تابستانه براساس شاخص‌های زیر تعیین شد:

- براساس تغییرات زمانی بارش تابستانه در منطقه شاخص، ماه ژوئیه ۱۹۹۴ به‌ویژه دهه نخست آن به‌مثابه پرباران‌ترین دوره شناسایی شد.

جنوب و جنوب شرق ایران در دو دسته اصلی طبقه‌بندی می‌شوند. محققان دسته اول وقوع بارش را مستلزم استقرار یک ناوه شبه‌ایستا در شمال ایران و شکل‌گیری جوّی کژفشار (Baroclinic) و در پی آن پیدایش جبهه در مناطق شمالی به‌واسطه ریزش هوای سرد دانسته‌اند (تقی زاده، ۱۳۶۶؛ جونبخش، ۱۳۷۴؛ نجار سلیقه، ۱۳۷۷ الف و ۱۳۸۰؛ عربی، ۱۳۷۹). در مقابل دسته دوم بر این باورند که به‌دنبال گسترش غرب‌سوی سامانه موسمی هند و افزایش فعالیت همرفتی و تقویت جریان صعودی، لایه وارونگی در منطقه جنوب شرق ایران در ترازهای زیرین جوّ گسیخته، و یا کف لایه وارونگی و به‌طور کلی پُرفشار جنب حاره به ارتفاع بالاتر جابه‌جا می‌شود. بدین ترتیب در نهایت امکان صعود رطوبت و بارش فراهم می‌شود (علیجانی، ۱۳۷۲، ۱۳۷۴ و ۱۳۷۶؛ نجار سلیقه، ۱۳۷۷ الف و ۱۳۷۷ ب، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۵؛ خوشحال، ۱۳۷۸). علی‌رغم همه تحقیقات صورت گرفته، هنوز میزان نقش و اهمیت سامانه‌های مقیاس همدید از جمله پُرفشار جنب حاره‌ای ایران، کم‌فشار موسمی هند، ناوه‌ای شبه‌ایستای شمالی و به‌طور کلی ساختار گردش جوّ در زمان وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، به‌خوبی مشخص نشده است. بر این اساس، هدف اصلی پژوهش حاضر تبیین الگوی گردش مرتبط با وقوع بارش تابستانه در منطقه جنوب شرق ایران است. برای رسیدن به هدف اصلی، هدف‌های مرحله‌ای زیر دنبال خواهد شد:

۱- تحلیل زمانی و مکانی بارش تابستانه جنوب شرق ایران به‌منظور شناسایی یک دوره شاخص بارش موسمی.

۲- تبیین ساختار گردش جوّ و شناسایی الگوی همدیدی حاکم در زمان وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران.

۲ مواد و روش

به‌منظور تبیین الگوی گردشی حاکم در زمان وقوع بارش‌های تابستانه در منطقه جنوب شرق ایران، یک روش

ابتدا مقادیر متوسط فصلی OLR برای عرض ۱۰ تا ۲۵ درجه شمالی و طول ۷۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی برای هر سال محاسبه شد. سپس متوسط درازمدت OLR برای همان قطاع تعیین، و میزان انحراف از میانگین برای هر سال محاسبه شد. براساس این نمایه مقادیر انحراف‌ها از میانگین فصلی برابر یا بیشتر از 10 W/m^2 + نشان‌دهنده موسمی تابستانه «قوی» ($\geq +10$) و مقادیر برابر یا کمتر از 10 W/m^2 - بیانگر موسمی «ضعیف» (< -10) خواهد بود (لی و یانای، ۱۹۹۶؛ وبستر و همکاران، ۱۹۹۸).

نمایه AISMR بیانگر بارش متوسط گیری شده فصلی بر روی تمامی زیر بخش‌های هند در ماه‌های تابستانی است (پارتاساراتی و همکاران، ۱۹۹۲). محاسبه نمایه با استفاده از تعداد ۳۰۶ ایستگاه باران‌سنجی که از توزیع مناسبی روی همه زیربخش‌های هند برخوردارند صورت گرفت. در واقع نمایه AISMR نشان‌دهنده یک میانگین وزنی از مجموع مقادیر بارش ماهانه برای فصل تابستان (JJA یا JJAS) روی شبه‌قاره هند است. در پژوهش حاضر برای آورد نمایه AISMR، مقادیر بارش متوسط ماه‌های تابستان (JJA) از پایگاه دپارتمان هواشناسی حاره‌ای هند (<http://www.tropmet.res.in>) تهیه شد. شایان ذکر است که در راستای سنجش با نمایه WY، میزان انحرافات در نمایه‌های OLR و AISMR و بارش جنوب شرق ایران به نمره استاندارد تبدیل شد. مقادیر متوسط فصلی برای هر تابستان (X_i) براساس مقادیر ماهانه JJA تهیه شد. با استفاده از مقادیر فصلی، میانگین دوره ۳۳ ساله (۱۹۷۰-۲۰۰۲) برای هر متغیر (X) به دست آمد. سپس میزان انحرافات هر تابستان از مقادیر نرمال تعیین شد و در نهایت براساس $\frac{x_i - \bar{x}}{SD}$ میزان انحراف استاندارد برای هر تابستان تعیین شد. در این رابطه مقادیر نمره Z برابر یا بیشتر از $1/5$ + بیانگر موسمی تابستانه «قوی» ($\geq +1/5$) و مقادیر برابر یا کمتر از $1/5$ - نشان‌دهنده موسمی «ضعیف»

- نمایه‌های «وبستر-یانگ (Webster-Yang) WY»، «بارش موسمی تابستانه کل هند (All-India AISMR)» و «تابش زمین تاب OLR (Summer Monsoon Rainfall)» که هر یک بیانگر جنبه‌هایی از شدت گردش موسمی تابستانه روی جنوب آسیا هستند، برای دوره زمانی (۱۹۷۰-۲۰۰۲) محاسبه شد. براساس این نمایه‌ها و با توجه به شاخص منطقه‌ای بارش جنوب شرق، بارش ماه ژوئیه ۱۹۹۴ در حکم شدیدترین و فراگیرترین بارش موسمی در جنوب شرق ایران شناسایی شد. در نمایه‌های «WY»، «OLR» و «AISMR»، به ترتیب از مقادیر متوسط ماهانه مؤلفه باد مداری و باد نصف‌النهاری ترازهای ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، مجموع بارش کل هند و OLR برای یک دوره ۳۳ ساله (۱۹۷۰-۲۰۰۲) استفاده شد. در نمایه WY متوسط فصلی ناهنجاری گردش بزرگ مقیاس موسمی تابستانه جنوب آسیا با استفاده از مقادیر انحراف از میانگین باد غربی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و باد شرقی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال براساس معادله زیر محاسبه شد (وبستر و همکاران، ۱۹۹۸؛ وانگ و فو، ۱۹۹۹):

$$M = (U_{850\text{mb}} - \bar{U}_{850\text{mb}}) - (U_{200\text{mb}} - \bar{U}_{200\text{mb}}) \quad (1)$$

براساس معادله فوق U مقدار متوسط ماهانه یا فصلی (JJA) مؤلفه باد مداری در عرض ۰ تا ۲۰ درجه شمالی و طول ۴۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی است. \bar{U} متوسط درازمدت مؤلفه باد مداری برای همان قطاع و برای همان تراز است. بدین ترتیب سرعت متوسط باد مداری هرماه یا هر فصل برای دو تراز ۸۵۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال از سرعت متوسط درازمدت مؤلفه U کم می‌شود. در این صورت اگر نتیجه حاصل خارج از محدوده $1/5 < M < -1/5$ باشد با توجه به علامت نتیجه، موسمی تابستانه «قوی» ($\geq +1/5$) یا «ضعیف» ($\leq -1/5$) خواهد بود (وبستر و یانگ، ۱۹۹۲). به منظور تعیین شدت موسمی تابستانه (JJA) براساس نمایه OLR،

(۱/۵-≤) است.

۲-۲ شناسایی و تحلیل الگوی گردشی بارش‌های جنوب شرق ایران در تابستان ۱۹۹۴

۱- در راستای بررسی ساختار گردش جو و تعیین الگوی همدیدی حاکم بر بارش‌های دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴، داده‌های دوباره تحلیل شده مراکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش جوئی امریکا (NCEP/NCAR)، (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶؛ کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱) با تفکیک مکانی ۲/۵ درجه در بازه‌های زمانی متفاوت شامل: متوسط ۳۰ ساله، ماهانه، روزانه و ۶ ساعته برای ماه ژوئیه به شرح زیر تهیه شد: داده‌های فشار ترازهای ۸۵۰، ۵۰۰ و ۲۰۰ هکتوپاسکال، نم و یژه ترازهای ۱۰۰۰ تا ۷۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه‌های باد مداری (U) و باد نصف‌النهاری (V) ۱۲ تراز استاندارد (۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال) و بارش. با استفاده از داده‌های فوق نقشه‌های ترکیبی فشار، خطوط جریان، باد برداری، تاوایی نسبی، نمودار هاومولر (Hovmoller) نم و یژه و باد نصف‌النهاری و نیم‌رخ‌های قائم تاوایی نسبی به منظور بررسی‌های همدیدی و تعیین الگوی گردش جو در مقیاس‌های زمانی متفاوت و برای ترازهای گوناگون تهیه شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

در پژوهش حاضر «تحلیل جریان هوا» با استفاده از نقشه‌های تاوایی نسبی، خطوط جریان و باد برداری مبنا و اساس بخش عمده‌ای از بررسی‌ها بوده است. از منظر روش‌شناسی، به کارگیری نقشه‌های فوق بر این مبنا استوار است که در دوره گرم سال، سرزمین ایران و بخش وسیعی از جنوب و جنوب غرب آسیا دارای جوئی نسبتاً «فشارورد (Barotropic)» است. در چنین دوره‌ای تغییرات فشارها کم و ناچیز است و ارزیابی برخی از پدیده‌های جوئی مهم و تأثیرگذار همچون پیدایش و تکوین کم‌فشارها، وقوع همرفت و شناسایی مناطق همگرایی، واگرایی و الگوی جریان هوا با استفاده از نقشه‌های فشار معمولی بسیار

دشوار است و در اغلب موارد امکان‌پذیر نیست (الفندی، ۱۹۵۰ و ۱۹۵۲؛ وبستر، ۱۹۸۳).

۲- برای روشن ساختن نقش کم‌فشارهای موسمی در وقوع بارش‌های ژوئیه ۱۹۹۴، با استفاده از مؤلفه‌های باد مداری و نصف‌النهاری تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نقشه‌های ترکیبی خطوط جریان و تاوایی نسبی برای همه روزهای ماه ژوئیه ۱۹۹۴ تولید شد. سپس با در نظر گرفتن بیشینه تاوایی مثبت و مرکز همگرایی جریان هوا، محل تشکیل، موقعیت و مسیر متوسط روزانه کم‌فشارهای موسمی هند استخراج و روی نقشه‌ای رسم شد.

۳ نتایج

۳-۱ منطقه و دوره شاخص بارش موسمی جنوب شرق ایران

۳-۱-۱ پراکندگی مکانی و تغییرات زمانی بارش در جنوب شرق ایران

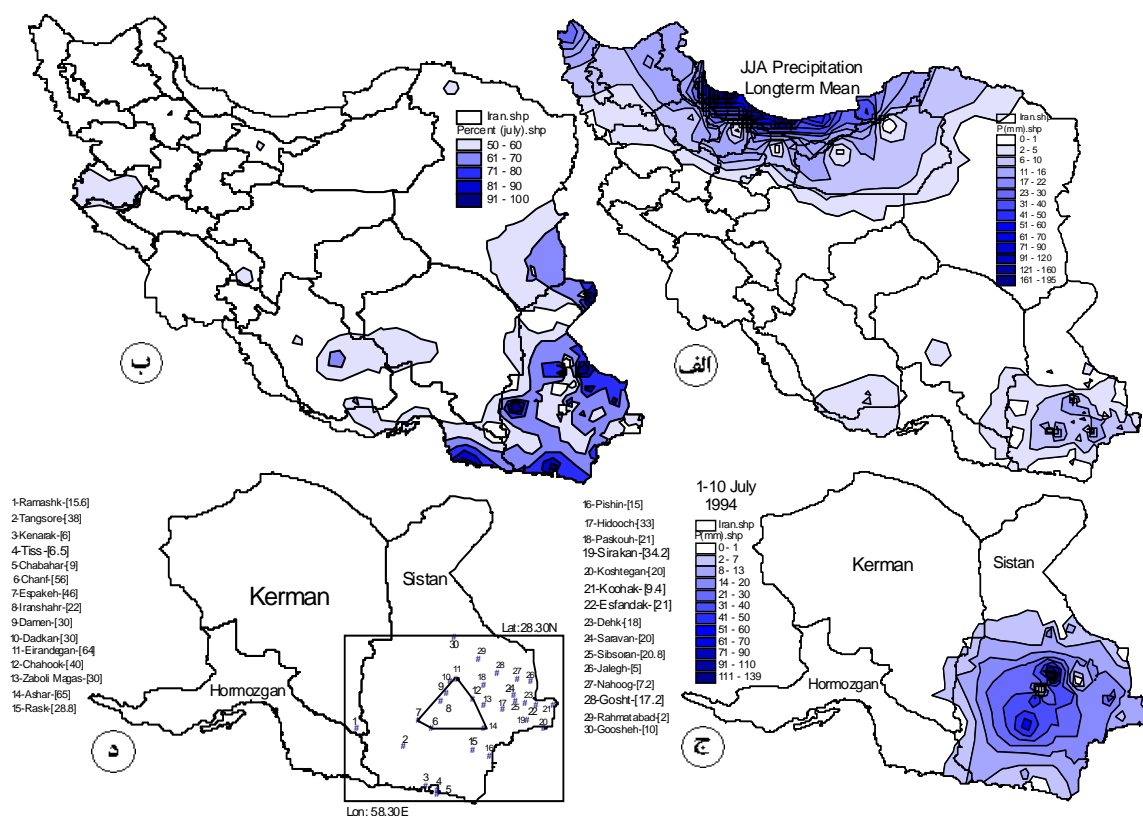
بررسی داده‌های بارش در دوره (۲۰۰۲-۱۹۷۰) نشان می‌دهد که بارش تابستانه ایران در دو منطقه اصلی شامل نوار شمالی با مرکزیت سواحل جنوبی دریای خزر (میانگین فصلی در انزلی ۱۹۴ میلی‌متر) و منطقه جنوب شرق کشور (میانگین بارش در آشار و ایرندگان ۶۴ میلی‌متر) فرو می‌ریزد (شکل الف). نقشه‌ها همچنین هسته‌های بارشی کوچک‌تری را روی جنوب استان فارس (میانگین در لار ۲۴ میلی‌متر) و جنوب غرب استان کرمان (میانگین در بافت ۱۴/۵ میلی‌متر) نشان می‌دهند. نکته قابل توجه در ارتباط با بارش‌های مناطق جنوبی، نقطه‌ای و محلی بودن وقوع بارش در دوره گرم سال است. نکته دیگری که از بررسی داده‌ها آشکار می‌شود آن است که در جنوب شرق کشور، در شرق ۵۸/۳۰ درجه طول شرقی و جنوب عرض ۲۸/۳۰ درجه شمالی، بارش‌های تابستانه تقریباً هر ساله به وقوع می‌پیوندد. این منطقه که در شکل ۱د با مستطیلی به نمایش در آمده، از این پس با عنوان «منطقه

است (شکل ۱ب). بررسی بارش‌های ماه ژوئیه در طی دوره ۳۳ ساله (۱۹۷۰-۲۰۰۲) نشان‌دهنده آن است که ماه ژوئیه ۱۹۹۴ پرباران‌ترین ماه در جنوب شرق ایران بوده است (شکل ۱الف). در ۱۹۹۴ منطقه شاخص در ۲۲ روز از ماه ژوئیه دارای بارش بوده (شکل ۱ب) و میانگین منطقه‌ای بارش به ۴۷ میلی‌متر در ماه رسیده است. این میزان بارش حدود ۴ برابر مقدار میانگین درازمدت بارش ژوئیه در منطقه شاخص است (شکل ۱ج) و بالاترین مقدار بارشی است که از ۱۹۷۰ تاکنون در این منطقه به ثبت رسیده است (شکل ۱الف).

شاخص «خوانده خواهد شد. در داخل منطقه یاد شده بیشترین فراوانی وقوع و درعین حال بیشینه بارش تابستانه در محدوده‌ای مثلثی شکل مشاهده می‌شود که رأس آن را ایستگاه ایرندگان و قاعده آن را ایستگاه‌های چانف، اسپاکه و آشار با مقدار متوسط بارش تابستانه بین ۴۵ تا ۶۵ میلی‌متر تشکیل می‌دهند (شکل ۱الف و ۱د).

۳-۱-۲ دوره بارش

بررسی ماهانه بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران نشان داد که سهم ژوئیه از ماه‌های دیگر بیشتر است و به‌طور میانگین سهم بارشی این ماه بین ۶۰٪ تا ۱۰۰٪ در نوسان



شکل ۱. بارش تابستانه ایران. (الف) مقدار متوسط بارش ایران برای یک دوره پایه ۳۳ ساله (۱۹۷۰-۲۰۰۲) در فصل تابستان (JJA). (ب) درصد سهم بارش ماه ژوئیه از مجموع بارش تابستانه. مقادیر کمتر از ۵۰٪ حذف شد. (ج) مقدار و نحوه توزیع بارش دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴. (د) منطقه شاخص (مستطیل) و محدوده‌ی بیشینه بارش (مثلث) به همراه ایستگاه‌های مورد بررسی و مقدار بارش آنها در جنوب شرق ایران.

در شاخص‌های یادشده به ترتیب $1/80$ ؛ $2/11$ - و $2/32$ است که از این جهت سه نمایه پیش گفته انطباق بسیار خوبی را در تعیین شدت موسمی تابستان ۱۹۹۴ نشان می‌دهند (شکل ۵۲).

به منظور فراهم ساختن درکی اقلیمی از رابطه شدت موسمی جنوب آسیا و بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، شدت موسمی به تفکیک برای هر یک از نمایه‌ها و برای ماه‌های تابستانه یک دوره ۳۳ ساله (۲۰۰۲-۱۹۷۰) محاسبه شد (شکل ۵۲) و در نهایت میزان همبستگی هر یک از نمایه‌ها با بارش‌های منطقه شاخص تعیین شد. بررسی‌ها نشان‌دهنده آن است که بارش‌های جنوب شرق ایران با نمایه AISMR که نمایه‌ای منطقه‌ای برای تعیین شدت موسمی روی هند است (پارتاساراتی و همکاران، ۱۹۹۲)، انطباق و ارتباط معنی‌دار و قوی را نشان می‌دهد (شکل ۵۲). به طوری که میزان همبستگی بین این دو به حدود ۶۰٪ بالغ می‌شود. در مقابل، ارتباط معنی‌داری بین تغییرات سال‌به‌سال شدت موسمی در نمایه‌های WY و OLR و بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران پیدا نشده است. در این ارتباط میزان همبستگی به دست آمده به ترتیب ۸٪ و ۲۰٪ است. نتایج بررسی‌های فوق بیانگر آنست که ورودش‌های زمانی و مکانی موسمی تابستانه روی هند ارتباط بسیار نزدیکی با ورودش بارش در منطقه جنوب شرق ایران دارد.

۳-۲ الگوهای گردش جو در دوره بارش موسمی

به منظور شناسایی نقش گردش بزرگ‌مقیاس در وقوع بارش ژوئیه ۱۹۹۴، نخست وضعیت همبستگی حاکم در مقیاس ماهانه، همچنین محل شکل‌گیری و مسیر کم‌فشارهای موسمی در ژوئیه ۱۹۹۴ مورد بررسی قرار می‌گیرد. سپس تحلیلی از الگوی گردش حاکم در مقیاس‌های زمانی چندروزه تا ۶ ساعته برای دوره بارشی دهه اول ژوئیه عرضه می‌شود.

بارش از روز ۲۹ ژوئن در دو ایستگاه دهک و سیراکان واقع در منتهی‌الیه شرق منطقه (شکل ۵۱) آغاز شده و تا روز دهم ژوئیه ادامه یافته است. در این میان روزهای ۴ تا ۱۰ ژوئیه بارشی فراگیرتر و شدیدتر از سایر روزهای ماه داشته است (شکل ۵۲ب)، به طوری که حدود ۸۰٪ از مجموع بارش ماهانه را به خود اختصاص داده است. در روز چهارم ژوئیه به یکباره مقدار بارش و شمار ایستگاه‌های دارای بارش افزایش و تا پایان روز ششم این وضعیت تداوم یافته است. سپس در طی روز هفتم از مقدار و وسعت منطقه بارشی به طور محسوسی کاسته شده اما در روزهای هشتم تا دهم مجدداً میزان بارش افزایش یافته است (شکل ۵۲ب). با افزایش شدت بارش در طی روزهای ۴ تا ۱۰ ژوئیه، ایستگاه‌های ایرندگان، چانف، ایرانشهر، سیب‌سوران، چاهوک و دادکان در محدوده مثلث اصلی بارش جنوب شرق به ترتیب با $138/5$ ، 84 ، $82/2$ ، 70 ، 68 ، $55/5$ میلی‌متر، بیشترین مقادیر بارش را داشته‌اند (شکل ۵۱ج). بیشینه مطلق بارش روزانه نیز در طی روزهای دهم و هشتم ژوئیه به میزان 57 و $51/5$ میلی‌متر به ترتیب در ایرانشهر و سیب‌سوران گزارش شده است.

۳-۱-۳ شدت بارش‌های موسمی ژوئیه ۱۹۹۴

وقوع بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران در ارتباط با سامانه گردش موسمی جنوب آسیا دانسته شده است (نچار سلیقه، ۱۳۷۷ الف). بر همین اساس بایستی ارتباطی بین ورودش‌های سال‌به‌سال شدت گردش موسمی تابستانه و بارش‌های تابستانه در منطقه شاخص وجود داشته باشد. بررسی سه نمایه تعیین شدت موسمی، اعم از «WY»، «OLR»، و «AISMR» بیانگر آن است که بارش‌های فراگیر ژوئیه ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران با یکی از شدیدترین موسمی‌های تابستانه چند دهه اخیر همراه بوده است (شکل ۵۲ و ۵۲). در این خصوص همان طوری که شکل ۵۲ نشان می‌دهد مقادیر شدت موسمی محاسبه شده



شکل ۲. ویژگی‌های بارش موسمی تابستان ۱۹۹۴ در منطقه شاخص. (الف) تغییرات سال به سال مقدار میانگین منطقه‌ای بارش ژوئیه. (ب) میانگین منطقه‌ای بارش روزانه (MP) به همراه تعداد ایستگاه‌های دارای بارش در هر روز (SN) در ژوئیه ۱۹۹۴. (ج) مقایسه بارش ماهانه ۱۹۹۴ با میانگین درازمدت (۱۹۷۰-۲۰۰۲) همان ماه‌ها. (د) ناهنجاری‌ها در شدت موسمی تابستانه (ژوئن، ژوئیه، اوت) براساس نمایه‌های WY, OLR, AISMR و بارش تابستانه منطقه شاخص (SE) برای یک دوره ۳۳ ساله (۱۹۷۰-۲۰۰۲). (ه) میزان انطباق بارش منطقه شاخص (SE) با بارش تابستانه شبه‌قاره هند. شکل براساس نمایه AISMR و از بیشترین ناهنجاری مثبت به بیشترین ناهنجاری منفی مرتب شده است. نمایه OLR برای قبل از ۱۹۷۹ به دلیل نبود داده، قابل محاسبه نبود و برخلاف سایر نمایه‌ها، مقادیر منفی در این نمایه بیانگر وقوع موسمی قوی است.

۳-۲-۱ تحلیل همدیدی در مقیاس ماهانه

بررسی موقعیت و شدت متوسط مراکز فشار در ترازهای فوقانی، میانی و زیرین و ردسپهر در ماه ژوئیه ۱۹۹۴ و مقایسه آن با وضعیت نرمال اقلیمی، نشان‌دهنده وقوع ناهنجاری‌های جوئی قابل‌ملاحظه در همه ترازهای و ردسپهر در مناطق جنوب و جنوب غرب آسیا است. استقرار مرکز پُراتفاح جنوب آسیا با کنتور مرکزی ۱۲۵۹۰ ژئوپتانسیل متر بر نیمه جنوبی ایران همراه با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل در همه مناطق واقع در جنوب غرب آسیا از ویژگی‌های همدیدی بارز تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در این ماه است (شکل ۳ الف). شکل ۳ ب مقادیر متوسط انحرافات ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال ژوئیه ۱۹۹۴ را در مقایسه با نرمال اقلیمی (۱۹۷۱-۲۰۰۰) نشان می‌دهد. با توجه به شکل، استقرار مرکز پُراتفاح روی ایران به ترتیب با کاهش گردش و اچرخندی و ارتفاع ژئوپتانسیل در منطقه جنوب- جنوب شرق آسیا و افزایش گردش و اچرخندی و ارتفاع ژئوپتانسیل روی جنوب غرب آسیا همراه شده است. چنین الگویی از استقرار مرکز پُرفشار جنوب آسیا که در تحقیقات اخیر با عنوان «مُد ایران» خوانده شده است (زانگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ زرین، ۱۳۸۶؛ زرین و همکاران، ۲۰۱۰)، از یک سو با افزایش قابل‌ملاحظه گردش و اچرخندی (کمینه تاوایی ۲- تا ۳/۶- واحد) و ارتفاع ژئوپتانسیل (بیشینه ۴۸ تا ۷۸ ژئوپتانسیل متر) در حفاصل شرق ترکیه تا شمال شرق افغانستان همراه شده و از سویی دیگر با کاهش چشمگیر گردش و اچرخندی (بیشینه تاوایی ۲/۲ واحد) و ارتفاع ژئوپتانسیل (کمینه ۵۰- ژئوپتانسیل متر) در جنوب و شرق فلات تبت همراهی داشته است (شکل ۳ ب).

بررسی وضعیت همدیدی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ژوئیه ۱۹۹۴ و مقایسه آن با نرمال اقلیمی نیز بیانگر تقویت مرکز پُراتفاح روی ایران و عمیق شدن مرکز کم‌ارتفاع

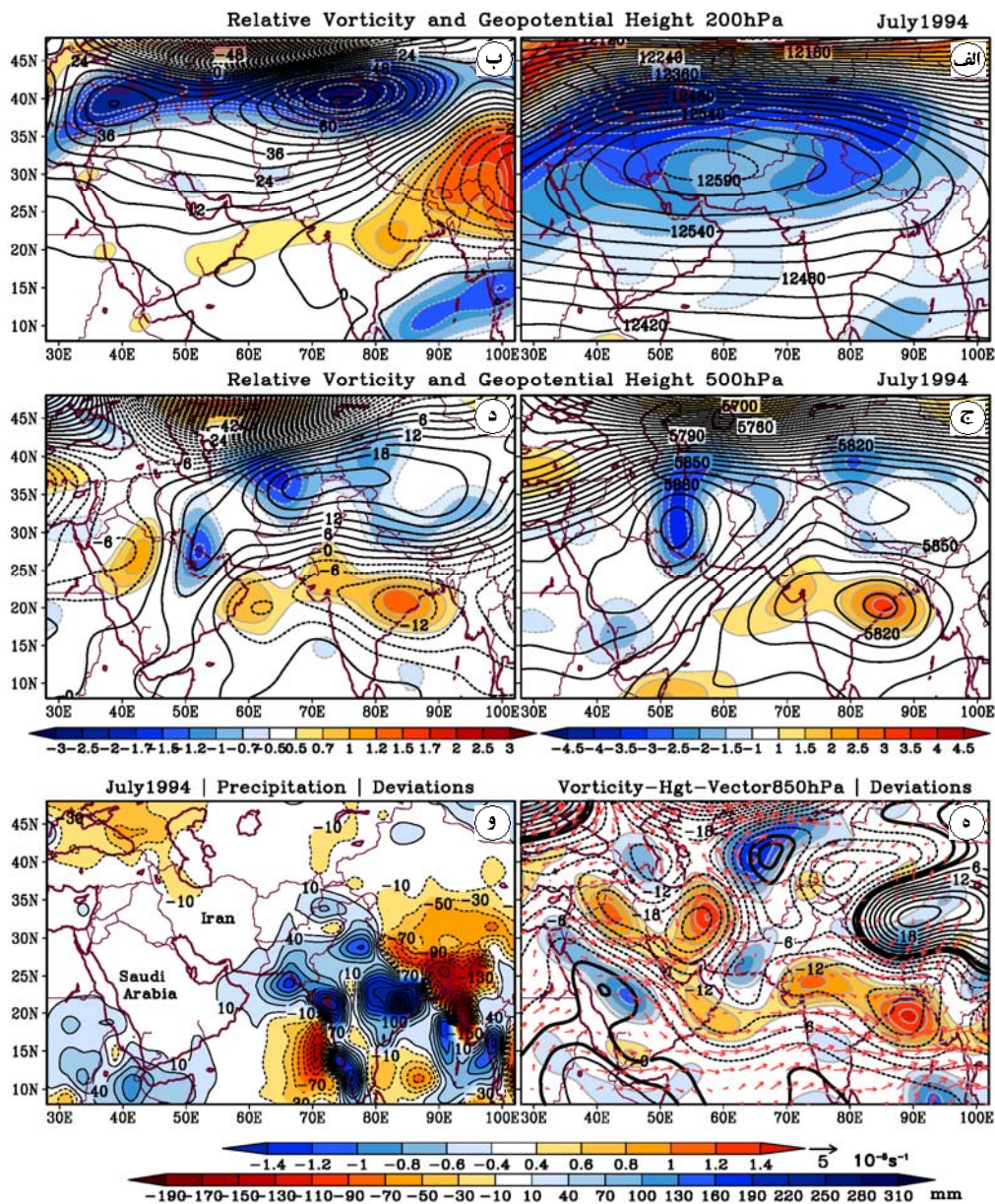
روی شبه‌قاره هند است (شکل ۳ ج و ۳ د). نقشه ناهنجاری تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از یک سو نشان‌دهنده افزایش گردش و اچرخندی و گسترش شمال سو و شرق سوی مرکز پُراتفاح روی ایران و از سوی دیگر افزایش گردش و اچرخندی و گسترش غرب سوی مرکز کم‌ارتفاع روی شبه‌قاره هند است (شکل ۳ د). با شکل‌گیری چنین الگویی، مقادیر ناهنجاری تاوایی منفی در منطقه خلیج فارس و شمال افغانستان به میزان ۱/۷ واحد در مقایسه با وضعیت متوسط ماه ژوئیه (۱۹۷۱-۲۰۰۰) بیشتر شده و در نهایت افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل (بیشینه ناهنجاری ۱۰ تا ۲۱ ژئوپتانسیل متر) و گردش و اچرخندی (کمینه ناهنجاری ۱/۷- واحد) به صورت یک کمربند در محدوده‌ای از خلیج فارس تا شمال هند ظاهر شده است (شکل ۳ د). در مقابل، فراوانی وقوع کم‌فشارهای موسمی (شکل ۴) موجب افزایش قابل‌ملاحظه گردش و اچرخندی و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در همه مناطق واقع در شمال خلیج بنگال تا شرق شبه‌جزیره عربستان شده است. به طوری که بیشینه ناهنجاری گردش و اچرخندی در شمال خلیج بنگال و دریای عرب به ترتیب به ۱/۵ و ۱ واحد رسیده است (شکل ۳ د).

بررسی وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل، تاوایی و جریان هوا در ترازهای زیرین و ردسپهر نیز وقوع ناهنجاری‌های قابل‌ملاحظه‌ای را در طی این ماه نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳ ه در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، علاوه بر کاهش چشمگیر ارتفاع ژئوپتانسیل در بخش‌های جنوبی و شرقی کشور، گردش و اچرخندی همراه با جریانات جنوب- جنوب غربی نیز همه مناطق واقع در نیمه جنوبی ایران را تحت تسلط خود قرار داده و بدین ترتیب شرایط مناسبی برای انتقال رطوبت و وقوع بارش در ترازهای زیرین جو روی جنوب شرق کشور مهیا شده است.

مقایسه وضعیت یادشده با وضعیت متوسط درازمدت

میزان ۲۴- ژئوپتانسیل متر همراه با شکل‌گیری منطقه بیشینه ناهنجاری گردش چرخندی به میزان ۱/۴ واحد بر نیمه شرقی کشور، تسلط جریانات جنوب-جنوب غربی با مقادیر انحرافات ۶ تا ۸ متر بر ثانیه را در طول ماه ژوئیه بر جنوب شرق کشور در پی داشته است (شکل ۳ه).

ماه ژوئیه (مفیدی، ۱۳۸۶، ص ۴۳ و ۶۰) نشان‌دهنده جایگزینی جریانات مسلط جنوب-جنوب غربی به جای جریانات شمالی در منتهی‌الیه جنوب شرق کشور و در عین حال ناپدید شدن کم‌فشار پاکستان در نقشه متوسط ژوئیه ۱۹۹۴ است. در این خصوص، کاهش ارتفاع به



شکل ۳. الف) و ج) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی ماه ژوئیه ۱۹۹۴ به ترتیب در تراز ۲۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال. ب) و د) و ه) مقادیر ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی ماه ژوئیه ۱۹۹۴ در مقایسه با وضعیت متوسط ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) به ترتیب در ترازهای ۲۰۰، ۵۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال. برای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ناهنجاری جهت و شدت وزش باد نیز نشان داده شده است. و) مقادیر ناهنجاری بارش ژوئیه ۱۹۹۴ در مقایسه با مقادیر متوسط ۲۵ ساله (۱۹۷۹-۲۰۰۳). در نقشه‌ها تاوایی برحسب $10^{-6} s^{-1}$ ، ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر، شدت باد برحسب متر بر ثانیه و بارش به میلی‌متر است.

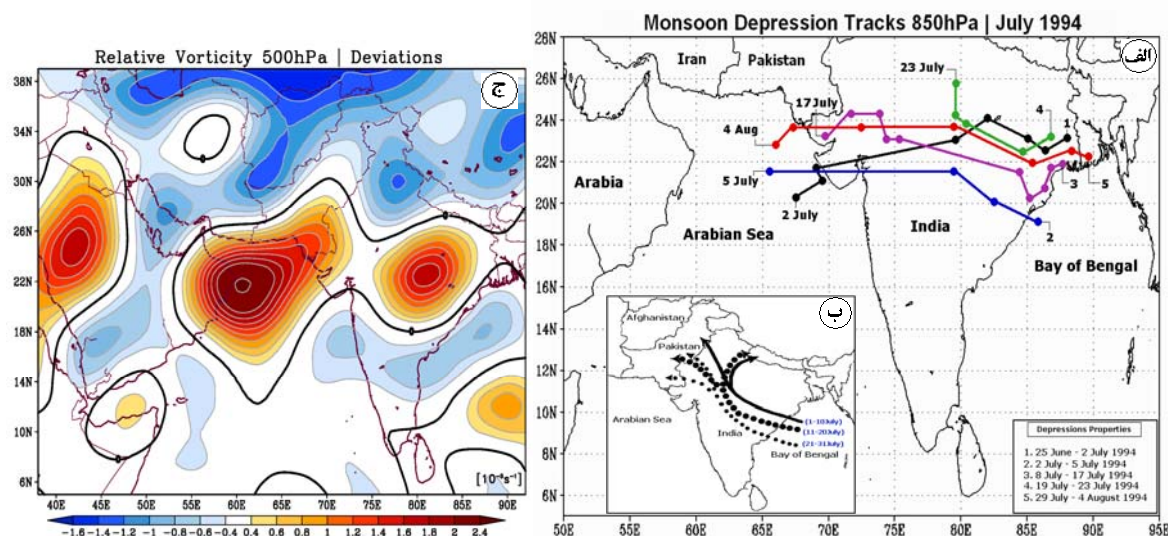
۳-۲-۲ کم فشارهای موسمی در ژوئیه ۱۹۹۴

بررسی‌ها بیانگر آن است که عامل اصلی وقوع بارش‌های تابستانه در نیمه شرقی دریای عرب، همچنین بارش‌های تابستانه پاکستان، جابه‌جایی غرب‌سوی کم‌فشارهای موسمی خلیج بنگال و تقویت مجدد آنها در شمال شرق دریای عرب (اسنید، ۱۹۶۸؛ رامامورتی، ۱۹۷۲؛ رسول و همکاران، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵) و یا تشکیل و تکوین کم‌فشارهای تراز میانی روی دریای عرب (رمیج، ۱۹۶۶؛ دیسای، ۱۹۶۷)، به‌ویژه در ماه ژوئیه است. نتایج پژوهش‌های پرشماری نشان‌دهنده آن است که کم‌فشارهای موسمی هند در حکم یکی از مؤلفه‌های مهم اقلیم تابستانه، نقش برجسته‌ای در ورودش مکانی و زمانی بارش در بخش‌های غربی شبه‌قاره هند دارند (مولی، ۱۹۷۳؛ سیکا، ۱۹۷۷؛ داس، ۱۹۸۶ و ۱۹۸۷؛ مولی و شاکلا، ۱۹۸۹؛ کشاورمورتی و راثو، ۱۹۹۲؛ چن و یون، ۲۰۰۰؛ چن و همکاران، ۲۰۰۵). همچنین آخرین یافته‌ها بیانگر آن است که در طی سه دهه گذشته، جابه‌جایی غرب‌سوی کم‌فشارهای موسمی با منشأ خلیج بنگال، شدیدترین و فراگیرترین دوره‌های بارش تابستانه جنوب شرق ایران را به همراه داشته است (مفیدی، ۱۳۸۶). از این رو با استفاده از نقشه‌های خطوط جریان و تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، محل اولیه تشکیل و مسیر روزانه همه کم‌فشارهایی که در ماه ژوئیه ۱۹۹۴ بر نیمه شمالی خلیج بنگال شکل گرفته و جابه‌جایی غرب‌سویی داشته‌اند، تعیین شد. کم‌فشار اول در روز ۲۵ ژوئن و کم‌فشار پنجم در روز ۲۹ ژوئیه شکل گرفته و هر یک به ترتیب به مدت ۸ و ۷ روز تداوم یافته‌اند. همین امر موجب شد تا روزهای پایانی ماه ژوئن و روزهای آغازین ماه اوت نیز (در مجموع ۴۰ روز) مورد بررسی قرار گیرد. شکل ۴-الف محل شکل‌گیری و مسیر روزانه کم‌فشارهای موسمی را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای دوره ۴۰ روزه پیش‌گفته نشان

می‌دهد. با توجه به شکل، در ژوئیه ۱۹۹۴ تعداد ۵ کم‌فشار شبه‌قاره هند را به سمت غرب در نور دیده‌اند که از این تعداد ۴ کم‌فشار به‌طور بی‌سابقه‌ای در یک جابه‌جایی غرب‌سو خود را به سواحل شمال شرقی دریای عرب رسانیده‌اند.

این تعداد کم‌فشار در مقایسه با تعداد متوسط ۲ تا ۴ کم‌فشار موسمی برای فصل تابستان (مولی، ۱۹۷۳؛ سیکا، ۱۹۷۷؛ داس، ۱۹۸۶؛ چن و همکاران، ۲۰۰۵) بسیار قابل ملاحظه است و اهمیت و برجستگی ژوئیه ۱۹۹۴ را نشان می‌دهد. این کم‌فشارها به‌طور متوسط حدود ۱۰۰۰ کیلومتر قطر داشته و به مدت ۷ روز تداوم یافته‌اند. کم‌فشارهای موسمی پس از ورود به داخل خشکی و در حین عبور از ایالت‌های غربی هند به تدریج ضعیف، اما در مجاورت دریای عرب مجدداً تقویت شده‌اند.

به‌منظور آشنایی بیشتر با خصوصیات کم‌فشارهای موسمی در ژوئیه ۱۹۹۴، شکل ۴ب مسیر متوسط اقلیمی کم‌فشارهای ماه ژوئیه و شکل ۴ج مقادیر متوسط ناهنجاری تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار کم‌فشارهای ژوئیه ۱۹۹۴ روی دریای عرب را نشان می‌دهند. مقایسه شکل‌های ۴الف، ۴ب و ۴ج بیانگر آن است که کم‌فشارهای موسمی در طی این ماه در نتیجه تداوم گردش و اچرخندی ناهنجار بر بخش‌های شمالی هند، پاکستان و شرق فلات ایران (شکل ۴ج) برخلاف معمول (شکل ۴ب)، عمدتاً مسیری شرقی-غربی را طی کرده و در نهایت در یک جابه‌جایی غرب‌سو در منتهی‌الیه شرق-شمال شرق دریای عرب پایان یافته‌اند. این وضعیت همان‌طوری که شکل ۴ج نشان می‌دهد، در مقایسه با شرایط نرمال، با انحرافات مثبت گردش چرخندی بر نیمه شمالی دریای عرب و مناطق جنوب شرقی ایران همراه شده، به‌طوری‌که بیشینه ناهنجاری گردش چرخندی بر جانب غربی دریای عرب به ۲/۴ واحد رسیده است.



شکل ۴. (الف) محل تشکیل و موقعیت متوسط روزانه کم‌فشارهای موسمی در ژوئیه ۱۹۹۴ در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. دوره تشکیل و تداوم کم‌فشارها با توجه به عده‌های سمت راست هر مسیر در جدول پایین نقشه مشخص شده است. (ب) مسیر جابه‌جایی متوسط کم‌فشارهای موسمی روی شبه‌قاره هند به ترتیب در سه دهه ماه ژوئیه (رسول و همکاران، ۲۰۰۵). (ج) مقادیر متوسط ناهنجاری تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در مقایسه با وضعیت متوسط ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰)، در زمان استقرار کم‌فشارهای ژوئیه ۱۹۹۴ روی نیمه غربی هند و منطقه دریای عرب.

۳-۲-۳ تحلیل همدیدی بارش دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴ در طی روز ۲۵ ژوئن ۱۹۹۴ و در پی فراهم شدن شرایط جوئی مناسب، یک کم‌فشار موسمی عمیق بر جانب شمالی خلیج بنگال و در محدوده دلتای گنگ پدیدار شد. این کم‌فشار تا پایان روز ۲۹ ژوئن با قطر متوسطی برابر با ۱۰۰۰ کیلومتر و بیشینه تاوایی ۵ واحد، جابه‌جایی غرب‌سوی گندی تا بخش‌های میانی شبه‌قاره هند داشت. کم‌فشار موسمی در ادامه مسیر خود در روز ۳۰ ژوئن به یکباره حدود ۱۰° به سمت غرب جابه‌جا شده و در یک حرکت جنوب‌سو بر جانب غربی ایالت گجرات هند و بر شمال شرق دریای عرب مستقر شد (شکل ۴الف-خط سیاه). این کم‌فشار پس از ورود به دریای عرب تقویت شد و تا پایان روز دوم ژوئیه منطقه گسترده‌ای از تاوایی مثبت و گردش چرخندی را در ترازهای زیرین و میانی و رده‌سپهر ایجاد کرد. هم‌زمان کم‌فشار موسمی

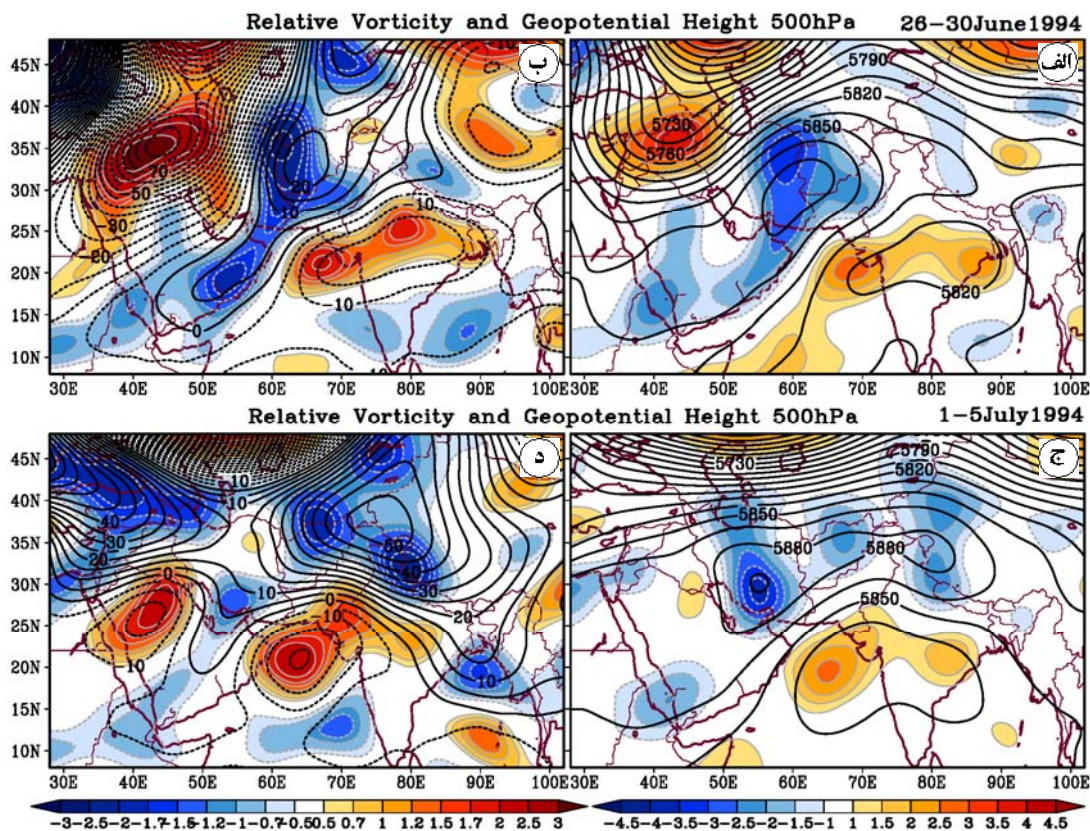
شکل ۳ و مقادیر ناهنجاری بارش ماه ژوئیه ۱۹۹۴ را در مقایسه با مقادیر متوسط اقلیمی نشان می‌دهد. با توجه به شکل، منطقه جنوب شرق ایران، سواحل جنوبی پاکستان، به‌ویژه بخش‌های جنوبی ایالت گجرات هند در این ماه به ترتیب به میزان ۳۰، ۱۹۰ و ۲۵۰ میلی‌متر بیش از مقدار متوسط بارش دریافت کرده‌اند. مقایسه شکل ۳ و با شکل ۴ مبین انطباق ناهنجاری‌های بارشی این ماه (شکل ۳) با تعدد کم‌فشارهای موسمی و جابه‌جایی غرب‌سوی آنها (شکل ۴الف و ۴ب) و درعین حال ناهنجاری‌های مثبت تاوایی روی هند و دریای عرب است (شکل ۴ج). در این میان در یک محدوده زمانی کوتاه و در طی روزهای اول تا پنجم ژوئیه ۱۹۹۴، جابه‌جایی غرب‌سوی دو کم‌فشار موسمی و ورود آنها به منطقه دریای عرب با شدیدترین و فراگیرترین بارش‌های ماه ژوئیه در منطقه جنوب شرق ایران همراه شده است.

ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب با میزان ناهنجاری ۳- واحد و ۲۰ ژئوپتانسیل متر بر نیمه شرقی فلات ایران بوده است (شکل ۵ب).

در روزهای آغازین ماه ژوئیه و در پی کاهش دامنه امواج غربی روی شرق اروپا و مدیترانه شرقی، مرکز پُراتفعا جنب حاره‌ای ایران در مقایسه با روزهای پایانی ماه ژوئن کمی به سمت غرب جابه‌جا و تقویت شده و پربند مرکزی آن با ۵۸۹۵ ژئوپتانسیل متر بر جنب شمالی خلیج فارس بسته شده است. در عین حال زبانه مرکز پُراتفعا ایران، متأثر از حرکت شرق‌سوی امواج غربی برون حاره، گسترش شرق‌سوی چشمگیری را تا نیمه شرقی فلات تبت داشته است (شکل ۵ج و ۵د).

دیگری نیز در روز دوم ژوئیه بر نیمه شمالی خلیج بنگال تشکیل شد و در یک جابه‌جایی غرب‌سوی سریع، فقط ظرف مدت سه روز به بخش شمالی دریای عرب رسید (شکل ۴الف- خط آبی).

بررسی مقادیر متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره یادشده و مقایسه آن با وضعیت نرمال اقلیمی بیانگر آن است که استقرار پشته‌ای قوی بر شرق اروپا در روزهای پایانی ماه ژوئن موجب شکل‌گیری ناوهای عمیق بر شرق مدیترانه و نیمه غربی ایران شده است. نتیجه مستقیم وضعیت یادشده، جابه‌جایی شرق‌سوی پُراتفعا جنب حاره‌ای ایران (شکل ۵الف) و در پی آن افزایش گردش واچرخندی و



شکل ۵. (الف) و (ج) نقشه‌های ترکیبی متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به ترتیب برای پنج روز پایانی ماه ژوئن (الف) و پنج روز آغازین ماه ژوئیه ۱۹۹۴ (ج). (ب) و (د) متوسط ناهنجاری ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای دوره‌های پنج روزه پیش‌گفته در مقایسه با وضعیت متوسط ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰). تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ و ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر است.

افزایش داده است. با وجود این همان‌طوری که شکل ۶ الف نشان می‌دهد، منطقه جنوب شرق ایران و نیمه جنوبی پاکستان تحت تسلط گردش و اچرخندی قرار دارد. بدین ترتیب علی‌رغم آنکه منطقه جنوب شرق ایران در شمال، غرب و جنوب با مراکز گردش چرخندی احاطه شده، اما در نتیجه تسلط گردش و اچرخندی و تاوایی منفی روی آن، امکان صعود مناسب هوا و وقوع بارش فراگیر تا ساعات پایانی روز سوم ژوئیه فراهم نشده است. بررسی مقادیر تاوایی نسبی در نیم‌رخ قائم جوّ نیز بیانگر تسلط گردش و اچرخندی بسیار قوی در طی روزهای اول تا سوم ژوئیه روی منطقه جنوب شرق ایران است (شکل ۷ الف). تسلط این گردش و اچرخندی که کمینه آن در ترازهای میانی و فوقانی و رِدسپهر به بیش از ۴- واحد بالغ می‌شود (شکل ۷ الف)، ضمن جلوگیری از به‌هم پیوستن مرکز کم‌فشار موسمی دریای عرب و مرکز گردش چرخندی داخل ایران (شکل ۶ الف)، مانع از شکل‌گیری جریانات صعودی هوا و وقوع بارش فراگیر در جنوب شرق ایران شده است (شکل ۷ الف).

در ساعات پایانی روز سوم و ساعات اولیه روز چهارم ژوئیه، گردش و اچرخندی حاکم بر جنوب شرق ایران به‌طور ناگهانی ضعیف و در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال ناپدید شد (شکل ۷ ب). به‌دنبال آن جریانات جنوب شرقی منشأ یافته از مرکز کم‌فشار موسمی دریای عرب، ضمن برخورد با جریانات شمالی، یک مرکز همگرایی را در جنوب شرق ایران ایجاد کرد. تقویت این مرکز همگرایی در ترازهای زیرین جوّ، همان‌طور که شکل‌های ۶ ب و ۶ ج نشان می‌دهند، موجب افزایش تاوایی مثبت به میزان ۲ واحد روی منطقه شده است. تداوم مرکز همگرایی و تسلط گردش چرخندی روی جنوب شرق ایران، در اواسط روز چهارم ژوئیه با شکل‌گیری جریانات جنوبی مناسبی روی دریای عمان و جنوب شرق ایران همراه شده (شکل ۸ ب)، که در نهایت همان‌طور که

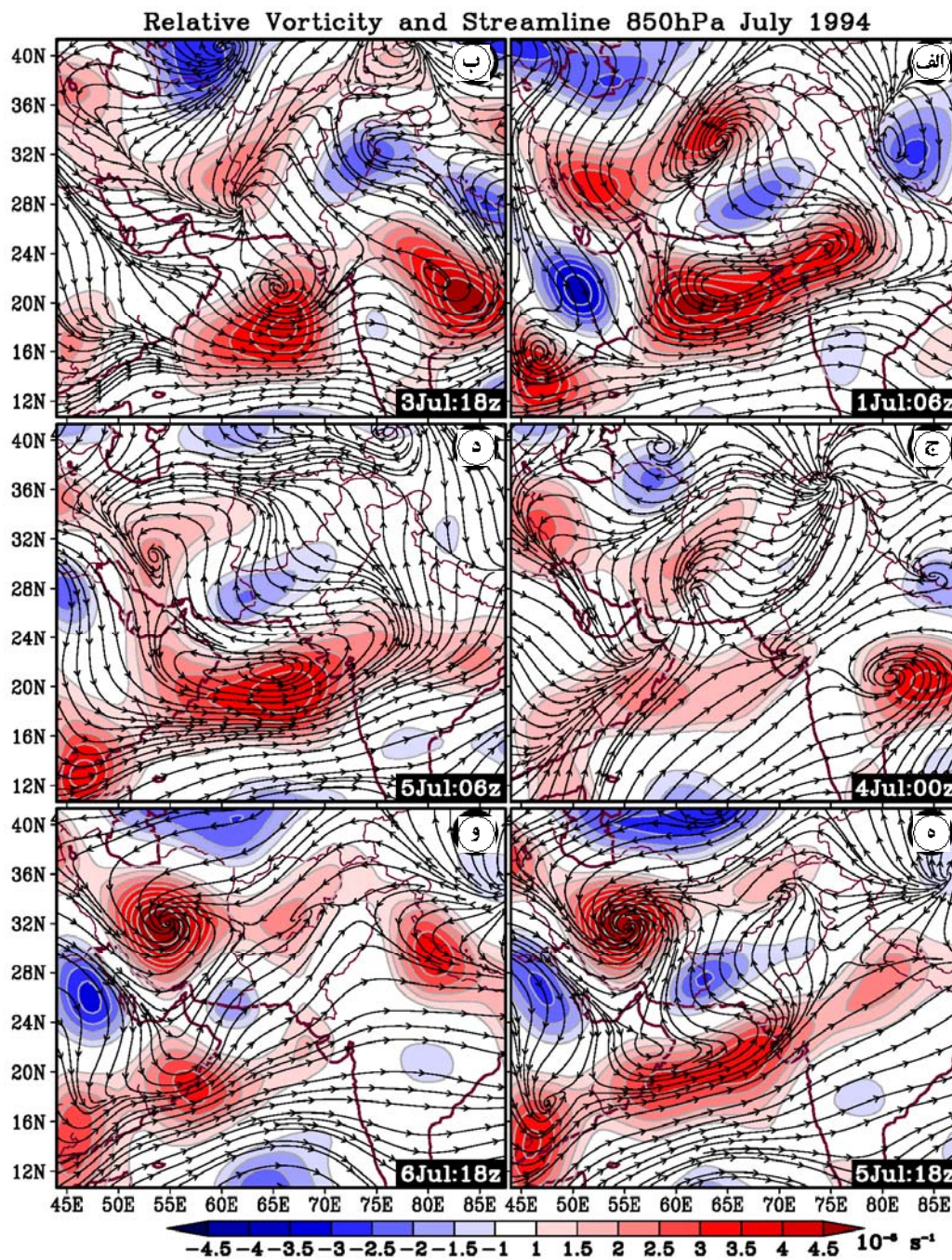
نتیجه چنین الگویی همان‌طور که شکل ۵ د نشان می‌دهد، افزایش ناهنجاری‌های ارتفاعی و افزایش شدت گردش و اچرخندی در ترازهای میانی و رِدسپهر بر شرق فلات ایران و همه مناطق واقع در جانب شمالی شبه‌قاره هند بوده است. به‌طوری‌که در پنج روز نخست ژوئیه ۱۹۹۴ متوسط بیشینه ناهنجاری ارتفاعی و کمینه تاوایی منفی بر جانب شمالی هند به ترتیب به ۵۰ ژئوپتانسیل متر و ۲/۵- واحد بالغ شده است (شکل ۵ د).

از بررسی وضعیت‌های یادشده می‌توان چنین نتیجه گرفت که در روزهای آغازین ژوئیه ۱۹۹۴، جابه‌جایی به سمت غرب و درعین‌حال جنوب‌سوی کم‌فشارهای موسمی و ورود آنها به منطقه دریای عرب (شکل ۴ الف- خط سیاه و آبی) با گسترش شرق‌سوی پُراارتفاع جنب حاره‌ای ایران در ارتباط بوده است. به‌عبارتی‌دیگر، شکل‌گیری کمربندی از گردش و اچرخندی بر جانب شمالی شبه‌قاره هند (شکل ۵ د)، ضمن جلوگیری از جابه‌جایی شمال-شمال غرب‌سوی کم‌فشارها، هدایت آنها را به سمت غرب در پی داشته است. در ادامه، به‌منظور فراهم آوردن درکی مناسب از نحوه وقوع بارش‌های دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴، وضعیت جریان هوا در ترازهای زیرین جوّ در مقیاس ۶ ساعته مورد تحلیل قرار خواهد گرفت.

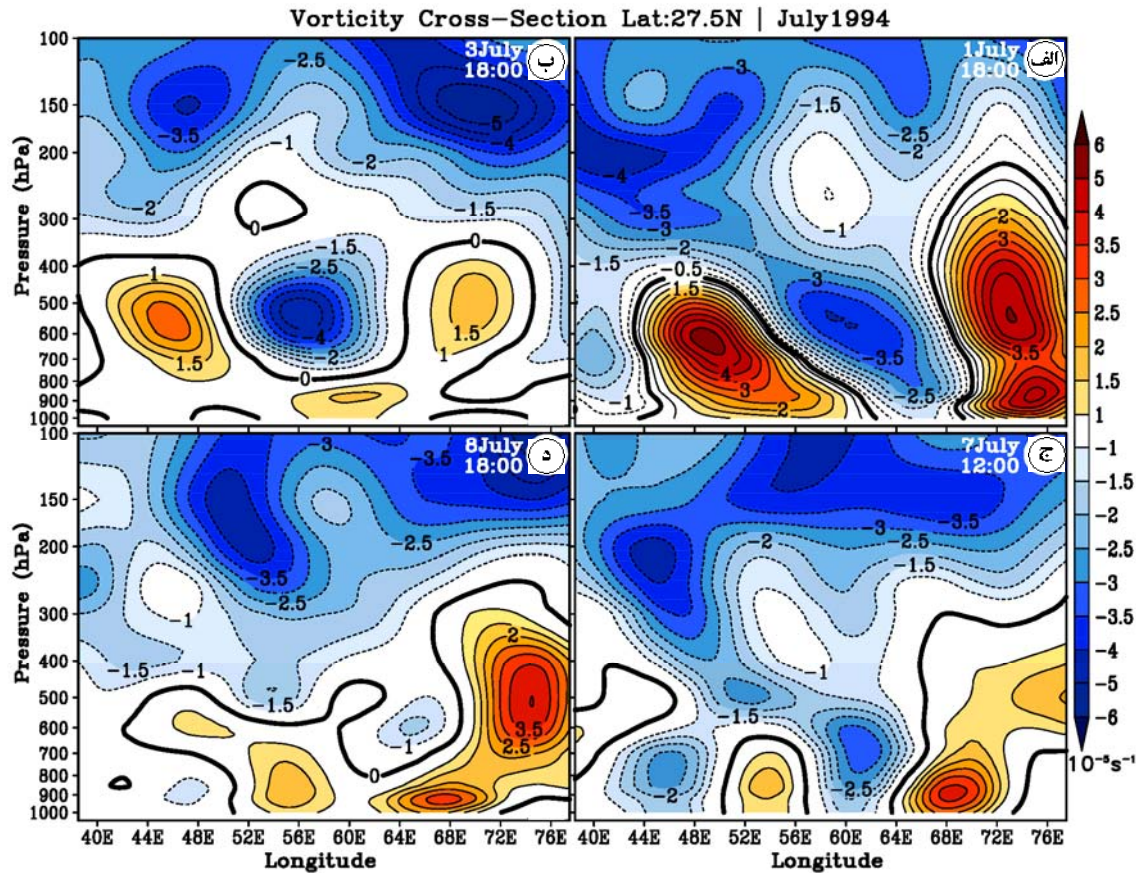
بررسی نقشه‌های خطوط جریان و تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مربوط به روزهای آغازین ژوئیه ۱۹۹۴ نشان‌دهنده آن است که در ساعات اولیه روز اول ژوئیه و در پی ورود نخستین کم‌فشار موسمی به بخش شمالی دریای عرب، گردش چرخندی به یکباره در این منطقه افزایش یافته است. به‌طوری‌که محدوده‌ای در حدفاصل غرب هند تا شرق شبه جزیره عربستان مقادیر تاوایی مثبت بیش از ۳ واحد داشته‌اند و بیشینه تاوایی در غرب دریای عرب به ۴/۵ واحد رسیده است (شکل ۶ الف). هم‌زمان تسلط یک مرکز همگرایی روی نیمه غربی افغانستان نیز گردش چرخندی را در این منطقه

منطقه، بارش‌های فراگیر و شدید روزهای چهارم و پنجم ژوئیه (شکل ۲ب) به وقوع پیوسته است.

شکل ۸ الف نشان می‌دهد، با انتقال قابل ملاحظه رطوبت دریای عمان به جنوب شرق کشور و صعود آن روی



شکل ۶. نقشه‌های خطوط جریان و تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای ساعات متفاوت دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴. مقادیر تاوایی نسبی برحسب 10^{-6} s^{-1} است و از نشان دادن مقادیر تاوایی بین -۱ تا +۱ (10^{-6} s^{-1}) صرف نظر شده است.



شکل ۷. نیمرخ قائم تاوایی نسبی با استفاده از داده‌های ۱۲ تراز فشاری در امتداد عرض $27/5^\circ$ شمالی برای زمان‌های متفاوت دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴. مقادیر تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ ، محور افقی و قائم به ترتیب نشان‌دهنده طول جغرافیایی و فشار برحسب هکتوپاسکال است.

(شکل ۵). گسترش این کم‌فشار، موجب تسلط گردش چرخندی و افزایش امکان صعود هوا در مناطق جنوبی کشور شد. در پی شکل‌گیری این کم‌فشار که از این پس با توجه به موقعیت جغرافیایی آن را «کم‌فشار ایران» می‌نامیم، جریان هوا بر جانب شرق- جنوب شرقی آن سبب انتقال رطوبت دریای عمان و منتهی‌الیه شمال غربی دریای عرب به منطقه جنوب شرق کشور شد. جریان مرطوب و کم‌ضخامت از اواخر روز پنجم تا روز دهم ژوئیه با جهت جنوب- جنوب غربی بر جنوب شرق کشور تداوم یافت (شکل ۶).

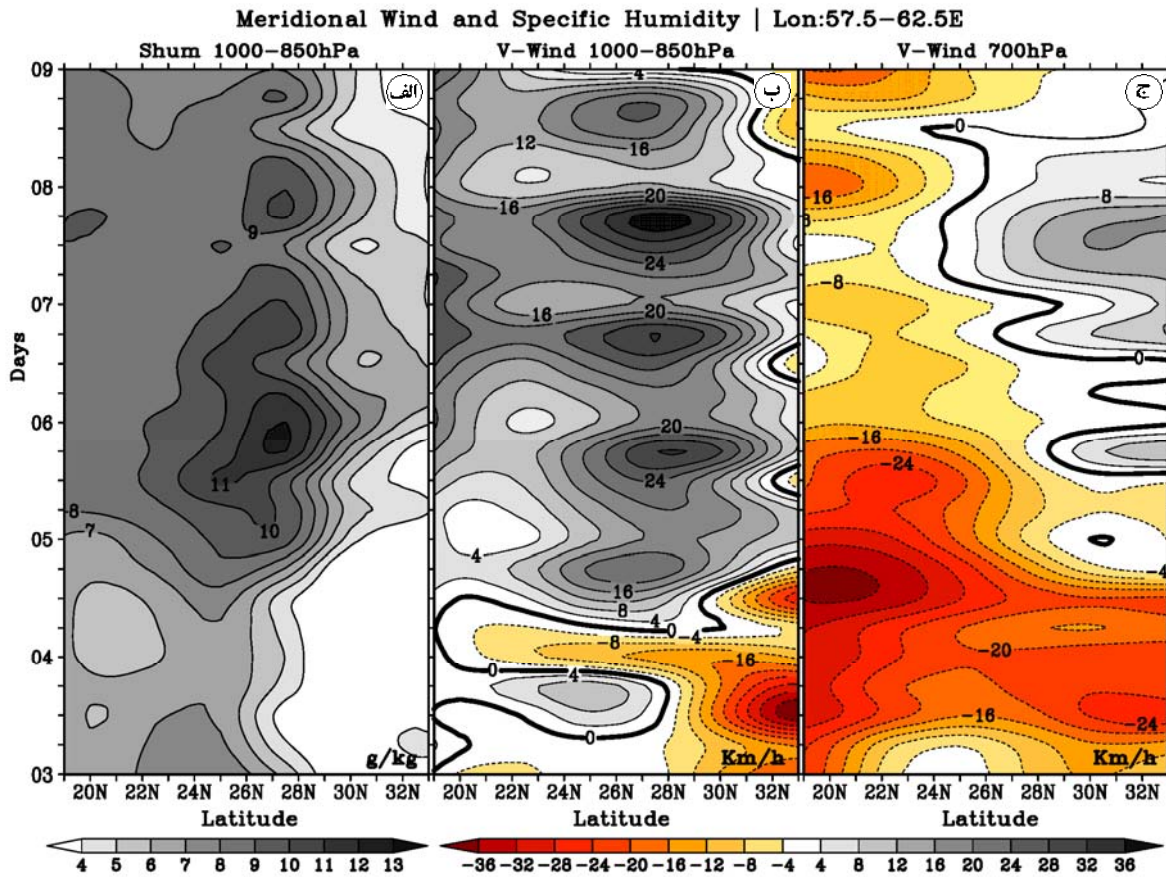
با توجه به شکل ۸ در پی تشکیل کم‌فشار ایران، سرعت متوسط جریانات جنوبی در پایان روز پنجم و ساعات اولیه روز ششم در ترازهای زیرین جو روی دریای

در همین دوره زمانی، دومین کم‌فشار موسمی که در روز دوم ژوئیه در خلیج بنگال تشکیل شده و فقط ظرف مدت سه روز به نیمه شمالی دریای عرب رسید (شکل ۴ الف)، مجدداً در یک جابه‌جایی غرب‌سو در امتداد شبه‌جزیره عربستان تا خلیج فارس گسترش یافت. در اواسط روز پنجم ژوئیه تاوه (ورتکس) چرخندی جدا شده از این کم‌فشار با حرکت شمال‌سوی خود ضمن پیوستن به مرکز همگرایی کم‌عمق واقع در جنوب ایران، ظرف مدت کوتاهی موجب تقویت قابل ملاحظه مرکز همگرایی جنوب ایران شد (شکل ۶ د و ۶ ه). به طوری که در ساعات پایانی روز پنجم ژوئیه، کم‌فشار بزرگی با بیشینه تاوایی ۵ واحد، همه مناطق واقع در مرکز و جنوب ایران را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به اشغال خود در آورد

بررسی نقشه‌ها و نیم‌رخ‌های قائم تاوایی نسبی بیانگر آن است که وضعیت یادشده در روز هشتم ژوئیه نیز ادامه یافته، اما در ساعات پایانی روز هشتم گردش و اچرخندی روی جنوب شرق ایران در ترازهای زیرین و میانی و رُدسپهر تقریباً ناپدید شده و مجدداً گردش چرخندی جایگزین آن شده است (شکل ۷د). در این زمان جریانات جنوبی بر جانب شرقی کم‌فشار ایران به بیشینه سرعت خود در کل دوره بارشی یعنی ۳۶ کیلومتر در ساعت دست یافت (شکل ۸ب)، که ضمن تداوم انتقال رطوبت از دریای عمان (شکل ۸الف)، با توجه به استقرار مجدد گردش چرخندی و فراهم شدن شرایط صعود، دورجدیدی از بارش‌های شدید و نسبتاً فراگیر آغاز شد که تا روز دهم ژوئیه (شکل ۲ب) ادامه یافت.

نتیجه کلی آنکه استقرار کم‌فشار ایران بر جانب شمالی خلیج فارس با ایجاد جریانات جنوبی مناسب روی جنوب شرق کشور (شکل ۶ه و ۶و) و انتقال رطوبت به منطقه مورد بررسی، نقش اصلی را در وقوع بارش‌های روزهای پنجم تا دهم ژوئیه در جنوب شرق ایران داشته است. انتقال رطوبت تقریباً در سراسر دوره بارشی با جریانات جنوبی کم‌عمق در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از دریای عمان و منتهی‌الیه شمال غرب دریای عرب صورت گرفته است. مقایسه مؤلفه باد نصف‌النهاری تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال با ترازهای زیرین و رُدسپهر در شکل‌های ۸ب و ۸ج به خوبی مبین کم‌عمق بودن جریان مرطوب جنوبی در منطقه مورد بررسی است. این جریان جنوبی کم‌عمق از اواسط روز چهارم ژوئیه تا پایان دوره بارشی تداوم یافته (شکل ۸ب) و انتقال مداوم رطوبت را از دریای عمان به جنوب شرق ایران موجب شده است (شکل ۸الف).

عمان و جنوب شرق ایران به‌طور ناگهانی تا ۲۸ کیلومتر در ساعت افزایش یافت که نتیجه مستقیم آن افزایش ناگهانی مقادیر رطوبت انتقال یافته به جنوب شرق کشور است. با در نظر گرفتن شکل ۸الف در ساعات اولیه روز ششم ژوئیه مجموع مقادیر رطوبت ترازهای زیرین جو در جنوب شرق ایران به ۱۲ گرم در کیلوگرم بالغ شد. بدین ترتیب استقرار کم‌فشار ایران همراه با جریانات جنوبی قوی و انتقال مناسب رطوبت روی جنوب شرق کشور، بارش‌های فراگیر و شدید روز چهارم ژوئیه را در روزهای پنجم و ششم نیز تداوم بخشیده است. علی‌رغم گسترش مرکز کم‌فشار و تداوم جریانات جنوبی مرطوب و وقوع بارش‌های شدید و گسترده، در عین حال منطقه جنوب شرق کشور در طی روزهای پنجم و ششم به دفعات تحت تسلط گردش و اچرخندی نسبتاً قوی بوده (شکل ۶ه)، که تحلیل سازوکار حاکم بر وقوع بارش روز پنجم و ششم را مشکل ساخته است. تقویت گردش و اچرخندی یادشده در روز هفتم ژوئیه ۱۹۹۴ (شکل ۷ج) سبب شد تا علی‌رغم تداوم جریانات جنوبی و انتقال رطوبت در ترازهای زیرین جو (شکل ۸الف و ۸ب)، به جهت فراهم نبودن شرایط صعود، شدت و گستردگی بارش روی منطقه به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای در روز هفتم کاهش پیدا کند (شکل ۲ب). با در نظر گرفتن شکل ۷ج در روز هفتم ژوئیه به یکباره همه ضخامت و رُدسپهر در جنوب شرق ایران (طول 60° شرقی و عرض 25° تا 28° شمالی) تحت تسلط گردش و اچرخندی قرار گرفته و همین امر کاهش موقت بارش را در این منطقه به دنبال داشته است. شایان ذکر است که در اواسط روز هفتم، کمینه تاوایی منفی روی منطقه در تراز ۷۰۰ تا ۸۰۰ هکتوپاسکال به ۳- واحد بالغ شده است.



شکل ۸. نمودارهای هاومولر. (الف) مجموع مقادیر نم ویژه در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال برحسب گرم بر کیلوگرم. (ب) و (ج) باد نصف‌النهاری متوسط‌گیری شده برای ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و ۷۰۰ هکتوپاسکال برحسب کیلومتر بر ساعت. در شکل‌ها محور افقی بیانگر عرض جغرافیایی و محور قائم نشان‌دهنده زمان در مقیاس روزانه از روز سوم تا روز نهم ژوئیه ۱۹۹۴ است، که برای طول‌های ۵۷/۵ تا ۶۲/۵ درجه شرقی متوسط‌گیری شده است. در شکل‌های (ب) و (ج) علامت مثبت (خاکستری) و منفی (سرخ) به ترتیب بیانگر باد جنوبی و باد شمالی است.

۴۵ تا ۶۵ میلی‌متر تشکیل می‌دهند (شکل ۱۱). نحوه توزیع هسته‌های بارشی در ماه ژوئیه و مقایسه آن با الگوی فصلی، نشان‌دهنده اهمیت بارش‌های این ماه در شکل‌گیری الگوی کلی توزیع بارش تابستانه در مناطق جنوبی کشور است (شکل ۱).

- بررسی گردش جوّ در ماه ژوئیه ۱۹۹۴ روشن ساخت که ارتباط نزدیکی بین تعداد کم‌فشارهای موسمی، بارش‌های شبه‌قاره هند، موقعیت و شدت پُراتفاع جنب حاره‌ای تراز فوقانی-میانی و شدت جریان‌ات ترازهای زیرین در مناطق جنوب و جنوب غرب آسیا وجود دارد. چنان‌که در ژوئیه ۱۹۹۴ که موسمی قوی‌تر بوده،

۴ جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

یافته‌های تحقیق، ویژگی‌های زیر را در خصوص بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران و الگوهای گردش حاکم در زمان وقوع آن در ماه ژوئیه ۱۹۹۴ نشان می‌دهد: - منطقه اصلی بارش جنوب شرقی (منطقه شاخص)، یک محدوده مثلثی‌شکل در شرق ۵۸/۳۰ درجه طول شرقی است که تقریباً هرساله دارای بارش است اما از جهت مقدار بارش، وردش سال‌به‌سال بسیار زیادی را نشان می‌دهد (شکل ۲الف). رأس این محدوده مثلثی‌شکل را عمدتاً ایستگاه ایرندگان و قاعده آن را ایستگاه‌های چانف، اسپاکه و آشار با مقدار متوسط بارش تابستانه بین

تعداد کم فشارهای موسمی در غرب شبه قاره هند به طور محسوسی افزایش یافته است. در عین حال روی جنوب غرب آسیا پُراتفاح جنب حاره قوی تر بوده و گردش چرخندی ترازهای زیرین نیز به میزان قابل ملاحظه ای شدیدتر است. استقرار مرکز پُراتفاح جنب حاره ای ترازهای فوقانی روی ایران، علاوه بر تقویت گردش و اچرخندی بر بخش های شمالی خاورمیانه، با افزایش گردش چرخندی و کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای زیرین جو در داخل فلات ایران همراه است (شکل ۳).

- دوره پُرباران ژوئیه ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران و غرب شبه قاره هند (شکل ۳و)، با تسلط گردش موسمی قوی (شکل ۲د و ۲ه)، همچنین با افزایش محسوس تاوایی مثبت در ترازهای زیرین جو بر جنب شمالی خلیج بنگال و دریای عرب همراه شده است (شکل ۳). در عین حال ناپدید شدن کم فشار پاکستان، افزایش تعداد کم فشارهای موسمی در منطقه دریای عرب و شکل گیری و تداوم کم فشار ایران از دیگر ویژگی های این دوره بوده است.

- در ژوئیه ۱۹۹۴ کم فشارهای موسمی هند، هم از جهت تعداد و هم از نظر مسیر، وضعیتی ناهنجار داشته اند (شکل ۴). به نظر می رسد جابه جایی غرب سوی کم فشارهای موسمی و ورود آنها به منطقه دریای عرب نتیجه گسترش شرق سوی مرکز پُراتفاح جنب حاره ای ایران و افزایش گردش و اچرخندی در ترازهای میانی بر جنب شمالی شبه قاره هند و پاکستان باشد (شکل ۳د و ۴ج).

- در دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴ کم فشارهای موسمی به دو طریق در وقوع بارش های جنوب شرق ایران تأثیرگذار بوده اند: الف) گسترش شمال سوی جریانات مرطوب با منشأ کم فشار موسمی دریای عرب به غرب پاکستان و جنوب شرق ایران و برخورد این جریانات با جریانات شمالی و ایجاد همگرایی کم عمق در جنوب شرق کشور (شکل ۶ب).

ب) جابه جایی و گسترش غرب سوی مرکز کم فشار موسمی روی دریای عرب و جدا شدن یک تاوه چرخندی از مرکز کم فشار و جابه جایی شمال سوی تاوه به داخل همگرایی کم عمق و ضعیف جنوب ایران و تبدیل ناگهانی آن (کم فشار ایران) به یک کم فشار بزرگ و نسبتاً عمیق (شکل ۶د تا ۶و).

- کم فشار ایران عامل اصلی انتقال رطوبت و وقوع بارش های دهه اول ژوئیه ۱۹۹۴ در جنوب شرق ایران محسوب می شود. تشکیل این کم فشار بر جنب شمالی خلیج فارس ضمن افزایش گردش چرخندی در نیمه جنوبی کشور، با ایجاد جریانات جنوبی مناسب روی دریای عمان و جنوب شرق کشور (شکل ۶و) و انتقال رطوبت به منطقه مورد بررسی، وقوع بارش های روزهای پنجم تا دهم ژوئیه در جنوب شرق ایران را موجب شده است.

- منبع اصلی رطوبت بارش های جنوب شرق کشور در دهه اول ژوئیه دریای عمان است. جریان هوا بر جنب شرق-جنوب شرقی کم فشار ایران امکان انتقال رطوبت دریای عمان را در لایه ای کم عمق به منطقه جنوب شرق کشور فراهم کرده است (شکل ۸).

- در جنوب شرق ایران در صورت فراهم بودن همه شرایط یادشده، بارش فقط زمانی به وقوع خواهد پیوست که گردش و اچرخندی غالب با یک گردش چرخندی در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال جایگزین شود (شکل ۷).

تشکر و قدردانی

از سازمان هواشناسی کشور به خاطر حمایت مالی از پژوهش صورت گرفته، قدردانی می شود. همچنین از مسئولان بخش ماشینی سازمان هواشناسی به دلیل فراهم نمودن داده های بارش تشکر می شود.

رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم شناسی،
دانشگاه تربیت معلم.

نچار سلیقه، م.، ۱۳۷۷ الف، الگوهای سینوپتیکی بارش‌های
تابستانه جنوب شرق ایران، پایان‌نامه دکتری جغرافیای
طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

نچار سلیقه، م.، ۱۳۷۷ ب، بررسی سینوپتیکی بارش
مردادماه ۱۳۷۴ در جنوب شرق ایران، رشد آموزش
جغرافیا، ۱۳، ۱۷-۱۳.

نچار سلیقه، م.، ۱۳۸۰، اندرکنش دینامیکی سیستم‌های فشار
عرض‌های میانی و عرض‌های پایینی در ایران، رشد آموزش
جغرافیا، ۵۷، ۲۴-۲۱.

نچار سلیقه، م.، ۱۳۸۲، مدل‌سازی اثرهای آب و هوایی کم‌فشار
حرارتی در منطقه جنب حاره، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی،
۷۰، ۹۰-۷۴.

نچار سلیقه، م.، ۱۳۸۵، مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق
ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۵، ۱۳-۱.

Chen, T. C., 2003, Maintenance of summer
Monsoon Circulations: A planetary-scale
perspective, *J. Climate*, **16**, 2022-2037.

Chen, T. C. and Yoon, J. H., 2000, Some remarks
on the westward propagation of the Monsoon
depression, *Tellus*, **52A**(5), 487-499.

Chen, T. C., Yoon, J. H. and Wang, S. Y., 2005,
Westward propagation of the Indian Monsoon
depression, *Tellus*, **57A**(5), 758-769.

Das, P. K., 1986, *Monsoons*, WMO, No. **613**,
155p.

Das, P. K., 1987, Short-and long-range monsoon
prediction in India, In: *Monsoons*, Edited by J.
S. Fein and P. L. Stephens, John Wiley and
Sons, New York, 549-576.

Desai, B. N., 1967, The summer atmospheric
circulation over the Arabian Sea, *J. Atmos.
Sci.*, **24**, 216-220.

Elfandy, M. G., 1950, Troughs in the upper
westerlies and cyclonic developments in the
Nile Valley, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **76**,
166-172.

Elfandy, M. G., 1952, Forecasting thunderstorms
in the Red Sea, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*,
33(8), 332-338.

منابع

تقی‌زاده، ح.، ۱۳۶۶، تحلیلی بر بارندگی امرداد ماه سال
۱۳۶۶، رشد آموزش زمین‌شناسی، ۱۰، ۳۷-۲۶.

زرین، آ.، ۱۳۸۶، تحلیل پُرفشار جنب حاره تابستانه ایران،
پایان‌نامه دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی،
دانشگاه تربیت مدرس.

سازمان هواشناسی کشور، داده‌های بارش روزانه مربوط به
ایستگاه‌ها و دوره مورد بررسی.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های
ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، ۱
دوره جدید، ۱۰۱-۸۵.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۴، منابع رطوبت بارندگی ایران،
مجموعه مقالات هفتمین کنگره جغرافی‌دانان ایران،
۲، مؤسسه جغرافیایی دانشگاه تهران، ۲۷۱-۲۶۱.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۶، آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه
پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.

علیجانی، ب.، ۱۳۸۱، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات
سمت، صص ۲۰-۵.

عربی، ز.، ۱۳۷۹، تحلیل و ارائه الگوهای سینوپتیکی
بارش‌های شدید و فراگیر فصل تابستان ایران،
پایان‌نامه دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش
اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.

جونبخش، ح.ع.، ۱۳۷۴، بررسی سینوپتیکی سیل در شهرستان
لار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه
ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

خوشحال، ج.، ۱۳۷۸، تأثیر پُرفشار جنب حاره بر بارش‌های
موسمی جنوب شرق و سواحل جنوبی ایران، مجله
دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، دوره
دوم، ۱۹-۱۸، ۱۶۴-۱۳۷.

مفیدی، ع.، ۱۳۸۶، تحلیل گردش جو تابستانه بر روی
ایران و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه فلات ایران،

- of the westward-moving low pressure systems which form over the Indian region during the summer monsoon and their relation to the monsoon rainfall, *Mausam*, **40**(2), 137-152.
- Parthasarathy, B., Munot, A. A. and Kothawale, D. R., 1992, Indian summer monsoon rainfall indices: 1871-1990, *Meteorol. Mag.*, **121**, 174-86.
- Ramage, C. S., 1966, The summer atmospheric circulation over the Arabian Sea, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 144-150.
- Ramamurthi, K. M., 1972, On the activity of the Arabian Sea Monsoon, *Indian J. Meteorol. Geophys.*, **23**(1), 1-14.
- Ramaswamy, C., 1965, On a remarkable case of dynamical and physical interaction between middle and low latitude weather systems over Iran, *Indian J. Meteorol. Geophys.*, **16**(2), 178-200.
- Rasul, G., Chaudhry, Q., Zhao, S., Zeng, Q. and Zhang, G., 2004, A Diagnostic study of record heavy rain in twin cities Islamabad-Rawalpindi, *Advanc. Atmos. Sci.*, **21**(6), 976-988.
- Rasul, G. Chaudhry, Q., Zhao, S., Zeng, Q., Qi, L. and Zhang, G., 2005, A diagnostic study of heavy rainfall in Karachi due to merging of a Mesoscale low and a diffused tropical depression during south Asian Monsoon, *Advanc. Atmos. Sci.*, **22**(3), 375-391.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 1996, Monsoons and the dynamics of Deserts, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **122**, 1385-1404.
- Rodwell, M. J. and Hoskins, B., 2001, Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons, *J. Climate*, **14**, 3192-3211.
- Sawyer, J. S., 1947, The structure of the intertropical front over NW India during the SW monsoon, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **73**, 346-369.
- Schaack, T. K. and Johnson, D. R., 1994, January and July global distributions of atmospheric heating for 1986, 1987 and 1988, *J. Climate*, **7**, 1270-1285.
- Sikka, D. R., 1977, Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depressions, *Pure and Applied Geophysics*, **115**, 1501-1529.
- Snead, R., 1968, Weather patterns in southern-west Pakistan, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol.*, Ser. B, **16**, 316-346.
- Wang, B. and Fu, Z., 1999, Choice of south Asian summer monsoon Indices, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**(4), 629-638.
- Flohn, H. H., 1957, Large-scale aspects of the "Summer Monsoon" in south and East Asia, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **35**, 180-186.
- 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, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.
- Hoskins, B., 1996, On the existence and strength of the summer Subtropical Anticyclones, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**(6), 1287-1292.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Am. Met. Soc.*, **77**, 437-471.
- Keshavamurty, R. N. and Rao, M. S., 1992, The physics of monsoons, Allied Pub. Limited, 39-57.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Van den Dool, H., Jenne, R. and Fiorino, M., 2001, The NCEP/NCAR 50-year reanalysis Project, *Bull. Am. Met. Soc.*, **82**, 246-267.
- Krishnamurti, T. N., 1971a, Tropical east-west circulations during the northern summer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- Krishnamurti, T. N., 1971b, Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer, *J. Appl. Meteorol.*, **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, *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Liu, Y. and Wu, G. X., 2004a, Progress in the study on the formation of the Summertime Subtropical Anticyclone, *Advanc. Atmos. Sci.*, **21**(3), 322-342.
- Liu, Y., Wu, G. X. and Ren, R. C., 2004b, Relationship between the Subtropical Anticyclone and diabatic heating, *J. Climate*, **17**, 682-698.
- Meehl, G., 2003, Dynamics of the tropical atmosphere, In: *Handbook of Weather, Climate, and Water*, Edited by T.D. Potter and B.R. Colman, John Wiley and Sons, 57-68.
- Mooley, D. A., 1973, Some aspects of Indian monsoon depressions and the associated rainfall, *Mon. Wea. Rev.*, **101**(3), 271-280.
- Mooley, D. A. and Shukla, J., 1989, Main features

Eastern Mediterranean, *Int. J. Climatol.*, **24**, 1859-1871.

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, *Rev. Geophys.*, **32**(4), 427-476.

Webster, P. J. and Yang, S., 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **118**, 877-926.

Webster, P. J., Magaña, V. O., Palmer, T. N., Shukla, J., Tomas, R. A., Yanai, M. and Yasunari, T., 1998, Monsoons: Processes, predictability and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.*, **103**(C4), 14451-14510.

Wu, G. X. and Liu, Y., 2003, Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(5), 201, doi:10.1029/2002.

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, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**(1), 319-351.

Yang, S., Webster, P. J. and Dong, M., 1992, Longitudinal heating gradient: Another possible factor influencing the intensity of the Asian Summer Monsoon Circulation, *Advanc. Atmos. Sci.*, **9**(4), 397-410.

Yarnal, B., 1993, Synoptic climatology in environmental analysis, Belhaven press, 1-18.

Yeh, T. C., 1981, Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighborhood, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **62**(1), 14-19.

Yeh, T. C., 1982, Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the atmospheric circulation, *Arch. Meteorol., Geophys. Bioclimatol., Ser.A*, **31**, 205-220.

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.

Zhang, Q., Wu, G. X. and Qian, Y., 2002, The bimodality of 100hPa South Asia High and its relationship to the climate anomaly over East Asia in Summer, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **80**(4), 733-744.

Ziv, B., Saaroni, H. and Alpert, P., 2004, The factors governing the summer regime of the