

جغرافیا و توسعه شماره ۳۷ زمستان ۱۳۹۳

وصول مقاله : ۱۳۹۱/۴/۱۰

تأیید نهایی : ۱۳۹۲/۸/۱۰

صفحات : ۲۸-۱۵

## تحلیل هم‌دید الگوهای ضخامت بارش‌های سنگین ناحیه‌ی زاگرس جنوبی

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان<sup>۱</sup>، سکینه کارساز<sup>۲</sup>

### چکیده

برای شناخت الگوهای ضخامت صد بارش سنگین و فراگیر ناحیه‌ی بارشی زاگرس جنوبی، از پایگاه داده بارش اسفزاری و داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز هزار و تراز پانصد هکتوپاسکال بهره بردیم. داده‌های بارش از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ شامل ۱۵۹۹۲ روز و ۳۶۲ یاخته به ابعاد ۱۴×۱۴ کیلومتر است. در این پژوهش رویکرد محیطی به‌گرددشی به‌کار رفته است. تحلیل خوشه‌ای بر روی فواصل اقلیدسی به‌روش ادغام وارد بر روی داده‌های ضخامت نشان داد که چهار الگوی اصلی ضخامت در فراهم نمودن شرایط مناسب بارش‌های سنگین و فراگیر ناحیه‌ی زاگرس جنوبی مؤثرند که در هم‌هی آنها فرود منتهی‌الیه شرق دریای مدیترانه با کمی تغییر موقعیت دیده شده است و بر روی جنوب‌غرب ایران منطقه‌ی کُزفشاری شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد این‌گونه بارش‌ها نقش مهمی را بازی کرده است. کلیدواژه‌ها: بارش سنگین، زاگرس جنوبی، اقلیم‌شناسی هم‌دید، الگوهای ضخامت لایه‌ی ۵۰۰-۱۰۰۰، تحلیل خوشه‌ای.

## مقدمه

بارش یکی از متغیرهای محیطی بسیار مهمی است که تغییرات مکانی و زمانی زیادی از خود نشان می‌دهد. این پدیده‌ی جوی برای کشوری چون ایران اهمیت زیادی دارد. بسیاری از فرایندهای مرتبط با محیط سطحی (از جمله بارش) به شدت تحت تأثیر گردش‌های جوی هستند. از این‌رو شناسایی ارتباط بین این پدیده با سامانه‌های جوی می‌تواند راهنمای خوبی برای یافتن راه‌های کاهش مخاطرات محیطی، آبخیزداری و مدیریت منابع آب باشد. برای دستیابی به این اهداف، اقلیم‌شناسی هم‌دید که وظیفه‌ی شناسایی رابطه‌ی میان الگوهای جوی و رویدادهای محیطی را بر عهده دارد، بسیار سودمند است. اقلیم‌شناسی هم‌دید علمی است که رابطه‌ی میان گردش‌های جوی را با محیط سطحی یک منطقه بررسی می‌کند (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱).

توموزیو و همکاران با استفاده از داده‌های بارش ۳۰ ایستگاه هم‌دید و داده‌های ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی  $2/5 \times 2/5$  درجه در طول دوره‌ی آماری ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۶ تغییرات زمانی و مکانی بارش در زمستان و ارتباط آن با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس در رومانی را مطالعه کردند. نتایج بررسی‌ها نشان داد که بین تغییرات بارش زمستانی و الگوهای گردشی بزرگ مقیاس (نوسان اطلس شمالی و پدیده بلاکینگ) در بخش اروپایی اطلس ارتباطات معناداری وجود دارد (Tomozeiu et al, 2005: 193).

لنا و همکاران هشت الگوی گردشی اصلی پدیدآورنده‌ی بارش‌های سنگین جزایر بالریک<sup>۱</sup> را به دست آوردند. این الگوها پس از انجام تحلیل مؤلفه‌ی اصلی بر روی پایگاه داده‌های (۱۹۹۵-۲۰۰۴) ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تحلیل خوشه‌ای بر روی مؤلفه‌های اصلی بدست آمدند. بیشتر این الگوها ارتباط قوی بین رخداد بارش سنگین و چرخندها را نشان دادند (Lana et al, 2007: 27).

فدریکو و همکاران ساز و کار دینامیکی بارش‌های سنگین روزانه چلبریا<sup>۲</sup> (جنوب ایتالیا) را با استفاده از داده‌های شبکه‌بندی شده RAMS<sup>۳</sup> ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال مطالعه کردند. نتایج حاصل از روش تحلیل مؤلفه‌ی اصلی<sup>۴</sup> و تحلیل خوشه‌ای<sup>۵</sup> نشان داد که ارتباط روشنی بین هر الگوی گردشی با گروه‌های بارشی وجود دارد (Federico et al, 2008: 1173).

نجف‌پور با استفاده از الگوهای گردشی هفده‌گانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که سه الگوی گردشی بیشترین ارتباط را با بارش، رواناب و سیلاب حوضه‌ی مُند دارند. این سه الگو نشان‌دهنده حاکمیت کم‌ارتفاع بر روی کشور هستند. همچنین بارش‌های سنگین و سیل‌زا در حوضه‌ی مُند در شرایطی رخ داده‌اند که پیدایش سردچال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در عرض‌های بالا جریان‌های غربی را به عرض‌های پایین‌تر رانده و پس از گذر از روی مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس و دریافت رطوبت از این منابع ریزش‌های سنگین در حوضه‌ی مُند را به همراه داشته‌اند (نجف‌پور، ۱۳۸۵: ۱).

مولر<sup>۶</sup> و همکاران الگوهای گردشی پدیدآورنده‌ی بارش‌های سنگین و فراگیر اروپای مرکزی را بررسی کردند. ایشان بارش‌های مربوط به ۱۴ سیل تابستانی مهم در دوره‌ی ۲۰۰۳-۱۹۵۰ را به عنوان رخداد‌های مرجع برگزیدند و نشان دادند که الگوی هم‌دید می‌تواند شرایط دینامیک و ترمودینامیک رویدادها را نمایندگی کنند. نتایج این تحقیق نشان داد که این شیوه در مناطقی که بارش آنها ارتباط چشمگیری با الگوهای هم‌دید دارد نیز قابل اجراست و می‌تواند به عنوان ابزاری کارآمد برای شناسایی رویدادهای بارشی بسیار شدید که در آینده ممکن است رخ دهند به کار گرفته شود (Muller et al, 2009: 441).

2-Calabria et al  
3-Regional Atmospheric Modeling System  
4-Principal component analysis (PCA)  
5-Cluster analysis (CA)  
6-Muller et al

1-Balearic Island

بیست ساله را بررسی کردند. ایشان با تحلیل نقشه‌های همیدید نشان دادند که سامانه‌های سودانی-مدیترانه‌ای مهمترین الگوهای پدیدآورنده‌ی بارش‌های سنگین در استان بوشهر هستند (نظری‌پور، ۱۳۸۶: ۱). حلبیان با استفاده از داده‌های روزانه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل برای یک دوره‌ی زمانی ۵۵ ساله به بررسی چگونگی رفتار زمانی و مکانی پرفشار آزرز بر بارش ایران پرداخت و نشان داد که به جز کرانه‌های خزر در همه جای ایران گسترش پرفشار آزرز سبب توقف فعالیت سامانه‌های باران‌زا بر روی ایران می‌شود (حلبیان، ۱۳۸۷: ۱).

شبانکاری برای بررسی تأثیر سامانه‌ی پرفشار سیبری بر بارش ایران از داده‌های روزانه فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل ترازهای ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال برای دوره‌ی زمانی (۱۳۸۰-۱۳۳۰) استفاده کرد. بررسی وی نشان داد که در کرانه‌های خزر بخشی از بارش با گسترش پرفشار سیبری بر روی دریای خزر مرتبط است (شبانکاری، ۱۳۸۷: ۱).

ماتلیک و همکاران الگوهای گردشی بارش سنگین ایالت استونی را در دوره‌ی زمانی ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ بررسی کردند. بررسی ایشان نشان داد که اغلب بارش‌های سنگینی که روی داده است بر اثر عبور کم‌فشارها و سامانه‌های جبهه‌ای ایجاد شده و بارش‌های همرفتی نقش چندانی ایفا نکرده‌اند (Matlik et al, 2008: 195). متئو و همکاران رخداد بارش سنگین و توفان ۱۳ سپتامبر ۲۰۰۶ کاتالونیا را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و راداری و داده‌های رادیوسنجی خودکار ایستگاه‌های هواشناسی کاتالونیا<sup>۶</sup> مطالعه کردند. بررسی ایشان نشان داد که عبور خط توفان از ناحیه‌ی ساحلی کاتالونیا (شمال شرق اسپانیا) عامل رخداد بارش سنگین و وقوع توفان‌ها در این منطقه بوده است (Mateo et al, 2009: 36).

سیبرت و همکاران الگوهای همیدید و منطقه‌ای بارش‌های سنگین اتریش را با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای بر روی پانزده سال داده‌های بازکاوی شده (ECMWF)<sup>۱</sup> و داده‌های بارش روزانه‌ی ۱۳۱ ایستگاه اقلیمی به دست آوردند (Seibert et al, 2007: 139).

محمدی ساز و کار همیدید بارش‌های ابرسنگین ایران را بررسی کرده است. وی با واکاوی نقشه‌های ضخامت لایه‌ی ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که شش الگوی ضخامت عامل اصلی بارش‌های سنگین و فراگیر ایران هستند (محمدی، ۱۳۸۸: ۱).

چن و همکاران به بررسی رخداد بارش‌های سنگین (بیش از ۳۷۹ میلی‌متر) در جنوب غرب تایوان پرداختند. این رخدادها با چرخندهای کوچک‌تر از ابعاد همیدید در فصل می‌یو همراه بودند.

ایشان از داده‌های<sup>۲</sup> ECMRWF، تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های راداری و داده‌های بارش سنگین استفاده کردند. بررسی ایشان نشان داد که چرخندهای کوچک‌تر از ابعاد همیدید در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال که از یک مرکز کم‌فشار و یک تاوه تشکیل شده باشند، همراه با یک موج کوتاه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال که در جانب منطقه‌ی چینش باد بر فراز تبت شرقی قرار گرفته باشد موجب ریزش بارش سنگین می‌شوند (Chen et al, 2010: 235). کومار<sup>۳</sup> و همکاران رخداد بارش سنگین (۹۴۴ میلی‌متر در ساعت) ۲۵ ژولای ۲۰۰۵ بمبئی<sup>۴</sup> را با استفاده از مدل پیش‌بینی WFR<sup>۵</sup> بررسی کردند و نشان دادند که این مدل توانایی بازنمایی ویژگی‌های دینامیک و ترمودینامیک این بارش را داشته است (Kumar et al, 2008: 1897).

نظری‌پور سامانه‌های پدیدآورنده‌ی بارش‌های سنگین (بالای ۷۰ میلی‌متر در روز) برای یک دوره‌ی زمانی

1-European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

2-European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

3-Kumar et al

4-Mumbai

5-Weather Research and Forecasting model

6-Estonia

7-Catalonia

دوره‌ی ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۰ بررسی کردند و سه الگو شناسایی کردند (اردکانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۰۷). رضیئی و همکاران برای شناسایی الگوهای گردشی جو زمستانه‌ی خاورمیانه و تعیین میزان ارتباط آنها با بارش‌های ایران از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای یک دوره‌ی آماری ۳۶ ساله (۲۰۰۰-۱۹۶۵) استفاده کردند.

در این پژوهش از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی با آرایش S استفاده شد. بررسی‌های ایشان روشن ساخت که الگوی فضایی توزیع بارش زمستانه‌ی ایران به غیر از سواحل جنوبی دریای خزر در سایر مناطق کشور به خوبی از الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پیروی می‌کند (رضیئی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۲۱).

مجموع این مطالعات نشان می‌دهد که کنش سامانه‌های باران‌زا در قلمروهای جغرافیایی مختلف متفاوت است. از این رو ویژگی‌های بارش هر محل گذشته از ویژگی‌های سامانه‌های باران‌زا به ویژگی‌های جغرافیایی محل نیز بستگی دارد. بر این اساس انتظار داریم در یک ناحیه‌ی بارشی (پهنه‌ی جغرافیایی که ویژگی‌های بارش در سراسر آن تقریباً یکدست است) تفاوت رویدادهای بارش ناشی از تفاوت سامانه‌های باران‌زا باشد. محمدی نیز با بررسی جامع بارش‌های سنگین ایران به همین نتیجه دست یافته است که بارش‌های ابرسنگین بخش‌های مختلف ایران حاصل سامانه‌های همدید متفاوتی هستند (محمدی، ۱۳۸۸: ۱). بنابراین جا دارد در مورد این که در هر ناحیه‌ی بارشی چه سامانه‌هایی در ریزش‌های سنگین نقش دارند بررسی بیشتری انجام پذیرد. بر این اساس در این پژوهش می‌کوشیم تا پاسخی برای آن بیابیم.

### منطقه‌ی مطالعاتی

مسعودیان ایران را به هشت ناحیه‌ی بارشی بخش کرده است (مسعودیان، ۱۳۸۸: ۷۹). ناحیه‌ی زاگرس جنوبی یکی از این نواحی است که در این مقاله

جهانبخش و همکاران با استفاده از داده‌های بارش روزانه ۲۲ ایستگاه همدید و اقلیمی به بررسی الگوهای همدید بارش‌های غرب ایران پرداختند و غرب کشور را به پنج ناحیه‌ی بارشی بخش کردند. ایشان بر این باورند که الگوی سامانه‌های کم‌فشار، ناوه‌های کوتاه و محورهای آنها در هر ناحیه ویژگی متفاوتی دارد (جهانبخش و همکاران، ۱۳۸۰: ۲۳۳).

نجارسلیقه الگوهای همدید بارش‌های تابستانه‌ی جنوب شرق ایران را مطالعه کرد. وی نقش واگرایی تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال و کم‌ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در ریزش‌های جوی این منطقه ضروری می‌داند (نجارسلیقه، ۱۳۸۰: ۱۱۴).

علیجانی و همکاران به تحلیل آماری و همدید بارندگی آذربایجان پرداختند. بررسی‌های ایشان نشان داد که توالی‌های دو روزه بیشترین فراوانی را دارند و در نهایت ۱۱ تیپ هوای مؤثر برای بارش‌های تبریز را شناسایی کردند (علیجانی و همکاران، ۱۳۸۱: ۲۰۲).

انصاری پنج سیل حوضه‌های استان کهگیلویه و بویراحمد در دوره‌ی زمانی ۱۳۷۸-۱۳۶۸ را با استفاده از نقشه‌های سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بررسی کرد. وی نشان داد، وقوع بارش‌های سیل‌زای این منطقه نتیجه‌ی نفوذ و تقویت مرکز کم‌فشار سودان و منطقه‌ی همگرایی دریای سرخ است. وی همچنین نشان داد که دریای عرب و مدیترانه اصلی‌ترین منابع تأمین رطوبت بارش‌های ایران هستند (انصاری، ۱۳۸۲: ۱).

مسعودیان با بررسی بارش‌های ابرسنگین (بیش از ۱۰۰ میلی‌متر) یک روزه‌ی ایران نشان داد که دو الگوی گردشی در پدید آمدن بارش‌های ابر سنگین یک‌روزه‌ی ایران نقش دارند. همچنین وی معتقد است که نقش دینامیکی هسته‌ی سرعت رودباد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به رشد این سامانه‌های باران‌زا کمک می‌کند (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۱). اردکانی و همکاران الگوهای بارش‌های سنگین منطقه‌ی خراسان را طی

بارش است. در این پژوهش ما به دنبال پیدا کردن ارتباط بین متغیرهای داده‌های جو بالای محدوده‌ی مورد بررسی با داده‌های محیط سطحی پهنه‌ی مورد مطالعه هستیم.

در این پژوهش داده‌های بارش از پایگاه داده بارش اسفزاری برداشت شده است. این داده‌ها شامل ۱۵۹۹۲ روز از ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ و ۳۶۲ یاخته به ابعاد ۱۴×۱۴ کیلومتر هستند. به این ترتیب بارش روزانه‌ی این ناحیه در یک آرایه‌ی ۱۵۹۹۲×۳۶۲ اساس این پژوهش بوده است.

به کمک این آرایه آماره‌های میانگین بارش روزانه، بیشینه‌ی بارش روزانه، مختصات مسطحاتی کانون بارش، گرانیگاه بارش و گستره‌ی زیر بارش محاسبه شد (جدول ۱). برای محاسبه‌ی میانگین بارش در هر روز، مجموع بارش تمام یاخته‌ها بر تعداد کل این یاخته‌ها تقسیم شد و به این ترتیب میانگین بارش برای هر روز در پهنه‌ی زاگرس جنوبی به دست آمد. به عبارت دیگر میانگین بارش از رابطه زیر حاصل شد:

$$\text{رابطه ۱:} \quad \text{مجموع بارش تمام یاخته‌ها در یک روز معین} = \frac{\text{میانگین بارش در روز مورد نظر}}{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۳۶۲)}}$$

گستره‌ی زیر بارش نیز برای هر روز از رابطه‌ی زیر محاسبه شد:

$$\text{رابطه ۲:} \quad \text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از ۰/۱ میلیمتر داشتند} \times ۱۰۰ = \frac{\text{درصد پهنه زیر بارش در یک روز معین}}{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۳۶۲)}}$$

بیشینه‌ی بارش هر روز، از رابطه‌ی زیر به دست آمد:

$$\text{رابطه ۳:} \quad \text{Max}_{i,j} P_{i,j} = \text{Max}(P_{i,j}) \quad , \quad i=1...362 \quad , \quad j=1...15992$$

می‌کوشیم الگوهای ضخامت همراه با بارش سنگین در آن را بررسی کنیم.

این ناحیه دربرگیرنده‌ی دامنه‌های غربی و بخش‌های پراارتفاع زاگرس است. این ناحیه‌ی بارشی بخش‌هایی از استان‌های خوزستان، لرستان، چهارمحال و بختیاری، کهگیلویه و بویر احمد، اصفهان و فارس را می‌پوشاند. میانگین بارش بر روی این قلمرو ۵۶۰ میلیمتر است. حدود ۴/۴ درصد از مساحت کشور (حدود ۷۱ هزار کیلومتر مربع) در قلمرو این ناحیه جا می‌گیرد و پرآب‌ترین رودخانه‌های ایران از همین ناحیه سرچشمه می‌گیرند. فصل بارش در این ناحیه از اواسط آبان تا اواسط اردیبهشت ماه ادامه دارد و در دی‌ماه به اوج خود می‌رسد.

### مواد و روش‌ها

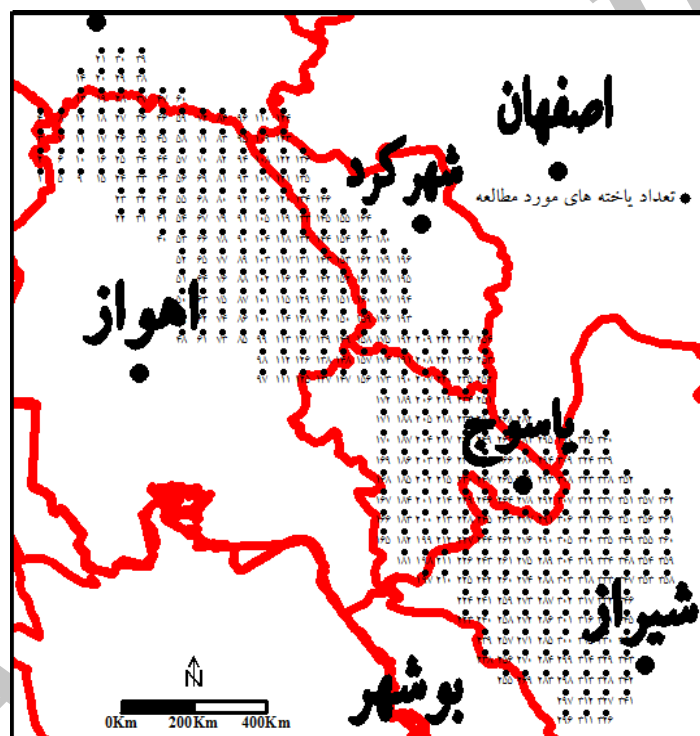
در این پژوهش از دو پایگاه داده استفاده شده است. یکی پایگاه داده‌های جوی محدوده‌ی مورد مطالعه که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌کند و دوم پایگاه داده‌های رویداد محیطی مورد نظر که در اینجا

در این رابطه‌ها  $X_{center}$  و  $Y_{center}$  مختصات مسطحاتی گرانیگاه بارش در روز مورد نظر است و  $X_i$ ،  $P_i$  و  $Y_i$  به ترتیب مقدار بارش، طول و عرض مسطحاتی هر یاخته است.  $n$  تعداد یاخته‌های تشکیل‌دهنده‌ی نقشه‌ی همبارش ناحیه‌ی نیمه‌پربارش زاگرس جنوبی است. شکل (۱) تعداد یاخته‌های تشکیل‌دهنده‌ی ناحیه‌ی زاگرس جنوبی را نشان می‌دهد.

مختصات مسطحاتی گرانیگاه بارش به کمک روابط زیر محاسبه شد:

$$X_{center} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n P_i} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot P_i \quad \text{رابطه ۴:}$$

$$Y_{center} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n P_i} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \cdot P_i \quad \text{رابطه ۵:}$$



شکل ۱: یاخته‌های پوشاننده‌ی ناحیه‌ی زاگرس جنوبی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

درجه‌ی شمالی را در برمی‌گیرد و در مجموع شامل ۱۶۱۷ یاخته است. دلیل انتخاب این محدوده‌ی گسترده، شناسایی پدیده‌های همیدید و وضعیت سامانه‌های جوی بود.

دومین پایگاه داده‌ی این پژوهش شامل داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل برای ترازهای پانصد و هزار هکتوپاسکال است که از تارنمای [www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov) به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته گرفته شده است. این داده‌ها روی قلمرویی از صفر تا ۱۲۰ درجه شرقی و از ۰ تا ۸۰

جدول ۱: پایگاه داده‌ی ویژگی‌های بارش ناحیه‌ی زاگرس جنوبی

درصد پهنه بارش	انحراف بارش از میانگین	میانگین بلندمدت بارش	عرض مسطحاتی گرانیکه بارش	طول مسطحاتی گرانیکه بارش	میانگین بارش	عرض مسطحاتی بیشینه بارش	طول مسطحاتی بیشینه بارش	بیشینه بارش	روز	ماه	سال
94.8	48.3	5.7	30741582.88	4741454.897	54	30705266.25	4700230.654	163.6	21	10	1382
100	47.9	4.3	30843046.79	4650327.686	52.3	30817649.93	4588243.184	95.8	23	10	1382
99.4	47.1	5	30733640.41	4749057.483	52.1	30620978.5	4826216.559	155	16	11	1373
///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///
///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///
99.2	30.4	3.8	30884573.38	4616063.6	34.1	30986225.44	4518251.015	97.1	10	9	1380
100	31.1	2.5	30817160.16	4672507.445	33.6	30958129.52	4518251.015	86.1	8	9	1365
100	29.8	3.3	30815722.34	4683469.649	33.2	30944081.56	4630238.485	103.2	18	9	1381
///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///
///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///	///
100	20.2	3.7	30834742.47	4664855.782	23.9	30944081.56	4630238.485	114.2	2	12	1371
100	20.6	3.1	30809677.1	4658700.45	23.7	30691218.29	4770222.824	67.7	24	10	1352

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

سپس یک تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد بر روی داده‌های ضخامت جو انجام شد. روش وارد بر اساس حداقل پراش درون‌گروهی و حداکثر پراش بین‌گروهی استوار است. برای این منظور نخست فاصله‌ی اقلیدسی داده‌های ضخامت قلمرو مورد بررسی در طی صد روز برگزیده محاسبه شد. سپس بر روی فواصل اقلیدسی یک تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام وارد انجام شد. در مراحل بعدی، نمودار درختی برش داده شد. شکل (۲) نمودار درختی الگوهای ضخامت جو را نشان می‌دهد.

#### بحث و نتیجه

نقشه‌های هم‌ضخامت می‌توانند محل تجمع هوای سرد یا گرم و یا زبانه‌ای از هوای سرد یا گرم را نشان دهند. خطوط بسته با کمترین ضخامت، محل تجمع سردترین هوای منطقه‌اند که منطبق بر مرکز فشار کم در سطح زمین و سطوح بالا هستند. خطوط بسته با بیشترین ضخامت نیز محل تجمع گرم‌ترین هوای منطقه‌اند و با مرکز فشار زیاد سطح و سطوح بالا همراهند. از این گذشته فشردگی خطوط هم‌ضخامت محل برخورد توده هوای سرد و گرم را نشان می‌دهد که نماینده‌ی منطقه‌ی گسستگی هستند. بخش بزرگی

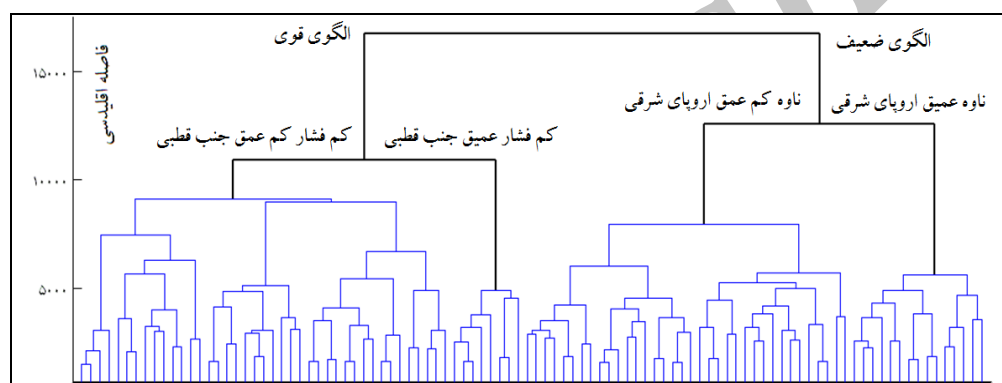
به‌کمک داده‌های جدول (۱) صد مورد از بزرگترین رویدادها که به ترتیب برحسب میانگین بارش، درصد پهنه‌ی زیربارش و بیشینه‌ی بارش ناحیه‌ی زاگرس جنوبی مرتب شده بود به عنوان نمونه‌ی بارش‌های سنگین، فراگیر و شدید منطقه، برای تحلیل هم‌دید برگزیده شد. در این صد روز بطور متوسط حدود ۹۸/۳ درصد از ناحیه‌ی نیمه‌پربارش زاگرس جنوبی بارش قابل توجهی را دریافت کرده و میانگین بارش بر روی این ناحیه در طی این صد روز بیش از ۳۱ میلی‌متر بوده است. بررسی نمونه‌های برگزیده نشان داد که عملاً آستانه‌ی میانگین بارش بیش از ۲۴ میلی‌متر در روز و آستانه‌ی بیشینه‌ی بارش بیش از ۶۱ میلی‌متر، جهت تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین و فراگیر ناحیه‌ی نیمه‌پربارش زاگرس جنوبی گزینش شده است. این صد رویداد از دیدگاه الگوهای ضخامت واکاوی شد و الگوهای هم‌دید آنها به دست آمد. برای دسته‌بندی الگوهای گردشی نخست به کمک معادله‌ی ۶ ضخامت جو در قلمرو مورد بررسی محاسبه شد.

$$\text{رابطه ۶: } \text{Thickness} = \text{hgt}500 - \text{hgt}1000$$

دیده شده است: الگوی ضعیف و الگوی قوی (شکل ۲). هر یک از این الگوها بسته به موقعیت و نیرومندی سامانه‌های همدید به دو الگو بخش می‌شوند. به این ترتیب چهار الگوی همدید در زمان رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر زاگرس جنوبی دیده شده‌اند:

۱- الگوی ناوه عمیق اروپای شرقی؛ ۲- الگوی ناوه کم عمق اروپای شرقی؛ ۳- الگوی کم فشار عمیق جنب قطبی؛ ۴- الگوی کم فشار کم عمق جنب قطبی (شکل ۲).

از رویدادهای جوی در همین مناطق گسسته و کژفشار رخ می‌دهد. از سوی دیگر امتداد خطوط هم‌ضخامت نماینده‌ی باد گرمایی است که وضعیت کلی جریان هوا در لایه را نشان می‌دهد. بر این اساس نقشه‌های هم‌ضخامت ابزارهای سودمندی برای شناسایی توده هواها، جبهه‌ها و مسیر حرکت سامانه‌های جوی هستند. در یک نگاه کلی هم‌زمان با رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر در ناحیه‌ی زاگرس جنوبی دو الگوی ضخامت



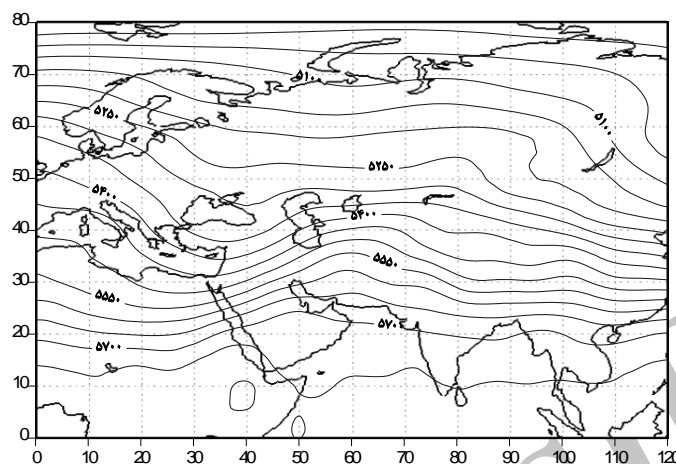
شکل ۲: دارنمای الگوهای ضخامت جو هم‌زمان با ریزش‌های سنگین و فراگیر در زاگرس جنوبی  
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

شرقی محور ناوه از بین قبرس و کرت می‌گذرد (شکل ۳). در زمان حاکمیت این الگو ریزش هوای سرد اروپا از راه این ناوه و نفوذ هوای گرم و مرطوب حاره‌ای از روی دریای عرب که با استقرار پشته در شرق ایران مشخص می‌شود شرایط کژفشاری در غرب کشور برقرار می‌شود و بارش‌های سنگین و فراگیر را پدید می‌آورد. میانگین بارش در زمان رخداد این الگو نزدیک به ۳۱ میلی‌متر است (جدول ۲). این الگو مسؤول ۳۶ درصد از بارش‌های سنگین و فراگیر زاگرس جنوبی است و بیشتر در آذرماه دیده می‌شود (جدول ۳).

**تحلیل الگوهای ضخامت لایه‌ی ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال**  
در الگوی ضعیف استقرار ناوه بر روی اروپای شرقی شرایط ناپایداری و ریزش هوا را فراهم می‌کند اما شیو ژئوپتانسیل در مرز هوای سرد قطبی و گرم حاره‌ای نسبت به الگوی قوی کمتر است. در الگوی قوی اختلاف ضخامت در جنوب و شمال ایران حدود ۲۰۰ متر و در الگوی ضعیف حدود ۱۵۰ متر است (شکل‌های ۳ تا ۶ را با هم مقایسه کنید).

بسته به عمق ناوه‌ی اروپای شرقی الگوی ضعیف را می‌توان به دو الگوی ناوه‌ی عمیق و ناوی کم‌عمق بخش کرد (شکل ۳ و ۴). در الگوی ناوه‌ی کم‌عمق اروپای

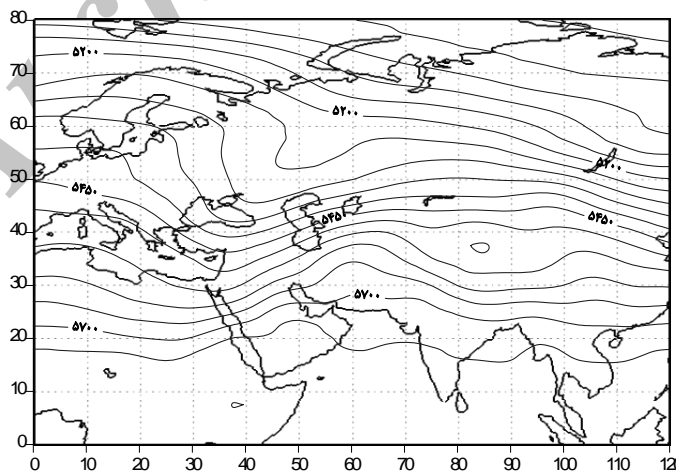




شکل ۳: الگوی ناوهی کم‌عمق اروپای شرقی  
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

که در الگوی ناوهی کم‌عمق از روی دریای عرب می‌گذشت این بار از روی سیستان و بلوچستان می‌گذرد. در چنین شرایطی جوی کم‌فشار بر غرب ایران حاکم می‌شود که موجب ریزش در ناحیه‌ی زاگرس جنوبی می‌گردد. فراوانی این الگو ۱۵ درصد است و بیشتر در دی‌ماه دیده می‌شود (جدول ۳).

در الگوی ناوهی عمیق اروپای شرقی محور ناوه از قبرس می‌گذرد. به دلیل آرایش نصف‌النهاری خطوط هم‌ضخامت بر روی اروپا سرد قطبی مستقیماً به عرض‌های پایین ریزش می‌کند و از سوی دیگر نفوذ هوای گرم و مرطوب دریای عرب به عمق ایران که در شرق ایران به صورت پشته‌ای قوی دیده می‌شود کاملاً مشهود است (شکل ۴). خط هم‌ضخامت ۵۷۰۰ متر



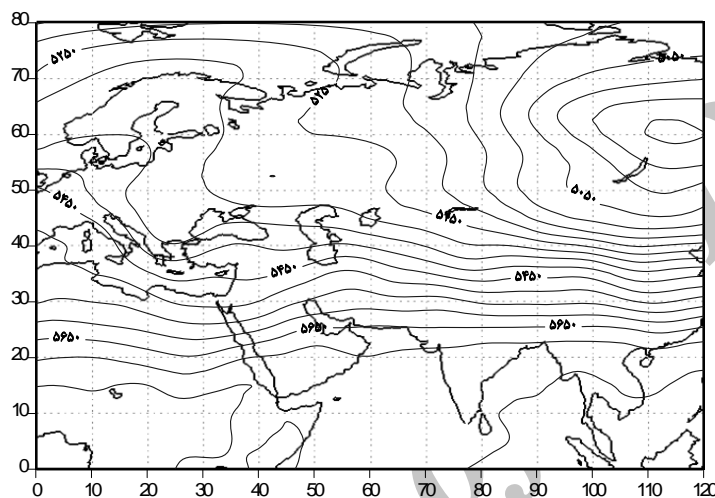
شکل ۴: الگوی ناوهی عمیق اروپای شرقی  
مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

مرز میان توده هوای سرد قطبی و گرم حاره‌ای از ایران می‌گذرد. در عین حال بسته به عمق و موقعیت کم

ویژگی الگوی قوی آن است که کم‌فشار جنب قطبی به عرض‌های جنوبی کشیده شده و در نتیجه

مدیترانه با توده هوای گرم آفریقا برخورد دارد و هوای سرد شبه جزیره اسکانندیناوی را مستقیماً بر روی شرق مدیترانه سرازیر می‌کند (شکل ۵).

فشار جنب قطبی این الگو را می‌توان به دو الگوی متمایز بخش کرد. یکی آنکه کم‌فشار جنب قطبی عمیق شده و گسترش مداری زیادی پیدا کرده است. این سامانه در میانه‌ی

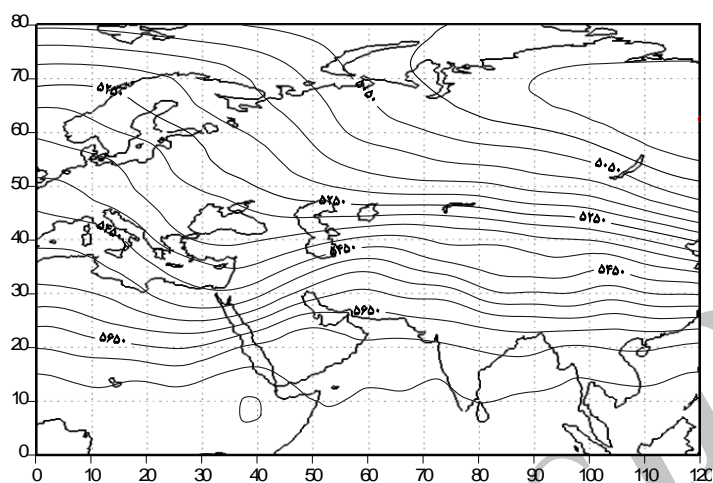


شکل ۵: الگوی کم فشار عمیق جنب قطبی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

مداری آن نیز محدودتر باشد (شکل ۶). نتیجه آنکه هوای سرد اسکانندیناوی از راه یک ناوه کشیده که محور آن از جزیره کرت می‌گذرد بر روی دریای سیاه می‌ریزد و شرایط ناپایداری و ریزش را در نیمه‌ی شرقی ناوه فراهم می‌سازد. این الگو فراوان‌ترین الگوی همدید مرتبط با بارش‌های سنگین و فراگیر زاگرس جنوبی است و در ۴۱ درصد موارد دیده شده است. این الگو بیشتر در دی رخ می‌دهد (جدول ۳). سنگین‌ترین و فراگیرترین بارش‌های زاگرس جنوبی در زمان حاکمیت همین الگو دیده شده‌اند (جدول ۲).

به این ترتیب ناوهای شکل می‌گیرد که محور آن از روی یونان می‌گذرد. در چنین شرایطی برقراری کژفشاری در مرز میان دو توده‌ی هوا از یک سو و استقرار ایران در نیمه‌ی شرقی فرود از سوی دیگر و شکل‌گیری پشته در نیمه‌ی شرقی کشور به سبب نفوذ هوای گرم و مرطوب جنوبی در رخداد بارش‌های سنگین و فراگیر زاگرس جنوبی نقش بازی کرده است. فراوانی این الگو هشت درصد است و بیشتر در آذر دیده می‌شود (جدول ۳). سرانجام این که ممکن است کم فشار جنب قطبی از عمق کمتری برخوردار باشد و تا عرض‌های خیلی پایین گسترش نیافته و توسعه‌ی



شکل ۶: الگوی کم فشار کم عمق جنب قطبی

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

جدول ۲: ویژگی الگوهای اصلی ضخامت هوا و نقش آنها در بارش منطقه زاگرس جنوبی

الگوهای ضخامت	میانگین بارش ناحیه (میلیمتر)	انحراف از میانگین بارش	درصد پهنه‌ی زیر بارش	میانگین حجم آب بارش (میلیون متر مکعب)
الگوی ۱	۳۰/۵	۸/۰	۹۶/۸	۲۱۴۰/۳۶
الگوی ۲	۲۹/۱	۶/۳	۹۹/۲	۱۹۴۵/۰۷
الگوی ۳	۲۸/۸	۳/۲	۹۹/۳	۲۰۷۳/۲۵
الگوی ۴	۳۲/۷	۶/۹	۱۰۰	۲۳۷۰/۶۰

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

جدول ۳: فراوانی روزهای بارش سنگین و فراگیر ناحیه زاگرس جنوبی در زمان رخداد الگوهای اصلی ضخامت هوا

الگوهای هم‌ضخامت هوا	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	مجموع
الگوی ۱	۱	-	-	-	-	-	-	-	۱۴	۸	۸	۵	۳۶
الگوی ۲	۲	-	-	-	-	-	-	-	۳	۶	۲	۲	۱۵
الگوی ۳	-	-	-	-	-	-	-	-	۶	۱	-	۱	۸
الگوی ۴	۱	-	-	-	-	-	-	-	۸	۱۵	۱۳	۴	۴۱
جمع	۴	-	-	-	-	-	-	-	۳۱	۳۰	۲۳	۱۲	۱۰۰

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

## نتیجه

واکاوی نقشه‌های ضخامت لایه‌ی ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که چهار الگوی اصلی در ایجاد بارش‌های سنگین و فراگیر ناحیه‌ی زاگرس جنوبی مؤثر هستند. با توجه به چهار الگوی به دست آمده می‌توان گفت که برخورد توده‌ی هوای سرد عرض‌های بالا با توده‌ی هوای گرم و مرطوب عرض‌های پایین بویژه هوای گرم و مرطوب دریای عرب سبب ایجاد مناطق کژفشاری بر روی غرب ایران شده است. در تمام الگوها ناحیه‌ی زاگرس جنوبی در نیمه‌ی شرقی ناوه قرار گرفته و نیمه‌ی شرقی ایران زیر سلطه‌ی پشته‌ای است که حاصل نفوذ هوای گرم و مرطوب دریای عرب به بخش میانی و شرقی ایران است. همچنین در تمام الگوها محور فرود با کمی تغییر موقعیت و تغییر ارتفاع بر روی شرق دریای مدیترانه و یا شرق دریای سیاه و شمال دریای سرخ قرار گرفته است. در هر زمانی که شرایط دگرفشاری شدید برقرار بوده بارش بیشتری نیز ایجاد کرده است. به عبارت دیگر، هر گاه تضاد میان پشته‌ی شرق ایران و ناوه‌ی شرق مدیترانه بیشتر شده ناپیوستگی افزایش یافته و شرایط برای صعود هوا و ریزش مهیاتر بوده است. الگوی چهارم که نماینده‌ی کم‌فشار کم‌عمق جنب قطبی است فراوان‌ترین و مؤثرترین الگوی بارش‌های سنگین و فراگیر ناحیه‌ی مورد مطالعه بوده است. بیشترین میانگین بارش (۳۲/۷ میلیمتر)، بیشترین فراوانی رخداد (۴۱ درصد) و بیشترین درصد پهنه‌ی زیر بارش زیربارش (۱۰۰ درصد) مربوط به این الگو بوده است. سر انجام این که واکاوی الگوهای ضخامت هوا نشان داد که بیشتر این الگوها در ماه‌های دی و آذر رخ داده‌اند.

## منابع

- اردکانی، حسین؛ محمدتقی زمانیان؛ مهری هاشمی‌دوین (۱۳۸۷). مطالعه همدیدی و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان، مجله فیزیک و فضا. دوره ۳۴، شماره ۲.
- انصاری، سپهدار (۱۳۸۲). بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل‌زا در حوضه‌های آبریز کهگیلویه و بویراحمد، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم. گروه جغرافیا. گرایش اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
- جهانبخش اصل، سعید؛ حسن ذوالفقاری (۱۳۸۰). بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۱۷-۱۶.
- حلیبان، امیرحسین (۱۳۸۷). تأثیر پرفشار آرزورز بر دما و بارش ایران زمین، پایان‌نامه‌ی دکتری رشته‌ی جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استادان راهنما: سیدابوالفضل مسعودیان و محمدرضا کاویانی. دانشگاه اصفهان.
- رضینی، طیب؛ عباس مفیدی؛ آذر زرین (۱۳۸۸). مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۵، شماره ۱.
- شبانکاری، مهران (۱۳۸۷). بررسی اثر پرفشاری سیبری بر روی دما و بارش ایران، پایان‌نامه‌ی دکتری رشته‌ی جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استادان راهنما: سیدابوالفضل مسعودیان و محمدرضا کاویانی. دانشگاه اصفهان.
- علیجانی، بهلول؛ مجید زاهدی (۱۳۸۱). تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۵ و ۶۶.

- Chen, Ching-Sen, Yuh-Lang Lin, Wen-Chun Peng, Che-Ling Liu (2010). Investigation of a heavy rainfall event over southwestern Taiwan associated with a subsynoptic cyclone during the 2003 Mei-Yu season, *Atmospheric Research*.
- Federico, S., E. Avolio, L. Pasqualoni, and C. Bellecci (2008). Atmospheric patterns for heavy rain events in Calabria, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8.
- Jordi Mateo, Dolors Ballart, Clara Brucet, Montserrat Aran, Joan Bech (2009). A study of a heavy rainfall event and a tornado outbreak during the passage of a squall line over Catalonia, *Meteorological Service of Catalonia, Berlín 38, Barcelona E - 08029, Spain*.
- Kumar, A, J. Dudhia, R. Rotunno, Dev Niyogi and U.C. Mohanty, Analysis of the 26 July (2005). Heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model (2008). *QUARTERLY JOURNAL OF THE ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY*. 134.
- Lana, A, J. Campins, A. Genov es, and A. Jans (2007). Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12.
- Matlik, O., and Piia Post (2008). Synoptic weather types that have caused heavy precipitation in Estonia in the period 1961–2005, *Estonian Journal of Engineering*, 14, 3.
- Muller, M., M. Ka spar, and J. Matschullat (2009). Heavy rains and extreme rainfall-runoff events in Central Europe from 1951 to 2002, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol 9.
- Seibert, P., A. Frank, and H. Formayer (2007). Synoptic and regional patterns of heavy Precipitation in Austria, *Theoretical and Applied Climatology*, 87.
- Tomozeiu, R., S. Stefan, and A. Busuioc (2005). Winter precipitation variability and large-scale circulation patterns in Romania, *Theoretical and Applied Climatology*, Vol 81.
- کارساز، سکینه (۱۳۸۹). شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش در ناحیه‌ی نیمه پربارش زاگرس جنوبی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استادان راهنما: سیدابوالفضل مسعودیان و حسین عساکره. دانشگاه اصفهان.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی هم‌دید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، چاپ اول ۱۳۸۵. دانشگاه اصفهان.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۷). شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران. ۲۳ الی ۲۵ مهر ۱۳۸۷. دانشگاه تبریز. دانشکده مهندسی عمران.
- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۸). نواحی بارشی ایران، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۳.
- محمدی، بختیار (۱۳۸۸). تحلیل هم‌دید بارش‌های ابرسنگین ایران، پایان‌نامه‌ی دکتری رشته جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استادان راهنما: سیدابوالفضل مسعودیان. دانشگاه اصفهان.
- نجارسلیفه، محمد (۱۳۸۰). الگوهای سینوپتیکی بارش‌های تابستانی جنوب شرق ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره ۶۲.
- نجف‌پور، بهرام (۱۳۸۵). شناسایی الگوهای گردشی ایجادکننده سیلاب در حوضه مُند، پایان‌نامه‌ی دوره دکتری جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استاد راهنما: محمدرضا کاویانی و سیدابوالفضل مسعودیان. دانشگاه اصفهان.
- نظری‌پور، حمید (۱۳۸۶). تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین استان بوشهر، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم‌شناسی. استاد راهنما: جواد خوشحال. دانشگاه اصفهان. پاییز ۱۳۸۶.