

تغییرات مکانی الگوهای توزیع فراوانی بارش ایران زمین

حسین عساکره^۱

(تاریخ پذیرش نهایی مقاله: ۸۷/۶/۱۶)

در این تحقیق با استفاده از ۹۲۹۴۰ داده بارش ماهانه ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی کشور و نیز با به‌کارگیری تکنیک‌های آماری-ترسیمی و براساس آماره‌هایی نظیر تغییرات میانگین (روند و ضریب تغییرات) و پارامترهای شکل توزیع (چولگی و کشیدگی)، تغییر(پذیری) بارش در بازه آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳ در معرض توصیف و تحلیل قرار گرفت. ویژگی عمده این پژوهش علاوه بر تاکید بر تغییر(پذیری)، توجه به مشخصات توزیع فراوانی مشاهدات بارندگی است. در این راستا با استفاده از منطق و ابزار سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۲ دو پهنه بزرگ تغییر(پذیری) در کشور تشخیص داده شد. پهنه نخست بستری با تغییرپذیری زیاد و وسعت کمتر (۱۵/۴٪) و دیگری با تغییرپذیری کمتر و وسعت بیشتر (۲۶/۳٪) هریک ۱۸ زیرگروه را در خود جای می‌داد. با این وصف برخی از این زیرگروه‌ها هیچ ایستگاهی را در خود جای نمی‌داده‌اند.

چکیده

*

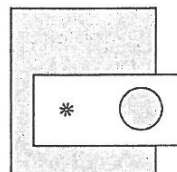
*

*

۱- استادیار دانشگاه زنجان.

همچنین ۵۸/۳٪ از وسعت کشور فاقد تغییر معنی دار در میزان بارش بوده است.

کلمات کلیدی: تغییر، چولگی، کشیدگی، توزیع فراوانی، بارش.



مقدمه

در بسیاری از مطالعات مربوط به تغییر اقلیم اغلب به تغییرات میانگین (موقعیت در یک توزیع نامتقارن) توجه گردیده و شکل توزیع ثابت در نظر گرفته می‌شود. با این وصف فراوانی نسبی حوادث فرین وابسته به تغییرات پارامترهای شکل توزیع (چولگی و کشیدگی) و انحراف استاندارد و نه صرفاً میانگین است. بنابراین تغییر در متغیر اقلیمی نه تنها شکل توزیع فراوانی بلکه افزایش (کشیدگی) و تغییرات آن را نیز متأثر می‌سازد. شکل و پراکندگی توزیع فراوانی علاوه بر نمایش نحوه توزیع مقادیر فرین، برآورد چگونگی احتمال تغییرات آتی میانگین را امکان پذیر می‌سازد. از این رو جابجایی پارامترهای توزیع می‌تواند الگوی تغییر پذیری را مشخص کند. اخیراً مطالعات متعددی به این ویژگی‌ها معطوف شده است. برای مثال کیتز^۱ (۱۹۹۱)، کیتز و براون^۲ (۱۹۹۲) و میرنس^۳ و همکاران (۱۹۸۴) به این حقیقت توجه داشته‌اند که فراوانی نسبی حوادث فرین بیش از آنچه که به لحاظ میانگین تحت تأثیر قرار گیرند، از انحراف معیار متأثر شده‌اند [۸ و ۹]. پس از آن محققان بسیاری نظیر جوراس^۴ (۱۹۹۴) و رپولوسی و هلیپرت^۵ (۱۹۹۶) نیز به توصیف تغییرات با ابزاری نظیر بررسی توزیع احتمال پرداختند [۷ و ۱۲]. در این تحقیق تلاش شده است تا با عنایت به تغییرات میانگین، شکل توزیع فراوانی و ضریب تغییرات بارش، و با استفاده از تکنیک‌های آماری-ترسیمی، تغییرات میانگین بارش سالانه ایران زمین مورد توجه قرار گیرد.

1. Katz

2. Katz and Brown

3. Mearns

4. Juras

5. Ropolewski and Halpert

داده‌ها و روش‌ها

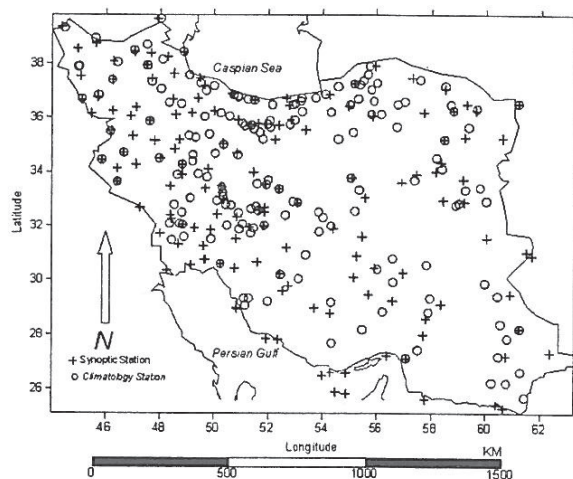
در این تحقیق از بارش ماهانه ژانویه سال ۱۹۶۱ لغایت دسامبر ۲۰۰۳ مربوط به ایستگاه‌های هواشناسی کشور (ایستگاه‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی) در محدوده ایران زمین بین مختصات زیر استفاده شد:

E: $44^{\circ} 2' - 63^{\circ} 9'$

N: $25^{\circ} 3' 45'' - 39^{\circ} 46' 30''$

تعداد ۹۲۹۴۰ داده ماهانه بارش از دوره آماری مزبور جمع آوری شد. داده‌ها از سایت اینترنتی سازمان هواشناسی کشور به آدرس www.irimet.net استخراج گردید و بصورت یک فایل ASCII در کاربرگ نرم افزار Surfer/Win قرار گرفت. این نرم افزار مرجع اصلی تهیه نقشه‌ها و تحلیل‌های ترسیمی است. جهت تحلیل‌های آماری از بسته‌های نرم افزاری SPSS/Win و MINITAB/Win بهره گرفته شد.

موقعیت ایستگاه‌های مورد بررسی در شکل ۱ دیده می‌شود. ایستگاه‌هایی که با علامت بعلاوه مشخص شده‌اند، ایستگاه‌های سینوپتیک و ایستگاه‌هایی که با دایره نشان داده شده‌اند ایستگاه‌های کلیماتولوژی هستند. نقاطی که این دو علامت بر هم منطبق هستند، تغییر ایستگاه از کلیماتولوژی به سینوپتیک طی دوره آماری را نشان می‌دهد.



شکل ۱- توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد بررسی

برای تهیه نقشه‌های بارش، یک شبکه مربعی بر کشور برآزش یافته که در آن اندازه یاخته‌ها طوری انتخاب شده که کیفیت و توان تفکیک نقشه را بیان دارد. براساس یافته‌های ارزشمند مسعودیان (۲۰۰۳) حداقل اندازه یاخته‌ها برای نمایش واقعی تر بارش 14×14 کیلومتر است. براساس مطالعات وی، این شبکه بندی حداقل وسعتی است که در آن میانگین شناور به ثبات نسبی می‌رسد. در تحقیق نامبرده، با آزمایش و خطا و با آزمون پهنه‌های حاصل میانگین ایستا از ابعاد 14×14 حاصل می‌شود [۱۰]. بنابراین کشور با شبکه مختصاتی با دامنه طولی ۴۴ تا ۶۴ درجه شرقی و دامنه عرضی ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی پوشانده شد. برای دستیابی به پیکسل‌های 14×14 کیلومتر محور طول‌ها به ۱۵۹ بخش و محور عرض‌ها به ۱۰۱ بخش تقسیم گردید.

تهیه نقشه با آزمون و خطای چند روش ارایه شده در جدول ۱ انجام شد و براساس کمترین خطای استاندارد برآورد شده، روش میان یابی مطلوب اختیار گردید. براین اساس عموماً بهترین روش میان یابی روش کریجینگ بوده است. این روش برای داده‌هایی که پراکنش نامنظم دارند بکار می‌رود و روشی محلی-احتمالی، دقیق، خطی، نااریب و با واریانس کمینه در یک نقطه بشمار می‌آید. میان یابی کریجینگ با شرط احراز صلاحیت‌های اولیه و لازم می‌تواند بهترین میانگین موزون از یک پهنه را ارایه دهد. در این روش برای هر یک از ایستگاه‌های درون و بیرون یک پهنه برحسب فاصله و موقعیت آن وزن آماری مشخصی در نظر گرفته می‌شود به گونه‌ای که واریانس تخمین کمینه شود [۵].

جدول ۱- طبقه بندی روش‌های عمده میان یابی [۴]

محلی		کلی	
احتمالی	قطعی	احتمالی	قطعی
کریجینگ (دقیق)	تی سن (دقیق)	رگرسیون (غیردقیق)	سطح روند (دقیق)
	برآورد چگالی (غیردقیق)		
	عکس مربع فاصله (دقیق)		
	Spline (دقیق)		

در روش کریجینگ فرض براین است که تغییرات مکانی پدیده‌هایی مانند بارش در یک گستره، از توزیع تصادفی برخوردار بوده، حاوی سه مولفه همبستگی مکانی، روند و خطای تصادفی است. وجود یا فقدان و نیز نوع هر یک از این مولفه‌ها منجر به تکوین انواع

روش‌های کریجینگ شده است. مولفه همبستگی مکانی و میزان آن براساس نیم تغییرنا^۱ تعریف می‌شود. از تحلیل این مولفه و تغییرنمای مربوط، ضرایب وزنی نقاط کنترل جهت تخمین ارزش نقطه مجهول بدست می‌آید [۱۳].

پس از آن یاخته‌های خارج از کشور حذف و مجموعاً ۸۰۱۲ سلول داخل کشور باقی ماند. این شبکه بندی مبنای تحلیل‌های بعدی قرار گرفت. سپس با استفاده از عملیات جبر نقشه‌ها، ۶ نقشه به شرح زیر جهت توصیف مشخصات بارش ایران تهیه شد [۲]:

۱- نقشه میانگین سالانه بارش براساس فرمول (۱)

$$\bar{mr} = \frac{1}{n} \sum_{i=1961}^{2000} mr_i \quad (1)$$

۲- نقشه انحراف معیار بارش و تهیه نقشه ضریب تغییرات آن براساس فرمول (۲)

$$C.Vm = \frac{sm}{\bar{mr}} \times 100 \quad (2)$$

۳- نقشه چولگی بارش براساس فرمول (۳)

$$SK = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (mr_i - \bar{mr})^3}{sm_x^3} \quad (3)$$

۴- نقشه کشیدگی بارش براساس فرمول (۴)

$$K_u = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (mr_i - \bar{mr})^4}{sm_x^4} - 3 \quad (4)$$

۵- نقشه تغییرات سالانه بارش براساس فرمول (۵)

$$b_{mr} = \frac{\sum_{i=1961}^{2003} (mr_i - \bar{mr})(t_i - \bar{t})}{\sum_{i=1961}^{2003} (t_i - \bar{t})^2} \quad (5)$$

در اینجا mr_i نقشه بارش سال i ام، sm نقشه انحراف معیار دوره آماری، n تعداد سال‌ها و t سال t ام است.

کلیه این فرمول‌ها از منابع آماری استخراج شده است. برای مثال به جانسون و باتناچاریا (۲۰۰۶)^۱ مراجعه کنید [۶].

۶- نقشه تلفیقی براساس مشخصات تعریف شده که در متن مقاله ارایه می‌شود.

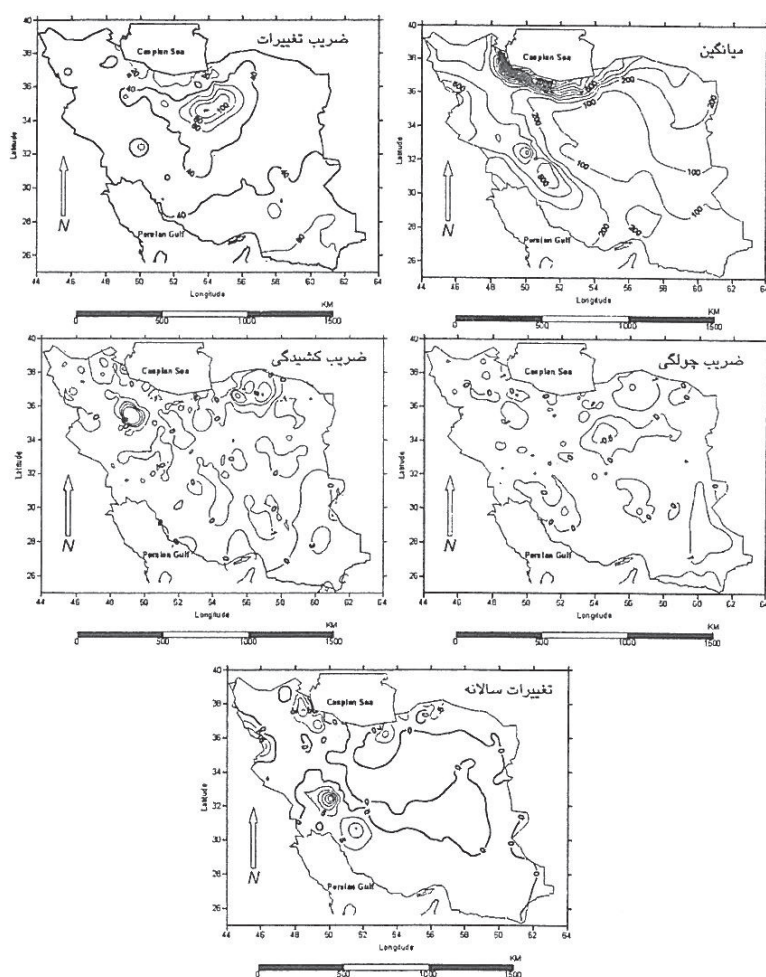
دستاوردها

شکل ۲ نقشه‌های تولید شده براساس فرمول‌های (۱) تا (۵) را نشان می‌دهد. نقشه توزیع مکانی میانگین بارش ایران زمین از بکارگیری فرمول (۱) بر نقشه‌های مورد بررسی حاصل شده است. میانگین بارندگی سالانه کشور طی دوره آماری مورد بررسی حدود ۲۴۴/۷ با انحراف معیار (s) ۱۹۶/۷ میلی‌متر است. روند عمومی کاهش میزان بارندگی از غرب به شرق و شمال به جنوب می‌باشد. این وضعیت به دلیل تأثیر متفاوت سیستم‌های باران‌زا در نقاط مختلف و نیز نقش مختلف ارتفاعات در تولید و تشدید بارش است. از این رو تراکم خطوط هم باران به موازات ارتفاعات در غرب و بویژه بخش وسیعی در شمال کشور به خوبی مشخص می‌باشد. حداقل و حداکثر بارش سالانه ۳۷/۵ و ۱۸۶۰/۴ میلی‌متر است.

معمولاً فقر باران با تغییرپذیری شدید توأم بوده که برای کشاورزی موفق، عامل نامطمئنی به شمار می‌آید. جهت برآورد تغییرپذیری بارندگی از نسبت نقشه انحراف معیار به نقشه میانگین استفاده شد (فرمول ۲). تغییرپذیری بارندگی معرف میزان انحراف از میانگین بوده، تصویری از رژیم بارندگی و میزان پایداری آن بدست می‌دهد. چنانکه رامشت (۱۳۷۵) نشان داده است عدد ۴۰ برای این شاخص محور تعیین کننده‌ای است. بدین نحو که اگر مقدار $CV < 40$ باشد بارندگی منظم و هرچه این مقدار از ۴۰ بیشتر باشد دال بر بی نظمی حدوث بارندگی است [۱]. نقشه توزیع مکانی ضریب تغییرات بارش گویای بی نظمی بارش در بخش وسیعی از کشور است. میانگین تغییرپذیری مکانی بارش حدود ۸۰/۴٪ است. به بیان دیگر تفاوت‌های مکانی بارش زیاد است. بطوری که پهنه‌های پرباران بویژه در مجاورت نواحی کوهستانی در همسایگی نواحی کم باران قرار گرفته است. با این وصف وسعت پهنه‌های کم بارش بسیار بیشتر از وسعت پهنه‌های پربارش است. بارش حدود ۶۲/۶٪ از کشور کمتر از میانگین است. این امر به واسطه فزونی مکانیزم‌های

بازدارنده صعود است [۳].

ضرایب چولگی و کشیدگی از عمده ترین توصیف گرهای شکل و مقیاس توزیع بشمار می آیند. این دو ضریب به ترتیب انحراف توزیع از یک توزیع متقارن و کشیدگی - افراستگی آن را نسبت به یک توزیع متقارن بیان می دارند.



شکل ۲- مشخصات توصیفی بارش ایران زمین طی دوره آماری ۱۹۶۱-۲۰۰۳

در یک تعریف ساده و براساس فراوانی وقوع رویدادها هرگاه تعداد داده‌های بالاتر از میانگین بیش از تعداد داده‌های پایین تر از میانگین باشد و یا برعکس هرگاه تعداد داده‌های پایین تر از میانگین بیش از تعداد داده‌های بالاتر از میانگین باشد، داده‌ها چوله خواهند بود و اگر این دو برابر باشند داده‌ها را متقارن گویند. حالت اول را چوله به چپ، حالت دوم را چوله به راست و حالت سوم را توزیع نرمال می‌گویند. در واقع چولگی، میزان انحراف داده‌ها را به یک حاشیه نسبت به میانگین نشان می‌دهد. به عبارت دیگر توزیعی چوله نامیده می‌شود که فراوانی‌ها در اطراف میانگین قرینه نباشد. توزیع فراوانی داده‌های بارش در مقیاس زمانی-مکانی شکل‌های مختلفی از شکل توانی تا چوله به راست یا نزدیک به شکل متقارن را نشان می‌دهد. این ویژگی به دلیل تغییرپذیری قابل توجه بارش در بعد زمان و مکان است. در نواحی که میزان بارندگی زیاد است، میانگین بیشترین فراوانی را دارا بوده و به توزیع نرمال نزدیک خواهد بود [۷ و ۱۴]. ارایه مشخصات ترسیمی نظیر هیستوگرام (بافتنگار) روشی رایج و عمده در بیان شکل توزیع فراوانی است. اما هنگامی که هدف تحلیل زمانی-مکانی و آن نیز در بازه بزرگی باشد، بهترین رویه ارایه ویژگی‌های آماری توزیع و ترسیم پهنه‌ای آنها است. در این خصوص بکارگیری عملیات جبر نقشه‌ها براساس تکنیک‌های زمین آماری نتایج واضح تر و قابل قبول تری را نمایش می‌دهد. ردیف دوم شکل ۲ نقشه توزیع مکانی چولگی بارش را نشان می‌دهد. میزان بارش سالانه کم و تغییرپذیری زیاد آن در نواحی خشک، موجب نامتقارن شدن شکل توزیع فراوانی بارش سالانه و کشیدگی زیاد آن به سمت راست شده است. ارزش‌های ارایه شده در این نقشه سه حالت صفر، منفی یا مثبت می‌باشد. در حالت صفر داده‌ها از توزیع متقارن برخوردارند. در واقع ضریب چولگی برای یک توزیع قرینه معادل صفر است. چولگی منفی به مفهوم آن است که دنباله توزیع به طرف $-\infty$ است. یعنی تعداد داده‌های بالاتر از میانگین بیش از تعداد داده‌های پایین تر از میانگین خواهد بود. چولگی مثبت بیانگر این است که دنباله یک توزیع به طرف $+\infty$ است یعنی تعداد داده‌های پایین تر از میانگین بیش از تعداد داده‌های بالاتر از میانگین خواهد بود. بزرگی مقدار حاصل از این فرمول میزان انحراف از قرینگی را نشان می‌دهد. برخلاف انتظار طی دوره آماری برخی نواحی خشک، نظیر کویر بزرگ ایران چولگی منفی را تجربه نموده‌اند. همچنین در مجاورت این نواحی یعنی در شمال خراسان، چولگی مثبت گویای فزونی بارش‌های با مقدار کم نسبت به بارش‌های با مقدار

زیاد است. این وضعیت در بخش‌های محدودی از اردبیل نیز دیده می‌شود. مشخصه «کشیدگی»^۱ در واقع مقدار افراستگی (بلندی) توزیع است و گویای توزیع مشاهدات نسبت به توزیع نرمال و برای بیان تخت یا مرتفع بودن منحنی توزیع بکار می‌رود. اگر داده‌ها نسبت به توزیع نرمال پراکنده تر باشند توزیع کشیده تر (کشیدگی منفی) و اگر کمتر باشند توزیع متمرکزتر (کشیدگی مثبت) است. کشیدگی‌های نرمال صفر است. در توزیع کشیده فراوانی بارش‌های با فراوانی کم افزون تر و مشاهدات تغییرات کمی را در اطراف میانگین تجربه کرده‌اند ولی توزیع افراشته گویای تمرکز و نیز فزونی فراوانی‌ها در یک دامنه مشخص هستند. هرچه قدر مطلق ضریب کشیدگی بیشتر باشد، تفاوت توزیع از نظر پراکندگی با توزیع نرمال بیشتر خواهد بود.

رابطه بارش با زمان در ۵۱/۴٪ از مساحت کشور معنی دار و در بقیه کشور فاقد معنی آماری و فیزیکی است. براساس روند بلندمدت بارش سه ناحیه می‌توان تشخیص داد. نواحی فاقد تغییر حدود ۴۸/۶٪ از مساحت کل کشور را در بر می‌گیرد. نواحی با تغییرات مثبت که گویای افزایش بارندگی طی دوره آماری است، حدود ۳۰/۸٪ کشور را شامل می‌شوند. نواحی با تغییرات منفی که گویای کاهش بارندگی طی دوره آماری مورد بررسی هستند ۲۰/۶٪ از مساحت کشور را در بر می‌گیرند. بنابراین نزدیک به نیمی از ایران زمین در عین افت و خیز بارش فاقد روند معنی دار و حدود یک سوم از مساحت کشور را با روند افزایشی بارندگی می‌توان دید.

میانگین تغییرات بارش سالانه به ازای هر سال و برای هر سلول 14×14 کیلومتر در سراسر ایران محاسبه شد. به منظور تصویر تغییرات تدریجی، خطی راست از روش حداقل مربعات رگرسیون بارش (mr_t) بر زمان (t) از میان داده‌ها برازش یافت. این خط متوسط تغییر به ازای هر سال را نشان می‌دهد که در پایین‌ترین نقشه شکل ۲ ارایه شده است. میزان تغییرات ۲۹/۶ تا ۱۵/۷- میلی‌متر در سال بوده است. چنانکه واضح است قدرمطلق تغییرات مثبت (افزایشی) بیش از قدرمطلق تغییرات منفی (کاهشی) بوده است. بیشترین افزایش بارش در منطقه کوه‌رنگ رخ داده است با این وصف مساحتی که تحت تاثیر این میزان افزایش بارش بوده درصد کوچکی از پهنه کشور را در بر می‌گیرد. بیشترین کاهش

بارندگی مربوط به پهنه‌ای بین اردبیل و خلخال است. می‌توان به خوبی دریافت که بیشترین تغییرات افزایشی در امتداد نواحی کوهستانی رخ داده است. در یک تقسیم بندی کلی بیشترین روند بارش طی چهار دهه اخیر در امتداد کوه‌های زاگرس، البرز (شرقی و غربی)، کوه‌های شمال خراسان و کوه‌های مرکزی ایران رخ داده است.

تلفیق یافته‌ها و نتیجه گیری

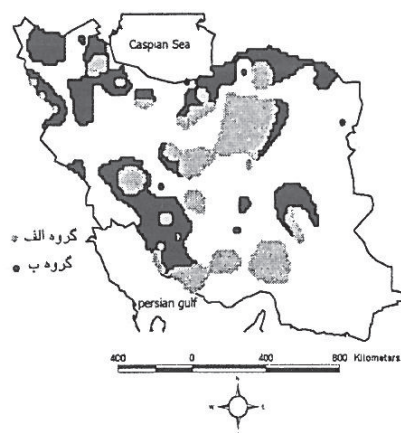
با استفاده از نقشه‌های تولید شده ابتدا دو گروه بزرگ یعنی نواحی دارای ضریب تغییرات بیش از ۴۰٪ و کمتر از ۴۰٪ ایجاد شد. سپس هریک از آماره‌های حاصل شده در این دو گروه بزرگ به لحاظ معنی دار بودن آماری در سطح ۹۵٪ اطمینان مورد آزمون قرار گرفتند. یعنی برای هریک از مشخصه‌های ضریب چولگی، ضریب کشیدگی و نیز مقدار تغییرات دو گروه خصیصه تشکیل شد. یک گروه خصیصه‌هایی که به لحاظ آماری فاقد معنی فیزیکی هستند. مقادیر مربوط به این خصیصه‌ها صفر در نظر گرفته شد. گروه دیگر خصیصه‌هایی را در بر می‌گرفت که به لحاظ آماری معنی دار بودند. این خصیصه‌ها نیز به دو بخش مثبت و منفی تقسیم شدند. در نهایت با استفاده از نرم افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی (ArcView)، با استفاده از تکنیک پرسشگری (Query) و براساس قوانین شمارش و منطق بر هم نهشت نقشه‌ها تمامی حالت‌های ممکن از چولگی، کشیدگی و تغییراتی که به لحاظ آماری معنی دار یا بی‌معنی بوده ایجاد گردید. بنابراین دو گروه بزرگ که هریک حاوی ۱۸ زیرگروه بود ایجاد شد. مشخصات این تقسیمات در جدول ۲ ارائه شده است.

برای مثال در این جدول گروه (الف) برای تمامی نواحی است که ضریب تغییرات بارش آنها کمتر از ۴۰٪ است. و زیرگروه ۱ که در آن روند بارش افزایشی، چولگی و کشیدگی مثبت است، بر روی نقشه حدود ۰/۴٪ از یاخته‌های نقشه پهنه کشور و ۲/۸٪ از یاخته‌های گروه (الف) را در بر می‌گیرد، اما هیچ ایستگاه اندازه گیری در این محدوده وجود ندارد. این وضعیت را می‌توان در مورد بخش‌های دیگر گروه‌های تغییرپذیر نیز مشاهده نمود. استنباط می‌شود که این پهنه‌ها حاصل میان سنجی داده‌های ایستگاه‌های مجاور است. توضیح اینکه ارزش‌های حاصل از میان یابی بین دو ایستگاه با روندی

مشخص و خاص حرکت نموده و می تواند پهنه ای با مشخصات متفاوت از ایستگاه های مجاور ایجاد کند. از این رو ممکن است پهنه ای با مشخصات خاص ایجاد شود بدون آنکه ایستگاهی در آن پهنه وجود داشته باشد. زیرگروه ۲ از این گروه که ایستگاه های کوهرنگ، سردشت و پیرانشهر را در بر می گیرد با افزایش بارش، فزونی تواتر بارش های کمتر از میانگین و کشیدگی مقادیر نسبت به توزیع نرمال مشخص می شود. بقیه زیرگروه ها نیز به همین منوال قابل تعبیر هستند.

شکل ۳ نقشه پراکندگی دو گروه (الف) و (ب) را برای کل کشور نشان می دهد. قسمت سفید این نقشه گویای ایستایی مشخصه های بارش در این مناطق از کشور است. در این بخش بارش هیچ تغییر معنی داری نداشته و در هیچیک از گروه های (الف) و (ب) جای نمی گیرد.

مجموعاً حدود ۴۱/۷٪ از مساحت کشور متحمل تغییر شده است. از این مقدار ۱۵/۴٪ مساحت کشور در گروه (الف) و ۲۶/۳٪ در گروه (ب) قرار دارد. بنابراین نواحی که ضریب تغییرات بالایی داشته اند، به میزان کمتری تغییرات بلندمدت را تجربه نموده اند. درحالی که نواحی که تغییرپذیری کمتری داشته اند با تغییرات بلندمدت بیشتری مواجه شده اند. این واقعیت تعبیری گویا از روند آرام بارش در کشور است. همچنین چنانکه در شکل ۳ ملاحظه می شود، علیرغم مجاورت نواحی (الف) و (ب) در بسیاری نواحی، گروه (الف) از تمرکز بیشتری در مرکز و جنوب ایران برخوردار است.



شکل ۳- دو گروه بزرگ تغییر (پذیری) بارش در کشور. (گروه (الف) با ضریب تغییرات بالا، گروه (ب) با ضریب تغییرات پایین و بخش سفید رنگ فاقد تغییر معنی دار برای توضیحات بیشتر به متن مقاله مراجعه شود).

جدول ۲- گروه‌های تغییر (پذیری) بارش سالانه ایران براساس حالات مختلف آماره‌های توصیفی

گروه	شماره زیرگروه	روند بارش	چولگی	کشیدگی	درصد مساحت از		ایستگاه‌های موجود در پهنه
					گروه	کل کشور	
الف (قریب به ایران بیش از ۴۰٪)	۱	مثبت	مثبت	مثبت	۲/۸	۰/۴	-
	۲	مثبت	مثبت	منفی	۳/۷	۰/۱۶	کوهرنگ-سردشت-پیرانشهر
	۳	مثبت	منفی	منفی	۱/۱	۰/۱۲	-
	۴	منفی	منفی	منفی	۰/۲	۰	منجیل
	۵	مثبت	منفی	مثبت	۰	۰	-
	۶	منفی	مثبت	مثبت	۴/۶	۰/۷	سمنان
	۷	منفی	مثبت	منفی	۰	۰	-
	۸	منفی	منفی	مثبت	۰	۰	-
	۹	مثبت	صفر	مثبت	۰	۰	-
	۱۰	مثبت	صفر	منفی	۲۸/۱	۴/۳	ایذه-نطنز-خور و بیابانک-سافت
	۱۱	مثبت	صفر	صفر	۴۰/۵	۶/۲	داراب-اردستان
	۱۲	مثبت	مثبت	صفر	۸	۱/۲	-
	۱۳	مثبت	منفی	صفر	۲/۴	۱/۴	-
	۱۴	منفی	صفر	مثبت	۰	۰	-
	۱۵	منفی	صفر	منفی	۰	۰	-
	۱۶	منفی	صفر	صفر	۳	۰/۵	-
	۱۷	منفی	منفی	صفر	۰	۰	-
	۱۸	منفی	مثبت	صفر	۵/۸	۰/۹	آباد-خلخال
ب (قریب به ایران کمتر از ۴۰٪)	۱	مثبت	مثبت	مثبت	۰/۶	۰/۲	داران
	۲	مثبت	مثبت	منفی	۰/۶	۰/۲	-
	۳	مثبت	منفی	منفی	۰	۰	-
	۴	منفی	منفی	منفی	۰	۰	-
	۵	مثبت	منفی	مثبت	۰	۰	-
	۶	منفی	مثبت	مثبت	۶/۶	۱/۷	بجنورد-مروان تپه
	۷	منفی	مثبت	منفی	۰/۳	۰/۰۷	-
	۸	منفی	منفی	مثبت	۰	۰	-
	۹	مثبت	صفر	مثبت	۰/۲	۰/۱	-
	۱۰	مثبت	صفر	منفی	۱۷/۸	۴/۷	سردشت-لردگان-دوگنبدان-سد درودزن
	۱۱	مثبت	صفر	صفر	۲۵/۵	۶/۷	مسجد سلیمان
	۱۲	مثبت	مثبت	صفر	۲/۵	۰/۷	-
	۱۳	مثبت	منفی	صفر	۰	۰	-
	۱۴	منفی	صفر	مثبت	۰/۱	۰/۰۲	زنجان
	۱۵	منفی	صفر	منفی	۱۴/۱	۳/۷	خوی-چلغا-تکاب-بیجار-فیروزکوه
	۱۶	منفی	صفر	صفر	۱۱/۳	۳	قروه-گر مسار
	۱۷	منفی	منفی	صفر	۱۵/۹	۴/۲	تبریز-اردبیل-کرج-گرگان
	۱۸	منفی	مثبت	صفر	۴/۶	۱/۲	بروجن

سیاسگذاری

این تحقیق بخشی از پروژه مشترک سازمان هواشناسی کشور و دانشگاه زنجان در قالب طرح ۱۰۲ و با عنوان «تعیین ایستگاه‌های سینوپتیک معرف تغییرات بارش ایران» است. بدینوسیله مراتب سپاس خود را به خاطر حمایت مالی این پروژه اعلام می‌دارد.

منابع

- ۱- رامشت، م. ح.، ۱۳۷۵، کاربرد ژئومورفولوژی در برنامه ریزی، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- ۲- عساکره، ح.، ۱۳۸۶، تغییرات زمانی-مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر، مجله جغرافیا و توسعه، سال پنجم، شماره ۱۰، صص ۱۴۵-۱۶۴.
- ۳- علیجانی، ب.، ۱۳۷۴، آب و هوای ایران، انتشارات پیام نور تهران.
- 4- Collins, F.C. and P.V. Bolstad, 1996, A Comparison of Spatial Interpolation Techniques in Temperature Estimation, In: Proceedings of the Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe, New Mexico.
- 5- Isaaks E.H. and Srinivasta R.M., 1989, Applied Geostatistics, Oxford University Press: Oxford.
- 6- Johnson, Richard, A and Bhattacharyya, Gouri, K., 2006, Statistics: Principles and Methods, John Wiley & Sons, INC., U.S.A.
- 7- Juras, J., 1994, Some Common Features of Probability Distributions for Precipitation, Theor. Appl. Climatol, 49, 69-76.
- 8- Katz, R.W., 1991, Towards a Statistical Paradigm for Climate Change, 7th Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, Boston.
- 9- Katz, R.W., Brown, B.G., 1992, Extreme Events in a Changing Climate Variability is More Important than Average, Climate Change, 21(3), 281-301.
- 10- Masoodian, A., 2003, On Precipitation Mapping in Iran, EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 6-11 April 2003, Available on www.ui.ac.ir/red/RCGSSS.
- 11- Mearns, L.O., Katz, R.W. and Schneider, S.H., 1984, Extreme High Temperature Events: Changes in Their Probabilities with Changes in Mean Temperature, J. Climate Appl. Meteor., 23, 1601-1613.
- 12- Repelewski, C.F. and Halpert, M.C., 1996, Quantifying Southern Oscillation

Precipitation Relationships, J. Climate, 9, 1043-1059.

- 13- Tabios, G.Q. and J.D., Salas, 1985, A Comparative Analysis of Techniques for Spatial Interpolation of Precipitation, Water Resources Bulletin 21:365-380.
- 14- Vinnikov, K.Ya., Groisman, P.Ya. and Lugina, K.M., 1990, Empirical Data on Contemporary Global Climate Change (Temperature and Precipitation), J. Climate. 3, 662-677.