

اندر کنش دینامیکی سیستم‌های فشار عرض‌های میانی و عرض‌های پایینی در ایران

دکتر محمد نجار سلیقه
دانشگاه سیستان و بلوچستان

چکیده مقاله

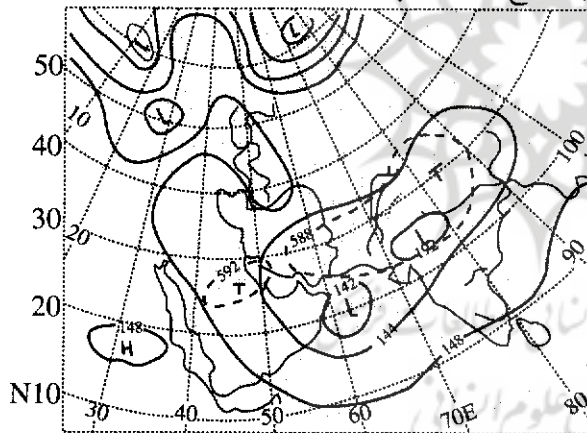
زمین توسط زیانه کم فشار موسمی احاطه می‌شود و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، موج کوتاه جریان‌های غربی به صورت «تراف» بر روی آن قرار می‌گیرد و سبب قدرت گرفتن سیکلون ضعیف موسمی و ریزش‌های جوی می‌شود. در هر دو الگوی، در سطح ۲۰۰

می‌آورد که بارندگی‌های تابستانه را باعث می‌شود. اندر کنش دینامیکی با دو الگوی متفاوت صورت می‌گیرد: در الگوی اول، هوای سرد عرض‌های میانی به سمت کم فشار موسمی مستقر در کشور می‌لغزد و باعث صعود آن می‌شود. در الگوی دوم، سطح

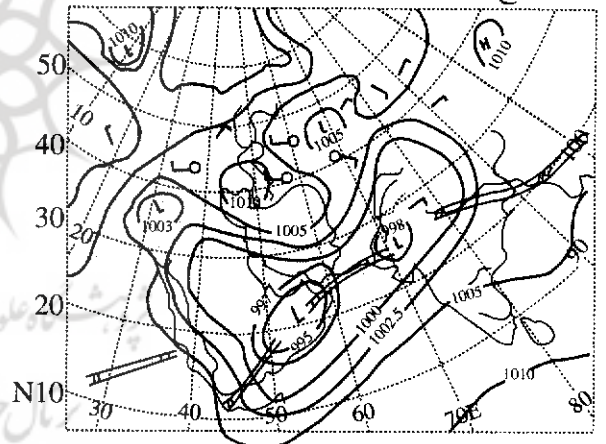
در فصل تابستان، موسمی‌های جنوب آسیا در ایران قابل مشاهده است. گسترش زیانه کم فشار موسمی در ایران، با سیستم‌های جریان‌های بادهای غربی برخورد می‌کند و نوعی «اندرکنش دینامیکی» به وجود

شکل ۱. موقعیت مراکز کم فشار الگوی اول

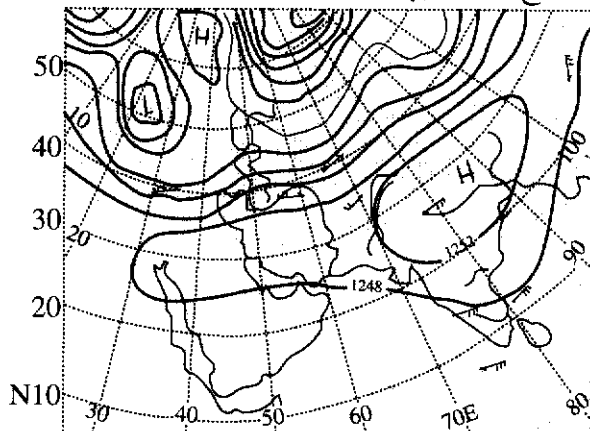
(ب) سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال



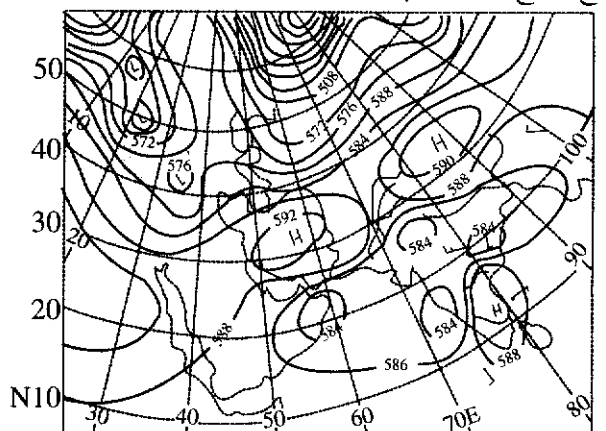
(الف) سطح زمین



(د) سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال



(ج) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال

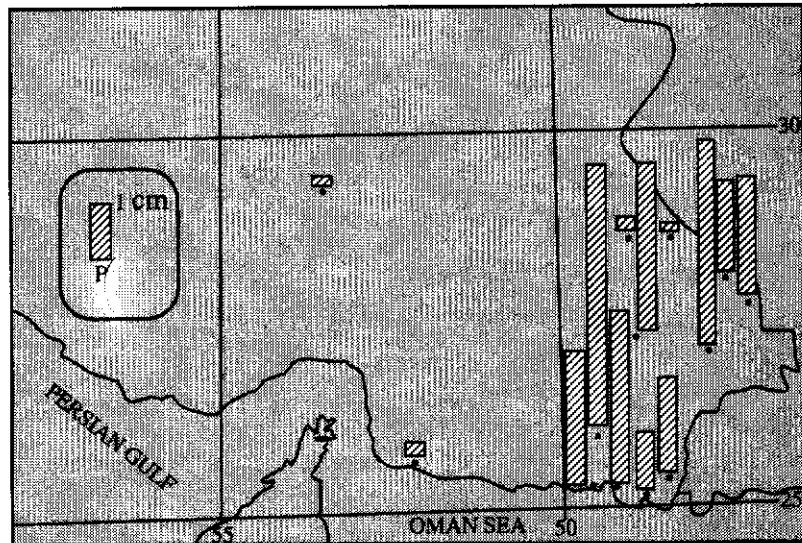


بیرونی ترین منحنی هم فشار زیانه کم فشار موسمی، متعلق به سیستم های فشار عرض های پایین، در نظر گرفته شد، و بیرونی ترین منحنی فرود جریان های غربی و یا مراکز فشار مربوط به آن ها، و همچنین، زیانه پرفشار «تبت» و «آزور»، به سیستم های فشار عرض های میانی تعلق گرفت. در الگوهای مورد بررسی، الگوی روز اوج بارش به عنوان معرف انتخاب شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

الگوی اول

شکل ۱ - الف، آرایش هم فشاری سطح زمین را نشان می دهد. در این شکل، زیانه کم فشار موسمی به سمت غرب گسترش یافته و تا طول ۲۸ درجه شرقی پیش رفته است. در غرب دریای خزر، مرکز کم فشاری با منحنی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بسته، و فرود بالای آن به سمت جنوب کشور کشیده می شود. در اثر نفوذ سیستم فوق، عقب نشینی در زیانه کم فشار موسمی به وجود آمده و «کره فشاری» عمیقی در جنوب دشت لوت به وجود آمده است. در این حالت، جریان های غربی هوای سرد، عرض های میانی را به سمت جنوب و کم فشار موسمی منتقل می کند. با لغزش هوای سرد به سمت هوای گرم سطح زمین، شرایط برای صعود هوا فراهم شده است. استقرار کم فشار بسته ای با منحنی مرکزی ۹۹۵ هکتوپاسکال بر روی دریای عمان و حرکت چرخندی در سیستم مزبور، رطوبت حاصل از دریا های جنوب کشور به سمت حاشیه ساحلی دریای عمان منتقل می شود. بعلاوه، جریان چرخندی سیستم موسمی نیز، رطوبت را از اقیانوس هند و خلیج بنگال از مرزهای شرقی کشور وارد می کند و بدین طریق، رطوبت مورد نیاز بارش فراهم می شود.

شکل ۱ - ب آرایش توپوگرافی سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال را نشان می دهد. در این الگو نیز، زیانه کم ارتفاع موسمی به سمت غرب گسترش یافته و منحنی ۱۴۴ دکامتر کم



شکل ۲. موقعیت ایستگاه های دارای بارش (بارش فراگیر جولای ۱۹۸۸)

می شود. همچنین ممکن است، در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی وجود یک موج کوتاه بادهای غربی باعث این صعود و بارندگی شود (پرونه - ۱۳۷۰). در هر دو صورت فوق، ریزش های جوی حاصل خواهد شد. در این مقاله سعی شده است، الگو هایی که در آن ها رطوبت از جنوب و عوامل صعود از جریان های غربی حاصل می شود، مورد بررسی قرار گیرد.

روش تحقیق

در این تحقیق، بارندگی چند ایستگاه سینوپتیک کلیماتولوژی و باران سنجی منطقه، از سال ۱۳۴۸ تا ۱۳۷۲ تهیه شد و ۱۵ بارش فراگیر که در آن ها حداقل ۵۰ درصد ایستگاه ها دارای بارش بوده اند، انتخاب شد و نقشه های مربوط به این دوره ها، از نقشه های سازمان هواشناسی استخراج گردید. این نقشه ها در سطوح زمین و از بالا بررسی شدند. با آنالیز نقشه های فوق، الگو هایی که به صورت برخورد و تماس بین توده های عرض های میانی و پایین بودند، انتخاب شدند و مورد بررسی قرار گرفتند.

در این تحقیق، هم فشار ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در سطح زمین و هم ارتفاع ۵۸۴ دکامتر در سطح هکتوپاسکال به عنوان

هکتوپاسکالی، تسلط بر ارتفاع «آزور» مشهود است که رود باد شرقی جنوب آن، و اگرایی سطح بالایی را پدید می آورد.

مقدمه

موقعیت جغرافیایی ایران در منطقه جنب حاره ای باعث قرار گرفتن آن در «کمربند خشک» جهان شده است. این موقع جغرافیایی، همراه عوامل طبیعی دیگری، در پیدایش خصوصیات بیابانی کشور اثرات زیادی دارد و باعث می شود، میزان بارندگی متوسط سالیانه کم تر از یک سوم متوسط بارندگی جهانی گردد. لذا شدت نیاز به آب، بویژه در تابستان، فعالیت بیولوژیکی گیاهان و جانوران را مختل می سازد. در چنین حالت بحرانی است که نفوذ سیستم های بارانزای «اقیانوس هند»، به منطقه حیاتی تازه می بخشد. تماس و برخورد توده های موسمی با جریان های غربی عرض های میانی باعث ایجاد بارش می شود. این تماس به دو صورت متفاوت صورت می گیرد: هنگامی که در شمال کشور در مجاورت دریای خزر پرفشاری مستقر شود، در صورت نفوذ موسمی ها، هوای سرد و سنگین توسط پرفشار مزبور از عرض های بالا به سمت آن می لغزد و باعث صعود و ریزش باران

تروپوسفر جلوگیری می کند. در دامنه قطبی پر فشار مزبور، رود بار غربی و در دامنه استوایی آن، رودبار شرقی استقرار یافته است. همگرایی ایجاد شده در رودبار شرقی جو بالا، سبب تقویت حرکات صعودی اتمسفر زیرین خواهد شد. شکل ۲ وضعیت ایستگاه‌های دارای بارش را در منطقه مطالعه نشان می دهد. در نیمه جنوبی کشور در این روز، بیش تر ایستگاه‌ها دارای بارش بوده است. اثر اندر کنش دینامیکی بین سیستم‌های فشار عرض‌های پایین و میانی سبب به وجود آمدن بارش در منطقه مزبور شده است.

الگوی دوم^۲

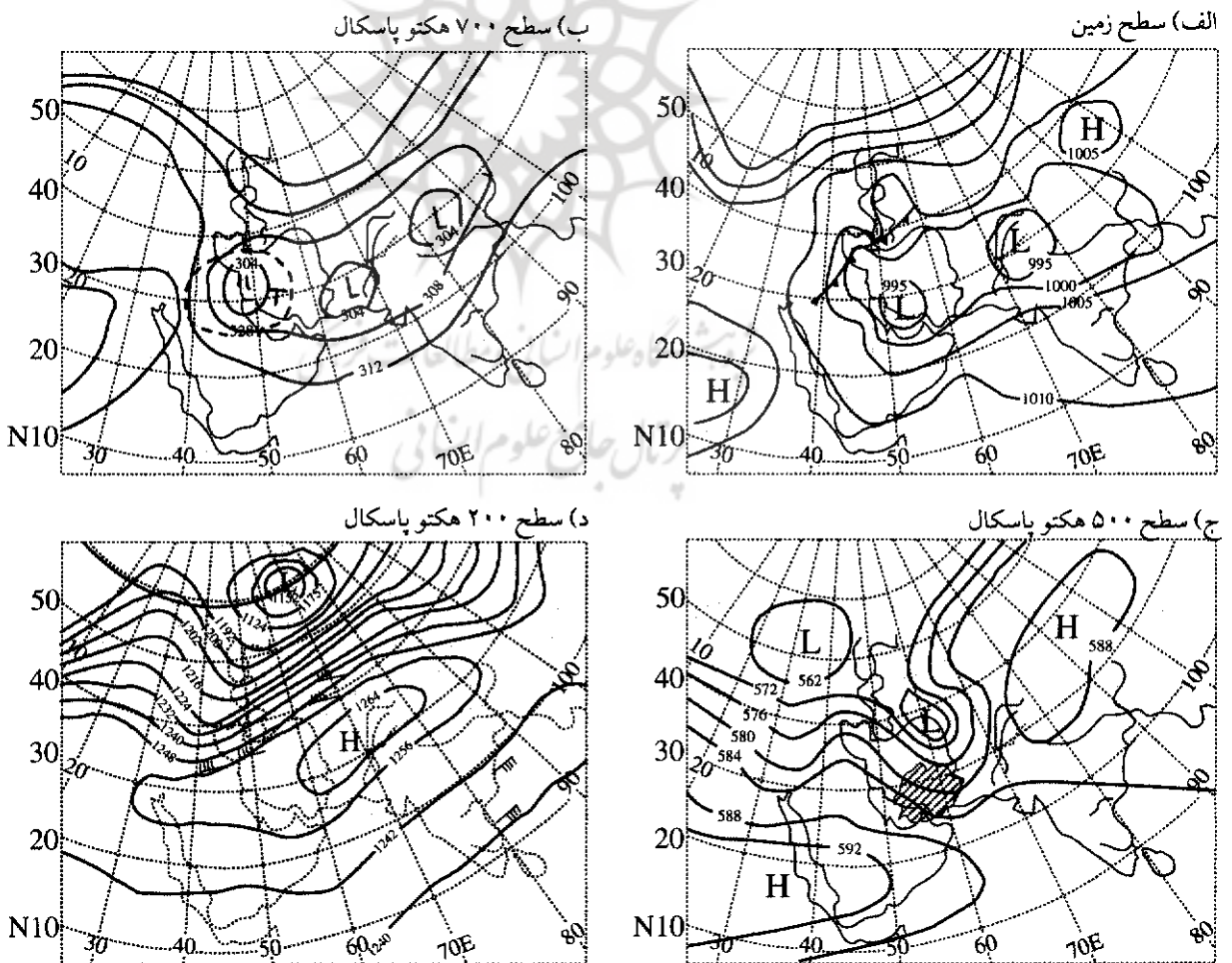
شکل ۳- الف، آرایش هم‌فشاری را در سطح زمین نشان می دهد. در این الگو، زیانه کم فشار موسمی تا نواحی شرقی دریای احمر

در سمت شرق نیز، زیانه پر ارتفاع آزور تشکیل شده و حرکت و اچرخندی آن، در تسریع جریانات شرقی سطوح میانی مؤثر است. زیانه کم ارتفاع موسمی به عرض‌های پایین تر کشیده شده و اثر کم فشار دریای عمان، با کمی کجی محور به سمت جنوب غرب قابل مشاهده می باشد. زیانه پر ارتفاع آزور، با حرکت و اچرخندی، هوای سردتر عرض‌های میانی را به سمت جنوب کشور می لغزاند. این در حالی است که هوای گرم و مرطوب موسمی در سطوح زیرین «تروپوسفر» به منطقه انتقال یافته است. با استقرار هوای سرد بر روی هوای گرم و مرطوب سبب ناپایداری اتمسفر شده و صعود و تراکم را به دنبال دارد.

در سطح ۲۰۰ هکتوپاسکالی، پرفشار جنب حاره‌ای (شکل ۱- د) شکل گرفته است که از صعود هوا به قسمت‌های زیرین

ارتفاع موسمی تا طول ۴۸ درجه شرقی امتداد یافته است. در سطح مزبور نیز، انتقال رطوبت توسط زیانه کم فشار موسمی در حال انجام است. بعلاوه، زیانه کم فشار مزبور نسبت به سطح زمینی کم تر توسعه داشته و آثار تشکیل پر ارتفاع «آزور» در شرق آفریقا قابل مشاهده است. کم فشار دریای عمان در این سطح کمی به سمت جنوب شرقی کجی محور داشته و در شمال غرب اقیانوس هند بسته شده است. استقرار منحنی هم ضخامت ۵۸۸ دکامتر (منحنی خط چین) در شمال هند و پاکستان و جنوب ایران، نشانه انبساط و صعود هوا در این قسمت از «تروپوسفر» است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۱- ج)، زیانه پر ارتفاع آزور به سمت شرق گسترش یافته و تمام سطوح میانی تروپوسفر را در کشور فرا گرفته است.

شکل ۳. موقعیت مراکز فشار الگوی دوم



سبب می گردد.

شکل ۴ موقعیت ایستگاه‌های دارای بارش را در منطقه مطالعه نشان می دهد که در آن، ایستگاه ایران شهر با ۱۹ میلیمتر بارش دارای حداکثر بارش در یک روز بوده است.

نتیجه گیری

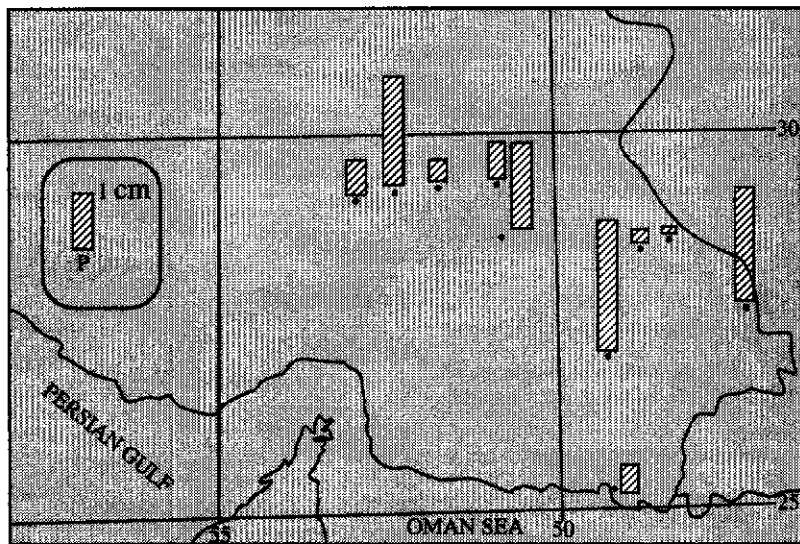
در فصل گرم، کم فشارهای سطح زمینی در تروپوسفر زیرین کشور تشکیل شده و با زیانه کم فشار موسمی هندوستان، چرخند گسترده موسمی را شکل می دهند. هوای گرم و مرطوب موسمی با حرکت چرخندی سیستم مزبور به سمت غرب منتقل می شود. چنانچه این هوای گرم و مرطوب با توده های سرد عرض های میانی تماس پیدا کند، حرکت روبه غرب آن و حرکت روبه شرق جریان های غربی باعث پیدایش جبهه و ناپایداری جوی می گردد. نفوذ فرود بلند جریان های غربی در سطوح میانی تروپوسفر به سمت جنوب و یا گسترش زیانه پر ارتفاع آזור به سمت شرق (ایران) نیز سبب استقرار هوای سرد عرض های میانی بر بالای هوای گرم و مرطوب موسمی و ناپایداری در اتمسفر حاصل می شود. به این صورت، شرایط برای صعود و تراکم فراهم می شود و رگبارهای شدید محلی فصل گرم رخ می دهد.

منابع

۱. پرونه، ح. اثر موسون جنوب غربی بر روی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک، شهریور ۱۳۷۰.
۲. داده ها و اطلاعات مربوط به بارش از سازمان هواشناسی و شرکت تعاب.
۳. نقشه های روسی و ایرانی موجود در مخزن کتابخانه سازمان هواشناسی کشور.

زیر نویس

۱. بارش فراگیر ۲۰ جولای ۱۹۸۸.
2. baroclinicity
۳. بارش فراگیر ۴ جولای ۱۹۸۹.
4. Blocking



شکل ۴. موقعیت ایستگاه های دارای بارش (بارش فراگیر جولای ۱۹۸۸)

هکتو پاسکال را نشان می دهد. در این الگو، پر ارتفاع تبت با منحنی ۵۸۸ دکامتر بین ۷۵ تا ۱۱۰ درجه طول شرقی و ۲۷ تا ۳۲ درجه عرض شمالی مستقر شده است. پر ارتفاع آזור نیز به عرض های پایین تر منتقل می شود و جای آن توسط فرود عمیق جریان های غربی اشغال می شود. در این الگو، پر ارتفاع تبت به صورت سیستم مانع^۲ سبب عمیق شدن فرود مزبور می گردد. جریان های غربی هوای سرد عرض های میانی را به سمت جنوب منتقل می کند و بر روی هوای گرم و مرطوب تروپوسفر زیرین می ریزد.

بدین صورت، هوای سرد در سطوح میانی و هوای گرم در سطوح زیرین سبب ناپایداری اتمسفر می شود و صعود و تراکم به دنبال دارد. مکانیزم مزبور نوعی اندرکنش بین سیستم های فشار عرض های پایین و عرض های میانی را در سطوح مختلف سبب شده، رگبارهای محلی را در منطقه مطالعه به وجود آورده است.

در سطح ۲۰۰ هکتو پاسکالی (شکل ۳-د)، پر ارتفاع جنب حاره ای شکل گرفته که هسته مرکزی آن در شرق کشور قابل مشاهده است. رودبار شرقی به عرض های پایین تر منتقل می شود و اثر واگرایی آن در جنوب شرق کشور، صعود هوای لایه های زیرین را

گسترش داشته و از قسمت شمال تا سواحل دریای خزر رسیده است. در دامنه کوه های البرز کم فشار مزبور با جریان های غربی عرض های میانی تداخل کرده و سبب ایجاد خطوط جبهه و ناپایداری اتمسفر شده است. زیانه کم فشار موسمی در یک چرخنه بزرگ رطوبت را از طریق خلیج بنگال و اقیانوس هند به منطقه مطالعه منتقل می کند و رطوبت مورد نیاز بارش فراهم می شود. چرخنه بسته دیگری، با منحنی مرکزی ۹۹۵ هکتو پاسکال در شمال خلیج فارس مستقر شده است که رطوبت مورد نیاز سواحل را فراهم می کند.

در سطح ۷۰۰ هکتو پاسکالی (شکل ۲-ب) که ارتفاع موسمی با منحنی ۳۱۲ دکامتر تا طول ۴۰ درجه شرقی امتداد یافته و آرایش کتوری مبین این حقیقت است که در سطح مزبور زیانه کم فشار موسمی نسبت به سطح زمین از گسترش کم تری به طرف غرب برخوردار است. اثر کم فشار خلیج فارس در این سطح نیز مشاهده می شود که نشانه صعود هوای گرم تا این سطح است. در شمال کم ارتفاع موسمی، فرود بادهای غربی در شرق دریای خزر به صورت کم عمقی شکل گرفته و باعث انحنای (به سمت جنوب) در کنتور ۳۰۸ دکامتر زیانه کم ارتفاع موسمی شده است.

شکل ۳-ج، آرایش کتوری سطح ۵۰۰