

واکاوی شرایط دینامیکی، ترمودینامیکی و همدیدی رخداد بارش‌های سیل آسای ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرقی ایران

پهلول علیجانی - استاد اقلیم‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، تهران

سید کرامت هاشمی عنا - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

محسن عباس‌نیا* - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

سیما پورهاشمی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار

پذیرش: ۱۳۹۳/۶/۱۷

وصول: ۱۳۹۳/۳/۷

چکیده

ایران کشوری با اقلیم خشک و نیمه‌خشک است به گونه‌ای که متوسط بارش سالانه آن حدود یک‌سوم متوسط بارش سالانه جهان است. قسمت‌هایی از پهنه بارشی ایران نیز جزء پهنه بسیار کم‌بارش جنوب شرق محسوب می‌شود که ویژگی عمده این مناطق، ریزش‌های جوی با شدت‌های بالاست. در این پژوهش، داده‌های مربوط به مقدار بارش روزانه ۵۴ ایستگاه اقلیمی از ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرق ایران که دارای آمار بالای ۱۰ سال بودند، تهیه گردید و سپس در نرم‌افزار مت لب^۱ ماتریس استاندارد شده‌ای با آرایش (۲۰۸۲۴*۵۴) که سطرهای آن نشان‌دهنده تعداد روزها و ستون‌های آن نشان‌دهنده آماره‌های مربوط به بارش ایستگاه‌ها است، فراهم شد. با استفاده از ادغام گروه‌ها به روش وارد^۲ و فاصله اقلیدسی^۳، روی این ماتریس تحلیل خوشه‌ای^۴ صورت گرفت و در نهایت ۱۴ رویداد بارشی یک‌روزه با بزرگی ۷۰ میلی‌متر، به عنوان روزهای رخداد بارش‌های سنگین و سیل آسا شناسایی گردید. جهت شناخت عوامل دینامیک، ترمودینامیک و همدید مؤثر در رخداد این بارش‌ها، از داده‌های شش‌ساعته مربوط به ارتفاع ژئوپتانسیل، فشار تراز دریا، دمای هوا، نم و بزه، مؤلفه باد مداری و مؤلفه باد نصف‌النهاری در عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی استفاده شد و نقشه‌ها به اندازه یاخته‌های ۲/۵*۲/۵ درجه قوسی ترسیم شدند. یافته‌ها نشان داد که رخداد بارش‌های سنگین پهنه بسیار کم‌بارش جنوب شرق کشور از یک یا چند الگوی گردشی متفاوت ناشی شده‌اند ولی در اکثر مواقع رخداد این‌گونه بارش‌ها، رویارویی کم‌فشار جنب قطبی با کم‌فشار سودان-عربستان، شرایط دگر فشار شدیدی را در راستای شمال غرب - جنوب شرق فراهم می‌کند.

واژگان کلیدی: بارش‌های سیل آسا و سنگین، ناحیه بارشی جنوب شرق ایران، الگوهای گردشی، تحلیل همدید.

مقدمه

بارش پدیده‌ای اقلیمی است که به دلیل وابستگی زندگی جانداران و نیز نوسان‌های مکانی و زمانی شدید آن نسبت به دیگر متغیرهای اقلیمی، اهمیت چشمگیری دارد. کشور ایران از لحاظ موقعیت جغرافیایی نزدیک و اچرخند (پرفشار) جنب‌حاره‌ای^۱ قرار داشته و شرایط آب‌وهوایی ناشی از این سیستم، آن را جزو مناطق کم‌باران جهان به شمار می‌آورد (اشجعی باشکند، ۱۳۷۹: ۹۱). تفاوت‌های مکانی بارش در ایران بسیار زیاد است. میانگین بارش ایران نزدیک ۲۵۰ میلی‌متر است، اما بارش دریافتی مناطق کویری از ۵۰ میلی‌متر هم کمتر است و در عوض در برخی نقاط کرانه‌های غربی خزر بارش سالانه نزدیک ۱۸۰۰ میلی‌متر است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۲۲). اگر مقدار و زمان ناحیه دریافت بارش را هم‌زمان در نظر بگیریم ایران را می‌توان به چهار بخش اصلی بارش (بسیار کم‌بارش، کم‌بارش، نیمه پر بارش و پر بارش) پهنه‌بندی نمود. در این راستا مسعودیان (۱۳۹۰) در پژوهش خود بر روی شناسایی پهنه‌های بارشی ایران، برحسب تفاوت‌های کوچکتی که در زمان و مقدار بارش دریافتی هریک از این بخش‌ها وجود دارد، نواحی بارشی همگن‌تری را شناسایی کرد. ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرق ایران، از حیث برخورداری از اقلیم خشک و فراخشک، دارای آب‌وهوای سیلابی است. از مشخصات بارشی در این مناطق، ریزش رگبارهای شدید و با زمان تداوم کوتاه است (آرنون، ۱۹۷۳: ۵۴). رویداد فرینی^۲ مانند بارش‌های شدید، باعث رخداد سیلاب‌های بزرگ می‌شود که بر بسیاری از منابع طبیعی مورد نیاز انسان مانند خاک، آب و نیز فعالیت‌های اقتصادی همچون سازه‌های آبی، کشاورزی، گردشگری و حمل‌ونقل خسارات زیادی وارد می‌نماید. لذا مهم‌ترین هدف پژوهش حاضر، بررسی و شناخت سامانه‌های همدیدی است که علت پدیده‌های مذکور در ناحیه بسیار کم‌بارش جنوب شرق ایران است. نتایج این پژوهش نه تنها سازوکار پیدایش این‌گونه بارش‌ها را روشن می‌سازد، بلکه راه را برای پیش‌بینی رخداد آنها در آینده فراهم می‌کند و نقش مهمی در مدیریت حوادث غیرمترقبه‌ای همچون سیل و بهره‌برداری بهینه از آن ایفا می‌نماید.

تا کنون تحقیقاتی که در زمینه بارش‌های سنگین انجام شده را می‌توان در دو گروه طبقه‌بندی نمود. تحقیقاتی که به شناسایی شرایط همدید این پدیده و آگاهی از روند آنها در سال‌های اخیر پرداخته و تحقیقاتی که اثرات بعد از رخداد آن را، در چهارچوب تغییر اقلیم جهانی مورد توجه قرار داده‌اند. به عنوان نمونه، جنسا^۳ و همکاران (۲۰۰۱) با یک رویکرد آماری، تأثیر چرخنده‌های غرب مدیترانه بر روی ۹۴۸ بارش سنگین بیش از ۶۰ میلی‌متر و ۲۵۹ بارش ابرسنگین بیش از ۱۰۰ میلی‌متر که در طی ۵ سال، از ۱۹۹۲ تا ۱۹۹۶ در غرب مدیترانه ثبت شده بود را مطالعه کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که در ۹۰ درصد موارد، مراکز چرخندی در مجاورت و همسایگی محل وقوع بارش‌های سنگین غرب مدیترانه واقع شده‌اند.

چینگسن^۴ و همکاران (۲۰۰۲) بارش‌های سنگین بیش از ۱۰۰ میلی‌متر بعد از ظهرهای تایوان، در سال‌های ۱۹۹۳ تا ۱۹۹۷ در طی فصل می‌یو^۵ (فصل بارشی در جنوب شرق آسیا است که در زبان تایوان Mei-yu، در زبان چینی Tsuyu، در زبان ژاپنی به آن Baiu و در زبان کره‌ای Jangma می‌گویند) را مطالعه کردند. در طی

1- Subtropical Anticyclone

2- Extreme

3- Jansa

4- ChingSen

5- Mei-yu

این دوره ۵ بارش بیش از ۱۰۰ میلی‌متر مشخص و در دو گروه جداگانه طبقه‌بندی شد. گروه اول بارش‌هایی را شامل می‌شد که در زمان آنها جریان‌های جوی به طور مشخصی جهت جنوبی داشتند و هم‌زمان پرفشار جنب‌حاره‌ای غرب آرام، درست در شرق تایوان قرار گرفته بود و رطوبت نسبی در این زمان، در زیر تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ۸۰ درصد بود ضمن آنکه بیشتر بارش‌های این گروه، در دامنه‌ها و نواحی کوهستانی کم‌ارتفاع شمال و مرکز تایوان مشاهده شده است. در گروه دوم، دو بارش سنگین رخ داده بود که جریان‌های جوی در آن زمان، جهت جنوب غربی داشته و محور فراز پرفشار جنب‌حاره‌ای غرب آرام، روی قسمت‌های جنوبی تایوان واقع شده و در زیر تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رطوبت نسبی ۸۰ درصد بود و همچنین بارش‌های این گروه عمدتاً در مناطق مرتفع بیش از ۵۰۰ متر در مرکز تایوان رخ داده بودند.

هلستروم^۱ (۲۰۰۵) شرایط جو را در زمان رخداد بارش‌های سنگین و غیر سنگین در سوئد مطالعه کرد. وی تفاوت‌های میانگین شرایط جوی در زمان رویداد بارش‌های سنگین تابستانی (ژوئن تا آگوست) و غیر سنگین در سوئد را بر اساس تیپ‌های هوای لامب (چرخندی، واچرخندی و جهت‌دار)^۲ تحلیل نمود. وی بارش‌های بیش از ۴۰ میلی‌متر را سنگین و بارش‌های کمتر از ۴۰ میلی‌متر را غیر سنگین تعریف کرده است. نتایج نشان داد که سهم رویدادهای بارشی که در زمان تیپ چرخندی رخ داده بود، برای رویداد بارش‌های غیر سنگین ۴۵ درصد و برای بارش‌های سنگین حدود ۷۰ درصد است.

جیسن^۳ و همکاران (۲۰۰۵) به برآورد و پیش‌بینی بارش‌های سنگین با استفاده از یک روش ترکیبی در آمریکا پرداختند و دریافته‌اند که پیش‌بینی‌های بارش‌های سنگین صحیح است که آن بارش‌ها به مراکز پیش‌بینی نزدیک باشند. سیبرت^۴ (۲۰۰۷) با استفاده از یک الگو، مشخصات همدیدی الگوهایی که باعث ایجاد بارش‌های سنگین روی کشور اتریش می‌شود را مطالعه نمود.

کومار^۵ و همکاران (۲۰۰۸) بارش سنگین ۲۶ ژوئیه سال ۲۰۰۵ (روز ۱۳۸۴/۵/۴) بمبئی را به کمک مدل پژوهش^۶ و پیش‌بینی هوا بررسی کردند. در این روز ایستگاه بمبئی در ۲۴ ساعت ۹۴۴ میلی‌متر بارش ثبت کرده بود. این رویداد بارش بسیار سنگین که توسط مدل‌های عملیاتی^۷ پیش‌بینی شده بود خسارات جانی و مالی فراوانی را به همراه داشت. نتایج پژوهش نشان داد که مدل پژوهش و پیش‌بینی هوا قادر است رویداد بارش سنگین و ویژگی‌های دینامیکی و ترمودینامیکی آن را بازسازی کند. آزمون‌هایی که بر روی این مدل انجام شد، نشان داد که این رویداد بسیار متمرکز و محلی، نتیجه اندرکنش سامانه‌های هوای همدید مقیاس با میان مقیاس و ویژگی‌های اراضی ساحلی بوده است. همچنین حرکات صعودی بزرگ‌مقیاس روی منطقه بمبئی دلیل همدیدی داشته است. این مدل، هسته‌های همرفتی قوی اما کوتاه‌مدتی را در دل حرکات صعودی کلان‌مقیاس شبیه‌سازی کرد. تحلیل این هسته‌ها که بر روی بمبئی شکل گرفته بود نشان داد که منبع رطوبت این سامانه، جریان‌های شمال و شمال غربی با منشأ دریای عرب بوده است.

1- hellstrom

2- Directional

3- Jessen

4- Seibert

5- Kumar

6- Weather Research and Forecasting (WRF)

7- Operational Models

هارناک^۱ و همکاران (۱۹۹۸)، کاتو و آرانامی^۲ (۲۰۰۵)، فنگ^۳ و همکاران (۲۰۰۷)، لی^۴ و همکاران (۲۰۰۸)، کارولینا اوپرا^۵ (۲۰۰۹) محققان دیگری هستند که هرکدام حد آستانه بارش‌های سنگین و سیل‌زایی که در مناطق مختلف جهان روی داده است را بررسی نموده‌اند.

در ایران باقری (۱۳۷۲) با تحلیل و بررسی سامانه‌های همدید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، سیستم‌های موجد سیل در شمال ایران را شناسایی کرد. لشکری (۱۳۷۵) با مطالعه مرکز کم‌فشار سودانی و همگرایی دریای سرخ، الگوهای سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران را بررسی نمود، همین روش را انصاری (۱۳۸۲) در مورد بارش‌های سیل‌زا در حوضه آبریز کهگیلویه و بویراحمد بکار برد. نجار سلیقه (۱۳۸۰) نقش واگرایی سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال و کم ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال در بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران را ضروری دانست. عربی (۱۳۸۵) گسترش و نفوذ کم‌فشار موسمی از سمت جنوب و جنوب‌شرق و ورود رطوبت اقیانوس هند به داخل ایران را در وقوع بارندگی تیرماه ۱۳۷۸ منطقه جنوب شرق ایران مؤثر دانست. همچنین مسعودیان (۱۳۸۷) نشان داد که دو الگوی گردشی در پدید آمدن بارش‌های سنگین ایران نقش دارند. الگوی اول با استقرار یک پرفشار بر روی دریای سیاه و گسترش فرود خلیج فارس مشخص می‌شود و الگوی دوم با شکل‌گیری فرودی بر روی عراق و رخنه زبانه پرفشار سبیری - سیاه به درون ایران همراه است. محمدی (۱۳۸۸) الگوی کم‌فشار عربستان - عراق و ناوه دریای سیاه منتهی‌الیه شرق مدیترانه را، از عوامل اصلی فراهم نمودن شرایط لازم برای رخداد بارش‌های سنگین ایران می‌داند که رطوبت آنها عمدتاً توسط جریان‌های باد از روی دریای عرب و خلیج فارس بر روی ایران تأمین می‌شود. همچنین محمدی و همکاران (۱۳۹۱) به بررسی و تحلیل دینامیکی سامانه سودانی و تأثیر آن بر رخداد بارش‌های جنوب غرب ایران پرداختند.

مواد و روش‌ها

در اقلیم‌شناسی همدید^۶ به‌ویژه برای بررسی بارش که موضوع پژوهش حاضر است از رویکرد محیطی به گردشی^۷ استفاده می‌شود یعنی در این روش می‌توان داده‌های گردشی هم‌زمان با رخداد این رویداد محیطی را بررسی نمود (پارنال، ۱۹۹۳: ۲۱۸ و علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۵). تعیین منطقه مطالعاتی در این پژوهش، برگرفته از نتایج پهنه‌بندی نواحی بارشی بر روی ایران که توسط مسعودیان (۱۳۹۰) انجام شده، است. از آنجایی که ویژگی اصلی پهنه بسیار کم‌بارش جنوب شرق ایران، وجود بارش‌های کوتاه‌مدت رگباری و سیل‌آسا است و همچنین این ناحیه با میانگین بارشی حدود ۱۶۱ میلی‌متر، وسعت زیادی از مساحت کشور را در دو قلمروی جغرافیایی متفاوت (حدود ۳۰ درصد) دربر گرفته است، لذا در این پژوهش سعی گردید که تمامی ایستگاه‌هایی که میانگین بارش سالانه آنها کمتر از ۱۶۱ میلی‌متر بوده است و دارای آمار طولانی‌مدت (حداقل ۱۰ سال) بوده‌اند انتخاب شود. شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه و توزیع فضایی ایستگاه‌های منتخب را نشان می‌دهد.

1- Harnack

2- Kato & Aranami

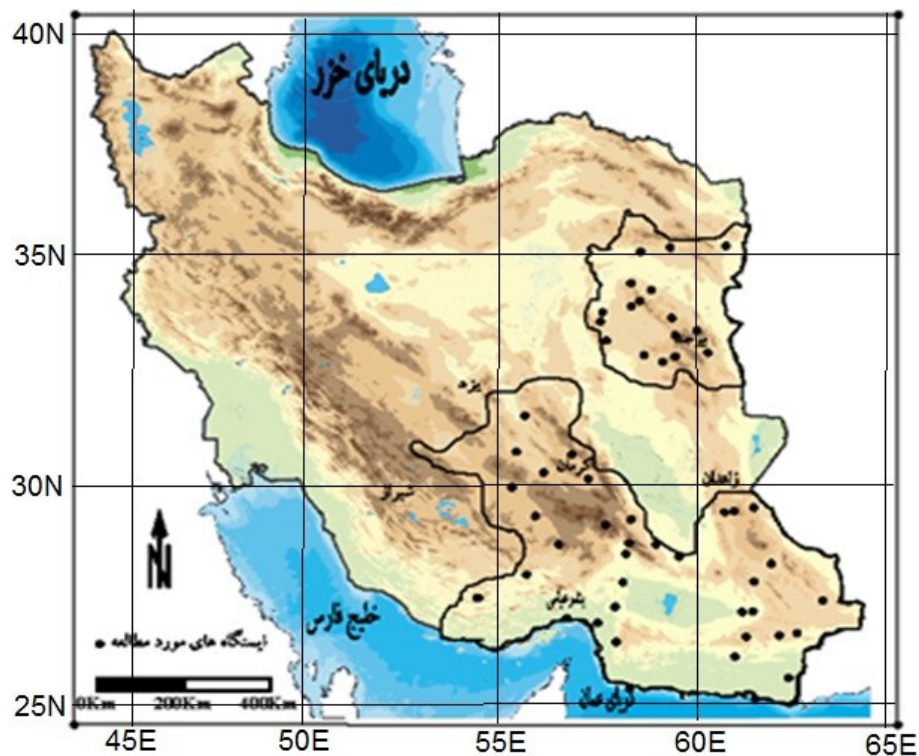
3- Feng

4- Lee

5- Carolina Opera

6- Synoptic Climatology

7- Environmental to Circulation Approach



شکل ۱. توزیع فضایی ایستگاه‌های منتخب در قلمروی ناحیه بسیار کم بارش ایران (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۱۶۱)

برای انجام این پژوهش، دو پایگاه داده مورد نیاز بوده است. یکی داده‌های سطحی که بیانگر ویژگی‌های محیط سطحی است و دیگری داده‌های جو بالا که بیانگر سیستم‌های موجد پدیده‌های محیطی است؛ بنابراین در این پژوهش پایگاه اول داده‌ها از سازمان هواشناسی کشور به صورت خام تهیه و سپس پایگاه داده‌های بارش روزانه این ایستگاه‌ها طی سال‌های ۱۳۳۵ تا ۱۳۸۹ (شامل ۱۹۷۲۴ روز) فراهم شد. به طوری که پایگاه اول شامل داده‌های بارش روزانه ۵۴ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی با موجودیت آماری بیشتر از ۱۰ سال و با میزان بارش روزانه بزرگتر از ۷۰ میلی‌متر است که معیار انتخاب این آستانه شدت و مدت موردها (روزهای بارشی) بود.

همچنین پایگاه دوم داده‌ها شامل متغیرهای جوی است که آماره‌های آنها از تارنمای سایت سازمان هواشناسی آمریکا (نووا) به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته برداشت شده است. همچنین جهت تحلیل پایگاه داده‌های جو بالا، محدوده بین ۰ تا ۸۰ درجه عرض شمالی و ۰ تا ۱۲۰ درجه طول شرقی انتخاب گردید. دلیل انتخاب این محدوده گسترده، شناسایی الگوهای همدید و آگاهی از مسیر حرکت این سامانه‌های گردشی و چگونگی گسترش آنها بر روی منطقه مورد مطالعه است. این متغیرها شامل: دمای هوا (برحسب کلونین K)، ارتفاع ژئوپتانسیل (برحسب متر m)، فشار تراز دریا (برحسب هکتوپاسکال hpa)، نم ویژه (برحسب گرم بر کیلوگرم g/kg)، مؤلفه باد مداری و مؤلفه باد نصف‌النهاری (برحسب متر بر ثانیه m/s) می‌شوند.

ابتدا طی این پژوهش برای شناسایی روزهای بارشی سنگین، در نرم‌افزار مت لب^۱ ماتریس استاندارد شده‌ای با آرایش (۵۴*۲۰۸۲۴) فراهم شد که سطرهای آن، تعداد روزها و ستون‌های آن، آماره‌های مربوط به بارش

ایستگاه‌ها است. سپس با استفاده از روش گروه‌بندی وارد^۱ و فاصله اقلیدسی^۲ روی ماتریس فوق تحلیل خوشه‌ای^۳ صورت گرفت که بر اساس مدّت، دوام و مجموع بارش سه خوشه بارشی: سبک، متوسط و سنگین تقسیم‌بندی شدند (شکل ۲ و جدول ۱). بر اساس موضوع پژوهش، خوشه بارشی سنگین، مبنای مطالعه قرار گرفت و در نهایت ۱۴ رویداد یک‌روزه با بزرگی ۷۰ میلی‌متر بارش به عنوان روزهای رخداد بارش‌های سنگین و سیل‌آسا از این خوشه بارشی استخراج گردید تا مبنای مطالعه با رویکرد محیطی به گردشی قرار گیرد.

در مرحله بعد، پس از انتخاب خوشه بارش مورد مطالعه، نوبت به شناسایی شرایط همدید رخداد این بارش‌ها، در ناحیه مورد مطالعه می‌رسد. به عبارت دیگر می‌خواهیم الگو یا الگوهایی که هم‌زمان با وقوع این رویدادهای فرین دیده شده‌اند را شناسایی کنیم. لذا الگوهای گردشی متغیّرهای جو بالا با استفاده از نقشه‌های فشار تراز دریا^۴، ضخامت لایه^۵ ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، رودباد^۶ و تابع همگرایی شار رطوبت^۷ در ۶ تراز محاسبه و ترسیم شد. بعد از ترسیم نقشه‌های جو بالا در ترازهای مختلف جوی، بایستی الگوهای گردشی موجد رخداد این بارش‌های سنگین شناسایی می‌شدند. بر این اساس، نقشه‌ها یا الگوهای گردشی ۱۵۴ رخداد بارش سنگین موجود طی دوره مورد مطالعه، با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، در دو الگوی همدید طبقه‌بندی شدند. سپس طبقه‌بندی‌های بیشتر یا کمتر از این تعداد خوشه الگوی همدید را، به این علت که در آن الگوهای مشترک، تکرار خواهد شد و یا اینکه الگوهای مؤثر در طبقه‌بندی نقشه‌ها لحاظ نخواهد شد، حذف نمودیم و در نهایت به عبارتی همین دو الگوی همدید مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند.

از آنجایی که سامانه‌های همدید معمولاً پدیده‌های بزرگ‌مقیاسی هستند که اندازه مساحت تأثیر آنها بین ۲۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر، متفاوت است؛ بنابراین در این مقیاس، هواشناسی دینامیکی به تفسیر ساختار حرکت‌های جوی برحسب قوانین فیزیکی حاکم می‌پردازد. در این پژوهش برای بررسی و شناخت منابع رطوبتی، تلاویی، حرکات قائم جوی (أمگا) و مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد این بارش‌های سنگین، از روابط دینامیکی ذیل استفاده شده که به طور خلاصه آورده شده است. در ابتدا برای شناسایی منابع رطوبتی بارش‌های بررسی شده، معادله همگرایی شار رطوبت را که توسط بناکوس و شولز^۸ ارائه شده است، محاسبه و ارزیابی کردیم. این معادله، در دستگاه مختصات هم‌فشار، به صورت رابطه (۱) است:

$$\frac{dq}{dt} = S \quad \text{رابطه (۱)}$$

که در آن؛ q رطوبت ویژه و S ذخیره بخار آب است که اختلاف بین برونداد و درونداد بخار آب در بسته هوا را نشان می‌دهد. S معمولاً از E-C به دست می‌آید؛ که در آن، E نسبت تبخیر درون بسته هوا و C نسبت چگالش (تراکم) در بسته هوا است. رابطه (۱) را می‌توان به صورت معادله شار که تضمین‌کننده پایستگی کل جرم رطوبت است، بسط داده و به صورت زیر بازنویسی کرد (رابطه‌های ۲ و ۳):

- 1- Ward Linkage
- 2- Euclidean Distance
- 3- Cluster Analysis
- 4- Sea Level Pressure(SLP)
- 5- Thickness
- 6- Jet Streams
- 7- Moisture Flux Convergence(MFC)
- 8- Banacis and Schultz

$$\underbrace{\frac{\partial q}{\partial t}} + \underbrace{\nabla \cdot (q \vec{V}_h)} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial p}(q\omega)} = \underbrace{E - P} \quad \text{رابطه (۲)}$$

ذخیره همگرایی عمودی شار رطوبت همگرایی افقی شار رطوبت تغییر در جای q

$$MFC = \underbrace{-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{جمله وزش}} - \underbrace{q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{جمله همگرایی}} \quad \text{رابطه (۳)}$$

رابطه (۲) به روشنی ترازمندی رطوبت بسته هوا که شامل تغییر در جای q ، همگرایی افقی و عمودی شار رطوبت و تغییرات ذخیره است را بیان می‌کند. صورت برداری معادله فوق در رابطه (۳) بیان شده است؛ که در آن جمله وزش، وزش افقی است و جمله همگرایی، حاصل ضرب رطوبت ویژه در همگرایی حجم جرم را، بیان می‌کند.

همچنین سامانه‌های سینوپتیک برای مناطق برون حاره، به صورت زمینگرد وار مطالعه می‌شوند، اما برای سرعت‌های افقی تا حدودی به صورت زمینگرد در نظر گرفته می‌شوند. در جو واقعی با توجه به سرعت‌های قائم، باد واقعی مؤلفه نازمینگرد دارد. مؤلفه نازمینگرد باد، تفاوت بین باد واقعی و باد زمینگرد است که به صورت رابطه (۴) بیان می‌شود:

$$\vec{V}_{ag} = \vec{V} - \vec{V}_g \quad \text{رابطه (۴)}$$

که در آن \vec{V}_{ag} مؤلفه باد نازمینگرد، \vec{V} مؤلفه باد واقعی و \vec{V}_g مؤلفه باد زمینگرد افقی است. در این حالت معادله تکانه با اعمال تحلیل‌های مقیاسی، بر حسب باد نازمینگرد به صورت رابطه (۵) درمی‌آید:

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = \mathbf{f}_k \times \vec{V}_{ag} \quad \text{رابطه (۵)}$$

در این رابطه t زمان، \mathbf{f} نیروی کوریولیس و k کمیت بردار در امتداد محور قائم است. ناپایداری‌های به وجود آمده در این مناطق و چرخندزایی به طور عمده، کژفشاری^۱ هستند که انرژی اغتشاش آنها، از انرژی پتانسیل در دسترس^۲ ناشی از شیو دمایی جو، گرفته می‌شود (هولتون، ۲۰۰۴). همچنین، ارتباط شیو افقی محلی دما و چینش قائم باد، بر اساس معادله ترازمندی باد گرمایی به صورت رابطه (۶) داده می‌شود (مارتین، ۲۰۰۶).

$$\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} = K \times \nabla T \frac{R}{fP} \quad \text{رابطه (۶)}$$

در این معادله \vec{V}_g باد زمینگرد، p فشار، R ثابت جهانی، f نیروی کوریولیس، K کمیت برداری در امتداد محور قائم و T دما است. در این نوع ناپایداری، ناهها و جریان‌های جت باد ترازهای بالای وردسپهر^۳، در به

1- Baroclinic

2- Available Potential Energy (APE)

3- Tropospher

وجود آوردن ناپایداری، نقش اساسی دارند. این موارد به تشکیل و تقویت چرخند یا واچرخند کمک کرده و به صعود یا نزول هوا که در اثر ناپایداری ایجاد می‌شود، کمک می‌کند. در حضور ناوه و چرخند فرارفت، تاوایی مثبت و همگرایی انتظار می‌رود. مثلاً در جلوی محور ناوه فرارفت، تاوایی مثبت و در پشت آن تاوایی منفی است (هولتون، ۲۰۰۴ و مارتین، ۲۰۰۶) رابطه (۷) نشان‌دهنده معادله تاوایی زمینگرد است.

$$\frac{\partial \theta g}{\partial t} = -\vec{V}g \cdot \nabla \theta g + f o \frac{\partial \omega}{\partial p} \quad \text{رابطه (۷)}$$

در رابطه فوق θg تاوایی نسبی زمینگرد، ω سرعت قائم، $\vec{V}g$ سرعت باد زمینگرد، ∂p تغییرات فشار و $\nabla \theta g$ فرارفت تاوایی نسبی است. این رابطه، برای ناسا نوشته شده که باد زمینگرد، ناوگرا است و سرعت قائم باد نیز دخالت دارد و به همین دلیل معادله تاوایی زمینگرد نامیده می‌شود.

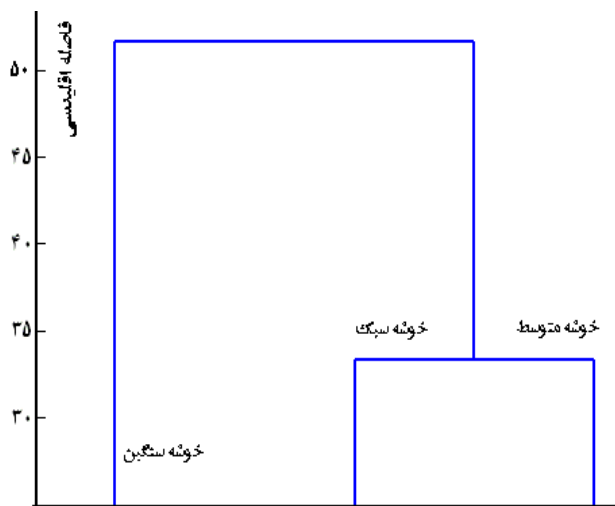
واگرایی افقی در توده هوا نیز از رابطه (۸) محاسبه می‌شود که در آن مؤلفه v و u به ترتیب مؤلفه سرعت باد در امتداد محورهای y و x صفحه بردار هستند. در صورت مثبت بودن حاصل معادله، واگرایی و در صورت منفی بودن آن، همگرایی حاصل خواهد شد.

$$\nabla \cdot Vh = \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \quad \text{رابطه (۸)}$$

نتایج و بحث

تبیین ویژگی‌های آماری خوشه بارش سنگین و فراگیر

ابتدا بارش روزانه پهنه مورد مطالعه ناحیه بسیار کم بارش جنوب شرق ایران، بر اساس شدت بارش به سه خوشه سنگین، متوسط و خفیف (سبک) طبقه‌بندی گردید (شکل ۲).



شکل ۲. نمودار شاخه درختی^۱ بارش روزانه ایستگاه‌های مورد مطالعه

گروه‌بندی روزهای بارشی نشان داد که از مجموع ۲۰۸۲۵ رویداد بارشی در طی تمام سال‌های مورد مطالعه در تمام ایستگاه‌ها، ۱۴ رویداد یک‌روزه با بزرگی ۷۰ میلی‌متر شناسایی گردید که در این نوشتار تحت عنوان بارش‌های سنگین مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته‌اند و ماتریس (۱۰*۱۴) را به صورت زیر تشکیل می‌دهند (جدول ۱).

جدول ۱. نمایی از آماره‌های خوشه بارش سنگین ایستگاه‌های مورد مطالعه

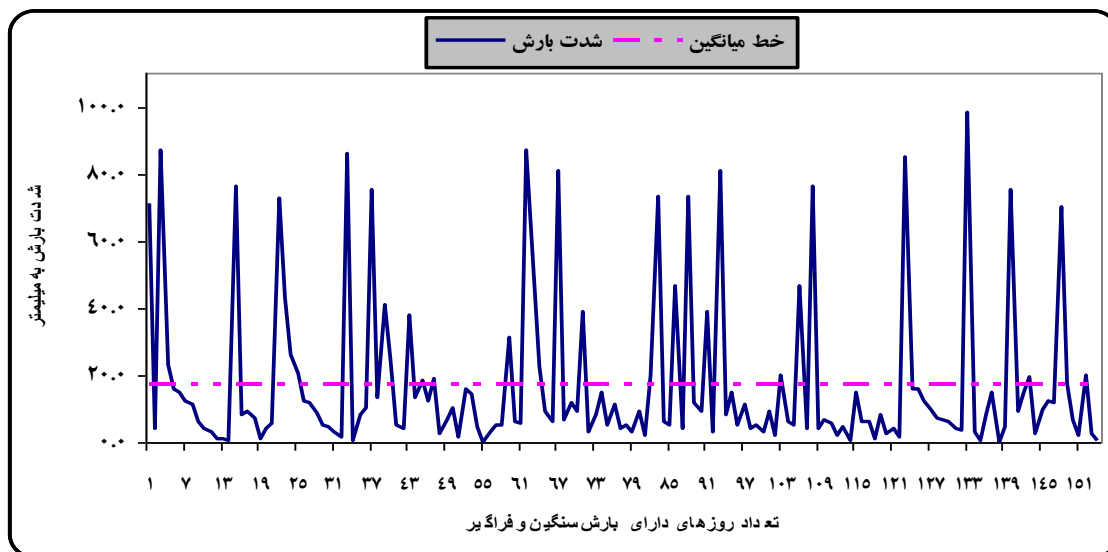
| کد ایستگاه | سال شمسی | ماه شمسی | روز شمسی | سال میلادی | ماه میلادی | روز میلادی | دوام بارش بر حسب روز | مجموع بارش بر حسب میلی | شدت بارش بر حسب میلی متر |
|------------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| ۱۳۰۲ | ۱۳۴۷ | ۹ | ۱۸ | ۱۹۶۸ | ۱۲ | ۹ | ۲ | ۱۹۶ | ۹۸ |
| ۱۲۶ | ۱۳۶۰ | ۱۲ | ۲۲ | ۱۹۸۲ | ۳ | ۱۳ | ۱ | ۸۷/۲ | ۸۷/۲ |
| ۱۲۳۰ | ۱۳۵۷ | ۱۱ | ۲ | ۱۹۷۹ | ۱ | ۲۲ | ۳ | ۲۶۱ | ۸۷ |
| ۲۸۲ | ۱۳۷۲ | ۱۱ | ۲۹ | ۱۹۹۲ | ۲ | ۱۸ | ۱ | ۸۶ | ۸۶ |
| ۲۷۸ | ۱۳۸۳ | ۹ | ۲۷ | ۲۰۰۲ | ۱۲ | ۱۷ | ۱ | ۸۵ | ۸۵ |
| ۱۲۳۰ | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۲ | ۱۶۱/۶ | ۸۰/۸ |
| ۱۳۰۲ | ۱۳۷۳ | ۱۲ | ۲۱ | ۱۹۹۵ | ۳ | ۱۲ | ۲ | ۳۰۵ | ۷۶/۲ |
| ۹۸۲ | ۱۳۷۱ | ۱۰ | ۹ | ۱۹۹۲ | ۱۲ | ۳۰ | ۱ | ۷۶ | ۷۶ |
| ۱۱۷۷ | ۱۳۷۶ | ۱ | ۴ | ۱۹۹۷ | ۳ | ۲۴ | ۱ | ۷۵ | ۷۵ |
| ۱۳۰۲ | ۱۳۶۶ | ۱۱ | ۲۸ | ۱۹۸۸ | ۲ | ۱۷ | ۲ | ۱۵۰ | ۷۵ |
| ۱۳۵۸ | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۲ | ۱۲۶ | ۷۳ |
| ۹۸۰ | ۱۳۵۶ | ۱۲ | ۶ | ۱۹۷۸ | ۲ | ۲۵ | ۱ | ۷۲/۵ | ۷۲/۵ |
| ۲۸۲ | ۱۳۷۵ | ۱۲ | ۲۵ | ۱۹۹۷ | ۳ | ۱۵ | ۳ | ۲۱۴ | ۷۱/۳ |
| ۲۸۳ | ۱۳۶۶ | ۱ | ۳ | ۱۹۸۷ | ۳ | ۲۳ | ۱ | ۷۰ | ۷۰ |

سپس از این ماتریس، تعداد ۱۵۴ مورد (ایستگاه/روز) که هم‌زمان با رخداد بارش‌های سنگین در پهنهٔ مورد مطالعه بارندگی داشتند و یا به عبارتی بارشی فراگیر داشتند، شناسایی شدند (جدول ۲).

جدول ۲. نمایی از آرایهٔ بارش‌های سنگین و فراگیر پهنه مورد مطالعه (ردیف‌هایی که با رنگ خاکستری نمایانند، بارش سنگین و ردیف‌های بعد از آنها، روزهای فراگیرند).

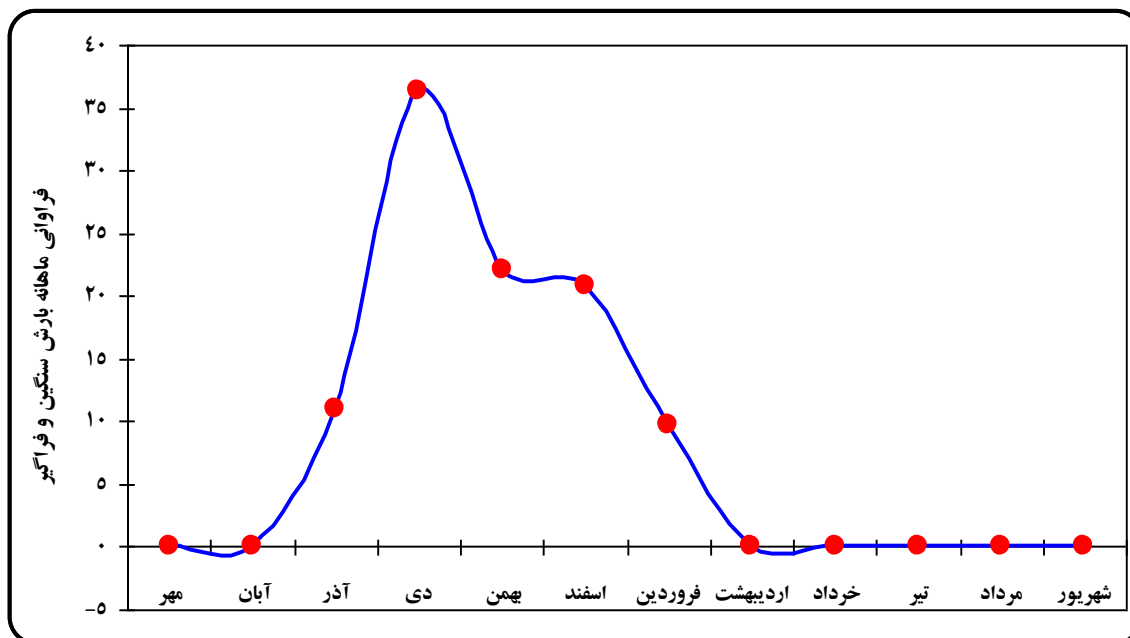
| نام ایستگاه | سال شمسی | ماه شمسی | روز شمسی | سال میلادی | ماه میلادی | روز میلادی | دوام بارش بر حسب روز | مجموع بارش بر حسب میلی | شدت بارش بر حسب میلی متر |
|-------------|----------|----------|----------|------------|------------|------------|-------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| جاسک | ۱۳۴۷ | ۹ | ۱۸ | ۱۹۶۸ | ۱۲ | ۹ | ۲ | ۱۹۶ | ۹۸ |
| دیپوک | ۱۳۴۷ | ۹ | ۱۸ | ۱۹۶۸ | ۱۲ | ۹ | ۱ | ۳ | ۳ |
| جابهار | ۱۳۴۷ | ۹ | ۱۸ | ۱۹۶۸ | ۱۲ | ۹ | ۲ | ۰/۷ | ۰/۳۵ |
| ایرانشهر | ۱۳۴۷ | ۹ | ۱۸ | ۱۹۶۸ | ۱۲ | ۹ | ۱ | ۸ | ۸ |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| بندرعباس | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۲ | ۱۶۱/۶ | ۸۰/۸ |
| خوسف | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۱ | ۱۲ | ۱۲ |
| زهان | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۲ | ۶ | ۳ |
| بیرجند | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۱ | ۸ | ۸ |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |
| جاسک | ۱۳۶۶ | ۱ | ۳ | ۱۹۸۷ | ۳ | ۲۳ | ۱ | ۷۰ | ۷۰ |
| بجستان | ۱۳۷۸ | ۱۰ | ۲۷ | ۲۰۰۰ | ۱ | ۱۷ | ۱ | ۱۱/۵ | ۱۱/۵ |
| سریاز | ۱۳۶۶ | ۱ | ۳ | ۱۹۸۷ | ۳ | ۲۳ | ۲ | ۳۴/۵ | ۱۷/۲۵ |
| کرمیان | ۱۳۶۶ | ۱ | ۳ | ۱۹۸۷ | ۳ | ۲۳ | ۲ | ۵ | ۲/۵ |
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |

بر پایه آمار موجود، شدیدترین بارندگی ۲۴ ساعتهٔ پهنهٔ مورد مطالعه، در ۱۸ آذر ماه ۱۳۴۷ (۹ دسامبر ۱۹۶۷) در ایستگاه جاسک رخ داده است که ارتفاع این بارندگی به ۹۸ میلی‌متر در روز رسیده است. همچنین ۷۷ درصد یا به عبارتی نزدیک به دوسوم بارش‌های سنگین پهنه مورد مطالعه، کمتر از مقدار میانگین (۱۷/۴ میلی‌متر) و نیز ۲۳ درصد بارش‌های سنگین بیشتر از مقدار میانگین قرار دارند (شکل ۳).



شکل ۳. درصد فراوانی سالانه رخداد بارش‌های سنگین استان کرمان

بر اساس شکل ۴ نیز همان‌گونه که مشخص است، احتمال رخداد این‌گونه بارش‌های سنگین، در فصل زمستان و ماه دی بیشتر است و در بهار یک اوج فرعی در بارش رخ می‌دهد و چنین برمی‌آید که سازوکارهای پدیدآورنده این‌گونه بارش‌ها در فصول زمستان و بهار فعال‌ترند و سهم بارش‌های اوایل زمستان در حال افزایش است.



شکل ۴. درصد فراوانی ماهانه رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر

تحلیل هم‌دید الگوهای گردشی بارش سنگین و فراگیر

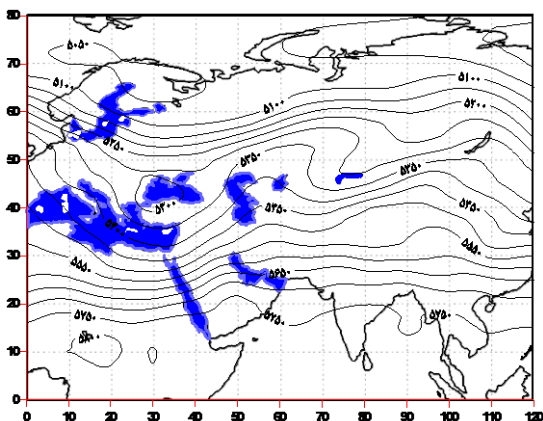
بعد از انتخاب خوشه بارش مورد مطالعه، نوبت به شناسایی شرایط هم‌دید این بارش‌ها، در ناحیه شرق و جنوب شرق ایران می‌رسد. به عبارت دیگر می‌خواهیم الگو یا الگوهایی که هم‌زمان با وقوع این رویدادهای فرین دیده شده‌اند را شناسایی کنیم. لذا الگوهای گردشی متغیرهای جو بالا با استفاده از نقشه‌های فشار تراز

دریا^۱، ضخامت لایه^۲ ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، رودباد^۳ و تابع همگرایی شار رطوبت^۴ در ۶ تراز محاسبه و ترسیم شد. نکته مهم اینکه، چون رخداد بارش‌های سنگین به عنوان یک رویداد محیطی، از چندین الگوی مختلف همدید ناشی می‌شود، استفاده از ترکیب میانگین نقشه‌های هوای موجد آن، کارساز نیست و منجر به نقشه‌هایی می‌شود که هرگز در واقعیت رخ نداده‌اند. تنها راه گریز از این مسئله، یاری جستن از روش تحلیل خوشه‌ای^۵ است. در این صورت به جای میانگین‌گیری نقشه‌ها، می‌توان نقشه‌ها را طبقه‌بندی کرده و چندین الگوی همدید به دست آورد (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۴). بر این اساس، نقشه‌ها یا الگوهای گردشی ۱۵۴ رخداد بارش سنگین را به روش تحلیل خوشه‌ای، در دو الگوی همدید طبقه‌بندی نمودیم و طبقه‌بندی‌های بیشتر یا کمتر از این تعداد را (به این علت که در آن الگوهای مشترک، تکرار خواهد شد و یا اینکه الگوهای مؤثر در طبقه‌بندی نقشه‌ها لحاظ نخواهد شد) جایز ندانستیم.

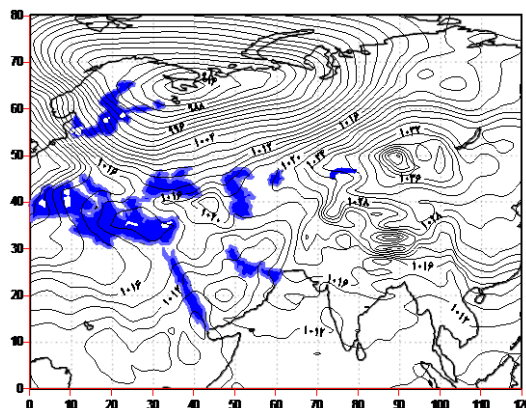
الگوهای همدید گروه اول

در این الگو، زبانه چرخند شمال اروپا (جنب‌قطبی) با هسته مرکزی ۹۸۰ هکتوپاسکال به سمت عرض‌های پایین گسترش یافته و شیو فشار، شدید است. چون با افزایش عرض جغرافیایی، تاوایی^۶ بزرگتر می‌شود، فرایند فرایند چرخندزایی^۷ شتاب بیشتری گرفته و به دلیل حرکات عمودی هوا، امکان پیدایش ابر و بارش فراهم می‌شود (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۲۷). در ضمن رویارویی با زبانهٔ چرخندی که از میانهٔ عربستان و سودان بر روی ایران و ناحیهٔ مورد مطالعه شکل گرفته، شیو فشار شدید و حاکمیت ناپایداری را فراهم می‌کند (شکل ۵). در نقشهٔ ضخامت، گسترش ناوه عمیقی بر روی دریای سیاه و دریای مدیترانه، باعث شکل‌گیری یاختهٔ بسته‌ای با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر شده که زبانه‌هایی از این سیستم وارد ایران شده و عرض‌های بالا را دربر گرفته است. محور ناوه واقع شده در عرض‌های شمال به صورت کج مثبت^۸ است که شیو ضخامت شدیدی را بر روی کشور، ایجاد کرده است (شکل ۶). بررسی تابع همگرایی شار رطوبت در ترازهای مختلف نیز نشان داد که در بیشتر ترازها، همگرایی شار رطوبت چشمگیر بوده است، اما اوج همگرایی را می‌توان در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دید. در واقع در این الگو شرق و جنوب شرق ایران، منطقه همگرایی همهٔ جریان‌های مرطوبی است که از روی خلیج فارس، دریای عمان و اقیانوس هند منشأ می‌گیرند (شکل ۷). همچنین تحلیل فراوانی رودبادها در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال، نشان داد که بیشترین فراوانی رودبادها، از ترکمنستان تا شمال آفریقا و حتی دریای بالتیک دیده می‌شود و هستهٔ بیشینه‌ای روی شمال آفریقا واقع شده است و زبانه‌هایی با سرعت ۵ متر بر ثانیه وارد ایران شده و منطقهٔ مورد مطالعه در نیمه چپ خروجی هستهٔ رودباد (در محل واگرایی سطح بالا^۹) قرار گرفته است (شکل ۸). سامانه‌های موجد این الگو، در ماه‌های دی و بهمن فعال‌ترند (شکل ۱۳). این الگوها مسبب ۵۷ درصد از بارش‌های سنگینی هستند که در ایستگاه‌های مورد مطالعه رخ می‌دهد و این در حالی است که فقط ۱۴ درصد از رخداد بارش سنگین منطقه را به عهده دارند (شکل ۱۴).

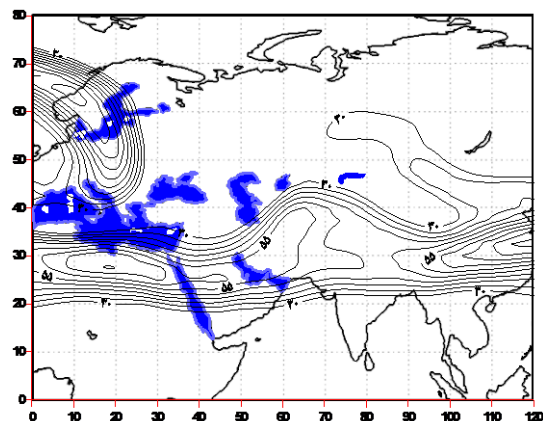
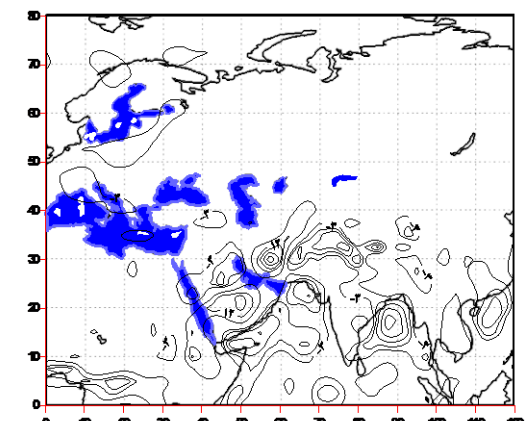
- 1- Sea Level Pressure (SLP)
- 2- Thickness
- 3- Jet Streams
- 4- Moisture Flux Convergence (MFC)
- 5- Cluster Analysis (CA)
- 6- Vorticity
- 7- Cyclogenesis
- 8- Positive Tilt
- 9- Upper Divergence



شکل ۶. الگوی اول نقشه ضخامت



شکل ۵. الگوی اول نقشه فشار تراز دریا

شکل ۸. الگوی اول نقشه میانگین سرعت رودباد در تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال بر حسب m/s شکل ۷. الگوی اول نقشه همگرایی رطوبت در تراز ۱۰۰۰ بر حسب $10^{-4} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ که در این نقشه‌ها اعداد منفی و مثبت نمود واگرایی و همگرایی رطوبت هستند.

الگوهای همدید گروه دوم

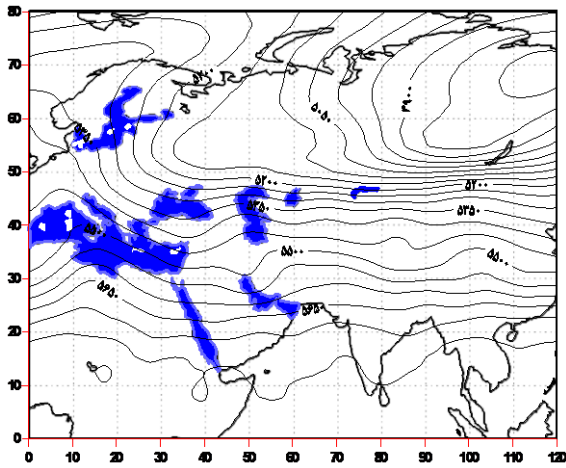
در این الگو بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا، کمربند کم‌فشار جنب قطبی^۱ بین مدارهای ۶۰ تا ۷۰ درجه شمالی پدیدار شده است و بین پرفشار شکل گرفته در شمال اروپا، با هسته مرکزی ۱۰۳۰ هکتوپاسکال از یک سو و کم‌فشار داخل ایران با هسته ۱۰۱۴ هکتوپاسکال از سوی دیگر، شرایط دگر فشاری را در راستای شمال غرب - جنوب شرق برقرار می‌سازد (شکل ۹). در الگوی دوم نقشه ضخامت نیز، ناوه نسبتاً عمیقی از شمال دریایچه بایکال تا کشور ترکیه ادامه دارد و به نظر می‌رسد که بر روی اروپا، یک سردچال در حال شکل‌گیری است. این سردچال تا حدودی نقش یک مانع را بازی کرده و باعث شده است، محور ناوه واقع شده در عرض‌های شمال به صورت کج مثبت^۲ باشد و شیو ضخامت شدیدی را بر روی کشور، ایجاد کند. همچنین محور ناوه ضعیف‌تری بر روی منتهی‌الیه شرق مدیترانه و ترکیه دیده می‌شود که ناحیه شرق و جنوب شرق ایران در نیمه شرقی و جلوی ناوه که محدوده پیشروی چرخندگی مثبت^۳ است و نیز شدت بارندگی در آنجا بیشتر بوده (کلاین، ۱۹۴۸: ۴۴۶)، واقع شده است و به عبارتی این قرارگیری باعث افزایش بارش‌های سنگین

1- Sub polar Low

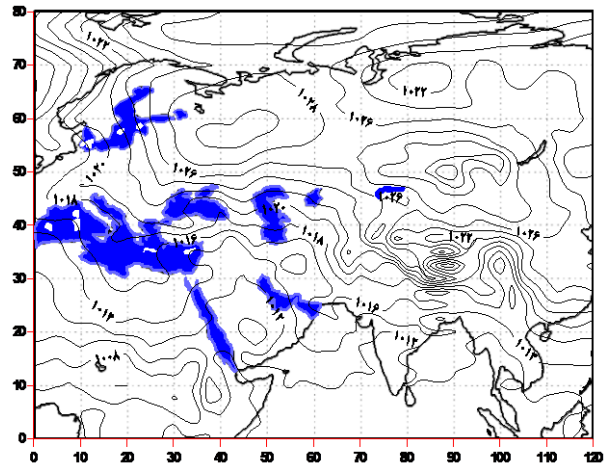
2- Positive Tilt

3- Positive Vorticity

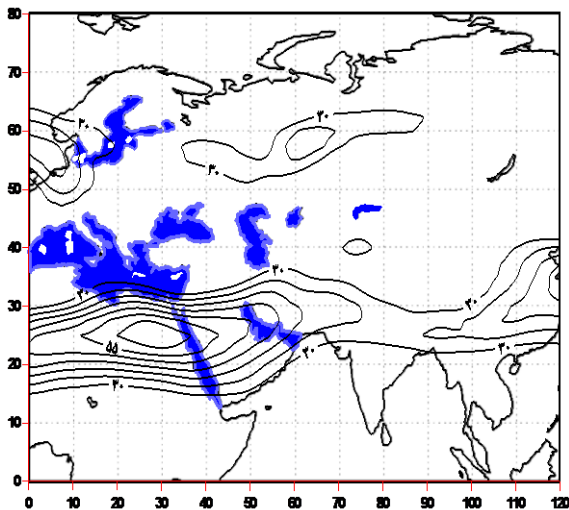
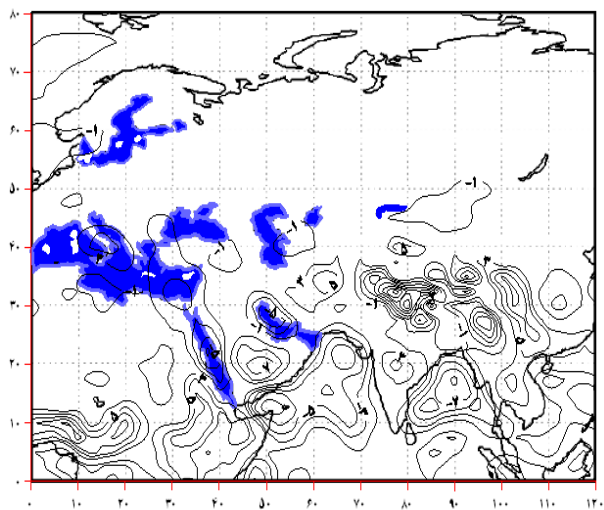
بر روی منطقه شده است (شکل ۱۰). در ادامه بررسی الگوی دوم تابع همگرایی شار رطوبتی نیز نشان داد، برخلاف الگوی اول رطوبت، اوج همگرایی شار رطوبتی را می توان در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکالی دید، به طوری که اغلب نواحی ایران، کانون تمرکز رطوبت بوده است. با توجه به بردارهای باد، خلیج فارس عامل اصلی تأمین رطوبت بارش سنگین بوده و دریای مدیترانه نیز در تأمین بخشی از این رطوبت مشارکت داشته است (شکل ۱۲). بررسی نقشه های رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال حاکی از آن است که در زمان رخداد این الگو، شمال عربستان، مصر تا شمال آفریقا، مناطق بیشینه فراوانی رودبادها هستند و سرعت رودباد در مراکز آن به ۶۰ متر بر ثانیه می رسد. لازم به ذکر است در این تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال، ایران در منطقه خروجی چپ رودباد قرار گرفته است (شکل ۱۲)؛ و ماه های دی و بهمن زمان فعالیت این الگو هستند (شکل ۱۳). به طوری که ۴۳ درصد بارش های سنگین ناحیه مورد مطالعه در این موقع از سال ریزش می کنند (شکل ۱۴).

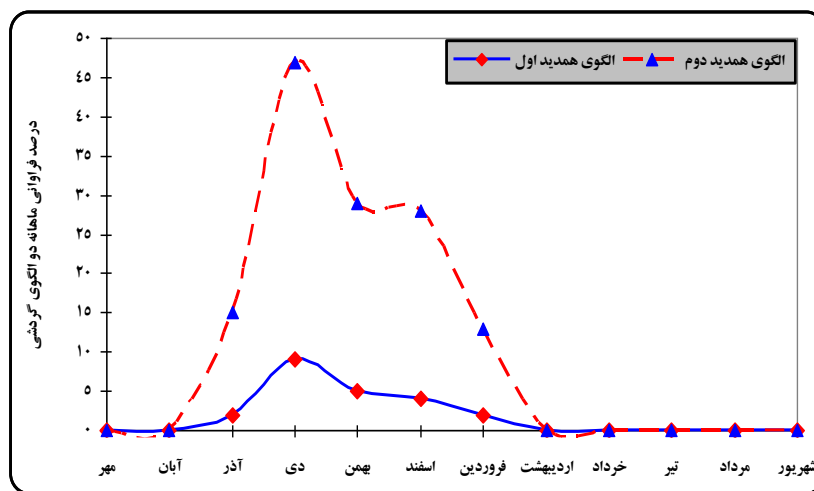


شکل ۱۰. الگوی دوم نقشه ضخامت

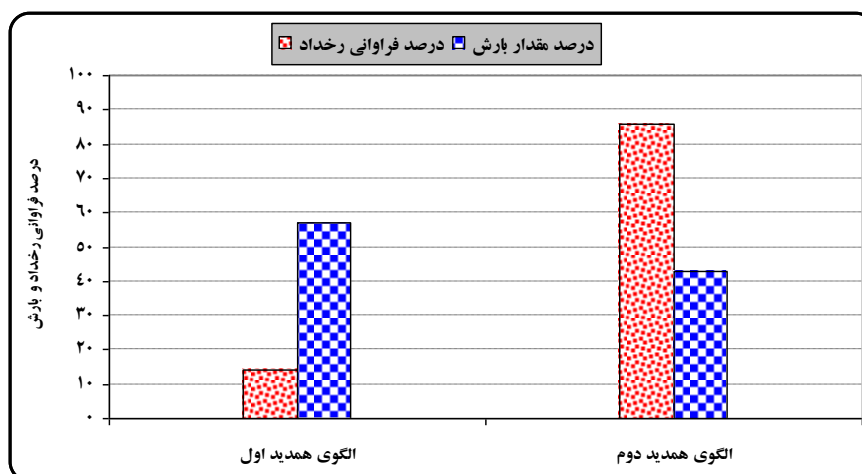


شکل ۹. الگوی دوم نقشه فشار تراز دریا

شکل ۱۲. الگوی دوم نقشه میانگین سرعت رودباد در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال برحسب m/s .شکل ۱۱. الگوی دوم نقشه همگرایی رطوبت در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال برحسب $10^{-4} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ که در این نقشه ها اعداد منفی و مثبت مقادیر واگرایی و همگرایی رطوبت را نشان می دهند.



شکل ۱۳. درصد فراوانی الگوهای همدید در طول سال



شکل ۱۴. درصد فراوانی رخداد و بارش سنگین در هریک از الگوهای همدید

نتیجه گیری

ایران کشوری با اقلیم خشک و نیمه خشک است. در داخل کشور، مناطق مختلف آن به واسطه موقعیت جغرافیایی خاص خود دارای ویژگی‌های بارشی متفاوتی می‌باشند. به طوری که هر چه از مناطق شمالی و غربی کشور به طرف مناطق جنوبی و شرقی پیش می‌رویم، از میزان بارش کاسته می‌شود. از آنجایی که ناحیه بسیار کم بارش جنوب شرق ایران، از حیث برخورداری از اقلیم خشک و فراخشک، دارای آب‌وهوای سیلابی است، به عبارتی وقوع بارش‌های شدید این منطقه، باعث رخداد سیلاب‌های بزرگ می‌شود که بر بسیاری از منابع طبیعی و نیز فعالیت‌های اقتصادی خسارات زیادی وارد می‌نماید؛ بنابراین در این پژوهش، شناسایی دقیق شرایط دینامیکی، ترمودینامیکی و همدیدی موجد رخداد بارش‌های سیل‌آسای پهنه جنوب شرق ایران که از ویژگی‌های ذاتی این منطقه است، مورد بررسی قرار داده شد. نتایج حاصله از تجزیه و تحلیل بارش‌های سنگین این منطقه نیز نشان داد که: اولاً عمده بارش‌ها در ماه‌های خارج از فصل رشد گیاهان ریزش می‌کند به طوری که به نظر می‌رسد بارش‌های این موقع از سال که عمدتاً از نوع ریزش‌های مایع است، باعث افزایش ضریب رواناب شده و خطر سیلاب‌های بزرگ افزایش می‌یابد. لذا بهره‌برداری و جلوگیری از خسارات سنگین ناشی از این‌گونه بارش‌ها، نیازمند مدیریت بسیار قوی جریان آب است. ثانیاً رویداد بارش‌های سنگین ناحیه

شرق و جنوب شرق ایران از منشأ معینی به وجود نیامده و از یک یا چند الگوی متفاوت ناشی شده‌اند؛ اما عمدتاً در اکثر الگوها، حضور هم‌زمان چرخند جنب قطبی و حرکت آن به عرض‌های پایین‌تر و رویارویی آن با چرخند سودانی - میانه عربستان، شرایط دگر فشار شدیدی را در سطح زمین، برای ایجاد ناپایداری فراهم کرده است. در نقشه‌های ضخامت، فرود دریای سیاه - منتهی‌الیه شرق مدیترانه دیده شده است. در بیشتر موارد، قرارگیری ایران در نیمه شرقی و جلوی ناه سطح بالا، باعث ایجاد جوی ناپایدار و ریزش بارش‌های سنگین در سطح زمین شده است. در زمان رخداد بارش‌های سنگین بر روی منطقه مورد مطالعه، همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکالی پایینی جو، بیشتر از دیگر ترازها بوده است و رطوبت توسط جریان‌های باد، عمدتاً از روی خلیج فارس، دریای عمان و اقیانوس هند کشیده می‌شود. همچنین عمدتاً رودها در ترازهای ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکالی بر روی ایران گسترش داشته و در بیشتر موارد، نیمه چپ خروجی هسته رودباد (منطقه واگرایی سطح بالا) بر روی ایران قرار دارد که این الگو موجب تقویت ناپایداری سطوح پایینی جو خواهد شد.

منابع

- آرنون، آی (۱۹۷۳) **اصول زراعت در مناطق خشک**، ترجمه: امین علیزاده و عوض کوچکی، جلد اول. اشجعی باشکند، محمد (۱۳۷۹) **بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین در شمال غرب ایران**، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، استاد راهنما: دکتر محمد خیراندیش، استاد مشاور: مهندس احمد نوحی، دانشگاه تربیت مدرس.
- انصاری، سپهدار (۱۳۸۲) **بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در حوضه‌های آبریز کهگیلویه و بویراحمد**، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیا، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی و استاد مشاور: زین‌العابدین جعفرپور، دانشگاه تربیت‌معلم.
- باقری، سعید (۱۳۷۲) **بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در شمال ایران**، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- خوشحال دستجردی، جواد (۱۳۷۶) **تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی-کلیما‌تولوژی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر**، رساله دکتری جغرافیا، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس.
- عربی، زهرا (۱۳۸۵) **تحلیل سینوپتیکی بارندگی ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران**، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۶، صص. ۱-۱۵.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵) **اقلیم‌شناسی سینوپتیک**، جلد اول، چاپ دوم، تهران، سمت.
- لشکری، حسن (۱۳۷۵) **الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران**، رساله دکتری جغرافیا، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، استاد مشاور: دکتر محمد خیراندیش، دانشگاه تربیت مدرس.
- محمدی، حسین؛ فتاحی، ابراهیم؛ شمسی‌پور، علی‌اکبر؛ اکبری، مه‌ری (۱۳۹۱) **تحلیل دینامیکی سامانه‌های سودانی و رخداد بارش‌های سنگین در جنوب غرب ایران**، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۱۲(۲۴)، صص. ۷-۲۴.
- محمدی، بختیار (۱۳۸۸) **تحلیل همدید بارش‌های ابرسنگین ایران**، رساله دکتری جغرافیا، استاد راهنما: دکتر سید ابوالفضل مسعودیان و دکتر محمدرضا کاویانی، دانشگاه اصفهان.

مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۷) شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، *سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران*، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه ۱۳۷۸، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران.
 مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۹۰) *اقلیم‌شناسی ایران*، جلد اول، چاپ اول، اصفهان، دانشگاه اصفهان.
 نجار سلیقه، محمد (۱۳۸۰) الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانه جنوب شرق ایران، *تحقیقات جغرافیایی*، ۶۲، صص. ۱۱۴-۱۲۵.

یارنال، برنت (۱۹۹۳)، *اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی*، ترجمه: مسعودیان، سید ابوالفضل، جلد اول، چاپ اول، اصفهان، دانشگاه اصفهان.

Banacos, P. C., Schultz, D. M. (2008) **Moisture Flux Convergence: its history and application in convective initiation forecasting**. NOAA/NCEP/Storm Prediction Center.

Carolina Opera, I. (2009) Atorrenial precipitation event in the eastern part of Romania-A case study, **Romanian reports in physics**, 61 (1), pp. 139-150.

Ching-Sen, C., Chuan-Yao, L., Yin-Jin, C., Hsi-Chyi, Y. (2002) A study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the mei-yu season, **Atmospheric Research**, 65, pp. 129-149.

Feng, S., Saralees, N., Qi. H. (2007) Modeling Annual Extreme Precipitation in China Using the Generalized Extreme Value Distribution, **The Meteorological Society of Japan**, 85(5), pp.599-613.

Harnack, R. P., Donald, T., Joseph, R. (1998) Investigation of upper-air conditions occurring with heavy summer rain in utah, Israel, **Int. J. Climatol**, 18, pp. 701-723.

Hellstrom, C. (2005) Atmospheric conditions during extreme and non-extreme precipitation events in sweden, **Int. J. Climatol**, 25, pp. 631-648.

Jansa, A., Ana Genoves, M., Angeles, P., Joan, C., Ricardo, R., Olinda, C. (2001) **Western Mediterranean cyclones and heavy rain**.Part 2: Statistical approach, *Meteorol. Appl.* 8, 43-56.

Jessen, M., Thomas, E., Andre, S., Bernd, M. (2005), Analysis of heavy rainfall events in North Rhine-Westphalia with radar and rain gauge data, **Atmospheric Research**, 77, pp. 337-346.

Kato, T., Aranami, K. (2005) Formation Factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui Heavy Rainfalls and Problems in the Predictions using a Cloud-Resolving Model, **Sola**, 1, pp. 1-4.

Klein, W. H. (1948) Winter Precipitation as Related to 700mb Circulation, *Bull. Amer. Meteorological Society*. 29, pp. 439-453.

Kumar, A. J., Dudhia, R., Rotunno, D., Mohanty, U. C. (2008) **Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai**, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134, 1897-1910.

Lana, A. J., Campins, A., Jans, A. (2007) Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, **Geosciences**, 12, pp. 27-32.

Lee, D., Jeong-Gyun, P., Kim, J. (2008) Heavy rainfall events Lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, **Meteorological Society of Japan**, 2 (86), pp. 313-333.

Llasat, M. C., Martí, N., Barrera, A. (2007) **from the concept of "Kaltlufttropfen" (cold air pool) to the cut-off low**, The case of September 1971 in Spain as an example of their role in heavy rainfalls, *MeteorolAtmosphys* 96, 43-60.

Seibert, P., Frank, A., Formayer H. (2007) Synoptic and regional patterns of heavy precipitation in Austria, **Theor. Appl. Climatol**, 87, pp.139-153.