

تحلیل الگوهای سینوپتیکی بارش‌های زمستانه ایران

زهرا حجازی زاده^۱ و ابراهیم فتاحی^۲

چکیده

الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در وقوع بارندگی، مقدار و توزیع فضایی بارندگی به خصوص در مناطق معتدله دارند، و رخداد پدیده‌های محیطی (دوره‌های خشک، مرطوب، سرد و گرم) در ارتباط با تکرار سیستم‌های سینوپتیکی و تیپ‌های هوا می‌باشد. در مطالعه حاضر به منظور تعیین و طبقه‌بندی تیپ‌های هوا؛ داده‌های روزانه در ساعت ۱۲ UTC مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین فصل زمستان طی دوره آماری ۱۹۶۰-۲۰۰۰ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده^۱ NCEP استخراج شد. محدوده انتخاب شده شامل ۴۰۸ نقطه که از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه شمالی و از ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی را پوشش می‌دهد. مجموع این داده‌ها ماتریسی به ابعاد ۳۷۰۰×۴۰۸ را برای فصل زمستان تشکیل دادند. با استفاده از روش تحلیل عاملی نقاط وابسته به هم ادغام و ابعاد ماتریس کاهش داده شد. تحلیل مولفه‌های اصلی با آرایه S و چرخش واریماکس برای شناسایی تیپ‌های هوا بکار گرفته شد، و برای طبقه‌بندی تیپ‌های هوای روزانه؛ روش خوشه‌بندی K-Mean اعمال گردید، و در نهایت ۸ تیپ هوای اصلی در فصل زمستان شناسایی شد. به منظور تحلیل اثرات هر یک از تیپ‌های هوا بر بارش ایران رابطه همبستگی بین فراوانی هر یک از تیپ‌های هوا با شاخص استاندارد بارش ایستگاه‌های منتخب محاسبه گردید. نتایج نشان داد که با افزایش فراوانی

^۱. دانشیار گروه جغرافیا- دانشگاه تربیت معلم

^۲. استادیار پژوهشکده هواشناسی

تیپ‌های هوای مدیترانه‌ای شرایط ترسالی و با افزایش فراوانی تیپ‌های هوای پرفشار شمال شرقی و پرفشار مرکزی، پرفشار سیبری و پرفشار شرقی خشکسالی در ایران حاکم می‌شود.

واژگان کلیدی: تیپ‌های هوا؛ خوشه‌بندی؛ الگوهای گردش جوی؛ خشکسالی؛ بارشهای زمستانه ایران.

مقدمه

شرایط اقلیمی هر منطقه بوسیله تکرار و اثرات تجمعی سیستم‌های هوایی که از آن ناحیه عبور کرده است تعیین می‌شود، بنابراین تعریف کامل اقلیم صرفاً ثبت داده‌های طولانی مدت دما و بارندگی نیست، بلکه بوسیله ترکیبی از عناصر هوا که در مکان و زمان با هم واکنش دارند، تعیین می‌شود. یکی از مهمترین اهداف اقلیم‌شناسی سینوپتیک گروه بندی منطقی سیستم‌های هوا هم از نظر زمانی و هم از نظر مکانی است؛ و از این لحاظ علم اقلیم‌شناسی سینوپتیک نقش اساسی را ایفا می‌کند. با مطالعه دقیق تغییرات الگوهای گردش جوی، فراوانی و ویژگی‌های تیپ‌های هوا و رابطه آن با پدیده‌های حدی (نظیر خشکسالی‌ها، سیلاب‌ها) می‌توان مدیریت‌ها را بهبود بخشید.

تکرار، تغییر و یا تداوم سیستم‌های هوای هر مکانی در تعیین و شناسایی اقلیم آن مکان اهمیت بسزایی دارد. تداوم و تغییر سیستم‌ها از طریق فرآیند طبقه بندی یا تعیین تیپ‌های هواشناسایی می‌شود و به همین دلیل طبقه بندی سیستم‌های هوا یکی از اهداف اصلی اقلیم‌شناسی سینوپتیک است (هوٲ^۲، ۱۹۹۶). بدون شناسایی فراوانی زمانی تیپ‌های هوا، تبیین و چاره‌جویی مسائل محیطی امری دشوار است، زیرا هر تیپ هوایی شرایط محیطی خاص خود را ایجاد می‌کند (علیجانی، ۱۳۸۰). تحقیقات در زمینه طبقه بندی الگوی گردش جوی بصورت دو روش دستی (کیفی) و کمی صورت گرفته است. این گونه مطالعات تا قبل از سال ۱۹۷۰ عمدتاً بر پایه روش دستی به بررسی تغییرپذیری اقلیمی و ارتباط این تغییرات با الگوهای گردش جوی بوده است. بویر^۳ و همکاران (۱۹۴۴) ۲۹ تیپ الگوی گردش را با استفاده از روش

2. Huth
6. Bryson

3. Boyear
7. Tensol

4. Brzowsky

5. Lorenz

دستی برای اروپا مشخص کردند. همچنین لیستی از الگوهای گردشی و تحلیل های هواشناسی مربوط به آنها را می توان در کار تحقیقی برزوفسکی^۴ (۱۹۶۱)، پیدا کرد.

با پیشرفت کامپیوترهای پر سرعت و با ظهور الگوریتم های ریاضی پیشرفته نظیر تحلیل عاملی و خوشه بندی امکان استفاده از روش های کمی را فراهم آورد. بطوری که طی دهه های اخیر روش های آماری چند متغیره و استفاده از روش های کمی در مطالعات اقلیم شناسی متداول شد. در بین دانشمندان اقلیم شناسی، لورنز^۵ (۱۹۶۳)، برایسون^۶ و همکاران (۱۹۶۶) اولین افرادی بودند که تکنیک های تحلیل عاملی را جهت مطالعات اقلیم شناسی سینوپتیک بکار گرفتند. تنسول^۷ و برایسون یک ماتریس از داده های حجیم که شامل ۳۰ متغیر هواشناسی وابسته به هم بودند را برای ایالت مادیسون، ویسکانسین و می نی سوتا با استفاده از روش های تحلیل به مولفه های اصلی (PCA)^۸ به ۹ مولفه غیر همبسته کاهش دادند. سپس با استفاده از الگوهای ارائه شده لوند^۹؛ (۱۹۶۳) روزها را گروه بندی کردند و با مقایسه نقشه های هوا نتیجه گرفتند که گروه ها (خوشه ها) دقیقاً با وضعیتهای سینوپتیکی معینی مطابق هستند، از آن زمان به بعد متد تحلیل مولفه های اصلی (PCA) و خوشه بندی در سطح وسیعی از مطالعات اقلیم شناسی سینوپتیک مورد استفاده قرار گرفت. لمب (۱۹۷۲) با استفاده از نقشه های هوا جریان های هوای انگلستان را طبقه بندی کرد و براساس قرار گرفتن سامانه های پرفشار و کم فشار و جهت ورود سامانه های سینوپتیک به بریتانیا و جهت وزش جریان های هوا، هفت الگوی اصلی و نوزده الگوی فرعی را شناسایی کرد.

بررسی متغیرهای اقلیم شناسی در یک مکان و زمان معین نشان می دهد که این متغیرها شدیداً تحت تاثیر الگوی گردش جوی هستند. باری^{۱۰} و همکاران، (۱۹۸۱) مناطق جغرافیایی مختلف را بررسی و یک طرح طبقه بندی را انجام دادند، نتایج آنها منطبق بود با درک این نکته که نوسانات دمای هوا دقیقاً با نوسانات الگوی گردش هوا ارتباط دارد.

باردوسی^{۱۱} و همکاران، (۱۹۹۰) جهت تعیین الگوی گردشی در اروپا از یک تکنیک آماری متفاوتی استفاده کردند، آنها نتایج قابل قبولی در رابطه با تاثیر نوسانات الگوی گردش هوا بر

8. Principal Component Analysis

- | | |
|--------------|-------------|
| 9. Lund | 10. Barry |
| 11. Bardossy | 12. McCabe |
| 13. Wilson | 14. Bogardi |

روی دما و بارش بدست آوردند. تحقیقات بیشتر ثابت کرد که الگوهای گردش جوی نقش اصلی را در وقوع بارندگی، مقدار و توزیع فضایی بارندگی به خصوص در مناطق معتدله ایفا می کند. پدیده های آب و هوایی محلی شامل دما، بارش و غیره می توانند به انواع تیپ های ویژه ای از الگوهای گردش جوی مربوط شوند، بنابراین این مسئله قابل توجه است که پدیده خشکسالی در ارتباط با الگوی گردش جوی است. مکاب^{۱۲} و همکاران، (۱۹۸۹) نه تیپ آب و هوایی را با استفاده از هفت متغیر اقلیم شناسی برای یک دوره ۳۴ ساله (۸۸-۱۹۵۴) بعنوان پایه ای برای مدل سازی متغیر بارندگی برای فلادلفیا تعریف کردند. ویلسون^{۱۳} و همکاران، (۱۹۹۱) یک مدل بارندگی روزانه را با استفاده از طرح طبقه بندی آب و هوایی برای بخش های شمال غرب ایالات متحده توسعه دادند. همچنین باردوسی (۱۹۹۱)، بوگرادی^{۱۴} و همکاران (۱۹۹۲) مدلی را برای وقوع بارندگی در مکان هایی که تحت شرایط الگوی گردش جوی هستند، توسعه دادند. یارنال و همکاران (۱۹۷۷، ۱۹۸۷) با بررسی نقشه های هوا، الگوی مربوط به هر روز را شناسایی و فراوانی الگوهای حاکم بر پنسیلوانیا را محاسبه کردند. برخی از اطلاعات نیز ارتباط ویژگی های سینوپتیکی بزرگ مقیاس را با بودجه هیدرولوژیکی سطح زمین، تغییرپذیری جریان رودخانه و سیلاب های محلی ارتباط دارند. کوتیل^{۱۵} و همکاران، (۲۰۰۱) تیپ های هوای تولید کننده دوره های خشک و مرطوب را برای ترکیه مطالعه کردند.

علیجانی و هارمان^{۱۶} (۱۹۸۵) سیستم های هوایی موثر بر بارش ایران را شناسایی کردند همچنین علیجانی ۲۰۰۲ با استفاده از روش های کمی، تیپ های جریان سطحی ۵۰۰ هکتوپاسکال را در منطقه مدیترانه و خاورمیانه مورد شناسایی قرار داد. خوش اخلاق ۱۳۷۷ نیز با استفاده از روش های سنتی (دستی) تحلیل سینوپتیکی خشکسالی های ایران را مورد مطالعه قرار داد. علیجانی، (۱۳۸۰) با استفاده از روش های کمی الگوهای فشار خاورمیانه را مطالعه و پس از شناسایی الگوهای فشار اثرات آنها را در توزیع بارش و دمای ایران بررسی نموده است. ابراهیمی فر (۱۳۶۰) سیستم های کم فشار را مورد مطالعه قرار داده و روابط آنها را با شاخص ورتکس قطبی بررسی کرد و در نهایت الگوهایی را جهت پیش بینی بارندگی در فصل زمستان ارائه دادند.

هدف این مطالعه توسعه و بکارگیری یک مدل سینوپتیکی برای تحلیل بارش های زمستانه ایران است. در واقع با بررسی ارتباط بین الگوی گردشی و بارش می توان به یک مدل که سری

های زمانی ماهانه گذشته را دوباره تولید می‌کند، رسید. در صورت تغییر رژیم الگوی گردشی بعنوان یک توالی تغییر اقلیم در نظر گرفته شده و تاثیر این تغییر بر روی خشکسالی‌ها و ترسالی‌های آینده قابل پیش‌بینی خواهد بود. بدین ترتیب سوالات موضوعی این تحقیق به شرح زیر می‌باشد.

۱- بارش‌های زمستانه ایران تحت کنترل و تغییرات الگوی گردش عمومی جو در بزرگ مقیاس است.

۲- تعریف و تعیین گروه‌های الگوی گردشی برای فصل زمستان
بنابراین الگوی گردش عمومی جو می‌تواند به منظور پیش‌بینی اثرات تغییرات آب و هوایی که در مقیاس سیاره‌ای رخ می‌دهد مورد بحث قرار گیرد، همچنین الگوی گردش روزانه می‌تواند به منظور اخذ انواع توابع برای مدلسازی استوکاستیک طبقه بندی شود.

داده‌ها و روش کار

برای تعیین تیپ‌های هوا، داده‌های روزانه در ساعت UTC ۱۲ مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین فصل زمستان (دسامبر-فوریه) طی دوره آماری ۱۹۶۰-۲۰۰۰ در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعه داده‌های بازسازی شده NCEP استخراج شد. محدوده انتخاب شده به گونه‌ای است که تمامی سیستم‌های موثر بر روی ایران را پوشش می‌دهد، این محدوده شامل ۴۰۸ نقطه که از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجه شمالی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی را در بر دارد.

جدول (۱) ویژگی‌های متغیرهای استفاده شده در تحقیق حاضر

ردیف	نام متغیر	مقیاس زمانی	دوره آماری	مرجع
۱	ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال	روزانه UTC ۱۲	زمستان ۱۹۶۰-۲۰۰۰	NCAR/NCEP
۲	فشار سطح زمین	روزانه UTC ۱۲	زمستان ۱۹۶۰-۲۰۰۰	NCAR/NCEP
۳	مجموع بارش ماهانه	ماهانه	زمستان ۱۹۶۰-۲۰۰۰	سازمان هواشناسی کشور

جدول ۲- ایستگاه‌های منتخب مورد مطالعه

ردیف	نام ایستگاه	معرف منطقه
۱	تبریز	شمال غرب
۲	بابلسر	شمال
۳	مشهد	شمال شرق
۴	کرمانشاه-خرم‌آباد	غرب
۵	اهواز-بوشهر	جنوب غرب
۶	بندرعباس	جنوب
۷	ایران‌شهر	جنوب شرق
۸	زاهدان-بیرجند	شرق
۹	اصفهان-یزد-کرمان-تهران	مرکزی

به منظور بررسی الگوهای سینوپتیکی بارش‌های زمستانه ایران مراحل زیر انجام پذیرفت. روش تحلیل عاملی: در تحقیق حاضر به منظور شناسایی نقاطی از شبکه که معرف اصلی شکل‌گیری تیپ‌های هوا هستند از روش تحلیل عاملی استفاده شد. مراحل محاسبه روش تحلیل عاملی به شرح زیر می‌باشد:

- انتخاب داده‌ها، متغیرها و دوره آماری مشترک
- به منظور استاندارد نمودن داده‌ها از نمره استاندارد Z استفاده شد. بدین منظور سری‌های زمانی ارتفاع هر تلاقی براساس میانگین بلندمدت و انحراف معیار برای هر کدام از ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه انجام گردید، این عملیات برای استاندارد نمودن داده‌های مجموع بارندگی ماهانه برای هر یک از ایستگاه‌های مورد مطالعه نیز صورت پذیرفت.
- مرحله سوم تشکیل یک ماتریس داده $n \times p$ که در آن n تعداد روزها و p تعداد تلاقی‌ها است. تشکیل و تنظیم ماتریس داده‌ها به هدف مطالعه بستگی دارد، تحلیل مولفه‌های اصلی با آرایه S و چرخش واریماکس معمولاً برای شناسایی تیپ‌های هوا در دوره‌های

- زمانی مختلف کاربرد دارد. در تحقیق حاضر به منظور تعیین الگوهای سینوپتیکی حاکم بر ایران در فصل زمستان ماتریسی به ابعاد 3700×408 ساخته شد.
- در مرحله چهارم مولفه‌های اصلی (عامل‌های اصلی) تعیین و استخراج شد. به دلیل اینکه مقادیر ویژه چند عامل اول بسیار بزرگتر از سایر عامل‌ها است، بنابراین از آزمون لگاریتمی غربالی^{۱۷} استفاده گردید.
- در نهایت پس از استخراج مولفه‌های اصلی (عامل‌های اصلی) نمرات عاملی آنها به عنوان داده‌های اصلی برای خوشه بندی الگوهای سینوپتیکی مورد استفاده قرار گرفت.
- روش تحلیل خوشه ای و خوشه بندی در انواع مختلفی از مسائل اقلیم شناسی استفاده شده است. کی^{۱۸} و کران^{۱۹} (۱۹۸۸) این روش را برای طبقه بندی الگوهای ارتفاع ژئوپتانسیل بصورت روزانه استفاده کرده اند. لازم به توضیح است که خوشه بندی باید بعد از روش تحلیل عاملی داده ها به منظور مطمئن شدن از استقلال خطی متغیرهای ورودی انجام پذیرد. اگر روش خوشه بندی بطور مستقیم برای متغیرهای خام (داده های اولیه) استفاده شود، ممکن است نتایج مبهمی بدست آید، زیرا طبقه بندی ایجاد شده طبق داده های همبسته باعث می شود که متغیرهایی که با هم همبستگی نزدیک دارند در مقایسه با داده های دیگر تاثیر بیشتری در طبقه بندی داشته باشند. بنابراین تحلیل خوشه ای بایستی بعد از تحلیل مولفه های اصلی به منظور تبدیل متغیرهای ورودی به مولفه هایی که از نظر خطی مستقل هستند، انجام پذیرد.
- روش طبقه بندی:** به منظور انتخاب روش های مناسب برای طبقه بندی تیپ های هوا، معیارهایی در نظر گرفته شده است که عبارتند از:
- **تداوم و ثبات روش طبقه بندی:** روش های طبقه بندی انتخاب شده باید از قبل دارای پارامترهای مشخصی باشند و اصولاً تغییرات کوچک در پارامترهای از قبل تعیین شده منجر به تغییرات کوچک در طبقه بندی شود.
- **تفکیک پذیری گروهها:** یکی از ویژگی های مهم روش طبقه بندی این است که روش تا حد ممکن طبقات متمایزی را ایجاد کند. برای اندازه گیری تمایز بین خوشه ها هوث (۱۹۹۶) دو

17. Scree
18. Key
19. Crane
20. Fovel and fovel

کمیت مطرح می کند؛ اولین کمیت عبارت است از نسبت ضرایب همبستگی الگوها (تیپ های هوا) و کمیت دوم نسبت تفاوت متوسط اعضای بین خوشه می باشد. تحلیل این کمیت در این بحث ها نمی گنجد، برای توضیح بیشتر به هوث (۱۹۹۶) مراجعه شود.

کالکستین و همکارانش (۱۹۹۸) برای آزمون تفکیک پذیری بین گروه ها ضریب کنترل R^2 را پیشنهاد دادند، ضریب کنترل R^2 اندازه واریانس کل داده ها که بوسیله خوشه های موجود تبیین شده اند را بر حسب درصد نشان می دهد. فاول و فاول^{۲۰} (۱۹۹۳) نیز ضمن شرح بیشتر روش های کمی برای تعیین خوشه های مناسب آماره f نیمه رسمی گالینسکی و هاراباژ را مناسب تر از شاخص های دیگر تشخیص دادند، برای توضیح بیشتر به فاول و فاول (۱۹۹۳) مراجعه شود.

- پایایی در زمان و فضا: گروه بندی های حاصل از روش طبقه بندی باید نسبت به تغییرات درون شبکه و یا اندازه نمونه ها غیر حساس باشند. پایایی فضایی از طریق مقایسه طبقه بندی های مبتنی بر دو شبکه دارای تراکم های متفاوت آزمون می شود. در حالت ایده آل دو طبقه بندی دارای پارامترهای مشابه که فقط از نظر تراکم شبکه متفاوت می باشند، باید منجر به تعداد مشابهی از گروه ها شود که متشکل از روزهای مشابه می باشد و پایایی در زمان بوسیله مقایسه طبقه بندی های مبتنی بر مجموعه داده های کامل با مجموعه داده های تقلیل یافته آزمون می شود.

- محاسبه مجدد الگوها: روشی که برای طبقه بندی تیپ های هوا در نظر گرفته می شود باید الگوهای غالبی را که در داده ها وجود دارد، مجدداً ایجاد کند.

- نسبت برابری: کاربرد برخی از روش های طبقه بندی ممکن است به اثر انباشته شدن و یا تجمع یک خوشه بزرگ همراه با تعدادی خوشه بسیار کوچک و روزهای غیر طبقه بندی شده منجر شود، چنین طبقه بندی رضایت بخش نمی باشد، زیرا گروه بسیار بزرگ شامل روزهایی است که دارای الگوهای گردشی و تیپ های هوای نسبتاً متفاوتی است. از طرفی گروه های بسیار کوچک به خوبی نشان دهنده الگوهای غالب نمی باشند.

در اینجا برابری بعنوان یک اندازه گیری کمکی لحاظ شده است، که در آن مقادیر بسیار بالا و پایین هشدار می دهند که این طبقه بندی از نظر فیزیکی ممکن است واقعی نباشد، برای توصیف کاملتر به هوث (۱۹۹۶) مراجعه شود.

روش‌ها و الگوریتم‌های خوشه‌بندی مختلفی برای طبقه‌بندی مشاهدات و یا روزهایی که از نظر اقلیم‌شناسی همگن هستند وجود دارد، اما پس از بررسی منابع متعدد روش خوشه‌بندی k -mean برای تحقیق حاضر انتخاب شد.

– **روش خوشه‌بندی k -mean** این روش مقادیر اولیه را برای نشان دادن شرایط میانگین هر تیپ هوا انتخاب می‌کند سپس سایر روزها به نزدیکترین خوشه (گروه) براساس فاصله آن از مقادیر میانگین طبقات تعیین می‌شوند، این فرآیند تکرار شده و میانگین روزهای جدید همراه با بروز کردن عضویت گروه موثر محاسبه می‌شود. این روش بعد از تکراری که هیچ آرایش جدیدی را ایجاد نکند، پایان می‌یابد. بررسی‌های نشان داد که روش k -mean روش مناسب و معتبری برای گروه‌بندی الگوهای سینوپتیک است.

مراحل مربوط به محاسبه روش خوشه‌بندی k -mean به شرح زیر انجام پذیرفت.
الف- تشکیل فایل داده‌های انتخاب شده به عنوان مقادیر شروع کننده برای هر یک از تیپ‌های هوا

ب- اختصاص دادن هر مشاهده (نمرات عاملی محاسبه شده براساس روش تحلیل عاملی) به نزدیکترین خوشه براساس فاصله‌شان از نمرات عاملی روزهای نمونه

ج- محاسبه روزهای جدید (تیپ‌های هوای سایر روزها) بر پایه اعضاء گروه‌های کنونی

د- تکرار مراحل ب و ج تا اینکه هیچ تشخیصی مجددی رخ ندهد.

آخرین مرحله شامل گروه‌بندی این خوشه‌ها در طول روزهاست، بدین وسیله مجموعه‌ای از خوشه‌ها که دربرگیرنده وضعیت‌های آب و هوایی برای ماه‌های مورد مطالعه مشخص گردید.

روش فاصله متوسط، مربع فاصله اقلیدسی بین دو عضو از هر خوشه را مقایسه می‌کند.

تمامی جفت‌های ممکن مورد ارزیابی قرار می‌گیرند و میانگین مربع فاصله اقلیدسی شباهت را مشخص می‌کند. اتصال واحد به فاصله حداقل بستگی دارد و اتصال کامل فاصله حداکثر را ارزیابی می‌کند. روش فاصله متوسط نسبت به اتصال واحد و کامل برتر می‌باشد، زیرا قابلیت منحصر به فرد به حداقل رساندن واریانس درون خوشه‌ای و به حداکثر رساندن واریانس بین خوشه‌ای را داراست.

اهمیت واریانس در روش فاصله متوسط دارای پیچیدگی‌های زیادی است. جمع مربعات درون خوشه‌ای یا خوشه ساخته شده (W_k) برابر است با معادله

$$w_k = \sum_{P=\overline{jk}}^{Nk} \sum_{j=\overline{jk}}^J (xp_{jk} - x_{jk}) \quad (1)$$

برای توصیف کاملتر این روش به فاوول و فاوول (۱۹۹۳) مراجعه شود.

تحلیل آماری بارش زمستانه و ارتباط آن با فراوانی تیپ‌های هوا

در تحقیق حاضر به منظور تحلیل رابطه فراوانی تیپ‌های هوا با مجموع بارش زمستانه ایران از قوانین آماری استفاده شد. بطوری که کاربرد قوانین آماری همراه با قوانین فیزیکی می‌تواند در شناسایی تیپ‌های هوا موثر باشد و از نتایج آن‌ها می‌توان در امر پیش‌بینی استفاده کرد. به طوری که همبستگی‌های آماری روابطی را آشکار می‌نمایند که راه توجیه فیزیکی پدیده‌ها را هموار می‌سازند.

در این مطالعه جهت تحلیل آماری بارش از روش شاخص استاندارد شده بارش استفاده شد و با استفاده از رابطه ۲ مقادیر مربوط به نمره استاندارد مجموع بارش زمستانه برای ۱۵ ایستگاه‌های منتخب محاسبه گردید.

$$Z = \frac{P_i - \bar{P}}{SD} \quad (2)$$

در این معادله Z شاخص استاندارد بارش، P_i بارش یک دوره معین که در این معادله مجموع بارش زمستانه هر سال، \bar{P} متوسط بلندمدت مجموع بارش زمستانه و SD انحراف معیار داده‌ها است.

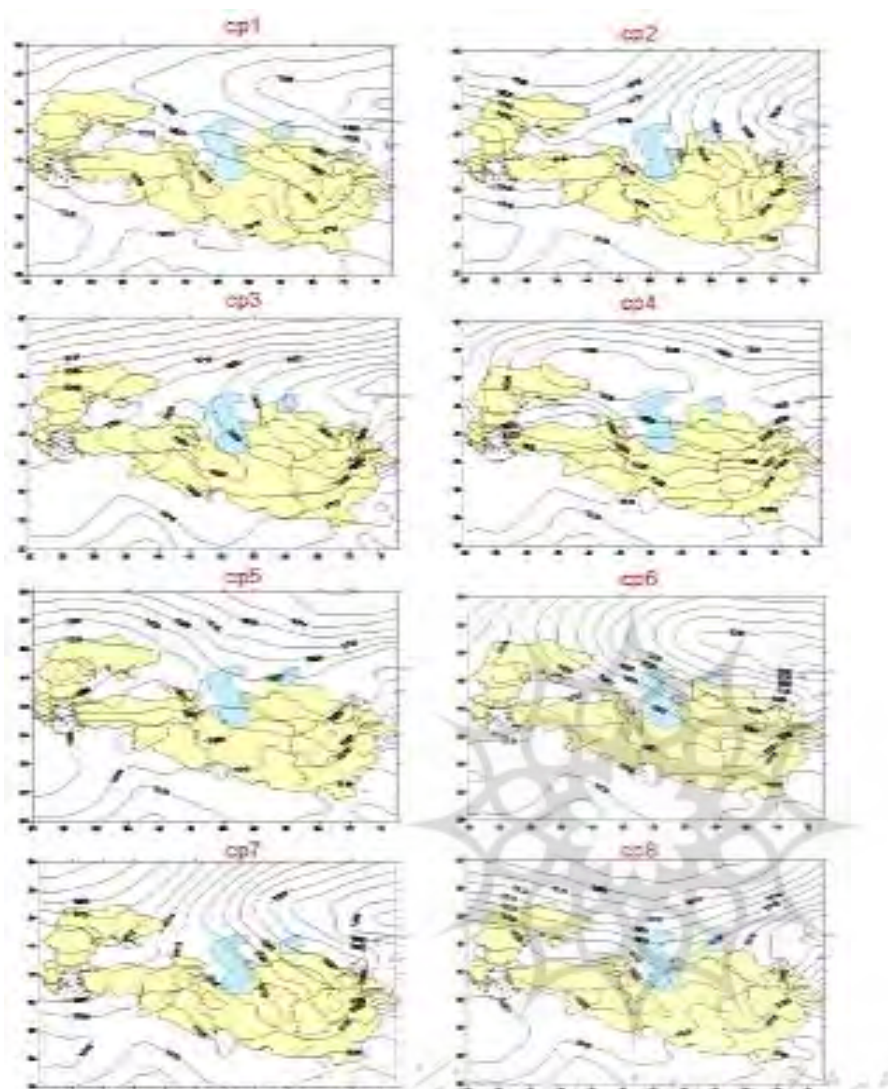
نتایج

ماهیت الگوهای فشار هوای سطح زمین ناشی از وجود تفاوت‌های حرارتی و ساختاری خشکی، آب و گردش عمومی جو است و الگوهای تراز فوقانی بیشتر تحت تاثیر اثرات دینامیکی توده هوا بوده و پدیده‌های تابشی و حرارتی سطح زمین و جو در آن نقش فرعی دارند (خوش اخلاق،

۱۳۷۷). الگوهای فشار و نحوه آرایش خطوط جریان نقشه‌های سطح زمین، تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال معرف انتقال توده هوای ویژه‌ای به سوی منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بارش زمانی به وقوع می‌پیوندد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم باشد. این شرایط به وسیله الگوهای گردش جوی فراهم می‌شوند، بطوری که الگوهای فشار عامل صعود بارش و آرایش خطوط جریان نقشه‌های سطح زمین، تراز ۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال رطوبت لازم را تامین می‌کنند. نتایج این بررسی حاکی از وجود اختلاف معنی‌دار در آرایش تیپ‌های هوا، مراکز کم ارتفاع، محور فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فراوانی تیپ‌های هوا و مسیر حرکت آن‌ها با بارش‌های زمستانه ایران است، در ادامه تحقیق با بررسی تیپ‌های هوای سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، علل تنوع رژیم‌های بارش و به تبع آن دوره‌های خشک و مرطوب شناسایی و تفسیر می‌گردد.

با توجه به شکل ۱ (CP_1) در این الگو پرفشار سبیری فعالیت چندانی بر روی ایران ندارد، و زبانه هم فشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکال آن در عرض جغرافیایی ۴۰ درجه شمالی امتداد یافته است و زبانه‌های این پرفشار وارد ایران نشده است، همچنین زبانه کم فشار مدیترانه در این الگو نسبت به سایر تیپ‌های هوا قویتر بوده و سطح گسترده‌ای در شرق دریای مدیترانه را در بر گرفته است. در این الگو زبانه کم فشار سودان نسبت به سایر الگوها قویتر بوده و زبانه آن تا جنوب ایران گسترش یافته است و سراسر ایران فشار کاهش یافته است. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل ۲ (CP_1) ناوه وسیعی در اروپا و شمال دریای مدیترانه مستقر شده است، بطوری که استقرار این ناوه وسیع در اروپا و شمال دریای مدیترانه را می‌توان دلیل اصلی همبستگی بین بارش زمستانه ایران با فراوانی تیپ هوای کم فشار مدیترانه‌ای دانست شکل ۳ (الف)؛ به عبارتی الگوی حاضر شرایط بسیار مساعد را برای رخداد بارش در سطح کشور فراهم می‌سازد.

شکل ۲ (CP_2) نقشه متوسط تیپ هوای کم فشار اروپای شمالی را نشان می‌دهد. در این الگو زبانه کم فشار مدیترانه بسیار ضعیف شده است و فشار درونی آن به ۱۰۱۴ هکتوپاسکال رسیده است. تیپ هوای کم فشار اروپایی با ۱۰ درصد فعالیت، کمترین فراوانی را طی فصل زمستان (۲۰۰۰-۱۹۶۰) داشته است. در زمان استیلا این تیپ هوا بخش شمال غربی ایران از هوای ناپایدار و بارانی برخوردار است.

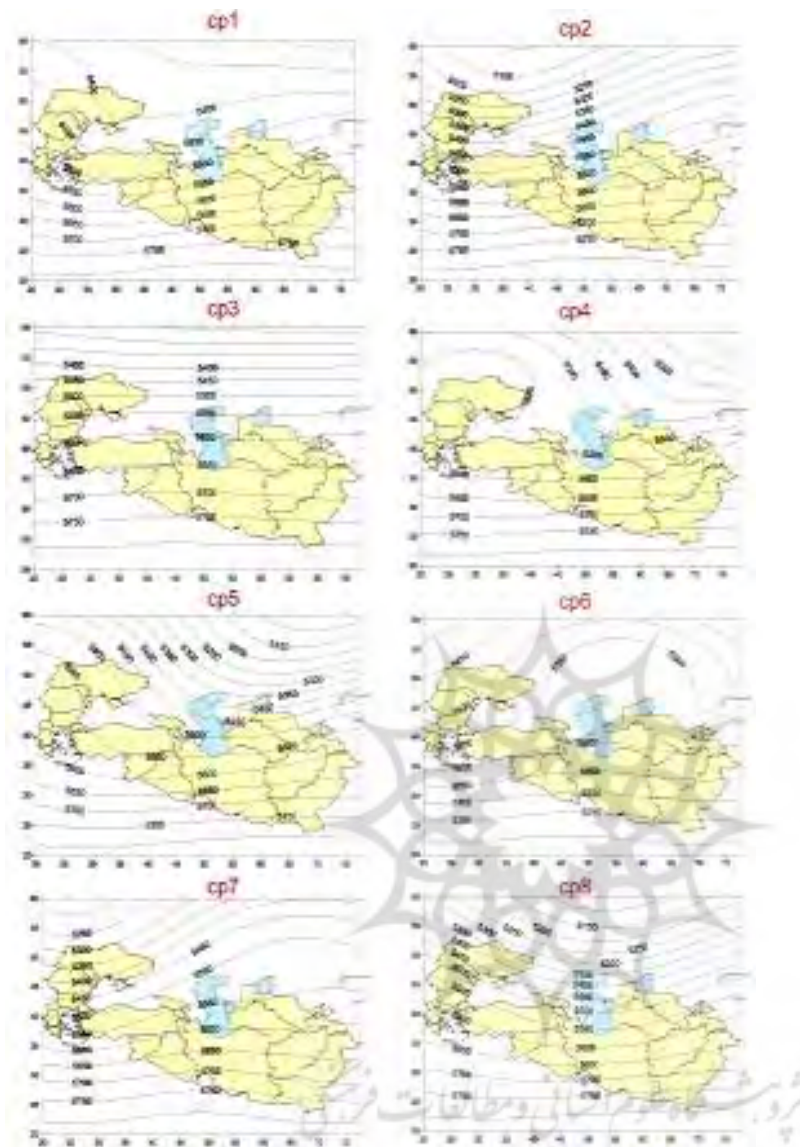


شکل ۱- طبقه‌بندی تیپ‌های هوای سطح زمین طی فصل زمستان (۱۹۶۰-۲۰۰۰): کم‌فشار مدیترانه‌ای CP1، کم‌فشار اروپای شمالی CP2، پرفشار مرکزی CP3، پرفشار اروپای شرقی CP4، پرفشار اروپای شمالی CP5، پرفشار سیبری CP6، پرفشار شرقی CP7، تلفیق پرفشار سیبری با اروپایی CP8

نقشه متوسط تیپ هوای پرفشار مرکزی در شکل ۲ (CP₃) منعکس شده است. در این الگو مرکز پرفشاری در شمال غربی ایران بسته شده است، بطوری که توده‌های هوا از عرض‌های میانی و از زیر مدار ۵۰ درجه شمالی شکل‌گیری کرده و پس از عبور از جنوب اروپا به سوی دریای سیاه، جمهوری آذربایجان منتقل شده و با جریانات شمال غربی-جنوب شرقی به نیمه غربی کشور و سراسر ایران منتقل می‌شود. در این الگو پرفشار سیبری نیز گسترش یافته و بخش‌های شمال شرقی ایران تحت کنترل پرفشار سیبری قرار دارد. در زمان فعالیت تیپ هوای پرفشار مرکزی در سراسر ایران پایداری حاکم بوده و شرایط خشک و نسبتاً سرد غالب می‌باشد. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال شکل ۲ (CP₄) ناوهای بر روی اروپای شرقی و دریای سیاه مستقر می‌باشد و جریانات از اروپای شرقی، جنوب دریای سیاه و جمهوری آذربایجان وارد ایران می‌شود.

جریانات از منابع رطوبتی دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای خزر رطوبت کسب کرده و در نتیجه هوای نسبتاً معتدل و مرطوب از نواحی عرض‌های میانی به سوی ایران ریزش می‌نماید. بطوری که بارش‌های این تیپ هوا سهم عمده‌ای را در بارش‌های زمستانه بخش‌های شرقی، شمالی، مرکزی و جنوبی ایران داشته است.

الگو پرفشار اروپای شمالی در شکل ۱ (CP₅) آورده شده است. با توجه به الگوی فوق در سطح زمین پرفشاری بر روی اروپای شمالی مستقر می‌باشد. ناحیه مرکزی این پرفشار برابر با ۱۰۲۸ هکتوپاسکال می‌باشد و بین ۲۰ تا ۳۰ درجه شرقی گسترده شده است. خطوط هم‌فشار در این تیپ هوا به عرض‌های شمالی منتقل شده است، در نتیجه جریانات هوای سرد را به سوی شرق اروپا، غرب روسیه و شرق دریای سیاه منتقل می‌سازد. عبور جریانات هوای سرد از منابع رطوبتی دریای سیاه، و دریای خزر سبب انتقال رطوبت به درون توده هوای سرد می‌شود، در نتیجه هوای سرد و خشک عرض‌های بالا تعدیل یافته و تبدیل به توده هوای قطبی مرطوب می‌گردد و بارش‌های زمستانه قابل توجه‌ای در سراسر ایران به وقوع می‌پیوندد. شکل ۳ (ه) همبستگی بین فراوانی تیپ هوای اروپای شمالی با مجموع بارش زمستانه ایران را نشان می‌دهد. تیپ هوای اروپای شمالی سهم عمده‌ای در بارش‌های زمستانه نوار ساحلی دریای خزر و بخش‌های شمال شرقی ایران داشته است.



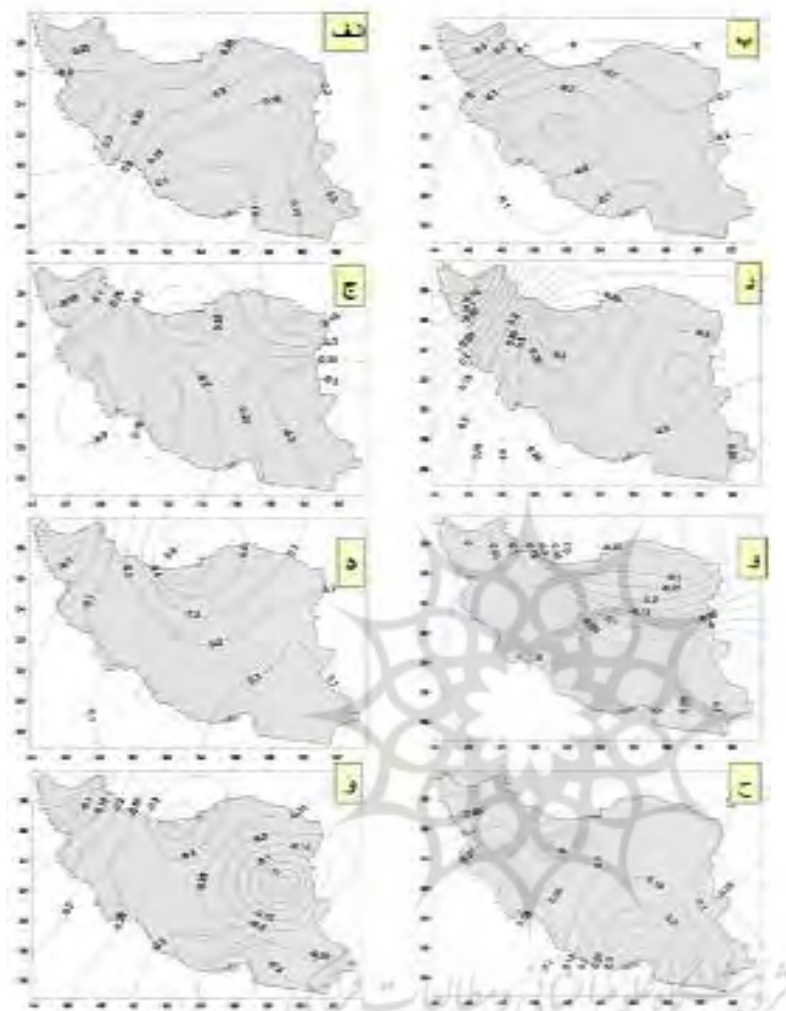
شکل ۲- طبقه‌بندی تیپ‌های هوای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی فصل زمستان (۲۰۰۰-۱۹۶۰): کم‌فشار مدیترانه‌ای CP1، کم‌فشار اروپای شمالی CP2، پرفشار مرکزی CP3، پرفشار اروپای شرقی CP4، پرفشار اروپای شمالی CP5، پرفشار سیبری CP6، پرفشار شرقی CP7، تلفیق پرفشار سیبری با اروپایی CP8

با توجه به شکل ۱ (CP₆) در سطح زمین پرفشاری بر روی سیبری مستقر می‌باشد. ناحیه مرکزی این پرفشار در شمال شرقی دریاچه بالخاش برابر با ۱۰۴۰ هکتوپاسکال بسته شده است. وجود این پرفشار بر روی دریاچه بالخاش و اورال باعث شده که جریانات شمال شرقی-جنوب غربی این سامانه پرفشار سرد تا نواحی جنوبی ایران کشیده شود. بخش‌های شمال شرقی و شمال غربی ایران شدیداً تحت تاثیر این سامانه پرفشار سرد و خشک است؛ مولفه باد در این تیپ هوا شمالی و شمال شرقی می‌باشد. در برخی مواقع مرکز پرفشار سیبری که عمدتاً بر روی دریاچه بالخاش و اورال قرار دارد از ۱۰۵۵ هکتوپاسکال نیز فراتر می‌رود، در این صورت شدت هوای سرد زیاد بوده و انتقال آن بسوی عرض‌های جنوبی با شدت بیشتری همراه است. با استیلای تیپ هوای پرفشار سیبری وضعیت پایداری در سطح کشور برقرار می‌شود، بطوری که رابطه همبستگی بین فراوانی تیپ هوای سیبری با مجموع بارش‌های زمستانه ایران شکل ۳ (و) در سراسر ایران منفی می‌باشد، این شرایط بویژه در شمال شرق ایران تشدید شده است، بطوری که رابطه بین مجموعه بارش زمستانه در شمال شرق ایران با فراوانی تیپ هوای سیبری CP₆ برابر با ۰/۴- می‌باشد.

الگوی شکل ۱ (CP₇) بیانگر استقرار پرفشاری در بخش‌های شرقی و شمال شرقی ایران است، بطوری که زبانه‌های این پرفشار، باعث تشکیل مرکز پرفشاری با ۱۰۲۰ هکتوپاسکال در غرب ایران شده است. استقرار این پرفشار شرایط پایداری را در سطح ایران بوجود آورده است، فعالیت این تیپ هوا شرایط خشک و سرد در سراسر کشور برقرار می‌شود.

با توجه به الگوی شکل ۱ (CP₈) پرفشاری بر روی اروپا استقرار دارد؛ بطوری که پربند ۱۰۲۰ هکتوپاسکال این پرفشار بخش‌های شمال غربی ایران را نیز در بر گرفته است. در این الگو بخش‌های شمال غربی و غرب ایران تحت تاثیر هوای سرد ضلع شرقی پرفشار مستقر بر روی اروپا واقع شده است و هوای سرد به سوی شمال غرب ایران فرارفت می‌یابد. در این الگو پرفشار سیبری نیز فعالیت دارد و قسمت‌های شرقی و شمال شرقی ایران تحت تاثیر زبانه‌های پرفشار سیبری است. گسترش زبانه‌های هم‌فشار ۱۰۱۶ و ۱۰۱۸ هکتوپاسکال بر روی دریای عمان، هوای مرطوب را به سوی جنوب ایران منتقل می‌سازد. در این الگو توده هوای سرد و خشک بر روی دریای عمان ریزش کرده و با کسب رطوبت از دریای عمان، توده هوا تعدیل یافته است، بطوری که مناطق جنوبی کشور تحت تاثیر توده هوای مرطوب قرار دارند و با حاکم شدن تیپ هوای حاضر بارش‌های مناسبی دریافت کرده‌اند. در این الگو به غیر از بخش‌های جنوبی ایران

که تحت تاثیر توده هوای مرطوب است، سایر نقاط کشور تحت تاثیر توده هوای خشک می باشد.



شکل (۳) رابطه همبستگی فراوانی تیپ‌های هوا با مجموع بارش زمستانه ایران

الف) تیپ کم‌فشار مدیترانه‌ای (ب) تیپ کم‌فشار اروپای شمالی (ج) تیپ پرفشار مرکزی (د) تیپ پرفشار اروپای شرقی (ه) تیپ پرفشار اروپای شمالی (و) تیپ پرفشار سبیری (ز) تیپ پرفشار شرقی (ح) تلفیق پرفشار سبیری با اروپایی

نتیجه‌گیری

نتایج تحقیق حاضر نشان داد که توزیع مکانی بارش‌های زمستانه ایران همگن نبوده و از الگوی واحدی تبعیت نمی‌کند. بارش زمانی به وقوع می‌پیوندد که هوای مرطوب و عامل صعود در یک منطقه فراهم باشد. این شرایط بوسیله الگوهای گردش جوی فراهم می‌شود، بطوری که الگوهای فشار و نحوه آرایش خطوط جریان نقشه‌های سطح زمین و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال معرف انتقال توده هوای ویژه‌ای به سوی محدوده مورد مطالعه می‌باشد. الگوهای فشار عامل صعود بارش و آرایش خطوط جریان، رطوبت لازم را تامین می‌کنند، همچنین نتایج نشان داد که خشکسالی‌های شدید حاصل تغییرات گردش عمومی جو است. نتایج این بررسی حاکی از وجود اختلاف معنی‌دار در الگوی تیپ‌های هوا، محور فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فراوانی وقوع تیپ‌های هوا و مسیر حرکت آن‌ها با بارش‌های زمستانه ایران است.

منابع

۱. ابراهیمی فر، محمد. (۱۳۶۰) «بررسی سیستم‌های کم‌فشار و روابط آن با ورتکس قطبی و تعیین الگوی جهت پیش‌بینی بارندگی دوره‌ای بر روی ایران در فصل زمستان» پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی دانشکده ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
۲. خوش اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷) «تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل سینوپتیکی» پایان‌نامه دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.
۳. علیجانی، بهلول (۱۳۸۰) «اقلیم‌شناسی سینوپتیکی» تهران، سازمان سمت.
۴. علیجانی، بهلول (۱۳۸۰) «تیپ‌های هوا و اثر آن‌ها بر اقلیم ایران، فصلنامه کاوش نامه، سال دوم، شماره ۳، دانشگاه یزد.
۵. فتاحی، ابراهیم، (۱۳۸۳) «طبقه‌بندی همدیدی فضایی توده‌های هوا با تاکید بر دوره‌های خشک در حوضه‌های جنوب غربی ایران» پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
6. Bardossy, A. et al. (1990) "Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns" water Resources. Research. Vol. 28, PP. 1247-1260.
7. Barry, R. G. et al. (1981) "synoptic climatology of the western united states in relation to climatic fluctuations during the twentieth century" journal of climatology, Vol. 1, PP. 97-113.

8. Bogardi, I. et al. (1992) "Estimating space-time hydrological quantities under climate change" fifth int. meeting on statistical climatology, 22-26 june 1992, Toronto.
9. Fovel, R. G and M. C. Fovel (1993) "climate zones of the conterminous united states using cluster analysis" Journal of Climate; Vol.6, PP. 2103-2135.
10. Galijani. G. and F. Filippini (1985) "Climate clusters in a small area" Inter. Journal of climatology. Vol. 3, PP. 47-63.
11. Huth, R. (1996) "An intercomparison of computer assisted circulation classification methods" Inter. Journal of climatology, Vol. 16, PP. 893-922.
12. Kalkstein. S. et al. (1998) "Determination of character and frequency change in air masses using spatial synoptic classification" Inter. Journal of climatology, Vol. 18. PP. 1223-1236.
13. Kutiel, H. et al. (1996) "circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century" Inter. Journal of climatology, vol. 1 b. PP 773-792.
14. Lamb, H. H (1972) "British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns, 1861-1971. Geophys. Memory, Vol. 116.
15. Lorenz, E. N (1963) "Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction" Report 1. Statistical forecasting project, Dep of meteorology MIT.
16. Lund, I. A (1963) "Map Pattern classification by statistical methods" Journal of applied meteorology; vol. 2, PP. 56-65
17. McCabe, G. J. (1989) "Development of objective temporal and spatial synoptic indices, M. S. Thesis, university of Delaware, Newark, DE.
18. Wilson, L. L. et al. (1991) "simulation of precipitation in the pacific northwest using a weather classification scheme". In E. F, Land surface atmosphere Interactions for climate modeling observations models and Analysis kluwer, Dordrecht, PP. 127-142.

19. Yarnal, B (1984) "The effect of weather map scale on the results of a synoptic climatology" Inter. Journal of Climatology, Vol. 5, PP. 397-410.
20. Yarnal, B and B, frakes (1997) "Using synoptic climatology to define representative discharge events "Inter journal of climatology, Vol. 17, PP. 323-341.
21. Yoshino, M. M. (1975) "climate in a Small Area" university of Tokyo, Tokyo, 549 PP

