

Investigation of the Impact of Monsoon System on Southeast Iran

Mohsen Armesh   ¹ | Mahmood Khosravi  ² | Mhamad Saligheh  ³

1. Ph.D. Student of climatology, University of sistan and bluchestan
2. Professor, Department of climatology, University of sistan and bluchestan
- 3, Associate Professor, Department of climatology, University of kharazmi tehran

Article Info:

Article type:
Research Article

history:
Received: 2021/12/29
Received: 2022/2/4
Accepted: 2022/2/9
Published: 2022/6/10

Keywords:

monsoon system
synoptic changes
summer rainfall
southeast Iran

Abstract: This study delves into the synoptic changes occurring in the monsoon system in the southeastern regions of Iran. The study considers the extensive rainfall in the area as a key factor influencing the expansion of the monsoon into Iran. Station data and NCEP-NCAR gridded data were utilized for this investigation. The findings revealed widespread low pressure over the Persian Gulf and Pakistan at sea level, accompanied by the expansion of a high-pressure ridge from Turkey forming a trough along the Zagros region. Analysis at the 500 hPa level showed that troughs extended to the eastern areas in three events, with the expansion of a low-level trough over Afghanistan facilitating the penetration of the monsoon system into Iran in the fourth event. Negative omega index values were observed in these events, indicating the association of stream flow lines with cyclones over the Indian Ocean. Moisture systems were found to originate from the Indian Ocean in events 1, 2, and 4, while in event 3 moisture was supplied by Afghanistan through India to Central Asia.

Cite this article: Mohsen, A, Khosravi, M, & Saligheh, M. (2022). Investigation of the Impact of Monsoon System on Southeast Iran. *Climat Chenge and Climat Disasters*, 1(1), 1-38.

© The Author(s).

Homepage: cccd.znu.ac.ir

Publisher: University of Zanjan.





مطالعه همدید نفوذ سامانه مونسون به جنوب شرق ایران

محسن آرمش^۱ | محمود خسروی^۲ | محمد سلیقه^۳

۱. دکتری اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳. دانشیار اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی تهران

اطلاعات مقاله:

نوع مقاله: پژوهشی

تاریخ‌ها:

دریافت: ۱۴۰۰/۱۰/۸

بازنگری: ۱۴۰۰/۱۱/۱۵

پذیرش: ۱۴۰۰/۱۱/۲۰

انتشار: ۱۴۰۱/۳/۲۰

واژگان کلیدی:

سامانه مونسونی

تغییرات همدید

بارش تابستانه

جنوب شرق ایران

چکیده: هدف این تحقیق بررسی تغییرات همدید سامانه مونسون جنوب شرق ایران است. بارش‌های فراگیر منطقه به عنوان مبنایی برای گسترش مونسون به داخل ایران در نظر گرفته شد. داده‌های تحقیق شامل داده‌های بارش ایستگاه‌های سینوپتیک و باران‌سنجی و داده‌های NCEP-NCAR می‌باشند. نتایج نشان داد که در سطح زمین استقرار کم فشار گسترده روی خلیج فارس و پاکستان و گسترش زبانه‌ی پرفشار ترکیه به صورت یک تراف در امتداد زاگرس بود. در تراز ۵۰۰ ه پ در رخدادهای ۱، ۲ و ۴ تراف و استقرار در نواحی شرقی و در رخدادهای سوم گسترش زبانه‌ی کم ارتفاع روسیه به صورت سردچال بر روی افغانستان نفوذ سامانه مونسون به داخل ایران را همراه داشت. نیمرخ اُمگای منطقه با استقرار اُمگای منفی همراه بود. خطوط جریان رخدادهای ۱، ۲ و ۴ استقرار سامانه چرخندی بر روی اقیانوس هند و رخدادهای ۳ تشکیل مرکز چرخندی بر روی افغانستان را زمینه‌ساز گسترش سامانه مونسون ساخت. رخدادهای ۱، ۲ و ۴ از سامانه‌های رطوبتی مشترکی با منشا هند و رطوبت رخدادهای ۳ از افغانستان تأمین شده که در واقع زبانه رطوبتی از طریق هند به آسیای میانه نفوذ کرده است.

استناد: آرمش، محسن، خسروی، محمود و سلیقه، محمد. (۱۴۰۱). مطالعه همدید نفوذ سامانه مونسون به جنوب شرق ایران. دگرگونی‌ها و مخاطرات آب و هوایی، (۱۱)، ۱-۳۸.

© نویسندگان .

Homepage: cccd.znu.ac.ir

ناشر: دانشگاه زنجان



مقدمه

تعریف سنتی مونسون تابستانه هند به بارش ماه‌های ژوئن، جولای، اوت و سپتامبر گفته می‌شود. موسمی تابستانه هند ممکن است به جابجایی فصلی منطقه همگرایی بین حاره‌ای (ITCZ) بالاتر از ۱۰ درجه عرض شمالی اطلاق شود و فصل باران‌های مونسون با استقرار منطقه همگرایی بین حاره‌ای در بالاتر از مدار ۱۰ درجه عرض شمالی شناخته می‌شود (Xavier et al., 2007: 749). ناحیه اقیانوسی حاره‌ای، به‌ویژه دریای عرب، خلیج بنگال و اقیانوس هند مهم‌ترین منبع دمایی و رطوبتی هستند که انرژی لازم برای ادامه گردش مونسون بزرگ‌مقیاس و فعالیت پیوسته آن بر روی شبه‌قاره هند را فراهم می‌کند (Mohanty et al., 1996: 243). در تابستان با یکی شدن کم‌فشارهای محلی جنوب‌شرق ایران و کم‌فشار پاکستان، یک کم‌فشار وسیع منطقه‌ای شکل می‌گیرد که توسط حرکت چرخندی آن، انتقال رطوبت سامانه مونسون میسر می‌شود. در این زمان پرفشار جنب حاره به سطوح بالای تروپوسفر محدود شده و رطوبت زبانه مونسون در سطوح پایینی

و میانی تروپوسفر قادر به نفوذ به سمت غرب و ایران می‌شود. در این حالت رطوبت اقیانوس هند و دریای عرب درون چرخش سیکلونی کم‌فشار پاکستان از طریق دامنه‌های جنوبی کوه‌های هیمالیا و به‌موازات این کوه‌ها حرکت نموده، با جهت شرقی - غربی از طریق پاکستان به جنوب شرق ایران وارد می‌شود. جریانات جنوب‌شرقی روی شرق ایران با یک موج کم‌فشار شرقی همراه است. در این هنگام کم‌فشارهای سطح زمین باید به‌اندازه‌ای قوت داشته باشند تا بتوانند سطح زیرین پرفشار جنب حاره مستقر در سطوح میانی جو را به سطوح بالاتر منتقل کنند تا جریان‌های مرطوب در زیر این پرفشار به سمت غرب حرکت نمایند (نجار سلیقه، ۱۳۸۵: ۸). در ایران سامانه مونسون در فصل تابستان بخش زیادی از منابع آب در نواحی تحت تأثیر را تأمین می‌کند. نزولات این سامانه نقش زیادی در استقرار سکونتگاه‌ها، و گسترش فعالیت‌های کشاورزی دارد. تغییرپذیری سامانه موسمی همانند سایر پدیده‌های جوی اثرات مستقیم و غیرمستقیمی در زندگی بشر دارد. این اثرات می‌تواند به

رخداد مونسون در ایران وجود دارد. در الگوی اول به سبب برخورد و تقابل زبانه مونسون با پرفشار شمال غرب ایران جبهه نیمه ساکن روی ایران مستقر، و نفوذ هوای سرد شمالی به سمت کم فشار موسمی باعث صعود آن می شود. در الگوی دوم رطوبت زبلنه مونسونی از طریق کم فشار حرارتی سطح زمین صعود کرده و بارش ایجاد می کند. خوش اخلاق (۱۳۸۱) ورود جریان مونسون به افغانستان را بررسی کرد و دریافت که در افغانستان بارش موسمی به طور اندک محدود به بخش شرقی است. ورود مونسون به افغانستان تا حدودی شبیه غرب افریقا است و به دلیل وجود سلسله کوه های هندوکش این پدیده پیچیده تر نیز می گردد. سلیقه (۱۳۸۳) با بررسی بارش دوره گرم جنوب ایران نتیجه گرفت که هماهنگی بین پرفشار جنب حاره و چرخند موسمی سبب تقویت ناپایداری و نفوذ رطوبت از نیمه جنوب شرقی ایران می شود. از طرفی هماهنگی بین این دو سیستم در جنوب هیمالیا نوعی همگرایی را سبب شده که جریان های شرقی — غربی حاشیه قطبی سلول مونسون با سرعت بیشتری حرکت نمایند و رطوبت سریعتر و با حجم

صورت افزایش یا کاهش بارش، تغییرات رطوبتی، تغییرات دمایی، تغییرات در میزان دریافت تابش خورشیدی و همچنین برون داد انرژی زمینتاب و ... بروز پیدا کند. بنابراین بررسی این تغییرات در درازمدت به شناسایی رفتار آن کمک می کند. چون تغییرات سامانه مونسونی سبب تغییرات ذخایر آبی نواحی تحت تأثیر می شود بررسی و تحلیل نفوذ پذیری آن به داخل ایران بسیار ضرورت دارد. در رابطه بارش های مرتبط با این سامانه مطالعات داخلی و خارجی نسبتاً گسترده ای نیز انجام شده است. در داخل ایران غیور و خسروی (۱۳۸۰) اثرات و نشانه های پدیده ال نینو — نوسان جنوبی (Enso) بر میزان بارش جنوب شرق ایران در فصول تابستان و پاییز مطالعه کردند. نتایج نشان داد که میزان بارش در فازهای گرم طی فصل پاییز به طور معناداری بیشتر از شرایط عادی و فازهای سرد انسو می باشد. طی فازهای گرم در تابستان شرایط خشکی تابستانی رخ می دهد و در فازهای سرد بر خلاف فصل پاییز شرایط مرطوب حاکم است. نجار سلیقه (۱۳۸۰) با بررسی بارش های تابستانه جنوب شرق ایران نتیجه گرفت که دو الگو در زمان

ایران نتیجه گرفتند که دو الگوی متفاوت در بارش تابستانه نیمه جنوبی ایران نقش دارند. خسروی و همکاران (۱۳۹۰) اثر تغییرات دمای دریای عمان بر بارش دوره سرد سال جنوب شرق ایران را بررسی کردند و دریافتند زمانی که خطوط جریان مسیر طولانی تری بر روی دریا طی کنند. شرایط برای بارندگی مهیاتر است. علیجانی و همکاران (۱۳۹۰) به منظور درک شرایط همدید بارش های تابستانه جنوب شرق ایران از یک روش همدیدی مبتنی بر تحلیل جریان استفاده کردند. نتایج نشان داد که منطقه اصلی بارش جنوب شرق کشور، محدوده ای مثلثی شکل در استان سیستان و بلوچستان در محدوده طول ۵۸/۵ درجه شرقی و ۲۸/۵ درجه شمالی است. فرهادی و همکاران (۱۳۹۳) بارش تابستانه محدوده زاگرس جنوبی را بررسی کردند. نتایج نشان داد که این بارش ها هیچ ارتباط معناداری با سامانه مونسون هند ندارند. بلکه وابسته به الگوی مشابه الگوهای فصل سرد می باشند. خدام و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی ارتباط مونسون هند با اقلیم تابستانی ایران دریافتند که افزایش ارتفاع

بیشتری وارد جنوب ایران شود. عربی (۱۳۸۵) با روش همدید به بررسی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیر ماه ۱۳۷۸ پرداخت. نتایج نشان داد که گسترش و نفوذ سیستم کم فشار مونسون از سمت جنوب و جنوب شرق و سیستم های پر فشار مهاجر از طرف شمال باعث وقوع بارندگی در این دوره شده است. بنی واهب (۱۳۸۶) با بررسی و تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش های سیل آسای تابستانه در خراسان شمالی و رضوی دریافت که مهمترین الگوهایی که با وقوع سیل هماهنگی دارند شامل پرفشار دریای خزر، تراف سطوح فوقانی جو، کم فشار دشت کویر و تلفیق رودبادهای جنب قطبی و جنب حاره ای می باشند. سلیقه و بریمانی (۱۳۸۶) اثر سامانه مونسونی را بر کشاورزی و منابع آب بلوچستان بررسی کردند. نتایج این مطالعه نشان داد که کانون های جمعیتی و کشاورزی منطبق بر کانون های اصلی بارش مونسونی هستند و همچنین اهالی از هوتکها برای ذخیره آب بارش های تابستانه استفاده می کنند. سلیقه و صادقی نیا (۱۳۸۹) با بررسی ارتباط پراارتفاع جنب حاره و بارش های تابستانه جنوب

بر روی شمال دریای عرب، غرب دریای عرب، و خلیج فارس شکل گرفت. راماسوامی^۱ (۱۹۶۵) با بررسی بارش سیل زای ژوئیه ۱۹۵۶ در مناطق مرکزی و شمالی ایران دریافت که این بارش سیل زای ناشی از گسترش غرب سوی سامانه موسمی هند بوده است. گسترش غرب سوی پرفشار تبت در تراز بالا و در پی آن گسترش غرب سوی کم فشار موسمی و انتقال رطوبت خلیج بنگال در ترازهای زیرین جو به همراه عمیق شدن یک ناهه شبه ایستا در غرب دریای خزر عامل اصلی این سیل بوده است. اسنید^۲ (۱۹۶۸) در تعیین تیپ بارش های جنوب غرب پاکستان، وقوع بارش تابستانه منطقه بلوچستان پاکستان و سواحل جنوب شرقی ایران را در درجه اول ناشی از وقوع توفان های همرفتی و سپس ناشی از گسترش غرب سوی کم فشارهای موسمی هند دانسته است. تقویت فعالیت همرفتی و افزایش میزان صعود رطوبت در زیر پرفشار جنب حاره ای، کف لایه وارونگی را به ارتفاع بالاتر انتقال می دهد و در نهایت به وقوع بارش های همرفتی منجر می شود. کله^۳

ژئوپتانسیلی در سطوح بالای جو با افزایش شدت موسمی هند همراه است. همچنین افزایش حرکات نزولی و تقویت جریان های شرقی روی ایران با افزایش شدت موسمی هند هماهنگ است. یاراحمدی (۱۳۹۴) با بررسی همیددی - ترمودینامیکی بارش فراگیر نیمه شمالی ایران را سه الگوی اصلی مسبب این بارش ها را شناسایی کرد. که الگوی اول با گسترش کم ارتفاع مدیترانه، الگوی دوم با ایجاد سردچال و الگوی سوم با شکل گیری سامانه اُمگایی (بلوکینگ) بین عرضهای ۶۰-۳۵ درجه شمالی به وجود می آیند. آب خربلات و همکاران (۱۳۹۵) با روش خوشه بندی چهار الگوی سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرق ایران را شناسایی کردند. رضایی بنفشه و همکاران (۱۳۹۵) چهار الگوی همدید بارش تابستانه جنوب شرق ایران را با آزمون خوشه بندی شناسایی کردند. نتایج نشان داد که این بارش ها هم زمان با گسترش زبانه ای از کم فشار گنگ بر روی شرق ایران از سطح زمین تا تراز ۸۵۰ ه پ صورت می گیرد. در همه الگوها سه هسته و اگرایی شار رطوبت

3. Kale

¹. Ramaswamy

2. Snead

سطحی اقیانوس هند را بین سال‌های ۱۸۸۱ تا ۱۹۹۸ میلادی بررسی کردند. نقشه‌های ترکیبی بارش سطح زمین نشان داد که همبستگی بین شاخص وزش بادی و بارش مونسون تابستانه هند در هنگام وقوع ال‌نینو معنادار است. همچنین بررسی ارتباط بین شاخص SST و بارش مونسون تابستانه هند، رابطه معناداری را نشان نداد. نیوگی^۴ و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای سطح زمین، بارش روزانه و ماهانه و ترکیب روش‌های آماری به همراه الگوریتم ژنتیک، تابع متعامد تجربی و الگوریتم اکتشافی علی، شواهد افزایش فعالیت‌های کشاورزی و تغییر کاربری اراضی که ممکن است سبب کاهش بارش مونسون تابستانه هند شود را بررسی کردند. نتایج نشان داد که در ابتدا بارش مونسون در این منطقه هیچ کاهش نداشته ولی با افزایش NDVI روی شبه‌قاره و شمال هند بارش‌ها به‌طور معناداری کاهش یافته است. تامورا و کویک^۵ (۲۰۱۰) ارتباط بین مونسون تابستانه آسیا با وارونگی دمایی

و همکاران (۱۹۹۴) با مطالعه سیلاب در رودخانه نارمادا و تاپی هند در فصل بارش مونسون نقش عوامل ژئومورفولوژیکی و پوشش گیاهی را تعیین کننده معرفی کردند. اخلاق^۱ و همکاران (۲۰۰۵) با مطالعه سامانه مونسون در پاکستان نتیجه گرفتند که بارش‌های مونسون غرب این کشور همراه با گردوغبار بوده است. همچنین بارش‌های مونسون در بلوچستان پاکستان هماهنگ با سایر نقاط سند می‌باشد. گاسوامی و زاوییر^۲ (۲۰۰۵) دریافتند که مکانیزم‌های مؤثر در تغییرات سالانه مونسون‌ها به‌طور آشکار شناسایی نمی‌شوند. بنابراین با استفاده از مدل گردش عمومی جو، تغییرات دینامیک درونی مونسون تابستانه هند مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان داد که ناهنجاری سالانه مونسون‌ها ارتباط معناداری با ناهنجاری فصلی مونسون‌ها دارد و حدود ۵۰ درصد از تغییرپذیری فصلی این سامانه را تبیین می‌کند. آیهارا^۳ و همکاران (۲۰۰۷) ارتباط بین بارش تابستانه هند، شاخص انسو و دمایی

4. Niyogi

5. Tamura and Koike

1. akhlaq

2. Goswami and Xavier

3. Ihara

مونسون هند در دوره کوتاه‌تر دریافتند که در دوره‌های یخچالی این سامانه نسبت به دوره‌های بین یخچالی ضعیف‌تر بوده‌اند و بین مونسون‌های حاره‌ای و فرآیندهای جوی عرض‌های بالا ارتباط وجود دارد. فی و همکاران (۲۰۱۵) اثر پارامترهای تبدیل انرژی آتمسفری بر بارش سنگین مونسون سال ۲۰۱۱ پاکستان و سند بررسی کردند. نتایج نشان داد که زمانیکه ارزش انرژی مساوی یا بیشتر از ۷ است جو ناپایدار شده و به بارش سنگین منجر می‌شود. نیر و همکاران^۴ (۲۰۱۵) با استفاده از شاخص‌های جو بالا حرکت جنوب‌غربی — شمال‌شرقی سامانه مونسون را بررسی کردند. نتایج نشان داد که قبل از شروع موسمی شمال‌شرقی شاخص‌های CAPE، LWP و PW افزایش یافته و در جریان گسترش مونسون‌ها تقویت شده‌اند. روشیت و همکاران^۵ (۲۰۱۶) اثر جت سطوح پایین مونسونی بر بارش ایستگاه حاره‌ای هند را بررسی کردند و دریافتند که دو رژیم وزشی در زیر و بالای ارتفاع ۴/۵ کیلومتر برقرار است.

نصف‌النهاری در امتداد فلات تبت و اقیانوس در فراز تروپوپاز را بررسی کردند. فرونشینی آدیاباتیک در ارتباط با ماتسونو — گیل^۱ که نوعی واکنش اتمسفری است نشان داد که گرمایش تروپوسفر در اطراف تروپوپاز در فلات تبت در فاز آغازی مونسون تابستانه آسیا می‌باشد. گرمایش همرفتی فلات تبت عامل ضروری در گرمایش فصلی سطح بالایی اطراف فلات تبت و پیشروی فصلی مونسون تابستانه آسیا است. میورالیدران^۲ و همکاران (۲۰۱۳) با بررسی عوامل مؤثر در دوره‌های وارونگی دمایی در زمان مونسون‌های تابستانه هند به این نتیجه رسیدند که وقوع وارونگی تروپوسفری همراه با تضعیف رود باد سطح پایین می‌باشد. همچنین در زمان تضعیف این لایه وارونگی در سطوح بالاتر، وارونگی ثانویه قوی در ارتفاع ۵ تا ۶ کیلومتری ظاهر می‌شود. پیدایش هر دو لایه وارونگی نتیجه جابجایی افقی هوای تراز بالا از سرزمین‌های گرم و خشک عربستان و ایران است. سرسوات^۳ و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی سامانه

4. Nair et. al
5. Ruchith et. al

1. Matsuno - Gill
2. Muraleedharan
3. Saraswat

نیز متأثر از این تغییرات بوده است. سامانه بارش زای مونسون تحت تأثیر این تغییرات طی دهه‌های اخیر نوساناتی را تجربه کرده که نفوذپذیری آن به داخل ایران را تحت تأثیر قرار داده است، بطوریکه در برخی سال‌ها اثری از نفوذ آن به ایران نبوده و در برخی سال‌ها فعالیت آن به اندازه‌ای بوده که تا دامنه‌های جنوبی البرز نیز پیشروی کرده است. در این تحقیق با استفاده از تحلیل‌هاب همدیدی نفوذپذیری سامانه مونسون بررسی خواهد شد.

۱- داده‌ها و روشها

۱-۱ - منطقه مورد مطالعه

این مطالعه با رویکرد محیطی به گردش انجام شد. از آنجائیکه ورود سامانه مونسون همراه با رطوبت و ناپایداری است به همین دلیل از داده‌های بارش‌های فراگیر به عنوان معیاری برای گسترش سامانه مونسون به داخل ایران بهره گرفته شد و از آمار روزانه ۵۰ ایستگاه باران‌سنجی و سینوپتیک استان‌های سیستان و بلوچستان، کرمان، هرمزگان و خراسان جنوبی طی بازه

در جریانات زیر ۴/۵ کیلومتر در دوره مونسون حداکثر سرعت باد بین ارتفاع ۱/۵ تا ۳ کیلومتر است که نشان‌دهنده جت مونسون سطح پایین می‌باشد. جنگ و پارک^۱ (۲۰۱۷) اثر تغییرات مونسون زمستانی بر غلظت آئروسول در شرق آسیا را بررسی کردند. تجزیه و تحلیل نتایج شبیه‌سازی نشان داد که حرکت رو به جنوب ذرات معلق هوا یک فرایند کلیدی برای بررسی ارتباط کنترل تغییرات در غلظت آئروسول شرق آسیا و مونسون زمستانه شرق آسیا است. تغییرات مونسون زمستانه شرق آسیا تغییرات آینده کیفیت هوا در شرق آسیا را به درستی شبیه‌سازی می‌کند. هدف از این تحقیق بررسی تغییرات نفوذپذیری سامانه مونسون به جنوب شرق ایران است. طی دهه‌های اخیر تغییرات اقلیمی نظام سامانه‌های اقلیمی را برهم زده و الگوهای غالب همدید در نواحی جغرافیایی دستخوش تغییراتی شده‌اند. از آنجائی که تغییرات سامانه‌های همدید سبب نوسان در مخاطرات اقلیمی (خشکسالی، گردباد، یخبندان و ...) و عناصر اقلیمی (دما، بارش و ...) شده، زندگی جوامع انسانی

زمانی ۳۰ ساله (۱۹۸۶ تا ۲۰۱۵) استفاده شد (شکل ۱). از بین ایستگاه‌های مورد بررسی ۳۱ ایستگاه دارای بیش از ۵ رخداد بارش بودند که در گزینش رخدادهای منتخب به آمار این ایستگاه‌ها استناد شد. در طول دوره آماری تحقیق ۱۸۱ روز با حداقل ۵ رخداد بارش استخراج شد (ماتریس

جدول ۱- درصد فراگیری رخداد بارش، تعداد ایستگاه‌های همراه با بارش و حجم بارش رخدادهای منتخب

تعداد کل ایستگاه‌ها	مجموع بارش ایستگاه‌ها	ایستگاه‌های همراه با بارش	درصد فراگیری بارش در منطقه	پارامتر گزینش	زمان رخداد
۲۲	صفر	صفر	۴۵/۴۵	سه روز قبل رخداد	۱۹۸۸/۰۷/۱۹
۲۲	۱۸۶/۸	۱۰		رخداد	
۲۵	۷	۱	۳۶	سه روز قبل رخداد	۱۹۹۵/۰۷/۲۱
۲۵	۷۴/۲	۹		رخداد	
۳۱	صفر	صفر	۵۱/۶۱	سه روز قبل رخداد	۲۰۰۵/۰۶/۱۱
۳۱	۱۳۰/۶	۱۶		رخداد	
۳۱	۳۰/۵	۵	۳۸/۷۱	آغاز رخداد	۲۰۱۳/۰۸/۰۴
۳۱	۱۵۴/۳	۱۲		اوج رخداد	

تراز ۵۰۰ ه پ، نم ویژه و نم نسبی تراز ۷۰۰ ه پ، خطوط جریان تراز ۷۰۰ ه پ، تلاویی تراز ۱۰۰۰ و ۵۰۰ ه پ برای محدوده صفر تا ۵۰ درجه عرض شمالی و ۲۵ تا ۹۰ درجه طول شرقی ترسیم شد. همچنین نیمرخ آنگای بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ ه پ، برای عرض

جهت ترسیم نقشه‌ها از داده‌های مرکز ملی پیش‌بینی محیطی^۱ و مرکز ملی مطالعات جوی^۲ ایالات متحده آمریکا استفاده شد و در محیط نرم‌افزار Grads نقشه‌ها ترسیم شد. به منظور بررسی نفوذ سامانه مونسونی به داخل ایران نقشه‌های فشار سطح دریا،

2. NCAR(National Center Atmospheric Research)

1. NCEP(National Center Environmental Prediction)

۲۷/۵ درجه شمالی و طول ۹۰-۲۵ درجه شرقی جهت نمایش شرایط جوی ترسیم شد. انتخاب عرض ۲۷/۵ درجه شمالی به

سبب تمرکز غالب بارش تابستانه جنوب-شرق ایران در این عرض جغرافیایی می‌باشد.



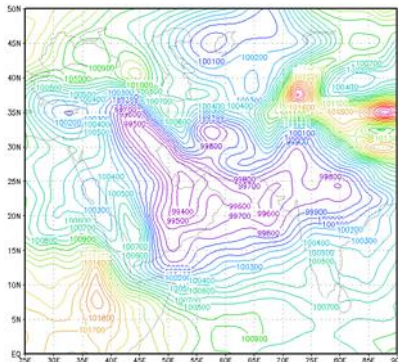
شکل ۱- موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده

جدول ۲. آمار سه روز قبل رخداد بارش و زمان رخداد بارش در ایستگاه‌های منتخب

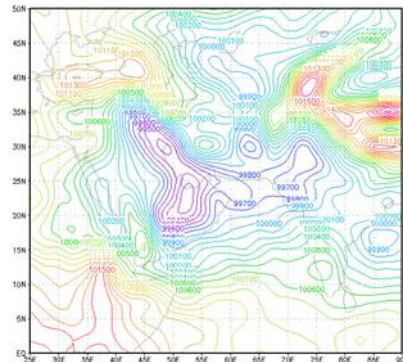
ایستگاه	رخداد اول	رخداد دوم	رخداد سوم	رخداد چهارم
ایران‌شهر	۲۶/۵	۰	۰	۳/۸
چابهار	۱۵/۳	۰	۱۲	۰
خاش	۰	۱/۸	۰	۲/۸
نیکشهر	۰	۰	۲۱/۵	۰
سراوان	۳۱/۷	۱۰/۳	۰	۴
زاهدان	۰	۰/۲	۰/۴	۰
کرمان	۰	۰	۵	۰
بم	۰	۰	۳	۱/۷۸
سیرجان	۲	۰	۰	۰
بافت	۰	۰	۰	۱/۵
کهنوج	۰	۰	۲	۰
جیرفت میانه	۰	۰	۸	۰

دو هسته هستند. در مرکز ایران هسته پرفشاری از زبانه پرفشار ترکیه منشعب شده است. این زبانه پرفشار با محور شمال غربی - جنوب شرقی در امتداد

رشته کوه زاگرس شیب زیادی با کم-فشار خلیج فارس ایجاد کرده است. از طرفی کم فشار پاکستان با ۹۹۷ ه پ در مرزهای جنوب شرق ایران مستقر است.



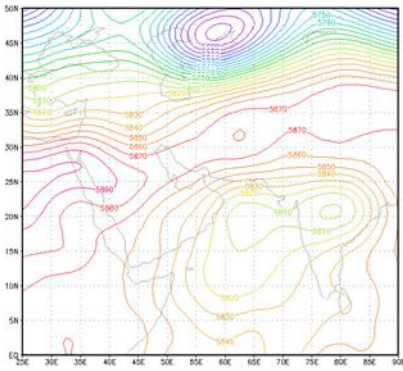
شکل ۳- نقشه فشار سطح زمین در زمان رخداد بارش



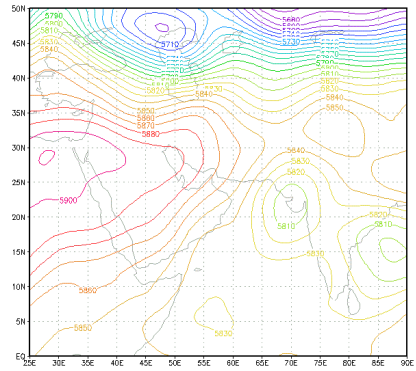
شکل ۲- نقشه فشار سطح زمین سه روز قبل از رخداد بارش

در زمان رخداد بارش کم فشار پاکستان به شمال کرمان منتقل شده و به صورت موج آمگایی در محدود عرض ۳۲ و طول ۵۸ درجه قرار گرفته است. این مرکز کم فشار با گردش سیکلونی هوای گرم و مرطوب دریای عمان و خلیج فارس را به

سمت جنوب شرق ایران هدایت می کند. در این هنگام هسته شرقی پرفشار روی ترکیه تضعیف شده و جای خود را به زبانه کم فشار خلیج فارس داده است (شکل ۲ و ۳).



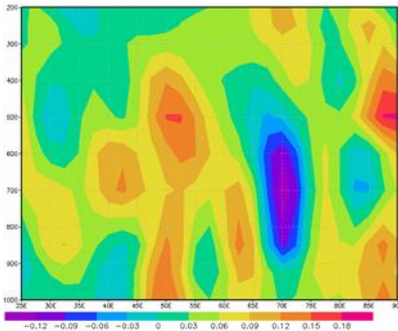
شکل ۵- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



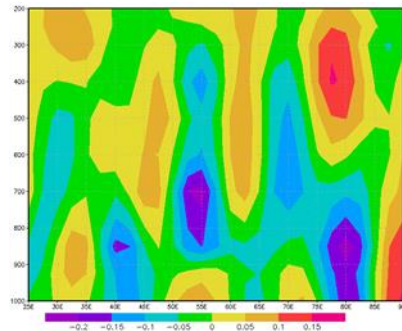
شکل ۴- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد بارش

دارد. زبانه‌ی گسترده این پراارتفاع روی ایران گسترش یافته است. دو هسته نسبتاً کم ارتفاع با ۵۸۱۰ ژئوپتانسیل متر بر روی هند مستقرند

قشه تراز ۵۰۰ ه پ مرکز پراارتفاع گسترده‌ای در سه روز قبل از بارش روی شمال آفریقا را نشان می‌دهد که هسته مرکزی آن ۵۹۱۰ ژئوپتانسیل متر ارتفاع



شکل ۷- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی در زمان رخداد بارش

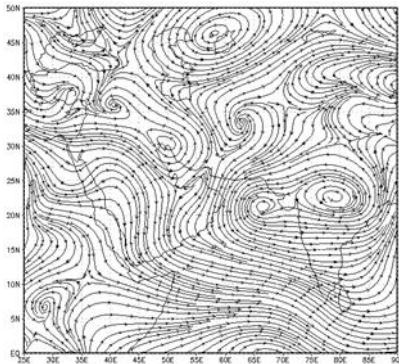


شکل ۶- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی سه روز قبل از رخداد

تراف با محور شمالی - جنوبی در غرب ایران می‌شود. با آغاز بارش کم ارتفاع هند گسترش بیشتری یافته و نواحی

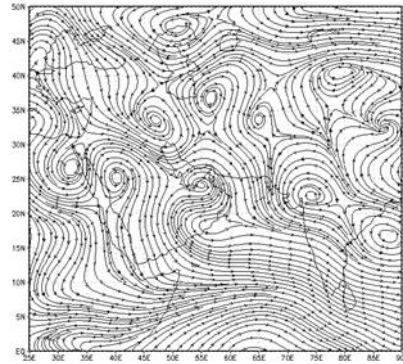
هسته کم ارتفاع دیگری با ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر در شمال دریای خزر قرار دارد که به سمت جنوب سبب تشکیل

ایران بین طول ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی تقریباً از تراز ۹۰۰ تا ۳۰۰ ه پ شرایط ناپایداری حاکم است. دو هسته ناپایداری دیگر در محدوده ۳۸ تا ۴۷ درجه شرقی و ۷۵ تا ۸۴ درجه شرقی از تراز ۱۰۰۰ تا ۶۰۰ ه پ مشاهده می-شود. در زمان بارش هسته ناپایداری بسیار قوی در محدوده ۶۵ تا ۷۵ درجه شرقی از تراز ۹۰۰ تا ۵۰۰ ه پ شکل گرفته است که در ترازهای بالاتر محور آن به سمت غرب اریب شده است. در محدوده ۵۵ تا ۶۰ درجه شرقی از تراز ۱۰۰۰ تا ۸۰۰ ه پ شرایط ناپایداری ضعیفی وجود دارد (شکل ۶ و ۷)



شکل ۹- نقشه خطوط جریان در زمان رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ

جنوب شرق ایران را فرا گرفته است. تراف غرب ایران عمیق تر شده و تا خلیج فارس امتداد یافته است. نواحی مرکزی و شرقی ایران با قرارگیری در جلوی این تراف شرایط جو ناپایدار پیدا کرده اند (شکل ۴ و ۵). نقشه امگا برای نشان دادن صعودی یا نزولی بودن جریان هوا در ترازهای مختلف بکار می-رود. مقادیر منفی دال بر صعود جریان-هوا و تقویت همرفت است در حالیکه مقادیر مثبت نشان دهنده نزول جریان-هوا و تقویت واگرایی می باشد (قویدل رحیمی، ۱۳۸۹: ۱۸۲). نیمرخ سه روز قبل از رخداد بارش در امتداد عرض ۲۷/۵ درجه شمالی نشان می دهد که در

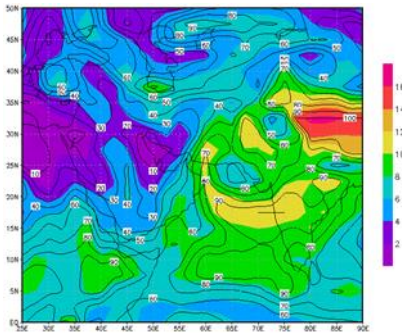


شکل ۸- نقشه خطوط جریان سه روز قبل از رخداد تراز ۷۰۰ ه پ

که دو حلقه گردشی در شمال شرق و غرب ایران، یک حلقه گردشی روی

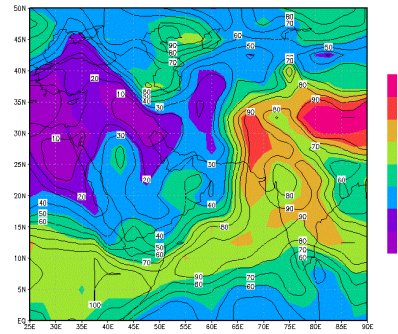
نقشه خطوط جریان تراز ۷۰۰ ه پ در سه روز قبل رخداد بارش نشان می دهد

روی شمال خلیج فارس هوای گرم و مرطوب خلیج فارس را به نواحی داخلی ایران هدایت می‌کند. هسته آنتی-سیکلونی شرق افغانستان سبب وزش شمال شرقی - جنوب غربی در جنوب شرق ایران شده است. وزش این هسته با هسته سیکلونی خلیج بنگال همراه شده و سبب نفوذ رطوبت خلیج بنگال به جنوب شرق ایران می‌شود (شکل ۸ و ۹).



شکل ۱۱- نم و ویژه و رطوبت نسبی در زمان رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ

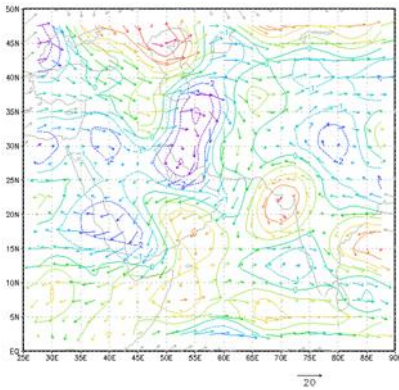
افغانستان و یک حلقه گردشی بر روی امارات جریانات هوای ایران در این سطح را کنترل می‌کنند. گردش هوا در سامانه مستقر بر روی شمال شرق ایران و امارات آنتی سیکلونی (ساعتگرد) و دو سامانه دیگر گردش سیکلونی (پادساعتگرد) دارند. این سامانه‌ها سبب وزش شمال غربی - جنوب شرقی در جنوب شرق ایران شده‌اند. در زمان رخداد بارش حلقه گردشی سیکلونی بر



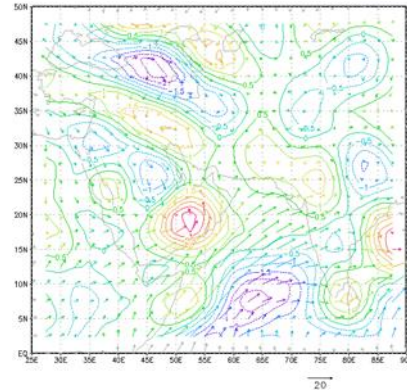
شکل ۱۰- نم و ویژه و رطوبت نسبی سه روز قبل از رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ

تا ۱۰۰ درصد و نم ویژه ۱۰ تا ۱۶ گرم در هر کیلو هوای خشک است که در زمان رخداد بارش زبانه‌ای از هوای مرطوب از طریق هند و سپس اقیانوس هند وارد جنوب شرق ایران شده و رطوبت رخداد بارش در این روز را تأمین می‌کند (شکل ۱۰ و ۱۱).

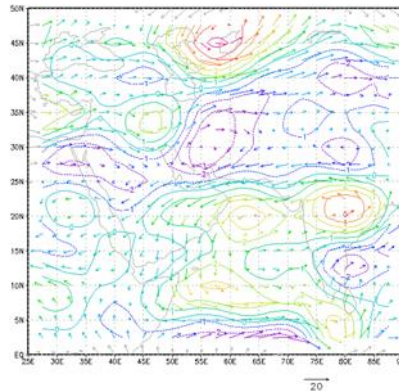
مقادیر نم ویژه و نم نسبی در سه روز قبل رخداد بارش نشان می‌دهد که میزان نم نسبی در ایران ۳۰ درصد و مقدار نم ویژه ۴ تا ۶ گرم در هر کیلوگرم هوای خشک است. در این هنگام محدوده گسترده‌ای از شمال آفریقا، اقیانوس- هند، پاکستان و هند دارای نم نسبی ۷۰



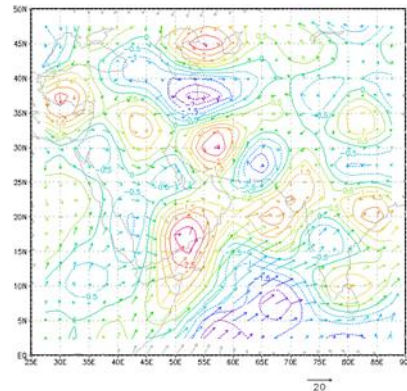
شکل ۱۳- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
تراز ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد



شکل ۱۲- توزیع مکانی و وزش تاوایی تراز ۱۰۰۰
ه پ سه روز قبل از رخداد



شکل ۱۵- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
تراز ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



شکل ۱۴- توزیع مکانی و وزش تاوایی تراز ۱۰۰۰
ه پ در زمان رخداد بارش

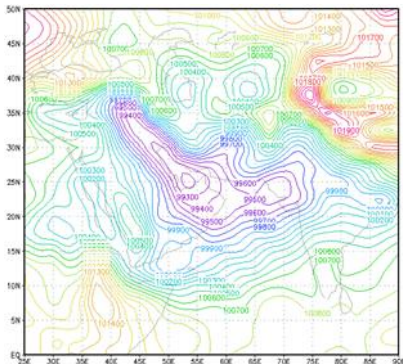
مرکز سبب مکش هوای اطراف می‌شود. از طرف دیگر در تراز ۵۰۰ ه پ شرایط تاوایی منفی از جنوب خلیج فارس تا شمال شرق ایران سبب واگرایی در این تراز شده و در سطوح زیرین سبب تقویت ناپایداری می‌شود (شکل ۱۲ و

در سه روز قبل رخداد بارش محدوده تاوایی مثبت نسبتاً ضعیفی در تراز ۱۰۰۰ ه پ در جهت مداری از شمال- غرب هند تا نواحی جنوب ایران و عراق گسترش یافته است که زمینه همگرایی در سطح زمین را فراهم کرده است. این

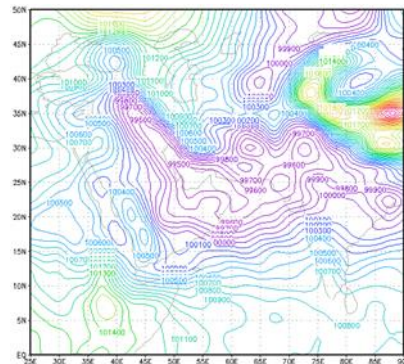
قبل از آغاز بارش کم فشار حرارتی گسترده‌ای بر روی خلیج فارس و خشکی‌های مجاور آن، پاکستان و هند مستقر است. در شمال غرب دریای خزر مرکز پرفشاری مستقر است که زبانه‌ای از آن به صورت یک ترف تا نواحی مرکزی ایران گسترش یافته است. با آغاز بارش کم فشار روی خلیج فارس قوی تر شده و فشار مرکزی آن به ۹۹۲ ه پ رسیده است از طرفی زبانه‌ای از این کم فشار تا کرمان گسترش یافته است. قرار گرفتن زبانه کم فشار گرم و مرطوب در جلوی ترف ناشی از زبانه پرفشار دریای خزر سبب ناپایداری و بارش در این منطقه شده است (شکل ۱۶ و ۱۷).

۱۳). در زمان رخداد بارش در سطح زمین مرکز تاوایی مثبت قوی در جنوب ایران مستقر شده که توسط سه مرکز تاوایی منفی بر روی پاکستان، عربستان و دریای خزر احاطه شده و هوای پخش شده این مراکز را می مکد. در همین هنگام در تراز ۵۰۰ ه پ شرایط تاوایی منفی حاکم است. در این سطح واگرایی هوا، سبب مکش هوای زیرین شده و شرایط ناپایداری و بارش را فراهم کرده است (شکل ۱۴ و ۱۵).

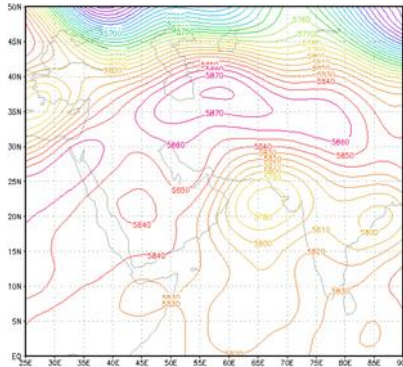
رخداد دوم: سه روز قبل از بارش فراگیر (۱۹۹۵/۰۷/۱۸) و زمان بارش فراگیر (۱۹۹۵/۰۷/۲۱):



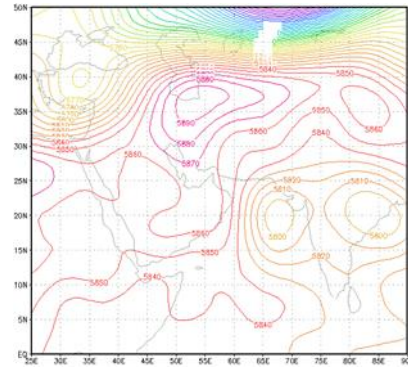
شکل ۱۷- نقشه فشار سطح زمین در زمان رخداد بارش



شکل ۱۶- نقشه فشار سطح زمین سه روز قبل از رخداد بارش



شکل ۱۹- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



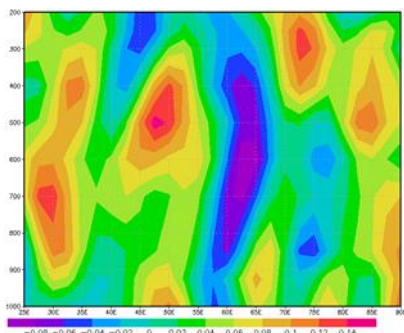
شکل ۱۸- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد بارش

جنوب شرق ایران با قرارگیری در جلوی این تراف ناپایدار شده اند (شکل ۱۸ و ۱۹).

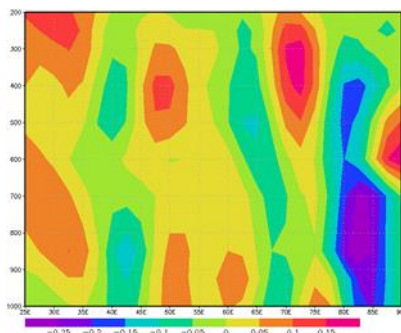
نقشه ناپایداری قبل از رخداد بارش نشان می دهد که در محدوده طول ۴۷ تا ۶۰ درجه شرقی از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ ه پ تقریباً شرایط جو پایدار حاکم است و فقط بر روی شمال عربستان و هند شرایط حرکت صعودی هوا و ناپایداری وجود دارد. همزمان با شروع بارش از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ ه پ ناپایداری قوی از طول ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی مشاهده می شود. هسته بیشینه ناپایداری بین تراز ۷۰۰ تا ۵۵۰ ه پ قرار دارد (شکل ۲۰ و ۲۱).

در تراز ۵۰۰ ه پ و قبل از رخداد بارش زبانه ای از پراتفاح مستقر روی شمال آفریقا به سمت ایران گسترش یافته است. در شرق هند نیز مرکز کم ارتفاعی با دو هسته مستقر است که به سمت غرب گسترش بیشتری دارد. همچنین مرکز کم ارتفاع دیگری بر روی ترکیه قرار است که تراف آن با محور شمالی - جنوبی تا شمال دریای سرخ امتداد دارد. با شروع بارش هسته کم ارتفاع هند بخش جنوب شرق ایران را فرا گرفته است.

هسته پراتفاح روی ایران با ۵۸۷۰ ژئوپتانسیل متر تقویت شده و زبانه ای از آن به صورت تراف عمیقی تا جنوب خلیج فارس گسترش یافته است و نواحی



شکل ۲۱- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰۰ ه پ
برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی در زمان رخداد
بارش



شکل ۲۰- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰۰ ه پ
برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی سه روز قبل از
رخداد

سبب تقویت آن می‌شود (شکل ۲۲ و ۲۳).

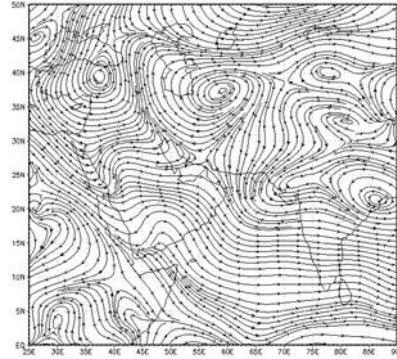
تراکم رطوبت و بیشینه نم نسبی قبل از رخداد بارش در ایران بر روی هند و منطقه شاخ آفریقا مشاهده می‌شود. رطوبت هند تا منطقه پاکستان گسترش یافته است و رطوبت نسبی به بیش از ۷۰ درصد رسیده است. با گسترش شرق سوی زبانه رطوبتی هند در نواحی جنوب شرقی ایران افزایش رطوبت و بارش بوقوع پیوسته است و نم نسبی در این نواحی تا ۹۰ درصد نیز افزایش یافته است (شکل ۲۴ و ۲۵).

قبل از شروع بارش در سطح زمین نواحی جنوب و جنوب شرق ایران سه هسته تاوایی مثبت تشکیل شده است که در واقع زبانه‌ای از تاوایی مثبت در

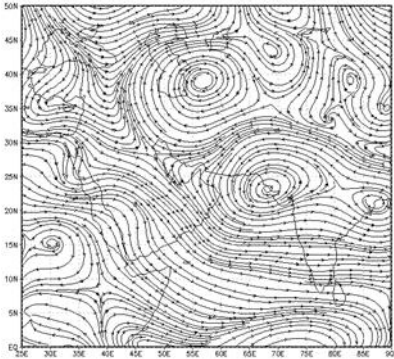
قبل رخداد بارش نقشه خطوط جریان استقرار سامانه ساعتگرد در شمال شرق ایران را نشان می‌دهد که سبب وزش شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی در نواحی جنوب شرق ایران شده است. سامانه پادساعتگرد دیگری بر روی هند مستقر است که رطوبت اقیانوس را به خلیج بنگال پمپاژ می‌کند. گسترش شرق سوی هسته پادساعتگرد هند و گسترش آن تا جنوب شرق ایران همراه با شروع بارش در این منطقه می‌باشد. این هسته علاوه بر انتقال رطوبت هند به ایران، از طریق اقیانوس هند و دریای عمان نیز تقویت می‌شود. از طرفی سامانه ساعتگرد شرق دریای خزر در مجاورت با این سامانه و همسوئی با آن

دریای عرب و جنوب شرق عربستان می-
باشد. در شمال شرق ایران شرایط تاوایی

منفی حاکم است و سایر نواحی دارای
تاوایی مثبت هستند



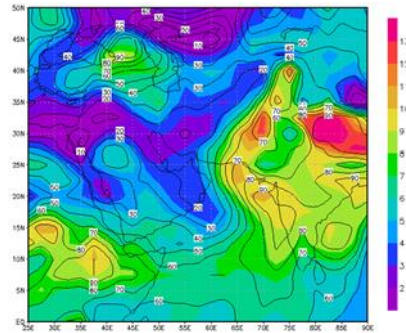
شکل ۲۲- نقشه خطوط جریان سه روز قبل از
رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ



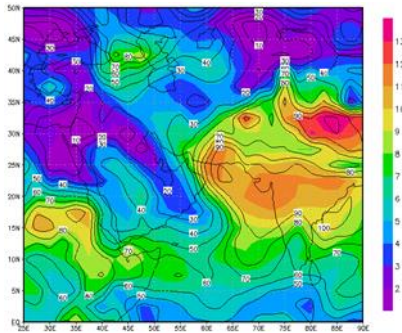
شکل ۲۳- نقشه خطوط جریان در زمان
رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ

در تراز ۵۰۰ ه پ بجزء جنوب و جنوب-
شرق ایران شرایط تاوایی منفی وجود
دارد. هسته تاوایی قوی دیگری در

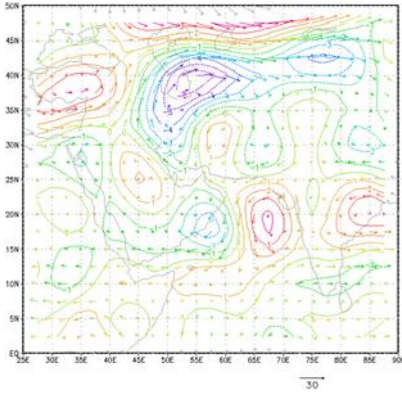
اقیانوس هند قرار دارد و در جنوب شرق
عربستان تاوایی منفی حاکم است
(شکل ۲۶ و ۲۷)



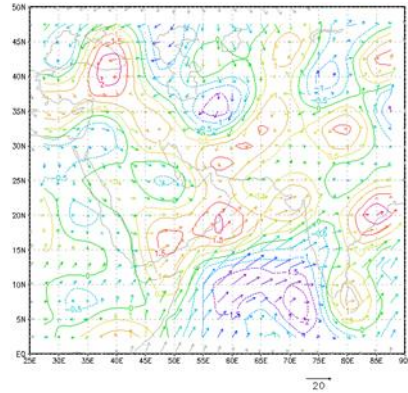
شکل ۲۴- مقادیر نم ویژه و رطوبت نسبی سه
روز قبل از رخداد تراز ۷۰۰ ه پ



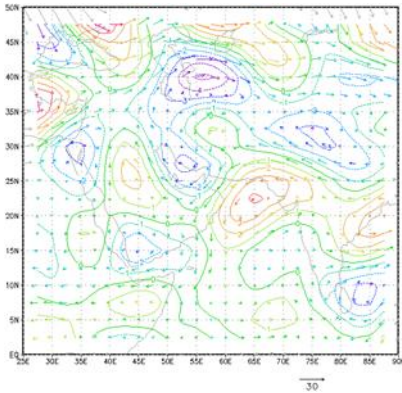
شکل ۲۵- مقادیر نم ویژه و رطوبت نسبی در
زمان رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ



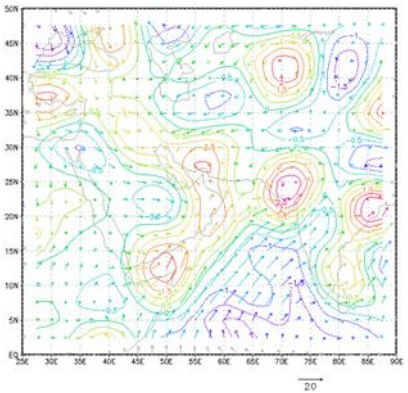
شکل ۲۷- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد



شکل ۲۶- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
سطح زمین سه روز قبل از رخداد



شکل ۲۹- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
تراز ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



شکل ۲۸- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
سطح زمین در زمان رخداد بارش

تاوایی مثبت جنوب شرق ایران اندکی تضعیف شده و به نواحی داخلی ایران نفوذ کرده و جای خود را به هسته قوی- تر تاوایی مثبت اقیانوس هند داده است. در این تراز نواحی جنوب غربی و شمالی ایران دارای تاوایی منفی می باشند (شکل ۲۸ و ۲۹).

با شروع بارش در سطح زمین هسته تاوایی مثبت عربستان با هسته تاوایی مثبت جنوب شرق ایران ادغام شده و جنوب ایران را کاملاً تحت سیطره خود در آورده است. این هسته با چرخش سیکلونی سبب انتقال رطوبت و همچنین افزایش ناپایداری در جنوب- شرق ایران شده است. در تراز ۵۰۰ ه پ

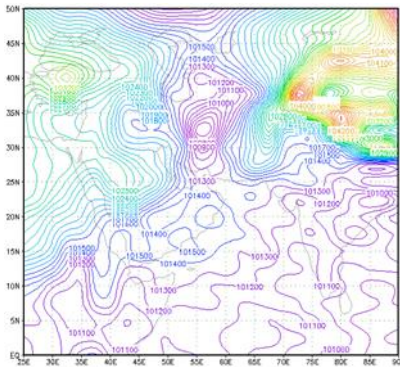
رخداد سوم: سه روز قبل از بارش فراگیر (۲۰۰۵/۰۶/۰۸) و زمان بارش فراگیر (۲۰۰۵/۰۶/۱۱)

سه روز قبل رخداد بارش هسته کم فشار گسترده‌ای بر روی خلیج فارس تشکیل شده است. هسته‌های کم فشار دیگری نیز بر روی پاکستان و شمال غرب هند مشاهده می‌شوند. در نواحی جنوب و جنوب شرق ایران زبانه‌ای از پرفشار مستقر بر روی غرب دریای خزر به صورت یک تراف با محور شمال غربی - جنوب شرقی مستقر است.

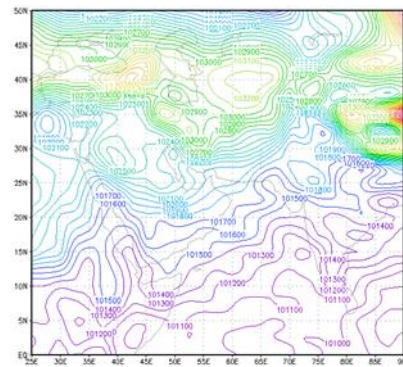
در زمان رخداد بارش دو هسته کم فشار با فشار مرکزی ۹۹۸ ه پ در مرکز و

جنوب شرق ایران مستقر شده است که سبب ناپایداری این مناطق شده‌اند (شکل ۳۰ و ۳۱).

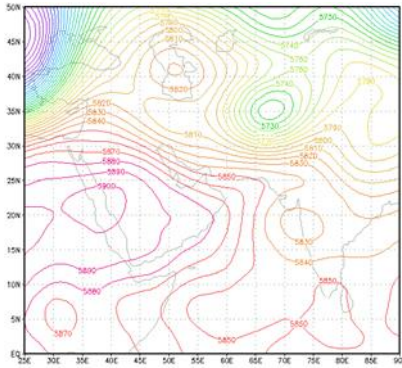
در تراز ۵۰۰ ه پ قبل از رخداد بارش مرکز پراارتفاع گسترده‌ای طبق معمول بر روی عربستان و شمال شرق آفریقا شکل گرفته است. زبانه‌ای از کم ارتفاع روسیه به صورت یک سردچال در شرق دریای خزر گسترش یافته و تا سواحل جنوبی آن امتداد دارد. با آغاز بارش این سردچال به افغانستان و شرق ایران منتقل شده و چون دارای تاوایی مثبت می‌باشد زمینه ناپایداری و بارش را فراهم نموده است (شکل ۳۲ و ۳۳).



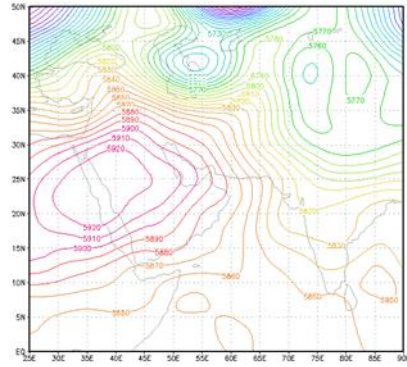
شکل ۳۱- نقشه فشار سطح زمین در زمان
رخداد بارش



شکل ۳۰- نقشه فشار سطح زمین سه روز
قبل از رخداد بارش



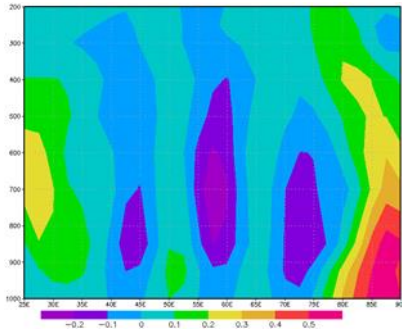
شکل ۳۳- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



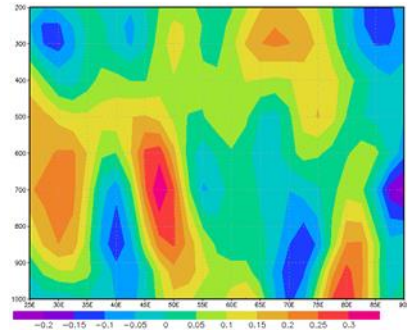
شکل ۳۲- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد بارش

بارش وضعیت ناپایداری در تراز ۸۰۰ تا ۵۰۰ ه پ بین طول ۴۸ تا ۵۷ درجه شرقی با شدت بیشتر و در سطوح بالاتر از تراز ۸۵۰ ه پ در سایر نواحی ایران با شدت کمتر مشاهده می‌شود (شکل ۳۴ و ۳۵).

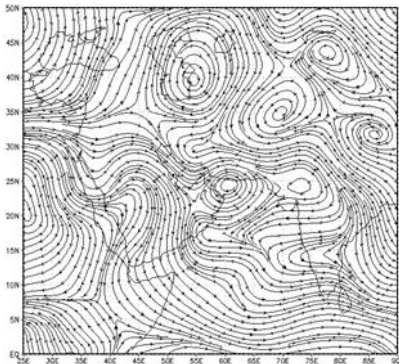
نقشه ناپایداری قبل از رخداد بارش نشان می‌دهد که از تراز ۹۰۰ تا ۶۵۰ ه پ در محدوده طول ۵۱ تا ۶۱ درجه شرقی شرایط ناپایداری ضعیف وجود دارد در سایر نواحی و سطوح در ایران شرایط پایداری برقرار است. با شروع



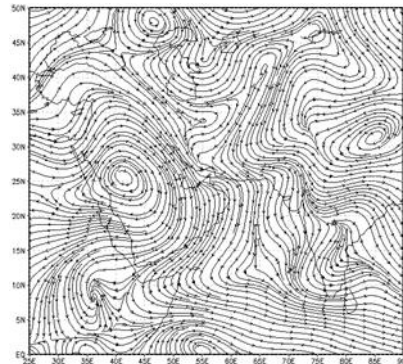
شکل ۳۵- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی در زمان رخداد بارش



شکل ۳۴- نیمرخ قائم امگا تراز ۱۰۰۰-۲۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی سه روز قبل از رخداد



شکل ۳۷- نقشه خطوط جریان در زمان
رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ



شکل ۳۶- نقشه خطوط جریان سه روز قبل از
رخداد تراز ۷۰۰ ه پ

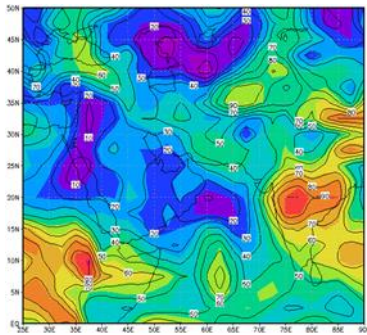
افغانستان تأمین می‌کند. هسته ساعتگرد دریای عمان نیز از سبب انتقال رطوبت دریای عمان و خلیج فارس به نواحی جنوب شرق ایران می‌شود (شکل ۳۷).

سه روز قبل رخداد بارش مقادیر رطوبت ویژه ناچیز و رطوبت نسبی در غالب نواحی ایران حدود ۲۰ درصد است. لیکن بر روی هند، اقیانوس هند و منطقه شاخ آفریقا تمرکز بالای رطوبت ویژه و همچنین رطوبت نسبی بالایی مشاهده می‌شود (شکل ۳۸) که زبانه‌ای از کانون رطوبتی شبه‌قاره هند در زمان رخداد بارش نواحی جنوب شرق ایران را متأثر ساخته است و سبب افزایش رطوبت نسبی به بیش از ۷۰ درصد و میزان رطوبت ویژه هم به ۱۰ گرم

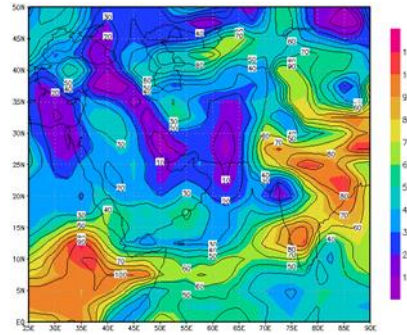
شکل ۳۶ هسته ساعتگردی را بر روی عربستان نشان می‌دهد که تأثیر عمده- ای بر جهت وزش در تراز ۷۰۰ ه پی نیمه غربی ایران دارد و سبب وزش شمال غربی - جنوب شرقی شده است. سامانه ساعتگرد دیگری بر روی قزاقستان قرار دارد که زبانه آن به سمت ایران ابتدا سبب وزش شمال شرقی - جنوب غربی و سپس وزش شمال غربی - جنوب شرقی در نیمه شرقی ایران شده- است. با آغاز بارش دو هسته ساعتگرد در غرب دریای خزر و دریای عمان و یک هسته پادساعتگرد بر روی افغانستان مشاهده می‌شود. هسته پادساعتگرد افغانستان ناشی از سردچال جوئی در تراز بالاتر است که بخشی از رطوبت جنوب شرق ایران در زمان بارش را از

روی عربستان، دریای خزر و جنوب شرق ایران مشاهده می‌شود (شکل ۴۲ و ۴۳). نقشه تراز سطح زمین قبل از شروع بارش نشان دهنده تشکیل مرکز کم فشار گسترده بر روی خلیج فارس و خشکی های مجاور آن می‌باشد. این مرکز کم فشار گسترده به سمت شرق و بر روی پاکستان و شمال هند دارای چندین هسته بسته است. در امتداد رشته کوه زاگرس زبانه‌ای از پرفشار مستقر بر روی غرب دریای خزر به صورت یک تراف در جهت شمال غرب - جنوب شرق تا محدوده غرب کرمان نفوذ کرده است. با شروع بارش مرکز پرفشار غرب دریای خزر تقویت شده و قسمت جلوی تراف اندکی به سمت شرق جابجا شده است. سامانه کم فشار بر روی هند و پاکستان تضعیف شده ولی در خلیج فارس همچنان پرقوت فعال است. هسته کم فشاری منشعب از کم فشار گسترده خلیج فارس بر روی بیرجند مستقر شده که با گردش پادساعتگرد رطوبت عرض‌های پایین تر را به داخل ایران می‌مکد (شکل ۴۴ و ۴۵).

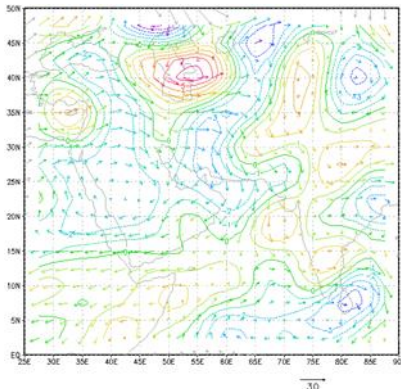
رسیده است که این شرایط تغذیه مناسبی برای بارش می‌باشد (شکل ۳۹). نقشه امگا قبل از رخداد بارش در تراز ۱۰۰۰ ه پ نشان می‌دهد که نواحی شرقی و جنوبی تحت سیطره تاوایی منفی هستند که سبب پایداری در این بخش شده‌اند. بر روی غرب ایران و پاکستان و جنوب شرق عربستان نیز شرایط تاوایی مثبت و ناپایداری مشاهده می‌شود. در نقشه تراز ۵۰۰ ه پ تاوایی منفی در غالب نواحی ایران بجزء بخش کوچکی از شرق و نواحی شمالی ایران مشاهده می‌شود (شکل ۴۰ و ۴۱). در زمان آغاز بارش در سطح زمین هسته تاوایی منفی به نواحی شمال شرقی ایران محدود شده است و نواحی جنوب و جنوب شرقی ایران با گسترش سه هسته تاوایی مثبت پاکستان، غرب ایران و جنوب شرق عربستان ناپایدار شده است. در تراز ۵۰۰ ه پ در شمال شرق و جنوب غرب ایران مرکز تاوایی مثبت وجود دارد. در این هنگام چند هسته تاوایی منفی بر



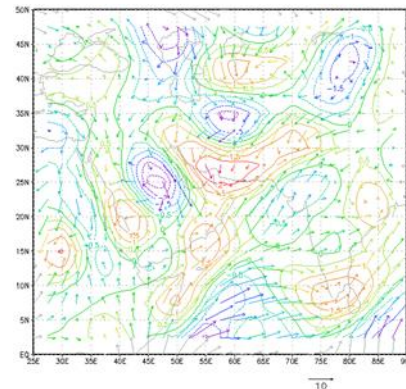
شکل ۳۹- مقادیر نم ویژه و رطوبت نسبی در زمان رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ



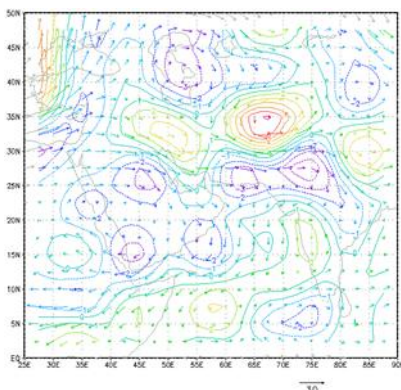
شکل ۳۸- مقادیر نم ویژه و رطوبت نسبی سه روز قبل از رخداد تراز ۷۰۰ ه پ



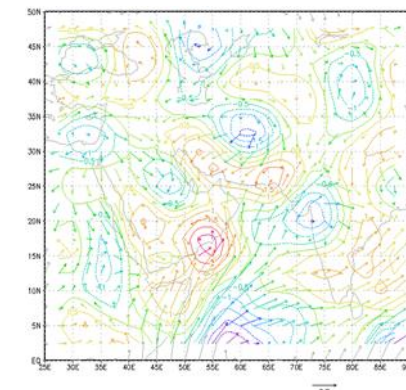
شکل ۴۱- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی تراز ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد



شکل ۴۰- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی سطح زمین سه روز قبل از رخداد



شکل ۴۳- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی تراز ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش

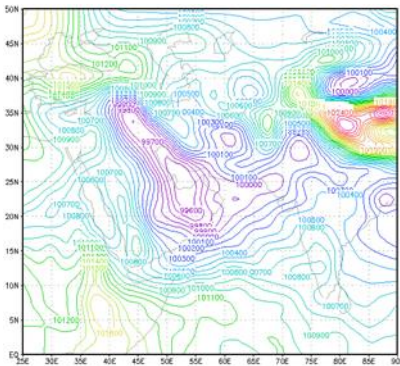


شکل ۴۲- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی سطح زمین در زمان رخداد بارش

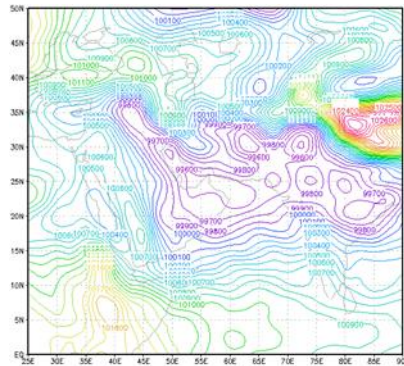
در شمال دریای سیاه مستقر است که زبانه آن به صورت یک ترفاف بین پراارتفاع ایران و مصر قرار گرفته است. کم ارتفاع دیگری با ۵۸۲۰ ژئوپتانسیل - متر در دریای عرب مستقر است که شمال آن نواحی جنوب شرق ایران را پوشش داده است. قرارگیری این مرکز کم ارتفاع در جلوی ترفاف هسته پراارتفاع ایران سبب ناپایداری شده است (شکل ۴۶ و ۴۷).

رخداد چهارم: سه روز قبل از بارش فراگیر (۲۰۱۳/۰۸/۰۱) و زمان بارش فراگیر (۲۰۱۳/۰۸/۰۴)

نقشه تراز ۵۰۰ ه پ قرارگیری یک ترفاف گسترده با محور شمال غرب - جنوب شرق از شمال دریای سیاه تا غرب خلیج فارس را نشان می دهد. در این هنگام زبانه پراارتفاع شمال آفریقا به صورت یک هسته با ارتفاع ۵۸۹۰ ژئوپتانسیل متر ایران را در بر گرفته است. کم ارتفاع گسترده ای با ۵۷۷۰ ژئوپتانسیل متر بر روی هند مستقر است که زبانه آن تا جنوب شرق ایران، دریای عمان و جنوب عربستان گسترش یافته است. وقوع بارش همراه با استقرار سه هسته پراارتفاع بر روی مصر، ایران و شمال هند است. کم ارتفاع بسیار قوی



شکل ۴۵- نقشه فشار سطح زمین در زمان رخداد بارش



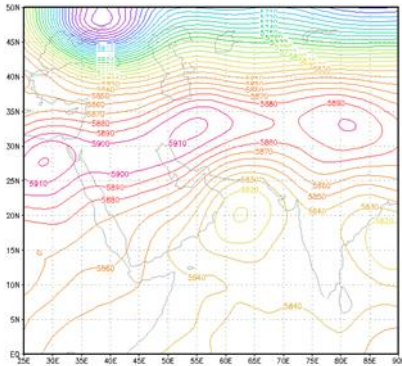
شکل ۴۶- نقشه فشار سطح زمین سه روز قبل از رخداد بارش

سلول قوی ناپایداری از تراز ۱۰۰۰ تا ۴۰۰ ه پ در غرب هند قرار دارد. در غرب ایران نیز از تراز ۶۰۰ تا ۳۰۰ ه پ

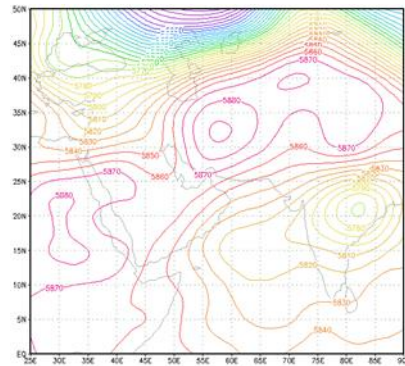
نقشه امگا قبل آغاز بارش وجود پایداری از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ ه پ بین طول ۵۰ تا ۶۰ درجه شرقی را نشان می دهد.

وجود دارد و بالاتر از این تراز شرایط پایداری حاکم است (شکل ۴۸ و ۴۹).

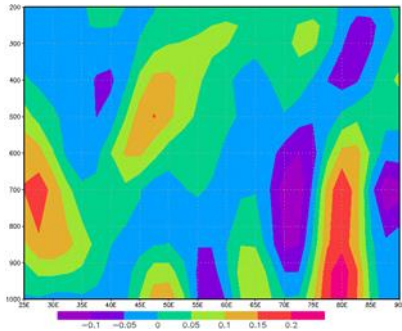
ناپایداری مشاهده می‌شود. با آغاز بارش بین طول ۵۴ تا ۶۱ درجه شرقی از تراز ۱۰۰۰ تا ۷۵۰ ه پ شرایط ناپایداری



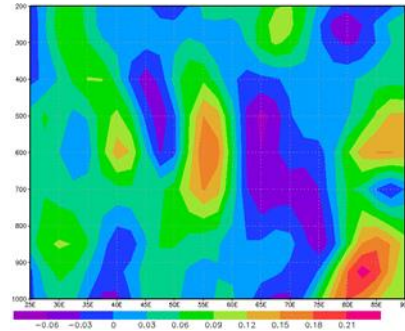
شکل ۴۷- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



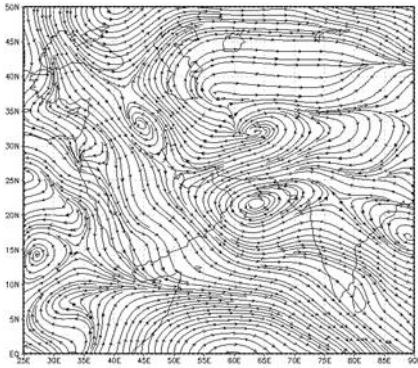
شکل ۴۶- نقشه ارتفاع ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد بارش



شکل ۴۹- نیمرخ قائم‌امگا تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی در زمان رخداد بارش

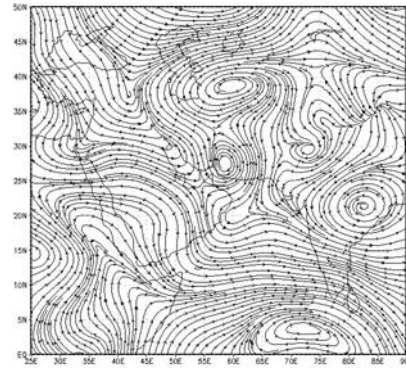


شکل ۴۸- نیمرخ قائم‌امگا تراز ۵۰۰-۱۰۰۰ ه پ برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی سه روز قبل از رخداد



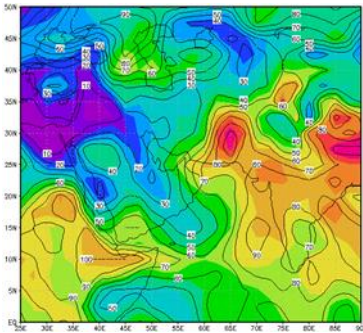
شکل ۵۱- نقشه خطوط جریان در زمان رخداد

بارش تراز ۷۰۰ ه پ



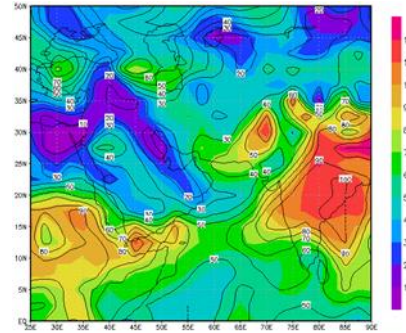
شکل ۵۰- نقشه خطوط جریان سه روز قبل از

رخداد تراز ۷۰۰ ه پ



شکل ۵۳- مقادیر نم و ویژه و رطوبت نسبی در

زمان رخداد بارش تراز ۷۰۰ ه پ



شکل ۵۲- مقادیر نم و ویژه و رطوبت نسبی سه

روز قبل از رخداد تراز ۷۰۰ ه پ

غربی ایران می‌شود. شروع بارش همراه با فعالیت دو سامانه گردشی در تراز ۷۰۰ ه پی ایران است. سامانه پادساعتگرد جنوب دریای عمان با تقویت رطوبتی از اقیانوس هند و انتقال آن به خشکی‌های عرض‌های بالاتر بخش عمده رطوبت بارش این روز را تأمین کرده‌است. همچنین سامانه ساعتگرد غرب افغانستان با همسوئی با

قبل از آغاز بارش دو سامانه گردشی جریانات تراز ۷۰۰ ه پ ایران را کنترل می‌کند. هسته ساعتگرد شمال شرق ایران که سبب وزش شمالی جنوبی در جنوب شرق ایران و وزش شرقی - غربی در شمال ایران می‌شود. هسته ساعتگرد دیگری بر روی شرق تنگه هرمز قرار دارد که سبب وزش جنوبی - شمالی و جنوب شرقی - شمال غربی در نیمه

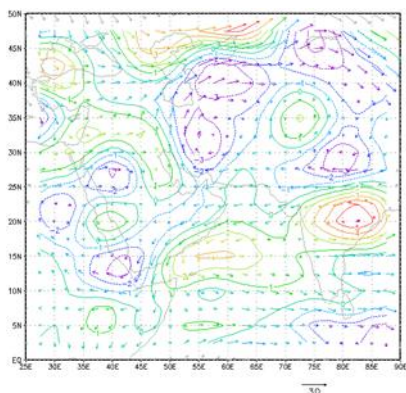
این سامانه سبب تقویت آن شده است (شکل ۵۰ و ۵۱).

نقشه نم ویژه و نم نسبی قبل از رخداد بارش وجود دو کانون بزرگ رطوبتی بر روی هند و آبهای اطرافش و دیگری بر روی آفریقای مرکزی را نشان می‌دهد. هسته رطوبتی منفردی بر روی شمال-غرب هند مستقر است که زبانه آن در امتداد سواحل دریای عمان به سمت غرب گسترش یافته است. با آغاز بارش این هسته تقویت شده و هسته مرکزی آن دارای رطوبت بیش از ۱۲ گرم در هر کیلوگرم هوای خشک و رطوبت نسبی آن به بیش از ۹۰ درصد رسیده است. این سامانه تا پاکستان و جنوب شرق ایران گسترده شده است (شکل ۵۲ و ۵۳).

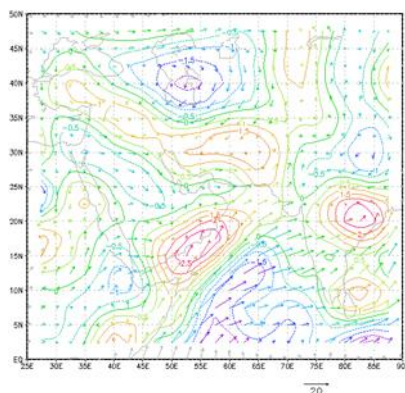
نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی در تراز ۱۰۰۰ ه پ پیش از شروع بارش از پاکستان تا غرب ترکیه سه سلول تاوایی مثبت مستقر است. سلول تاوایی مثبت پر قدرت دیگری بر روی جنوب شرق عربستان قرار دارد. هسته تاوایی مثبت قوی دیگری بر مرکز هند قرار دارد. در این هنگام مرکز تاوایی منفی قوی بر

روی دریای خزر مستقر است که شمال ایران را تحت تأثیر قرار داده است. در تراز ۵۰۰ ه پ شرایط تاوایی منفی در ایران و عربستان وجود دارد. در این تراز فقط بر روی هند و دریای عرب و همچنین شمال خزر شرایط تاوایی مثبت مشخص می‌شود (شکل ۵۴ و ۵۵).

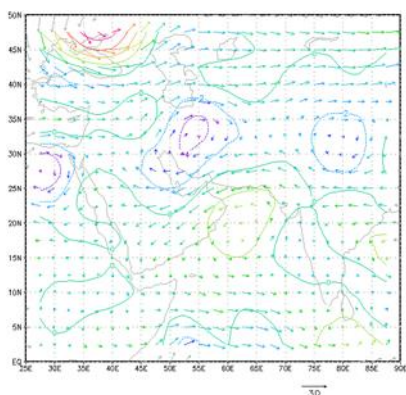
با آغاز بارش در تراز ۱۰۰۰ ه پ شمال و شمال شرق ایران تحت تأثیر سلول تاوایی منفی قرار دارد. در این هنگام در جنوب ایران مرکز تاوایی مثبت در ارتباط با دو سلول تاوایی مثبت روی غرب ایران و جنوب شرق عربستان استقرار دارد. این مرکز نقش مهمی در ناپایداری و مکش هوای اطراف بویژه هوای گرم و مرطوب خلیج فارس و دریای عمان دارد. در تراز ۵۰۰ ه پ بجزء در شمال دریای سیاه در سایر مناطق شرایط تاوایی منفی وجود دارد. دو هسته تاوایی منفی قوی بر روی مرکز ایران و مصر قرار دارد که سبب پراکنش هوا به اطراف شده و این امر اجازه صعود هوای ترازهای زیرین را می‌دهد (شکل ۵۶ و ۵۷)



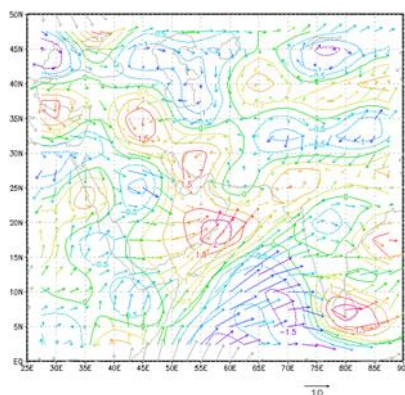
شکل ۵۵- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
تراز ۵۰۰ ه پ سه روز قبل از رخداد



شکل ۵۴- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
سطح زمین سه روز قبل از رخداد



شکل ۵۷- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
تراز ۵۰۰ ه پ در زمان رخداد بارش



شکل ۵۶- نقشه توزیع مکانی و وزش تاوایی
سطح زمین در زمان رخداد بارش

خلیج فارس و ادغام آن با کم فشار پاکستان که به سمت غرب جابجا شده و قرار گیری این کم فشار در قسمت جلوی تراف ناشی از زبانه پرفشار ترکیه عامل اصلی ناپایداری در سطح زمین است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکل بجزه رخداد سوم در سایر رخداد های بارش تشکیل و گسترش تراف در غرب ایران

نتیجه گیری

در تراز سطح زمین از عوامل ناپایداری در جنوب شرق ایران در فصل تابستان استقرار پرفشار بر روی ترکیه و گسیل زبانه‌ی آن به صورت تراف تا محدوده کرمان و در امتداد رشته کوه زاگرس است. از طرفی نفوذ زبانه کم فشار

و قرارگیری نواحی شرقی ایران در جلوی این تراف نقش اصلی در ناپایداری را ایفا کرده است. در رخداد سوم سردچالی از کم ارتفاع روسیه منشعب شده و پس از عبور از روی دریای خزر بر روی افغانستان و شرق ایران مستقر و سبب افزایش تاوایی مثبت و ناپایداری شده است. ترسیم نیمرخ امگا برای عرض ۲۷/۵ درجه شمالی از تراز ۲۰۰-۱۰۰۰ ه پ نشان دهنده ناپایداری از سطح زمین تا تراز میانی جو در زمان رخداد بارش است در حالیکه قبل از رخداد بارش شرایط امگا مثبت و جو پایدار مستقر است. در نقشه خطوط جریان رخدادهای ۱، ۲ و ۴ استقرار سامانه چرخندی بر روی اقیانوس هند و سواحل غربی هند سبب انتقال رطوبت اقیانوس به جنوب شرق ایران شده است در حالیکه در رخداد ۳ یک هسته پادساعتگرد بر روی افغانستان تشکیل

شده که سبب انتقال رطوبت از طریق افغانستان به جنوب شرق ایران شده است. نقشه های نم ویژه و نم نسبی نیز نشان داد که رخداد های ۱، ۲ و ۴ از سامانه های رطوبتی مشترکی که از هند سرچشمه می گیرند، تغذیه شده اند در حالیکه سامانه ۳ رطوبت خود را از سردچال مستقر بر روی افغانستان تأمین نموده است. البته این سردچال نیز رطوبت خود را از زبانه مونسونی دریافت کرد که توانسته تا آسیای میانه گسترش یابد. نقشه تاوایی ترازهای ۱۰۰۰ و ۵۰۰ ه پ نیز نشان داد که در زمان رخداد بارش، در سطح زمین جنوب شرق ایران تاوایی مثبت و در تراز ۵۰۰ ه پی تاوایی منفی برقرار است. تاوایی منفی تراز میانی جو با پراکنش هوا به اطراف سبب افزایش مکش هوا از ترازهای زیرین می شود که در نتیجه ناپایداری در این منطقه رخ می دهد.

منابع

- ریزی، سال ۱۶، شماره ۳۷، صص ۸۱-۵۹.
- آب خرابات، شعیب؛ رضایی بنفشه، مجید؛ جهان بخش اصل، سعید؛ کریمی، مصطفی و علی اکبر رسولی (۱۳۹۵)، تحلیل دینامیکی - سینوپتیکی سازوکار بارش های تابستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی، سال چهل و هشتم، شماره ۹۷، صص ۳۴۹-۳۳۵.
- بنی واهب، علیرضا (۱۳۸۶)، بررسی الگوهای سینوپتیکی وقوع بارش های سیل آسای تابستانه در خراسان شمالی و رضوی، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، شماره ۱۳، ۵۳-۴۱.
- خدام، نوشین؛ ایران نژاد، پرویز و فرهنگ احمدی گیوی (۱۳۹۴)، بررسی اثر موسمی هند بر اقلیم تابستانی ایران، مجله ژئوفیزیک ایران، سال نهم، شماره ۲ (پیاپی ۲۵)، صص ۶۶-۵۲.
- خسروی، محمود؛ سلیقه، محمد و بهروز صباغی (۱۳۹۰)، تأثیر آنومالی های دمای سطح دریای عمان بر بارندگی فصول پاییز و زمستان سواحل جنوب شرقی ایران، جغرافیا و برنامه
- خوش اخلاق، فرامرز (۱۳۸۱)، مطالعه آب و هواشناسی سینوپتیکی موسمی تابستانه آسیا در کشور افغانستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۳ و ۶۴، ۲۱۲-۱۷۵.
- رضایی بنفشه، مجید؛ جهانبخش اصل، سعید؛ کریمی، مصطفی و علی اکبر رسولی (۱۳۹۵)، تحلیل دینامیکی - سینوپتیکی سازوکار بارش های تابستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۸، شماره ۳، ۳۴۹-۳۳۵.
- سازمان هواشناسی استان های سیستان و بلوچستان، کرمان، خراسان جنوبی و هرمزگان.
- سایت مرکز پیش بینی محیطی آمریکا <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.ncep.reanalysis.pressure.html>
- سلیقه، محمد (۱۳۸۳)، هماهنگی مراکز فشار جنب حاره ای در بارش های سیل آسای منطقه جنوب و جنوب-شرق ایران مطالعه موردی:

- بارش جولای ۱۹۷۶، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال اول، شماره ۱، ۱۰۲-۱۱۶.
- سلیقه، محمد و علیرضا صادقی نیا (۱۳۸۹)، بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره در بارش های تابستانه نیمه-ی جنوبی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۷، ۹۸-۸۳.
- سلیقه، محمد و فرامرز بریمانی (۱۳۸۶)، اثرات سیستمهای آب و هوایی موسمی در کشاورزی بلوچستان، جغرافیا و توسعه، شماره ۹، صص ۲۵-۸.
- عربی، زهرا (۱۳۸۵)، تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران، فصلنامه پژوهش-های جغرافیایی، سال سی و هشتم، شماره ۵۶، صص ۱۶-۱.
- علیجانی، بهلول؛ مفیدی، عباس و عباسعلی علی اکبری بیدختی (۱۳۹۰)، الگوهای گردش جو بارش های تابستانه جنوب شرق ایران در ماه ژوئیه ۱۹۹۴، فصلنامه فیزیک زمین و فضا، سال سی و هفتم، شماره ۳، صص ۲۰۵-۲۲۷.
- غیور، حسن علی و محمود خسروی (۱۳۸۰)، تأثیر پدیده انسو بر نابهنجاری های بارش تابستانی و پاییزی منطقه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۶، شماره ۳ (پیاپی ۶۲)، ۱۴۱-۱۷۴.
- فرهادی، نصرت؛ گندمکار، امیر؛ عساکره، حسین و مجید منتظری (۱۳۹۳)، تحلیل شرایط جوی توام با بارش های تابستانه در زاگرس جنوبی مطالعه موردی: بارش ۱۲-۶ سپتامبر ۲۰۰۸-۱۶-۲۲ شهریورماه ۱۳۸۷، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال بیست و نهم، شماره ۴، صص ۲۲۸-۲۱۵.
- قویدل رحیمی، یوسف (۱۳۸۹)، نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار Grads، چاپ اول، انتشارات سها دانش.
- نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۰)، الگوهای سینوپتیکی بارش های تابستانه جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۶، شماره ۳ (پیاپی ۶۲)، ۱۱۴-۱۲۵.

- Goswami B. N. and Prince K. Xavier (2005), Dynamics of “internal” interannual variability of the Indian summer monsoon in a GCM, Journal of Geophysical Research, Vol. 110, pp. 1-17.
- Ihara Chie, Yochanan Kushnir, Mark A. Cane and Victor H. De La Pena (2007), Indian summer monsoon rainfall and its link with ENSO and Indian Ocean climate indices, International journal of climatology, Vol. 27, pp. 179-187.
- Jeong Jaemin I., Park Rokjin J. (2017), Winter monsoon variability and its impact on aerosol concentrations in East Asia, Environmental Pollution, Vol. 221, pp. 285–292.
- Kale V. S, Ely Lisa L, Enzel Y, Baker Victor R, (1994), Geomorphic and hydrologic aspects of monsoon floods on the Narmada and Tapi
- نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۵)، مکانیسم‌های بارش در جنوب شرق کشور، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۳-۱.
- یاراحمدی، داریوش (۱۳۹۴)، واکاوی هم‌دید - ترمودینامیکی الگوهای بارش فراگیر تابستانه در نیمه شمالی ایران، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۶، شماره ۲ (۵۸)، ۲۳۰-۲۱۵.
- Akhlaq Jameel, Arif Mahmood & S. Anzar Ali Jafri. (2005) Weather in Pakistan northeast Monsoon season. Pakistan Journal of Meteorology, Vol. 2, Issue. 4, pp. 121-137.
- Fei Ge, Babar Zaheer Ahmad, Sheng-li Guo, Yun Chen, Xie-Fei Zhi and Tang Wei-Wei (2015), Atmospheric energy conversion characteristics of heavy rainfall in Sindh during the 2011 monsoon, Atmósfera, Vol. 28, Issue 4, pp. 231–241.

- microphysical response during the transition from southwest to northeast monsoon, *Atmospheric Research*, Vol. 166, pp. 182-194.
- Niyogi Dev, Chandra Kishtawal, Shivam Tripathi, and Rao S. Govindaraju (2010), Observational evidence that agricultural intensification and land use change may be reducing the Indian summer monsoon rainfall, *Water Resources Research*, Vol. 46, pp. 1-17.
 - 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*, Vol. 16(2), pp. 178-200.
 - Ruchith R.D., Deshpande S.M. and P. Ernest Raj (2016), UHF wind profiler observations of monsoon low-level jet (MLLJ) and its Rivers in central India, *Geomorphology*, Vol. 10, pp. 157-168.
 - Mohanty U. C, K. I. Ramesh and M. C. Pant (1996), Certain seasonal characteristic features of oceanic heat budget components over the Indian seas in relation to the summer monsoon activity over India, *International journal of climatology*, Vol. 16, pp. 243-264.
 - Muraleedharan P.M., Mohan Kumar K., Siva Kumar K.U (2013), A study on the characteristics of temperature inversions in active and break phases of Indian summer monsoon, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, No. 93, pp. 11-20.
 - Nair Sathy, Resmi E.A., Kulkarni Gayatri, Malap Neelam, Patade Sachin, Prabha Thara V. (2015), Thermodynamical and cloud

definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO–monsoon relationship, Quarterly journal of the royal meteorological society, Vol. 133, pp. 749-764.

association with rainfall over a tropical Indian station, *Atmósfera*, Vol. 29, Issue 1, pp. 1-9.

- Saraswat Rajeev, Nigam Rajiv, Corregge Thierry (2014), A glimpse of the Quaternary monsoon history from India and adjoining seas, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No. 397, pp. 1-6.
- Snead, R., 1968, Weather patterns in southernwest Pakistan, *Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol*, Ser. B, Vol. 16, pp. 316-346.
- Tamura Toru and Toshio Koike (2010), Role of convective heating in the seasonal evolution of the Asian summer monsoon, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, pp. 1-17.
- Xavier Prince K., Charline Marzin and B. N. Goswami (2007), An objective