

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۷ - بهار ۱۳۸۹

وصول مقاله : ۱۳۸۷/۱۰/۷

تأیید نهایی : ۱۳۸۸/۹/۲۶

صفحات : ۸۳ - ۹۸

بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب‌حاره در بارش‌های تابستانه نیمه‌ی جنوبی ایران

علیرضا صادقی‌نیا

دکتر محمد سلیقه

استادیار جغرافیا طبیعی دانشگاه تربیت معلم تهران کارشناس ارشد جغرافیا طبیعی (اقلیم‌شناسی)

چکیده

به منظور شناسایی ارتباط مکانی سیستم پراتفاح جنب‌حاره با بارش‌های تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی ایران، داده‌های بارش روزانه‌ی ایستگاه‌های سینوپتیک نیمه‌ی جنوبی ایران در دوره‌ی ۱۹۸۷ تا ۲۰۰۵ مورد بررسی قرار گرفت و شش دوره‌ی بارش فراگیر انتخاب گردید. بعد از بررسی نقشه‌ی فشار سطح زمین و ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال در روزهای بارش انتخاب شده، دو الگوی متفاوت شناسایی گردید. در الگوی نوع اول، در نتیجه‌ی حرکت چرخندی سیستم موسمی، رطوبت اقیانوس هند و دریاهای مجاور به سطوح پایین تروپوسفر انتقال می‌یابد. در سطوح میانی، ناوه‌ی غربی به سمت نیمه‌ی جنوبی ایران گسترش یافته و سبب عقب‌نشینی زبانه پراتفاح جنب‌حاره به عرض‌های پایین می‌شود. همچنین محور زبانه‌ی پرفشار جنب‌حاره تقریباً به حالت غربی - شرقی قرار می‌گیرد. در بارش‌های این الگو حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل به ترتیب در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال اتفاق می‌افتد و به علت تضعیف سیستم جنب‌حاره در سطوح میانی تروپوسفر ضخامت لایه‌ی همرفت تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه می‌یابد. در الگوی نوع دوم، سیستم موسمی به سمت ناحیه‌ی مطالعه ما گسترش یافته و همراه با نزدیک شدن کم‌فشارهای موسمی بارش‌های شدیدی رخ داده است.

در این نوع الگو ناوه‌ی جریانات غربی به سمت حوضه‌ی دریای مدیترانه گسترش یافته و سبب عقب‌نشینی زبانه‌ی پراتفاح جنب‌حاره به سمت شمال آفریقا می‌شود و هسته‌ی پراتفاحی از آن جدا شده و بر روی ایران باقی می‌ماند. در چنین شرایطی سیستم پراتفاح به لایه‌های بالاتر انتقال می‌یابد و شرایط برای صعود هوای مرطوب موسمی و ایجاد بارش‌های همرفتی ایجاد می‌شود. در بارش‌های این الگو حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رخ داده و ضخامت لایه‌ی همرفت نسبت به الگوی اول کمتر بوده و تا بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد.

کلیدواژه‌ها: پرفشار جنب‌حاره‌ای، سینوپتیک، بارندگی تابستانه، نیمه‌ی جنوبی ایران.

مقدمه

بیشترین میزان تغییرپذیری بارش به بخش‌های مرکزی، جنوب‌شرقی و جنوب کشور تعلق دارد (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۱۰۰). ضریب یکنواختی بارش سالانه در جنوب‌کشور بسیار پایین است (غیور، ۱۳۷۸: ۱۹). گاهی در تابستان بارش‌های سیل‌آسایی در این مناطق صورت می‌گیرد و اثرات وخیمی از نظر جانی و مالی برجای می‌گذارد. این بارش‌های شدید هزاران متر مکعب آب شیرین را از دسترس خارج ساخته و خرابی‌های فراوانی بر جای می‌گذارد.

وقوع چنین وضعیتی، شناسایی ابعاد مختلف بروز چنین ریزش‌هایی را ضروری می‌سازد تا بتوان بر اساس آن پیش‌بینی‌ها و برنامه‌ریزی‌های لازم را صورت داد و به‌منظور کاهش خسارات ناشی از این‌گونه بارش‌ها، به‌اعمال شیوه‌های مدیریت صحیح پرداخت. تاکنون برخی از مطالعات به بررسی بارش‌های فراگیر و شدید تابستانه‌ی ایران پرداخته‌اند، اما در هیچ یک از آنها، ارتباط بارش‌های تابستانه با نحوه‌ی تغییرات مکانی سیستم پرفشار جنب‌حاره به صورت کامل مطالعه نشده است. پرفشارهای جنب‌حاره تأثیرات غالبی روی اقلیم مجاورشان دارند و امروزه به دلیل وجود داده‌های عالی ماهواره‌ای امکان بهتری برای مطالعه‌ی آنها وجود دارد (Grotjahn, 2006: 587-6002). در لبه‌ی جنوبی پرفشار جنب‌حاره‌ی آرام شمالی یک چالاب (استخر)^۱ از هوای گرم آرام غربی وجود دارد و تأثیر آن روی گردش اتمسفری و بارش آسیای شرقی به‌اثبات رسیده است (Huang, Sun, 1992: 65-74).

مطالعه‌ی سیستم‌های موسمی حاکی از وجود رابطه‌ی نزدیک بین تغییرات پرفشار جنب‌حاره‌ی آرام و موسمی‌های تابستانه‌ی آسیا است (WU and Chan, 2005: 437-451) و کمربند بارش تابستانه در کشور چین به‌طور مستقیم تحت تأثیر شدت و موقعیت پرفشار جنب‌حاره‌ی تابستانه آرام واقع می‌شوند (Ncc, 1999: 437-451).

رودباد سطح پایین در لبه‌ی شمال غربی پرفشار جنب‌حاره آرام شمالی حجم زیادی از بخار آب را به داخل آسیای شرقی انتقال می‌دهد (Kurihara, 1989: 45-104; Ding, 1994: 65-74). مطالعه‌ی لو^۲ (۲۰۰۲) نشان داد که وقتی پرفشار جنب‌حاره به‌طرف غرب گسترش می‌یابد بیشتر بارش‌های منطقه‌ی موسمی آسیا اتفاق می‌افتد و برعکس وقتی پرفشار به‌سمت شرق عقب‌نشینی می‌کند، بارش کمتری روی شرق آسیا اتفاق می‌افتد (Lu, 2001: 65-74).

1- Warm pool

2- Lu

تغییرات بارندگی‌های اطلس حاره‌ای نشان می‌دهد که افزایش آنومالی‌های بارش با نوسانات کمربند همگرایی حاره و هر دو پرفشار جنب‌حاره‌ای اطلس (پرفشار آזור و اطلس جنوبی) ارتباط داشته است (Kapala et al, 1998: 23-36). مطالعه‌ی بارش‌های منطقه‌ی مدیترانه‌ی غربی نیز نشان می‌دهد که بین دوره‌های خشک در ساردینیای^۱ ایتالیا و شدت یافتن پرفشار آזור رابطه وجود دارد و هنگامی که پرفشار به حد کافی قوی می‌شود، به‌طور مداوم سیکلون‌ها را از مدیترانه‌ی غربی به خارج می‌راند و بنابراین باعث کم شدن بارش می‌شود. با توجه به مطالعات انجام گرفته، بارش‌های تابستانه‌ی ایران ارتباط مستقیمی با میزان فعالیت سیستم کم‌فشار موسمی دارد (عربی، ۱۳۷۹: ۲۱۰؛ پروند، ۱۳۷۹: ۱۰۰؛ تقی‌زاده، ۱۳۶۶؛ نجارسلیمه، ۱۳۷۳) و زمانی که پراارتفاع آזור به عرض‌های بالاتر رانده می‌شود یا عقب‌نشینی می‌کند، سیستم موسمی نیز به‌عرض‌های بالاتر بروی ایران در ترازهای فوقانی جو کشیده می‌شود. همچنین تشدید فعالیت همرفتی محلی در جنوب شرقی ایران با رها شدن سطوح میانی تروپوسفر از نفوذ پرفشار جنب‌حاره‌ای - ناشی از تقویت کم‌فشار حرارتی - ارتباط نزدیک دارد (سلیمه، ۱۳۸۲: ۷۴) و هرگاه سطوح میانی تروپوسفر از اشغال زبانه‌ی پراارتفاع جنب‌حاره‌ای رهایی می‌یابد زبانه‌ی کم‌ارتفاع موسمی می‌تواند تا نواحی شمالی و غربی کشور توسعه یابد).

از آنجایی که سیستم پرفشار جنب‌حاره مهم‌ترین پدیده‌ی سینوپتیک خاورمیانه و از جمله ایران می‌باشد (Saroni and Ziv, 2000: 191-2009; Alpert et al, 1992: 93-102). پرفشار جنب‌حاره‌ای و ورتکس قطبی دو مؤلفه‌ی مهم در تغییر فصل ایران هستند و دوره‌ی گرم و سرد ایران با نوسانات دو مؤلفه‌ی مزبور تنظیم می‌شود، لذا با مطالعه‌ی نوسان آنها الگوی سنجش ترسالی‌ها و خشکسالی‌ها معین می‌شود (حجازی‌زاده، ۱۳۷۲). مرکز پرفشار جنب‌حاره‌ای در طی پنج روز پایانی ماه می در طول ۴۵ درجه‌ی شرقی و عرض ۲۲/۵ شمالی حداکثر شدت و ارتفاع ژئوپتانسیل خود را تجربه می‌کند (مفیدی، ۱۳۸۷). در مورد ارتباط تغییرات مکانی این سیستم با بارش‌های تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی ایران تحقیق جامعی صورت نگرفته است. در تحقیق حاضر در پی پاسخگویی به سؤالات زیر خواهیم بود:

- ۱- آرایش سیستم پرفشار جنب‌حاره در زمان ریزش‌های جوی تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی کشور چگونه است. ۲- چه رابطه‌ای بین کم‌فشارهای تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی ایران با نحوه‌ی استقرار محور پرفشار جنب‌حاره وجود دارد.

داده‌ها و روش کار

برای انجام پژوهش مورد نظر مراحل زیر دنبال شد:

۱- آمار بارندگی ۲۲ ایستگاه سینوپتیک مستقر در نیمه‌ی جنوبی کشور (۲۵ تا ۳۲ درجه‌ی شمالی و ۴۷ تا ۶۳ درجه‌ی شرقی) برای ماه‌های تابستان در دوره‌ی آماری ۱۹ ساله (۱۹۸۷ تا ۲۰۰۵) مورد تحلیل و بررسی قرار گرفت و ۶ دوره‌ی بارش فراگیر و شدید انتخاب گردد. با توجه به بالا بودن میزان نوسان در مقدار و پراکنش مکانی بارش، دوره‌هایی انتخاب شدند که حداقل دارای سه شرط زیر باشند:

الف- میانگین مکانی بارندگی در روز اوج بارش حداقل ۵ میلیمتر باشد. ب- حداقل یک ایستگاه در طول دوره‌ی بارندگی بیشتر از ۸ میلیمتر بارش دریافت کرده باشد. ج- محدوده‌ی مکانی که تحت تأثیر بارش قرار داشته حداقل 80000 Km^2 وسعت داشته باشد. ۲- نقشه‌های میانگین روزانه‌ی سطوح زمین، ۷۰۰، ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال برای تمام روزهای بارندگی از ۲۴ ساعت قبل از شروع تا یک روز بعد از پایان بارندگی مورد بررسی قرار گرفت و در هر دوره‌ی بارش، روز شروع و روز اوج شدت بارش مشخص گردید. تمام نقشه‌های مربوط به فشار سطح زمین، ارتفاع ژئوپتانسیل و میانگین امگا^۱ از سایت cdc (مرکز تشخیص اقلیمی آمریکا) بخش مربوط به داده‌های دوباره تحلیل‌شده‌ی مراکز ملی برای پیش‌بینی محیطی^۲ و مراکز ملی برای تحقیقات اتمسفری^۳ (Kalnay et al, 1996: 437-471) تهیه گردید. ۳- نقشه‌های هوای روزهای شروع و اوج شدت بارش در سطوح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی شدند و براساس نوع آرایش سیستم‌ها، الگوهای بارش شناسایی گردیدند. ۴- به منظور نشان دادن تغییرات مکانی (افقی و عمودی) سیستم پراترفاع جنب‌حاره که بخش اصلی کار را شامل می‌شود مراحل زیر انجام شد:

الف- جهت مشخص ساختن تغییرات محور سیستم پراترفاع، موقعیت مکانی محور سیستم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای هر الگوی بارش بررسی گردید. برای تعیین موقعیت مکانی محور پراترفاع مرکز آن بر روی نقشه معین و به صورت نقطه مشخص گردید. از به هم پیوستن نقاط خطوط تغییرات مکانی آن بر روی نقشه‌ی شماره‌ی ۳ ترسیم شد. ب- به منظور مشخص ساختن تغییرات عمودی سیستم پراترفاع در هنگام وقوع بارش‌های هر الگو، میزان انحراف از میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل و دامنه‌ی تغییرات آن برای تمام دوره‌های بارشی که از یک الگو

1-Omega

2- NCEP: National Center For Environmental Prediction

3- NCAR: National Center For Atmospheric Prediction

پیروی می‌کردند تهیه گردید و حاصل کار در نمودارهایی جداگانه نشان داده شد. بدین‌منظور ابتدا میانگین بلندمدت ارتفاع ژئوپتانسیل برای هر ایستگاه دارای بارش در فاصله‌ی سال‌های دوره‌ی مطالعه (۱۹۸۷ تا ۲۰۰۵) با استفاده از نقشه‌های میانگین بلندمدت تهیه گردید و در مرحله‌ی بعد میزان انحراف از میانگین متغیر نامبرده با توجه به نقشه‌های روزانه‌ی هر ایستگاه به‌دست آمد. د- برای نشان دادن حرکات صعودی یا نزولی هوا در سطوح مختلف از شاخص امگا بهره گرفته شد. این شاخص سرعت حرکت قائم هوا را در جو نشان می‌دهد. مقادیر مثبت نزول و فرونشینی هوا را نشان می‌دهد و مقادیر منفی نشانگر صعود هوا (همرفت) در اتمسفر می‌باشد. بر اساس نقشه‌های امگا می‌توانیم ضخامت لایه‌ی همرفت و سطح فرونشینی هوا را در هنگام وقوع بارش‌های تابستانه مشخص نماییم. ۵- در پایان با توجه به نتایجی که از هر الگو به‌دست آمد، ارتباط مکانی سیستم پرارتفاع جنب‌حاره با بارش‌های تابستانی نیمه‌ی جنوبی کشور تشریح گردید و به سؤالات مطرح شده پاسخ داده شد.

بحث و تجزیه و تحلیل

بر اساس معیارهای تعیین شده در کل دوره‌ی مطالعه، ۶ دوره‌ی بارش به عنوان بارش‌های فراگیر انتخاب شدند. ویژگی‌های این بارش‌ها در جدول شماره‌ی ۱ خلاصه شده است، طبق این جدول، بارش‌های فراگیر تابستانه در نیمه‌ی جنوبی کشور بیشتر در ماه جولای به وقوع پیوسته‌اند و فقط یک مورد مربوط به ماه آگوست می‌باشد. ۲ مورد از نمونه‌های بارش انتخاب شده دارای ویژگی‌های الگوی اول و ۴ مورد دیگر شرایط الگوی نوع دوم را دارا می‌باشند. تفاوت الگوی اول با الگوی دوم در آرایش سیستم‌ها در سطوح فوقانی تروپوسفر می‌باشد. تفاوت الگوی اول با الگوی دوم در آرایش سیستم‌ها در سطوح فوقانی تروپوسفر می‌باشد.

در الگوی اول، گسترش ناوه‌ی غربی و عقب‌نشینی زبانه پرارتفاع جنب‌حاره عامل مهمی در شرایط سینوپتیکی سطوح مزبور می‌باشد، درحالی‌که در الگوی دوم گسترش سیستم موسمی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و انتقال زبانه‌ی پرارتفاع جنب‌حاره به ترازهای بالا نقش مهمی در ایجاد بارندگی دارد. برای بررسی ویژگی‌های هر الگو، یک بارش معرف به عنوان بهترین نمونه از آن الگو انتخاب و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است.

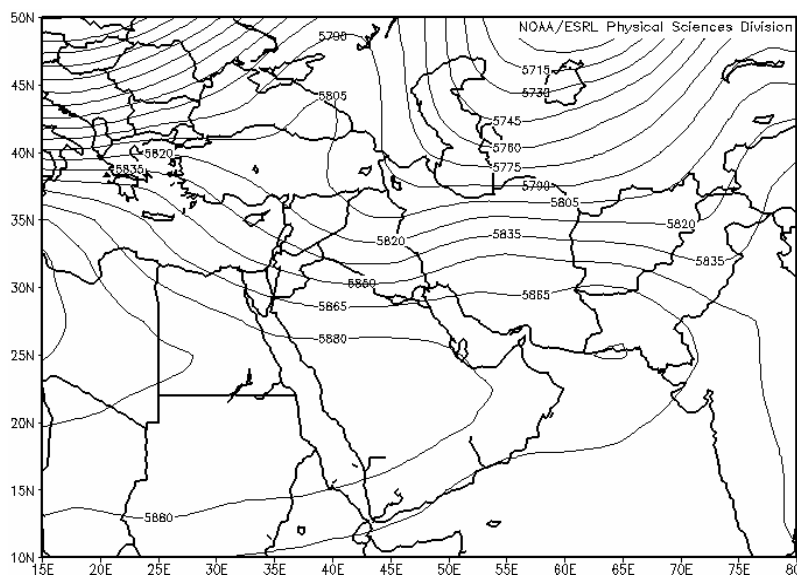
شرایط سینوپتیکی الگوی اول (الگوی ناوه‌ی غربی)

بارش‌های الگوی نوع اول تحت تأثیر اندرکنش دینامیکی سیستم‌های عرض‌های میانه و عرض‌های پایین به‌وقوع پیوسته است. با توجه به نحوه‌ی آرایش سیستم‌ها در ترازهای پایین

تروپوسفر، رطوبت مورد نیاز این بارش‌ها به واسطه‌ی حرکت چرخندی مرکز کم‌فشاری که در محدوده‌ی خلیج فارس مستقر بوده به نیمه‌ی جنوبی ایران منتقل شده است. در ترازهای میانی و فوقانی تروپوسفر وجود عامل ناوه‌ی غربی سبب صعود دینامیکی توده‌ی هوای زیرین تروپوسفر شده است. نقشه‌های ترکیبی مربوط به روزهای اوج بارش الگوی اول در ترازهای ۵۰۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال (اشکال ۱ و ۲) نحوه‌ی تضعیف و عقب‌نشینی سیستم پراتفان جنب‌حاره و گسترش جریان‌های غربی را به سمت نیمه‌ی جنوبی ایران مشخص می‌سازد.

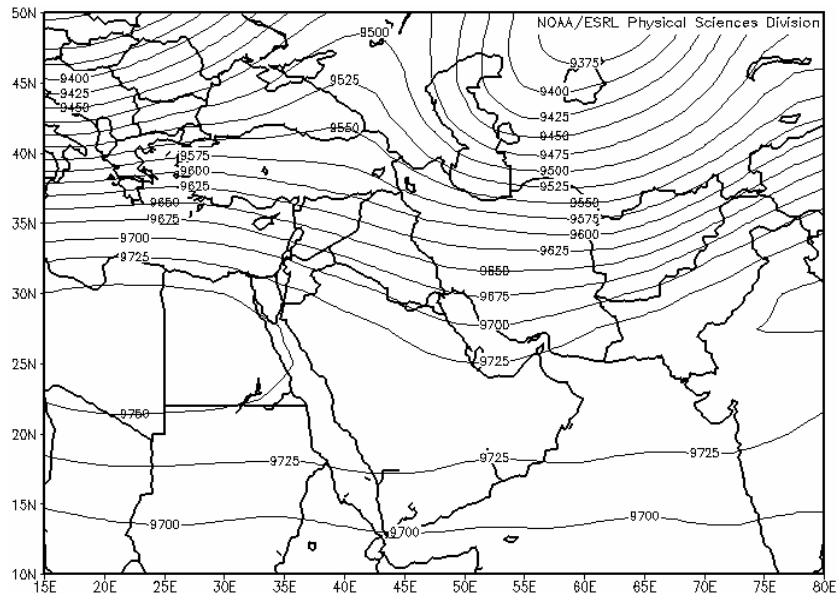
جدول ۱: ویژگی‌های بارش‌های تابستانی نیمه‌ی جنوبی ایران در طی ۱۹ سال دوره‌ی مطالعه (۱۹۸۷ تا ۲۰۰۵)

ایستگاه بالاترین بارش	روز فراگیر		روز شدید		روز شروع		دوام بر حسب روز	الگو	ماه و سال وقوع بارش (میلادی)
	میانگین مکانی	تاریخ	میانگین مکانی	تاریخ	میانگین مکانی	تاریخ			
ایرانشهر	۴,۸۵	۲۸	۴,۸۵	۲۸	۱,۴۶	۲۷	۴	۱	جولای ۱۹۸۷
ایرانشهر	۳,۱۶	۲۰	۱۹	۱۹	۱۹	۱۹	۴	۲	جولای ۱۹۸۸
زاهدان	۸	۲۸	۸	۲۸	۳,۵	۲۷	۳	۲	جولای ۱۹۸۸
لار	۴,۸	۲۳	۲۰,۷۵	۲۴	۱۷	۲۰	۶	۲	جولای ۱۹۹۵
خاش	۲,۶	۱۳	۶,۱	۱۴	۲,۶	۱۳	۵	۱	جولای ۱۹۹۹
بافت	۱۷,۶	۱	۱۷,۶	۱	۱۷,۶	۱	۱	۲	اگوست ۲۰۰۳

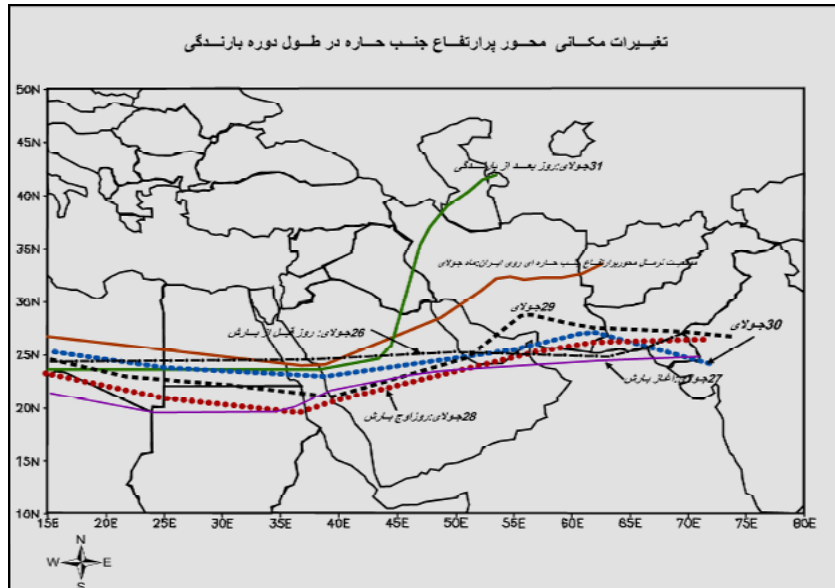


شکل ۱: تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

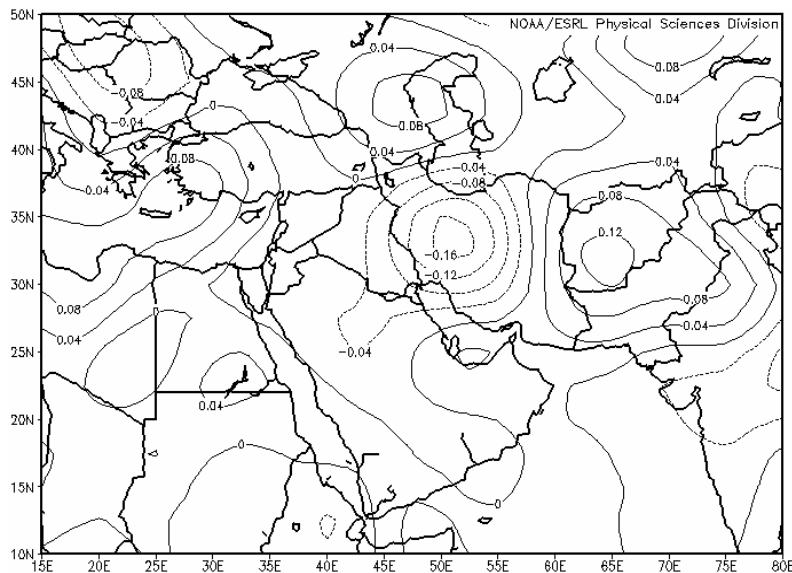
(نقشه‌ی ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در روزهای اوج بارش، الگوی نوع اول)



شکل ۲: تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال
 (نقشه‌ی ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در روزهای اوج بارش (الگوی نوع اول))



شکل ۳: تغییرات مکانی محور پرا ارتفاع جنب‌حاره در طول دوره‌ی بارش، ۲۷ تا ۳۰ جولای ۱۹۸۷
 (نمونه الگوی نوع اول)



شکل ۴: میانگین امگا^۱ در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

روزهای اوج بارش الگوی اول

آرایش سیستم‌ها نشان می‌دهد که سیستم پراترفاع جنب‌حاره نسبت به وضعیت نرمال تابستانه تغییرات زیادی داشته است، یعنی این‌که به سمت شمال عربستان و شمال آفریقا عقب‌نشینی نموده است. شکل شماره‌ی ۳ تغییرات محور زبانه‌ی پراترفاع جنب‌حاره را در طول دوره‌ی بارش جولای ۱۹۸۷ نشان می‌دهد.

در روز آغاز بارش محور سیستم به حالت غربی- شرقی درآمده و تا روز اوج بارش در این حالت باقی مانده است. پس از روز اوج بارش محور سیستم مجدداً به سمت موقعیت نرمال میل کرده که در نهایت افزایش پایداری و پایان بارندگی را به همراه داشته است.

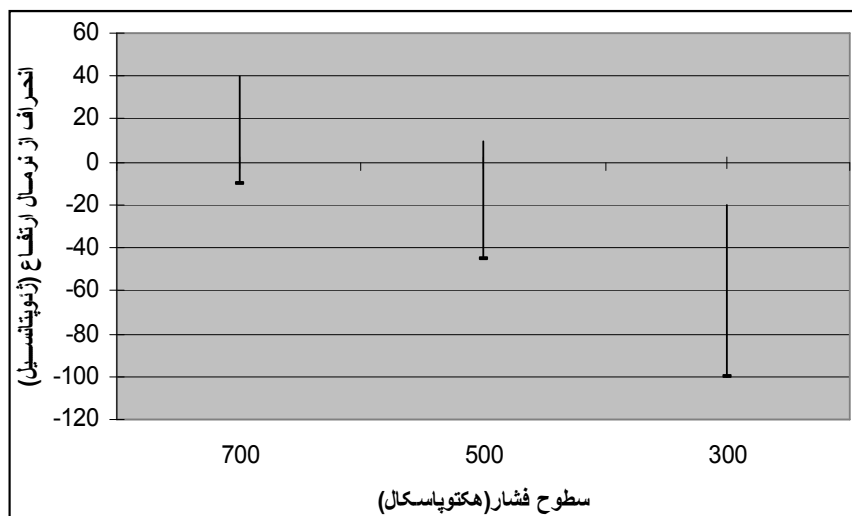
تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی نوع اول

نمودار مربوط به تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی اول (شکل ۵) نشان می‌دهد که حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است و دامنه‌ی تغییرات آن بین ۲۰- تا ۱۰۰- ژئوپتانسیل متر نوسان داشته است. میزان انحراف از نرمال ارتفاع در تراز ۵۰۰ نسبت به تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال کمتر بوده است. یافته‌های بالا نشان می‌دهد که در زمان وقوع بارش‌هایی که تحت تأثیر نفوذ ناوه‌ی غربی اتفاق می‌افتد سیستم پراترفاع جنب‌حاره ضعیف‌تر

۱- (Omega)، مقادیر مثبت نزول و فرونشینی هوا را نشان می‌دهد Pascal/s: سرعت حرکت قائم هوا در جو، (واحد)

شده و میزان تضعیف در ترازهای بالا جالب توجه بوده است. افزایش یا کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در این نوع بارش‌ها ارتباط مستقیمی با پیشروی یا عقب‌نشینی سیستم‌های متفاوت برون‌حاره (غربی) و جنب‌حاره داشته، بطوری‌که با پیشروی یکی از سیستم‌ها به‌طرف نیمه‌ی جنوبی ایران، سیستم دیگر عقب‌نشینی نموده و بالعکس.

بررسی بالا نشان می‌دهد که در مواقعی که جریانات غربی به سمت محدوده‌ی مطالعه‌ی ما پیشروی می‌کنند و منحنی بیرونی ناوه حداقل تا عرض ۳۰ درجه پیشروی می‌نماید، سیستم پراتفاح جنب‌حاره در سطوح میانی تضعیف می‌شود. نقشه‌های مربوط به شاخص امگا (شکل ۴) نشان می‌دهد که در هنگام نفوذ ناوه‌ی غربی ضخامت لایه‌ی همرفت قابل ملاحظه بوده و تا بالاتر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه دارد. حداکثر همرفت (صعود هوا) در بارش‌های این الگو در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال قرار داشته است. از نظر مکانی شدت و ضخامت همرفت روی بخش‌های مرکزی و شمالی بیشتر از جاهای دیگر بوده و روی مناطق جنوب‌شرقی نزول و فرونشینی هوا مسلط بوده است.

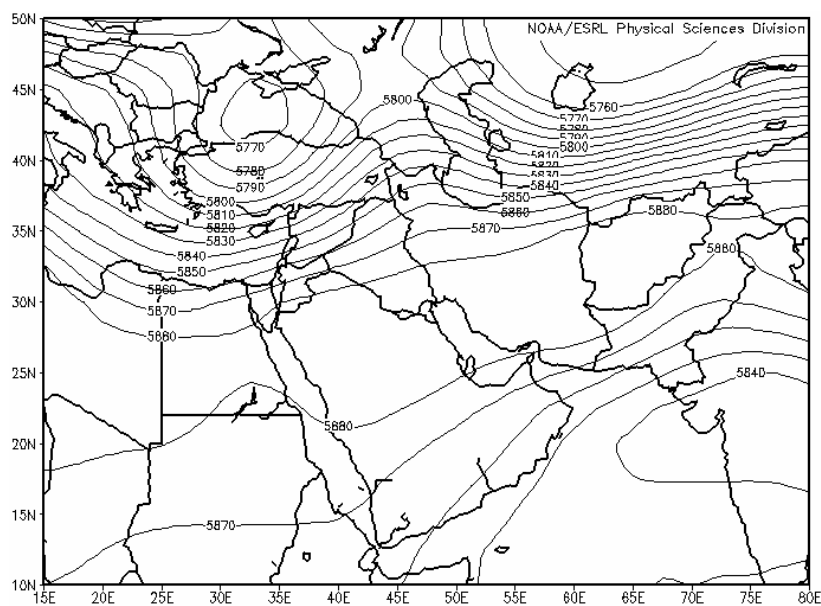


شکل ۵: نمودار تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی نوع اول، دامنه‌ی تغییرات

شرایط سینوپتیکی الگوی نوع دوم (کم‌فشار موسمی)

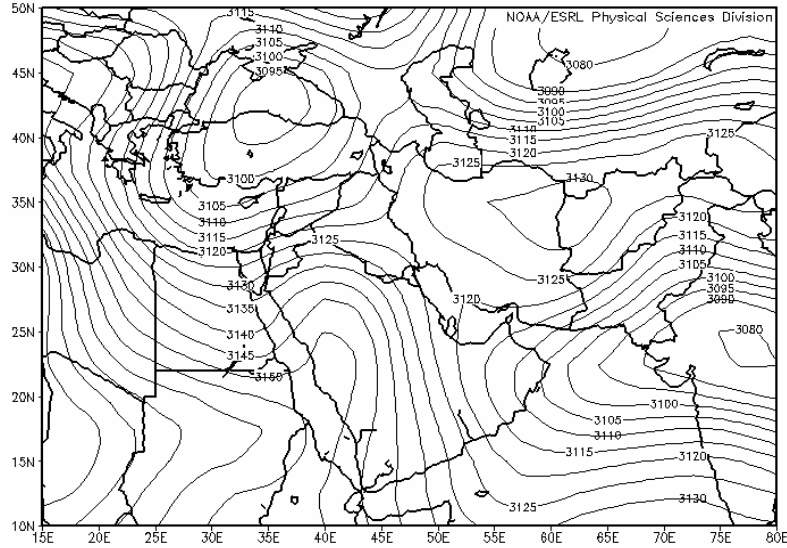
در الگوی نوع دوم سیستم موسمی به صورت مستقل به سمت ناحیه‌ی مطالعه ما گسترش یافته و همراه با نزدیک شدن کم‌فشارهای موسمی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ندرتاً ۵۰۰

هکتوپاسکال بارش‌های شدید به‌وقوع پیوسته است (شکل ۶ و ۷). در این نوع بارش‌ها، ناوه‌ی جریانات غربی به‌صورت غیرمستقیم در وقوع بارندگی نقش ایفا نموده است. در این نوع الگو در حالی که گسترش ناوه‌ی غربی تا شمال شرق آفریقا سبب عقب‌نشینی زبانه‌ی پراترفاع جنب‌حاره به‌سمت شمال آفریقا می‌شود، سیستم گردش موسمی هم‌زمان به‌سمت غرب انتقال می‌یابد. در نتیجه‌ی تداوم فرآیند بالا، سیستم پراترفاع جنب‌حاره‌ای از حالت کمربندی ممتد و پیوسته خارج می‌شود و هسته‌ی پراترفاعی از آن جدا شده و بر روی ایران باقی می‌ماند. درحالی‌که هسته‌ی پراترفاع مستقر بر روی ایران در امتداد پشته‌ی غربی به‌سمت نیمه‌ی شمالی کشور جابجا می‌شود، شرایط برای گسترش و نفوذ سیستم موسمی به سمت جنوب‌شرقی و جنوب ایران فراهم می‌شود و در نتیجه‌ی گسترش هوای موسمی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و ندرتاً تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، بارش‌های شدیدی به‌وقوع می‌پیوندند.

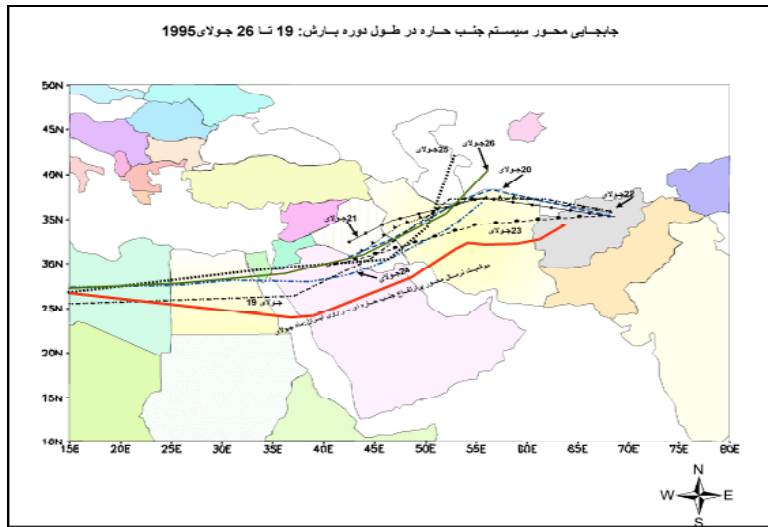


شکل ۶: تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

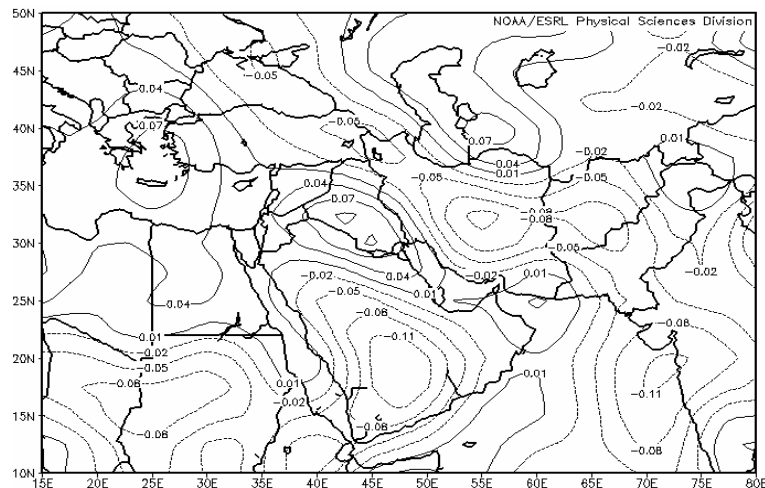
(نقشه‌ی ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در روزهای اوج بارش، الگوی نوع دوم)



شکل ۷: تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال
 نقشه‌ی ترکیبی ارتفاع ژئوپتانسیل در روزهای اوج بارش، الگوی نوع دوم



شکل ۸: تغییرات مکانی محور پرفشار جنب‌حاره در طول دوره بارش، ۲۰ تا ۲۵ جولای ۱۹۹۵
 (نمونه‌ی الگوی نوع دوم)



شکل ۹: میانگین امگا ۷۰۰ هکتوپاسکال (روزهای اوج بارش الگوی دوم)

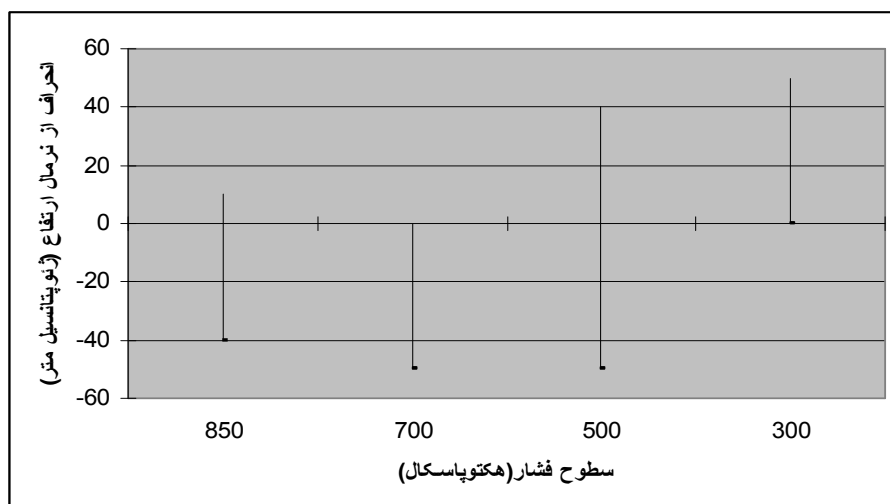
در بارش‌هایی که تحت تأثیر الگوی نوع دوم به وقوع می‌پیوندند سیستم جنب‌حاره به‌طور کامل از روی محدوده‌ی مطالعه‌ی ما خارج نمی‌شود، بلکه با انتقال زبانه‌ی پرارتفاع به ترازهای بالاتر هوای ناپایدار ترازهای پایین اجازه صعود و ایجاد بارش پیدا می‌کند. در این نوع بارش‌ها محور هسته‌ی پرارتفاع مستقر بر روی ایران نسبت به حالت نرمال تغییر خاصی نداشته و فقط از نظر مکانی در شمال موقعیت نرمال خود قرار می‌گیرد (شکل ۸).

تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی نوع دوم

نمودار تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل الگوی نوع دوم (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به‌وقوع پیوسته و پس از آن میزان کاهش ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال محسوس بوده است. برخلاف سطوح میانی تروپوسفر، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع ژئوپتانسیل افزایش یافته و سیستم پرفشار قوی‌تر شده است. بررسی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل حاکی از این است که در هنگام فعالیت شدید سیستم موسمی که با حرکت رو به غرب کم‌فشارهای موسمی در ترازهای ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال همراه است، سیستم پرارتفاع جنب‌حاره به ترازهای بالاتر تأثیر انتقال می‌یابد و شرایط را برای ایجاد بارش‌های همرفتی به‌وجود می‌آورد.

مقایسه‌ی شاخص امگا در سه تراز ۸۵۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که شدیدترین صعود هوا در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال صورت گرفته (شکل ۹) و در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به جای مکانیزم صعود، نزول و فرونشینی هوای جنب‌حاره تسلط داشته است.

نقشه‌های مزبور نشان می‌دهد که در بارش‌های الگوی نوع دوم ضخامت لایه‌ی همرفت خیلی کمتر از الگوی نوع اول بوده و بارش در زیر سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال به‌وقوع پیوسته است.



شکل ۱۰: نمودار تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی نوع دوم، دامنه‌ی تغییرات

جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

بررسی نحوه‌ی آرایش سیستم‌ها در هنگام وقوع بارش‌های تابستانه‌ی نیمه‌ی جنوبی کشور نشان می‌دهد که شدت و گسترش بارندگی ارتباط نزدیکی با عقب‌نشینی سیستم پراتفاح جنب‌حاره و پیشروی سیستم‌های موسمی و جریانات غربی به سمت محدوده‌ی مطالعه ما داشته است. به بیان دیگر در سطوح ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال بین زبانه‌ی کم‌فشار موسمی و زبانه‌ی پرفشار جنب‌حاره تقابل و کشمکش وجود دارد، بطوری‌که تقویت هر یک تضعیف دیگری را در پی داشته است. بطور کلی بارش‌های تابستانه در نیمه‌ی جنوبی کشور تحت تأثیر دو الگو به‌وقوع پیوسته است. بارش‌های الگوی نوع اول تحت تأثیر اندرکنش دینامیکی سیستم‌های عرض‌های میانه و پایین اتفاق افتاده است. در این نوع بارش‌ها، ناوه‌ی غربی به سمت نیمه‌ی جنوبی ایران گسترش یافته و سبب عقب‌نشینی زبانه‌ی پراتفاح جنب‌حاره‌ی به عرض‌های پایین‌تر شده است. در این نوع بارش‌ها محور زبانه‌ی پراتفاح جنب‌حاره تقریباً به حالت غربی-شرقی قرار گرفته و میزان کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال شدیدتر بوده و حداکثر کاهش ارتفاع به ترتیب در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ داده است.

نتیجه‌ی بررسی تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی اول هماهنگی قابل توجهی با یافته‌های سارونی و زیو^۱ (۱۹۹۹) داشته و بطوری که نتایج نشان می‌دهد در هنگام وقوع بارش‌های تابستانه در مدیترانه‌ی شرقی، میزان کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای ۳۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال شدیدتر بوده است.

تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در این نوع بارش‌ها، ارتباط مستقیمی با پیشروی یا عقب‌نشینی سیستم‌های متفاوت برون‌حاره (غربی) و جنب‌حاره داشته است بطوری که در نتیجه‌ی تضعیف پرفشار جنب‌حاره در سطوح میانی هوای مرطوب اجزای صعود تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را پیدا کرده است. به منظور مشخص ساختن شدت و ضخامت لایه‌ی همرفت، نقشه‌های ترکیبی مربوط به شاخص امگا بررسی گردیده است. نقشه‌های مربوطه نشان می‌دهد که در هنگام نفوذ ناوای غربی صعود هوا تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ادامه داشته و شدیدترین صعود (همرفت) در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به وقوع پیوسته است. در بارش‌های الگوی نوع دوم، سیستم موسمی به صورت مستقل به سمت ناحیه‌ی مورد مطالعه‌ی گسترش یافته و همراه با نزدیک شدن کم‌فشارهای موسمی بارش‌های شدیدی به وقوع پیوسته است. در این نوع بارش‌ها ناوای جریان‌های غربی به صورت غیرمستقیم در تضعیف سیستم پرفشار جنب‌حاره نقش داشته است. گسترش ناوای شمال شرقی آفریقا سبب عقب‌نشینی زبانه‌ی پرارتفاع جنب‌حاره به سمت شمال آفریقا شده و سیستم پرارتفاع از حالت کمربندی ممتد و پیوسته خارج شده و هسته‌ی پرارتفاعی از آن جدا شده و بر روی ایران باقی مانده است. در حالی که هسته‌ی پرارتفاع مستقر بر روی ایران در امتداد پشته‌ی جریان‌های غربی به سمت نیمه‌ی شمالی کشور جابجا شده، هوای موسمی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال گسترش یافته و بارش‌های شدیدی به وقوع پیوسته است. نمودار تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل در الگوی نوع دوم نشان داد که حداکثر کاهش ارتفاع ژئوپتانسیل در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به وقوع پیوسته و پس از آن کاهش ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قابل توجه بوده است. برخلاف سطوح میانی تروپوسفر، در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ارتفاع افزایش یافته و بدین ترتیب سیستم پرفشار قوی‌تر شده است.

بر اساس یافته‌های بالا در هنگام فعالیت شدید سیستم موسمی پرارتفاع جنب‌حاره به ترازهای بالاتر انتقال می‌یابد و محدوده‌ی مورد مطالعه تا بالاتر از تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال از تسلط سیستم پرارتفاع جنب‌حاره خارج می‌شود. این تغییرات شرایط مساعدی برای صعود هوای مرطوب موسمی و ایجاد بارش‌های همرفتی به وجود می‌آورد. نقشه‌های مربوط به شاخص امگا موضوع بالا را تأیید می‌نماید و نشان می‌دهد که در بیشتر نواحی دارای بارش صعود هوای موسمی تا تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال صورت گرفته است.

منابع و مأخذ

- ۱- پروند، حسین (۱۳۷۰). اثر مونسون جنوب‌غربی بر روی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. مؤسسه ژئوفیزیک.
- ۲- تقی‌زاده، حبیب (۱۳۶۶). تحلیل بارندگی ۱ مرداد سال ۱۳۶۶، مجله رشد آموزش زمین‌شناسی. سال سوم. پاییز ۱۳۶۶. شماره ۱۰.
- ۳- حجازی‌زاده، زهرا (۱۳۷۲). بررسی نوسان پرفشار جنب‌حاره در تغییر فصل ایران، پایان‌نامه دکتری دانشگاه تربیت مدرس.
- ۴- سلیقه، محمد (۱۳۸۲). مدل‌سازی اثرهای آب و هوایی کم‌فشارهای حرارتی در منطقه‌ی جنب‌حاره، فصلنامه تحقیقات، شماره ۷۰.
- ۵- عربی، زهرا (۱۳۷۹). تحلیل و ارزیابی الگوهای سینوپتیک بارش‌های شدیدی فراگیر فصل تابستان ایران، پایان‌نامه دکتری. دانشگاه تربیت مدرس.
- ۶- غیور، حسنعلی و مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۷۸). بررسی مکانی شاخص یکنواختی توزیع زمانی بارش در ایران زمین، فصلنامه تحقیقات. شماره ۵۴-۵۵.
- ۷- مسعودیان، سیدابوالفضل و کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان. ۴۹۳.
- ۸- مفیدی، عباس (۱۳۸۷). تحلیل گردش جو تابستانه بر روی ایران و ارتباط آن با بارش‌های تابستانه فلات ایران، پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی. دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۹- نجارسلیقه، محمد (۱۳۷۷). الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب شرقی ایران، پایان‌نامه دکتری دانشگاه تربیت مدرس.
- 10-Alpert, P, Abramski, R, and Neeman, B. U (1992). The prevailing summer synoptic system in Israil-subtropical high,not Persian trough, Isr. J.Earth Sci 39.
- 11- Ding, YH (1994). Monsoon over China. In Kim, B. J, Kripalani, R. H. and Moon, S. E. 2002. Summer monsoon rainfall Patterns over south korea and associated circulation features.Theoretical And applied climatology 72.
- 12- Grotjahn, R, Osman, M (2006). Remote weather associated wit north pacific subtropical sea level high. International journal of climatology 27.
- 13- Huang R-H. Sun F-Y (1992) Impact of the tropical western pacific on the East Asian summer monsoon. Theoretical and applied climatology 72.
- 14-Kalnay, E., and 21 Co-author (1996), The NCEP/NCER 50-Year Reanalysis Project, Bull.Amr.met.Soc, 77.
- 15- Kapala, A.,Machel, H., and Flohn, H (1998) Behavior of the centres of action above the atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies. International journal of climatology 18.

16-Kurihara, K (1989) A climatological study on the relationship between the The Japanese summer weather and subtropical high in the western north Pasific. Geophysics Magazine 43.

17-Lu Riya (2001) Interannual variability of the summertime north Pasific sub Tropical high and hts relation to Atmosphere convection over the warm Pool. In Kim, B. J, Kripalani, R.H. and Moon, S. E. 2002. Summer monsoon rainfall Patterns over south korea and associated circulation features.Theoretical And applied climatology 72.

18-Ncc (1999) Annual long-range forecasting progress report from September 1997 to Agust 1998. In WU, M. C, and Chan, C. L. 2005. Observational relationships between summer And winter monsoon over east Asia. Part I.Basic Framework. International Journal of climatology 25.

19-Saaroni, H. and Ziv, B (2000). Summer rain episodes in a mediteranean climate, the case of Israil: Climatological-Dynamicak analysis. International Journal climatology 20.

20- WU, M. C., and Chan, C. L (2005) Observational relationships between summer And winter monsoon over east Asia. Part I. Basic Framework. International Journal of climatology 25.

21-WWW.cdc.noaa.gov/