5th Conference on Rainwater Catchment Systems
Gilan-Rasht
24&25 February
2016

پنجمین همایش سامانه های سطوح آبگیر باران
گیلان–رشت
۴ و ۵ اسفند
۱۳۹۵

توزیع مکانی بارش با استفاده از روش زمین آمار در حوضه آبریز بابلرود(دوره شاخص ۳۰ ساله)

شعبانعلی غلامی[۱]، رویا مصطفوی[۲]

۱)- دکتری مدیریت منابع آب، (گرایش آبخیزداری) ، استادیار و عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی – واحد نور

۲)- کارشناس آب زیرزمینی شرکت آب منطقه ای شهرستان کرج ، (عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد قائمشهر)

چکیده

یکی از بزرگترین مسائل پیچیده زیست محیطی، مساله نوسانات غیره منتظره آب و هوایی و آثار مخرب آن در آینده است. مطالعات تغییرات بارندگی به عنوان اساسی‌ترین متغیر اقلیمی، راهگشایی در پیشگیری از این مساله حیاتی است. امروزه روش‌های زمین آماری برای میان‌یابی اطلاعات ایستگاه های باران سنجی و بررسی تغییرات مکانی و زمانی بارش نقش مهمی در برنامه‌ریزی‌های آبی کشور دارد. در این مطالعه به کمک تکنیک زمین‌آماری و با اطلاعات بارش ۳۰ ساله ۵ ایستگاه باران‌سنجی حوضه آبریز بابلرود، خصوصیت اقلیمی بارش مطالعه شده است. با کمک قابلیت ARCGIS در تحلیل‌های زمین‌آماری، نقشه‌های رقومی بارش به روش کریجینگ تهیه شده است. بررسیها نشان می-دهد؛ تمامی ایستگاه‌ها کمترین میزان بارش ماهانه را در خرداد ماه دریافت کرده‌اند. بیشترین بارش ماهانه در ایستگاه‌های جنوبی در ماه مهر و در دو ایستگاه میانی و شمالی در آذر ماه بوده است. بدلیل ورود توده‌های هوایی سیبری و مدیترانه‌ای به منطقه بیشترین بارش فصلی در دوره-های سرد، فصول پاییز و زمستان بوده است. بیشترین وکمترین دامنه تغییرات بارندگی در ماه آبان و بهمن ماه بوده است. رژیم بارش در منطقه، نامنظم با ضریب تغییرات سالانه درازمدت بالاتر از ۴۰درصد بوده است.

واژه‌های کلیدی: حوضه بابلرود، بارش، پهنه‌بندی. **روش زمین آمار،**

۱- مقدمه

اقلیم و پارامترهای آن به ویژه بارش و تغییرات احتمالی آن در دوره‌های زمانی نقش تعیین‌کننده‌ای در زندگی بشری دارد. تغییرات بارندگی، نوسانات غیر منتظره آب و هوایی و آثار مخرب زیان‌بار ناشی از این تغییرات یکی از چالش‌های امروزه زیست-محیطی است. لذا شناخت آن از طریق به کمی درآوردن و استفاده از مدل‌های آماری و بکارگیری از طرح‌های متناسب با آن راهگشایی در پیشگیری از این مسایل و زمینه‌ساز در بهره‌وری از منابع طبیعی (منابع محیط‌زیست، خاک و آب و هوا) است. یکی از اصلی‌ترین فراسنجهای اقلیمی موثر بر آب و هوای یک منطقه بارش است. بارش[۱] هر گونه رطوبت متراکم شده‌ای است که به سطح زمین فرو می‌ریزد. افزایش یا کاهش آن سایر عوامل جوی– اقلیمی و نیز امور کشاورزی، دامپروری، شیلات، ساختمان‌سازی، گردشگری را تحت تاثیر قرار می‌دهد (ناظم‌السادات شیروانی و همکاران، ۱۳۸۵).

مازندران بدلیل موقعیت خاص جغرافیایی خود و همجواری با دریای خزر، در طول سال از اثرات آب و هوایی همسایگانی چون سرزمین پهناور سیبری، دریای مدیترانه، دریای خزر و فلات مرکزی ایران بهره‌مند می‌شود. در نوار ساحلی استان مازندران، میانگین بارندگی سالیانه برابر ۹۷۷ میلیمتر، با توزیع مکانی کاهشی از غرب به شرق است. در حالیکه توزیع زمانی آن وضعیت کمابیش منظمی دارد؛ به گونه‌ای که حداکثر بارندگی در پاییز و حداقل آن در بهار اتفاق می‌افتد.

[۱] Precipitation

بررسی‌های جامع آب نشان می‌دهد؛ که در نواحی شمالی ایران، گرادیان بارندگی منفی است؛ به عبارت دیگر در این منطقه اثر افزایش ارتفاع تاثیر کمتری نسبت به دوری از دریا دارد. از اینرو بخش‌های جلگه‌ای استان که به صورت نوار باریکی در امتداد دریا از غرب به شرق، حد فاصل دریای خزر و ارتفاعات البرز جا گرفته؛ آب و هوای معتدل خزری با تابستان‌ها گرم و مرطوب و زمستان‌ها معتدل و مرطوب دارد. با افزایش تدریجی ارتفاع اراضی جلگه‌ای به سوی ارتفاعات البرز و دوری از دریای مازندران در نواری به ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر شرایط آب و هوای معتدل کوهستانی با زمستان سرد و طولانی و یخبندان و تابستان‌های معتدل و کوتاه است. از ویژگی‌های اصلی این محدوده، کاهش میزان بارندگی سالانه و دمای هوا و افزایش ریزش برف است. در قله‌های مرتفع دامنه شمالی البرز در ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر، دمای هوا به شدت پایین آمده و یخبندان‌های طولانی ایجاد می شود، بنابراین زمستان های سرد و طولانی و تابستان‌هایی کوتاه و خنک دارد.

۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی

حوضه آبریز بابلرود در شمال ایران، قسمت میانی البرز بین طول جغرافیائی ″۳ ′۳۰ °۵۲ تا ″۰۵ ′۵۲ °۵۵ شرقی و عرض ″۱۶ ′۰۱ °۳۶ تا ″۱۷ ′۴۳ °۳۶ شمالی با مساحتی بالغ بر ۱۶۱۹/۶۰ کیلومتر مربع از شمال به دریای خزر، از شرق و جنوب‌شرق به حوضه آبریز تالار و از غرب و جنوب‌غرب به حوضه آبریز هراز محدود شده است. بالاترین نقطه ارتفاعی منطقه ۳۷۰۱ متر و پست ترین نقطه آن با ارتفاع ۱۷- متر ازسطح دریای آزاد در نواحی ساحلی قرار دارد(شکل۱).

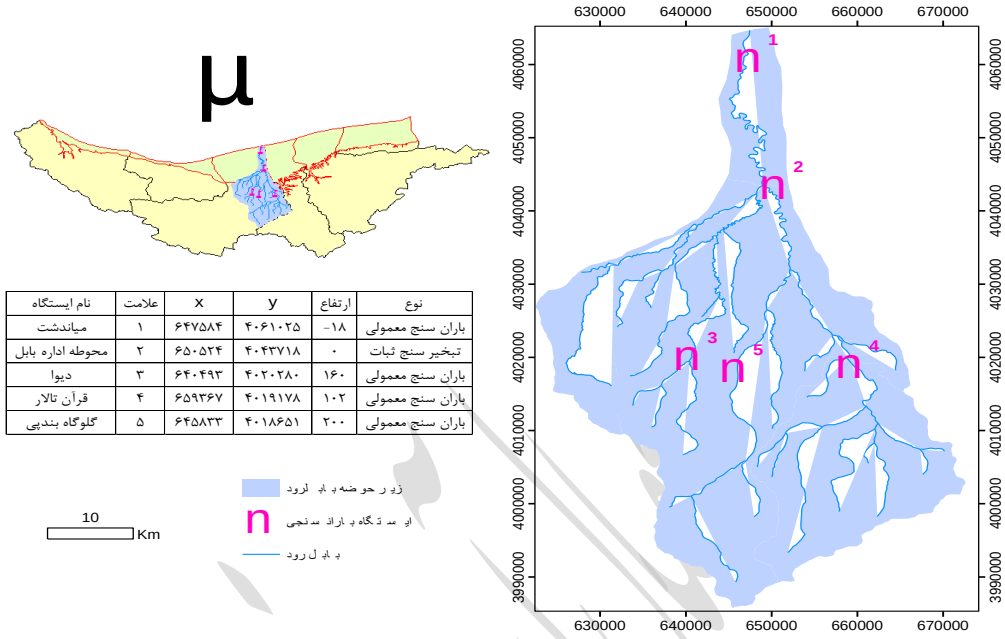
برمبنای اطلاعات موجود اطلس شیب ایران، در حوضه آبریز بابلرود، زمین‌های با شیب بیش از ۵۰ درجه در قسمت جنوبی، زمین‌های با شیب ۵۰ تا ۱۵درجه، از قسمت جنوبی تا میانی، زمین‌های تپه‌ماهوری شمال با شیب ۳۰ تا ۳۵ درجه و نواحی با شیب ۱۰ تا ۵ درجه در ابتدای دشت تا اراضی ساحل گسترده شده است؛ اختلاف زیاد ارتفاع در فاصله طولی کوتاه، گویای عدم تعادل مورفولوژیکی و پویایی پوسته زمین در راستای تغییر شکل سطح حوضه است.

حوضه آبریز بابلرود، واقع در پهنه زمین‌شناسی البرز مرکزی؛ براساس وجود گسل‌ها و راندگی‌های بزرگ و عملکرد آنها، دارای زون‌های نئوژن شمالی و زون شمالی ـ مرکزی است. در زون نئوژن شمالی؛ کمربند چین‌خورده رسوبات، سنگ‌های مزوزوئیک- سنوزوئیک و در زون شمالی ـ مرکزی رسوبات کم‌عمق تریاس تا کرتاسه بالائی وجود دارد. زمین‌های مسطح دشت با مساحتی بالغ بر ۵۳۱/۱۸ کیلومتر مربع متشکل از رسوبات آبرفتی؛ گراول، ماسه، لنزهای پراکنده سیلت و رس با دانه‌بندی تدریجی درشت‌دانه تا ریزدانه از جنوب به شمال(دریای خزر) با سن کواترنری است(اطلس بهنگام منابع آب، جلد دوم، ۱۳۸۹).

جریان سطحی حوضه، رودخانه دائمی بابلرود با رژیم بارانی- برفی با طول شاخه اصلی ۱۰۳ کیلومتر، عرض متغیر بین ۸۰ تا ۱۵۰ متر و عمق ۲ تا ۵ متر می باشد. بستر رودخانه در محدوده کوهستانی از رسوبات دانه‌درشت از قبیل قلوه‌سنگ، شن و ماسه تشکیل شده و دارای عرض نسبتاً زیاد و عموماً با جریان سیلابی در معرض تغییرات قرار گرفته است. در محدوده دشت، بستر رودخانه از آبرفت‌های دانه‌ریز، عموماً بدلیل فرسایش ناشی از جریان سیلاب‌ها، از عمق زیاد و کناره‌های قائم تشکیل شده است. میزان آبدهی سالانه رودخانه از ۲۵۰ تا ۶۰۰ میلیون مترمکعب متغیر بوده و متوسط آبدهی لحظه ای آن ۹ متر مکعب در ثانیه اندازه گیری شده است(اطلس بهنگام منابع آب، جلد سوم، ۱۳۸۹).

آب و هوای حوضه آبریز بابلرود، به تبعیت از ویژگی‌های اقلیمی سواحل جنوبی دریای مازندران، در قسمت جلگه‌ای و دشت دارای آب و هوای معتدل و مرطوب و در بخش های کوهستانی دارای آب و هوای سرد و مرطوب می باشد. وجود عوامل تعدیل کنندهٔ هوا در منطقه همچون همجواری با دریای مازندران، وضعیت توپوگرافی منطقه، پوشش گیاهی انبوه، ورود جریان‌ها و توده

هوای مرطوب مدیترانه‌ای از سمت غرب و شمال غرب موجب بروز و پیدایش چنین آب و هوایی در منطقه گردید(اطلس بهنگام منابع آب، جلد اول، ۱۳۸۹).



نام ایستگاه	علامت	x	y	ارتفاع	نوع
میاندشت	۱	۶۴۷۵۸۴	۴۰۶۱۰۲۵	-۱۸	باران سنج معمولی
محوطه اداره بابل	۲	۶۵۰۵۲۴	۴۰۴۳۷۱۸	۰	تبخیر سنج ثبات
دیوا	۳	۶۴۰۴۹۳	۴۰۳۰۲۸۰	۱۶۰	باران سنج معمولی
قران تالار	۴	۶۵۹۳۶۷	۴۰۱۹۱۷۸	۱۰۲	باران سنج معمولی
گلوگاه بندپی	۵	۶۴۵۸۳۳	۴۰۱۸۶۵۱	۲۰۰	باران سنج معمولی

شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و ایستگاه‌های منطقه مورد بررسی

۳- کلیات

۳-۱- مواد و روش‌ها

اطلاعات آماری مورد نیاز تحقیق، داده‌های بارش در محل ایستگاه‌ها، بصورت روزانه مربوط به دوره اقلیمی ۶۱-۱۳۶۰ تا ۹۰-۱۳۸۹ (دوره شاخص ۳۰ ساله) از گروه مطالعات پایه منابع آب سازمان آب منطقه‌ای مازندران اخذ شده است. کمبودها و خلأ آماری با استفاده از ماتریس همبستگی بین ایستگاه‌های مختلف تکمیل و بازسازی شده و با استفاده از آزمون دنباله‌ها (ران تست) همگنی داده‌ها ارزیابی گردید؛ در ادامه با توجه به آمار خام بازسازی شده؛ داده های روزانه به ماهانه و فصلی وسالانه تبدیل شده است. ۵ ایستگاه میاندشت، محوطه اداره بابل، دیوا، قران‌تالار و گلوگاه بندپی به ترتیب در نقاط ارتفاعی ۱۸- ، ۰، ۱۶۰، ۱۰۲ و ۲۰۰ متری قرار گرفته‌اند. در شکل ۱ مشخصات و موقعیت ایستگاه‌های مذکور ارائه شده است. نمایه‌های آماری نظیر ضریب تغییرات بارش، درصد وفراوانی بارش و.... محاسبه شد. در ادامه با استفاده از قابلیت Arc GIS پهنه‌بندی پارامترهای آماری مهم و تحلیلی به روش کریجینگ انجام شده است.

۳-۲- کریجینگ و درون‌یابی نقاط

تخمینگر کریجینگ به نام یکی از پیشگامان علم زمین‌آمار به نام D.G. Krige نامگذاری گردید. این روش بر طبق منطق میانگین متحرک وزن‌دار استوار است. روشی محلی- احتمالی، رسا و بهترین تخمینگر خطی ناریب می‌باشد. چراکه بایستی واریانس تخمین آن حداقل و بدون خطای سیستماتیک(صفر بودن میانگین خطای تخمین) باشد(کریگ، جی.، کی.؛ ۱۹۹۱). تخمینگر کریجینگ از رابطه خطی ۱ محاسبه می‌شود:

رابطه ۱:

$$Z_v^* = \sum_{i=1}^{n} \lambda_i \left(Z_{v_i}\right)$$

که درآن z_v^* مقدار تخمینی ، λ_i وزن یا مقدار اهمیت کمیت وابسته به نمونه i ام و Z_{vi} مقدار نمونه i ام است. رابطه ۱، کریجینگ خطی نامیده می‌شود زیرا ترکیب خطی از n است(حسنی پاک، ۱۳۷۷ و مدنی، ۱۳۷۷). در استفاده از این تخمینگر باید متغیر z ، توزیع نرمال داشته باشد؛ درغیر اینصورت بایستی از کریجینگ غیرخطی استفاده نمود. در کریجینگ فرض بر این است که تغییرات مکانی پدیده ها دارا سه مولفه همبستگی مکانی، روند و خطای تصادفی است. وجود یا فقدان هر یک از این مولفه ها منجر به تکوین انواع روشهای کریجینگ شده است(Tabios & Salas, ۱۹۸۵)

درون‌یابی براساس تخمین مدل‌های آمار فضایی صورت می‌گیرد، فرایندی که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقاطی مجهول با مختصات معلوم را با استفاده ار مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم بدست آورد. مطلق بودن تخمین در درون‌یابی از ویژگی‌های عمده کریجینگ است. این ویژگی سبب می‌شود که تخمینگر کریجینگ در ترسیم خطوط هم‌ارزش، از حداکثر نقاط نمونه‌برداری عبور کرده و تمایلی به بسته شدن و دور زدن نداشته باشد. لذا در تخمین نقاط مجهول، مقدار واریانس را به حداقل می‌رساند. همچنین در این مدل، الگوی ساختار فضایی به شدت تحت تأثیر تعداد نقاط نمونه‌برداری و فاصله نقاط از یکدیگر است و با تغییر آنها تغییر می‌کند؛ در حالیکه در سایر روش‌ها وزن‌ها فقط به یک مشخصه هندسی نظیر فاصله نقاط داده می‌شود . خاصیت جمع‌پذیری مدل گریجینگ (انتقال خصوصیات واحدهای بزرگتر به واحدهای کوچکتر با مجموع معادل مقدار اولیه) و کاهش نوسانات از دیگر مزایای کاربردی آن است(قهرودی تالی، ۱۳۸۱)

میان‌یابی کریجینگ با شرط احراز اصول اولیه ولازم می‌تواند بهترین میانگین موزون از یک پهنه را ارائه کند (Isaac & Srinivasta, ۱۹۸۹).

۴- بحث

بررسی شاخص آماری متوسط دراز مدت ماهانه بارندگی، در ۵ ایستگاه بارانسجی منتخب نشان می‌دهد که ایستگاه دیوا از توزیع بارش یکنواخت‌تر و همگن‌تری برخوردار است. تفاوت حداکثر و حداقل مقدار متوسط ماهانه دراز مدت بارش در این ایستگاه به میزان ۶۲ میلیمتر نمایانگر توزیع همگن آن می‌باشد.

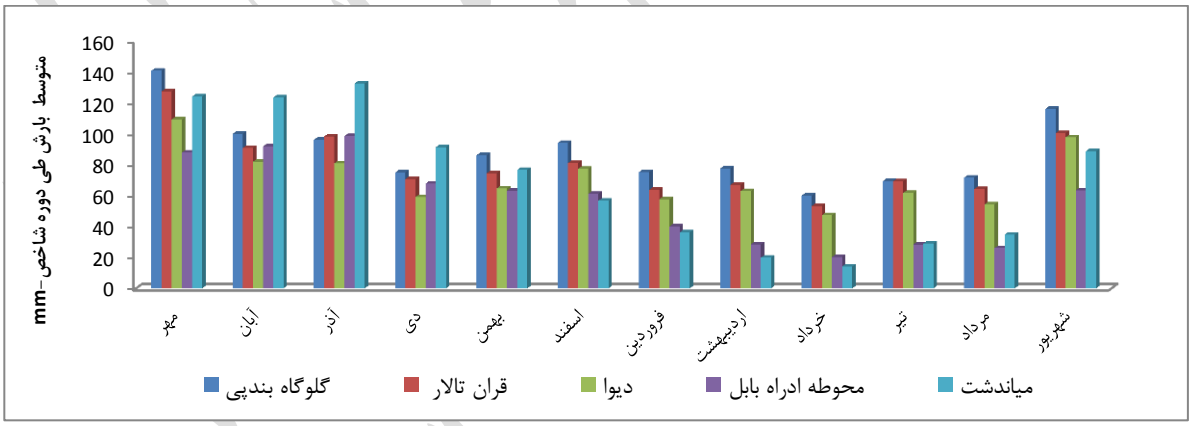
ایستگاه میاندشت با تفاوت مقدار ۱۱۸/۵ میلیمتر از وضعیت نامتعادلی نسبت به سایر ایستگاه‌ها برخوردار است؛ علت همجواری ایستگاه با دریای خزر (فاصله حدوداً ۷ کیلومتر) و نفوذ مستقیم و سریع‌تر توده‌های هوایی از سطح دریا است. رطوبت دریای خزر در مدت کمی پس از صعود، سرد و متراکم شده و سبب ریزش‌های جوی زیادی می‌شود. ابرهای استراتوس که در ارتفاع بسیار پایین تشکیل می‌شوند، با حرکت سریع خود رطوبت دریای خزر را می‌آورند و پدیده‌ای باران ریزه را سبب می‌شوند. در ایستگاه میاندشت، حداکثر متوسط دراز مدت ماهانه بارش و حداقل آن به ترتیب ۱۳۲/۶ میلیمتر در آذر ماه و ۱۴/۱ میلیمتر در خرداد ماه است.

حداکثر و حداقل متوسط دراز مدت ماهانه بارش در ایستگاه میانی محدوده، ایستگاه محوطه اداره بابل ۹۸/۶ میلمتر در آذر ماه و ۲۰/۳ میلیمتر در خرداد ماه است. در سه ایستگاه جنوبی محدوده وضعیت توزیع ماهانه بارش، نشانگر رخداد حداکثر بارش

در ماه مهر و حداقل آن در ماه خرداد است. ایستگاه قران‌تالار از حداکثر متوسط دراز مدت بارش ۱۲۷/۵ میلیمتر و حداقل میزان ۵۳/۳ میلیمتر برخوردار است. این وضعیت در ایستگاه گلوگاه بندپی ۱۴۰/۹ میلیمتر و ۶۰/۶ میلیمتر و در ایستگاه دیوا، ۱۹۰/۳ و ۴۷/۳ میلیمتر می‌باشد (جدول ۱ و شکل ۲).

جدول ۱: میانگین بارش ماهانه ایستگاه‌های حوضه آبریز بابلرود(دوره شاخص ۶۱-۱۳۶۰ تا ۹۰-۱۳۸۹)

دوره‌های اندازه‌گیری	نام ایستگاه				
	میاندشت	محوطه اداره بابل	دیوا	قران تالار	گلوگاه بندپی
مهر	۱۲۴,۱	۸۷,۸	۱۰۹,۳	۱۲۷,۵	۱۴۰,۹
آبان	۱۲۳,۵	۹۱,۹	۸۲,۰	۹۰,۹	۱۰۰,۰
آذر	۱۳۲,۶	۹۸,۶	۸۰,۹	۹۸,۳	۹۶,۱
دی	۹۱,۴	۶۷,۸	۵۹,۱	۷۰,۷	۷۵,۰
بهمن	۷۶,۶	۶۳,۲	۶۴,۷	۷۴,۵	۸۶,۱
اسفند	۵۶,۷	۶۱,۱	۷۷,۳	۸۱,۱	۹۴,۱
فروردین	۳۶,۲	۴۰,۱	۵۷,۷	۶۳,۷	۷۵,۳
اردیبهشت	۱۹,۸	۲۸,۴	۶۲,۹	۶۶,۹	۷۷,۶
خرداد	۱۴,۱	۲۰,۳	۴۷,۳	۵۳,۳	۶۰,۰
تیر	۲۹,۰	۲۸,۳	۶۱,۷	۶۹,۲	۶۹,۴
مرداد	۳۴,۸	۲۶,۰	۵۴,۲	۶۴,۳	۷۱,۶
شهریور	۸۸,۸	۶۳,۴	۹۷,۸	۱۰۰,۴	۱۱۶,۱



شکل ۲: نمودار متوسط بارندگی ماهانه در ایستگاه‌های مورد مطالعه حوضه آبریز بابلرود

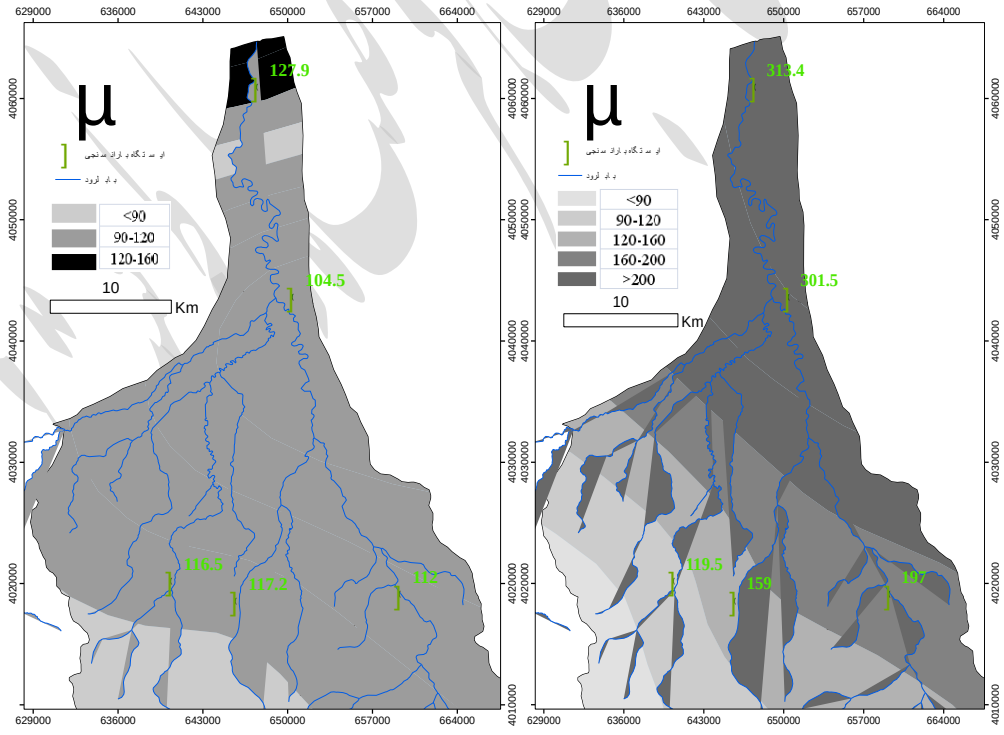
جهت بررسی دامنه تغییرات ماهانه بارش طی دوره شاخص، ابتدا بر اساس میزان بارش و تغییرات آن جدول طبقه‌بندی دامنه تغییرات منطقه‌ای تهیه شده است(جدول ۲). بر این اساس بیشترین دامنه تغییرات بارش در آبان ماه و کمترین آن در بهمن ماه بوده است.

بر اساس شکل ۳، دامنه تغییرات بارش در آبان ماه، ۱۹۳/۹ میلیمتر بوده است؛ که از نظر طبقه‌بندی در رده شدید، گروه D قرار می‌گیرد. امتداد پهنه‌های دامنه تغییرات بارش، جنوب‌غربی به شمال است. در ایستگاه دیوا از وضعیت ضعیف به متوسط در ایستگاه گلوگاه بندپی و سپس در ایستگاه قران‌تالار به وضعیت شدید تغییر می‌کند و سرانجام در ایستگاه‌های میانی و شمالی وضعیت بسیار شدید حادث می‌شود.

کمترین دامنه تغییرات ماهانه بارش طی دوره شاخص، بهمن ماه برابر ۲۳/۴ میلیمتر بوده است. که در رده کیفی بسیار ضعیف، گروه A قرار می‌گیرد. در بهمن ماه قسمت اعظم نواحی شامل تمامی ایستگاه‌ها به استثنای میاندشت در وضعیت ضعیف، رده B (۹۰-۱۲۰ میلیمتر) قرار داشته و تنها بخش محدودی پیرامون ایستگاه میاندشت در رده متوسط C (۱۲۰-۱۶۰ میلیمتر) قرار گرفته است.

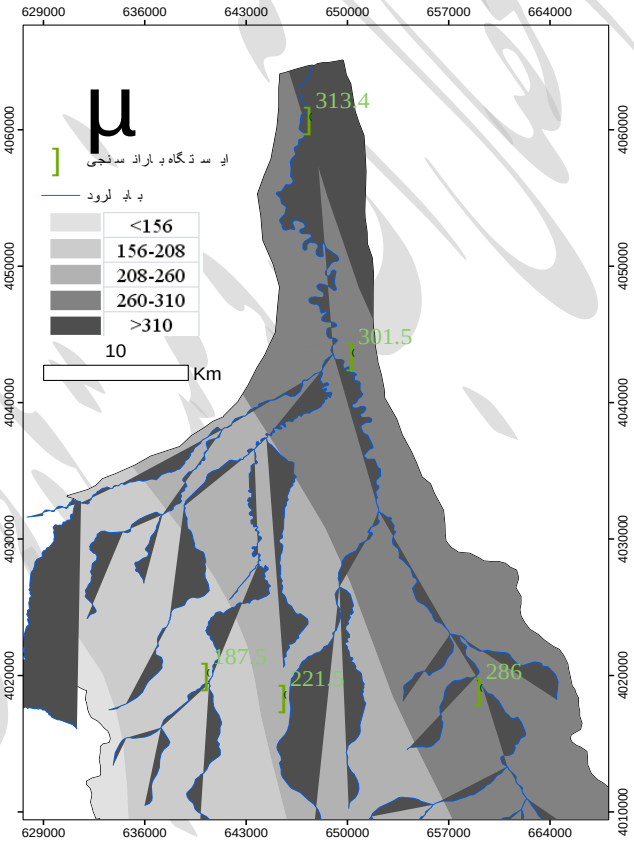
جدول۲: طبقه‌بندی منطقه‌ای دامنه تغییرات بارش در حوضه بابلرود

گروه	کلاس	حدود دامنه تغییرات(mm)
A	بسیار ضعیف	<۹۰
B	ضعیف	۹۰-۱۲۰
C	متوسط	۱۲۰-۱۶۰
D	شدید	۱۶۰-۲۰۰
E	بسیار شدید	>۲۰۰



شکل ۳: نقشه دامنه تغییرات دراز مدت ماهانه در حوضه آبریز بابلرود (حداکثر: آبان ماه (راست) و حداقل: بهمن ماه(چپ))

پهنه‌های دامنه‌تغییرات بارندگی فصلی منطقه نیز تهیه و بررسی شده است. بررسی نقشه چهار فصل مشخص می‌کند؛ پاییز بیشترین دامنه تغییرات بین فصول را دارا است. در این فصل روند تغییر از سمت جنوب‌شرقی به شمال به صورت نوارهای منظم NW-SE است(شکل ۴). بخش‌هایی از جنوب‌غربی (ایستگاه دیوا) در حد دامنه تغییرات ۲۰۸-۱۵۶ میلیمتر، رده ضعیف قرار گرفته است. نواحی پیرامون ایستگاه گلوگاه بندپی در حدمتوسط و ایستگاه‌های میانی قران‌تالار و محوطه اداره بابل در حد شدید و ایستگاه میاندشت در قسمت شمالی در حد بسیار شدید (بیشتر از ۳۱۰ میلیمتر) قرار دارد. کمترین دامنه تغییرات به صورت متغیر در فصول زمستان و بهار رخ داده است. ایستگاه‌های قران‌تالار، محوطه اداره بابل و میاندشت در بهار و ایستگاه گلوگاه بندپی و دیوا در زمستان این وضعیت را دارا هستند.



شکل ۴: نقشه دامنه تغییرات بارندگی فصل پاییز

به منظور ارزیابی دقیقتر درصد بارندگی فصلی جدول طبقه لندی منطقه ای درصد بارندگی برای حوضه بابلرود براساس امار دوره ساخص تعریف شده است(جدول ۳۹ بر این اساس بیشترین درصد بارندگی در تمامی ایستگاه‌ها در فصل پاییز و کمترین

آن در فصل بهار بوده است. در این میان ایستگاه میاندشت با ۴۶٪ بارندگی در فصل بهار و ۸۰٪ بارندگی در فصل پاییز کمترین و بیشترین درصد بارندگی را دارا بوده است. این وضعیت در ایستگاه‌های دیگر با میزان متفاوت در فصل پاییز و بهار اتفاق افتاده است.

بر اساس نقشه‌های پهنه‌بندی درصد بارندگی، فصل پاییز بیشترین سهم بارندگی فصلی را به خود اختصاص داده است. در این فصل، سه ایستگاه جنوبی در پهنه کمترین درصد بارش (کمتر از ۴۳٪) قرار داشته؛ به سمت شمال وضعیت بترتیب درایستگاه میانی به ۳۹-۴۳ درصد و نهایتاً در شمال محدوده به حداکثر خود (بیشتر از ۴۳٪) می‌رسد.

درصد بارندگی فصلی، در زمستان ۲۴ تا ۲۸ درصد، در بهار بین ۸ تا ۲۰٪ و در تابستان ۱۷ تا ۲۵ درصد بوده است که در رده طبقه‌بندیA، وضعیت ضعیف (کمتر از ۳۴٪) قرار می‌گیرند.

روند جابه‌جایی پهنه‌های درصد فراوانی بارش در فصل‌های تابستان و بهار کاملاً متضاد با فصل‌های زمستان و پاییز است. همانگونه که در شکل ۵ مشخص است در پاییز و زمستان پهنه از سمت جنوب به شمال افزایش درصد می‌یابند؛ در حالیکه در فصول تابستان و بهار از شمال به جنوب روند افزایشی پهنه‌های درصد بارندگی دیده می‌شود؛ این امر به دلیل قرارگیری ایستگاه‌های جنوبی در حد ارتفاعات است که احتمال بالا بودن نسبی میزان بارش در دوره‌های گرم سال در این ایستگاه‌ها را بدیهی می‌نمایاند.

درصد بارندگی بترتیب از پاییز به زمستان به تابستان و بهار کاهش می‌یابد. حداکثر بودن درصد بارندگی در دوره‌های سرد سال به دلیل ورود توده سرد سیبری و پیشروی آن به منطقه است. تأثیر این توده در نواحی ساحلی دریای خزر به خوبی محسوس است. نظیر آنچه که در ایستگاه میاندشت دیده می‌شود. بر اساس مطالعات شادپور آغاز تکوین این هسته پرفشار هوا در مرکز آن تا ۱۰۳۵ میلی‌بار می‌رسد و از اوایل پاییز شروع شده و در اوایل دی ماه حداکثر گسترش و تأثیر خود را در داخل ایران بالاخص نواحی شمالی را دارد. در این بازه زمانی جبهه پرفشار هوایی خشک و سرد و فاقد باران حاصل از تشعشع شدید زمین، به نام آنتی‌سیکلون سیبری که از مناطق خشک کلاهک قطبی سرچشمه گرفته؛ پس از گسترش به اطراف از شمال کشور وارد فضای ایران می‌شود. در اثر برخورد این توده با توده هوای مدیترانه‌ای که از غرب وارد ایران می‌گردد؛ جبهه‌های گسترده‌ای بوجود می‌آید که نزولات سنگین برف در ارتفاعات و بارندگی در دشت را باعث می‌شود. میزان بارندگی به وضعیت قرارگیری مراکز کم‌فشار، مقدار فشار مرکزی، گرادیان فشار، گرادیان دما و همچنین ناهمواری‌های زمین بستگی دارد. از اینرو توده‌های قطبی قاره‌ای، با عبور از دریای خزر ضمن جذب رطوبت و گرما، ناپایدار شده و موجب افزایش ریزش‌های قابل‌ملاحظه بویژه در فصل پاییز (بدلیل اختلاف زیاد دمای آب با دمای هوا) در استان‌های شمالی می‌شود. بارندگی به دلیل طولانی بودن مسیر حرکت توده‌ها بر دریای خزر، در غرب استان بیش از سایر قسمت‌های استان است. این جریان از اواخر پاییز تا اوایل بهار بر شمال‌شرق کشور تأثیر دارد.

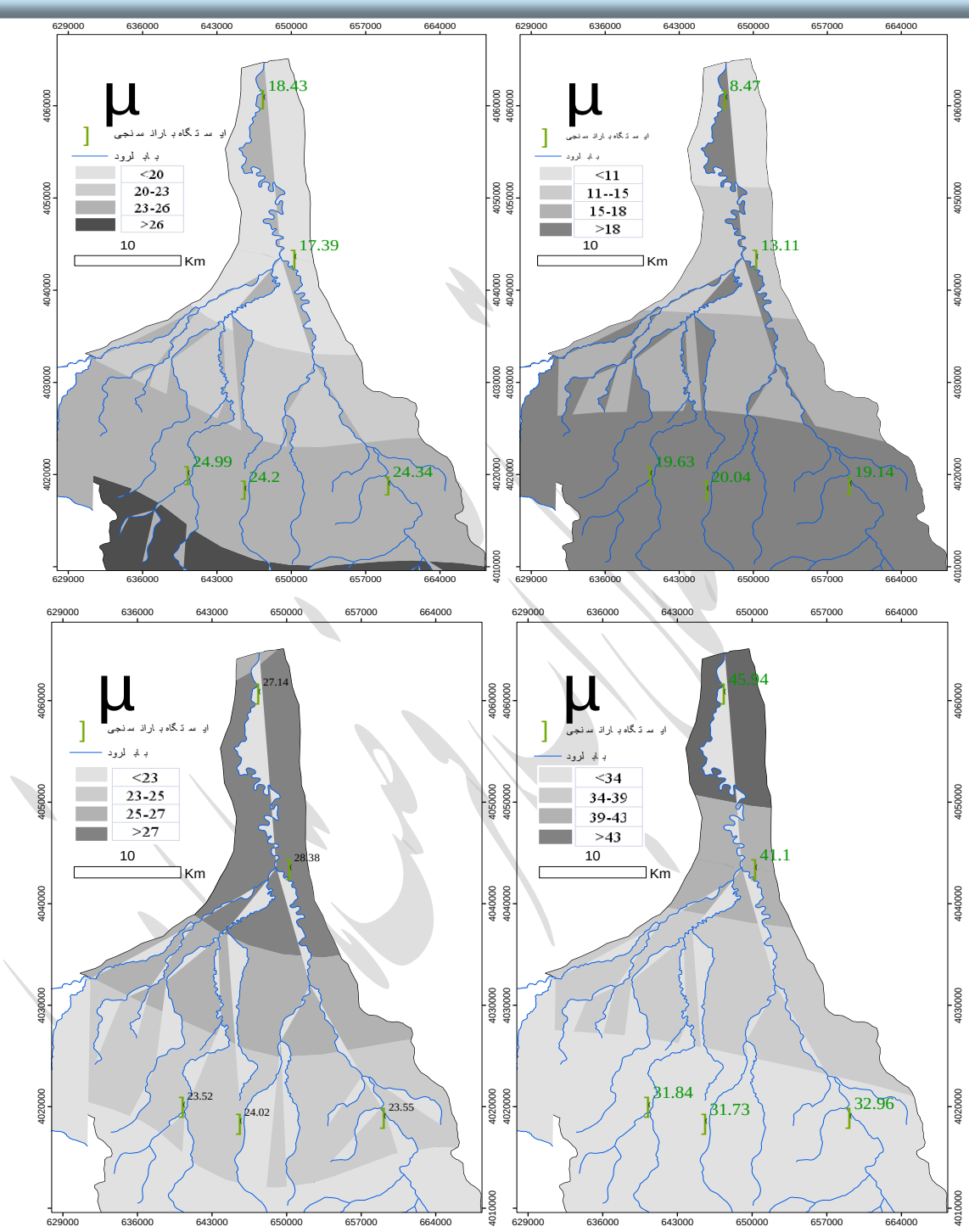
یکی از دلایل بالا بودن بارش در فصل زمستان پس از پاییز، تأثیر دمای سطح آب دریای خزر می‌باشد. خزر بزرگترین دریاچه جهان با محدوده زهکشی، حدود ۳/۵ میلیون کیلومتر مربع، با طول ۲۵۰۰ کیلومتر (از عرض جغرافیایی ۳۵ الی ۶۰ درجه شمالی) و عرض حدود هزار کیلومتر(از طول جغرافیایی ۴۰ تا ۶۰ درجه شرقی) است. سطح آب دریای خزر به طور متوسط ۲۸ متر پایین‌تر از سطح آزاد آب‌های جهان قرا گرفته و هیچگونه راه خروجی از حوضه وجود ندارد(کلیج و میگای، ۱۹۹۲). نتایج بررسی‌ها انجام شده توسط نظام‌السادات و قاسمی(۱۳۸۳) در مورد بررسی ارتباط دمای سطح آب دریای خزر(SST) با بارش در برخی از ایستگاه‌های شمالی نظیر نوشهر، بابلسر، بندر انزلی، گرگان، گنبد قابوس و آستارا نشان داد؛ وقوع شرایط گرم در دمای سطح آب دریا، عموماً موجب کاهش ۲۰ درصدی مقدار بارش زمستانه در سواحل شرقی و غربی دریای خزر شده؛ در سواحل مرکزی این نواحی تغییری دیده نمی‌شود. سرد شدن بیش از معمول دمای سطح آب دریا خزر، منجر به افزایش بارش زمستانه در ناحیه غربی و مرکزی استان‌های شمالی شده است و تاثیر آن بر بارش زمستانه بیش از اثر کاهنده دوره گرم بر بارش است. گرم شدن بیش از

معمول دمای سطح آب دریای خزر و نیز سرد شدن آن در فصل زمستان موجب افزایش بارش بهاره در اغلب نواحی ساحلی دریای خزر می‌گردد. افزایش بارش و شرایط مناسب برای ذوب برف، احتمال وقوع سیل‌های بهاره افزایش می‌یابد. نتیجتاً، وقوع دوره سرد دمای سطح آب دریا، باعث افزایش بارش زمستانه و بهاره، افزایش منابع آبی و همچنین خطر سیل در این نوار ساحلی خزر (خصوصاً ناحیه غربی) می‌شود. احتمال وقوع ترسالی بهاره در دوران سرد دمای زمستانه دریای خزر، حدود ۵۰ درصد است؛ این احتمال در دوران گرم دریا، بیش از سایر دوران است.

از سوی دیگر، سرد و گرم شدن بیش از معمول دمای سطح آب دریا خزر، توده پرفشار سیبری را بترتیب قوی‌تر و ضعیف‌تر از میانگین دراز مدت فشار می‌کند؛ بنابراین تغییر دوره دمای سطح آب دریای خزر نمایشگر وضعیت پرفشار سیبری بوده و می‌تواند شاخصی از حرکت عمومی جو در بخشی وسیعی از نیمکره شمالی بخصوص غرب آسیا باشد. در دوره سرد دمای سطح آب دریای خزر؛ زبانه پرفشار سیبری[۲] در جنوب روسیه مستقر می‌شود. استقرار این ناحیه پرفشار در نواحی جنوبی روسیه موجب شده تا هوای سرد سطحی از طریق استان‌های آذربایجان، اردبیل و کردستان به سوی قسمت‌های داخلی ایران نفوذ نماید. در دوره گرم دریای خزر این زبانه ضعیف‌تر شده و نفوذ هوای سرد شمالی به داخل ایران بسیار محدود می‌شود. همچنین تأثیر توده‌های عرض‌های میانی که از اروپای مرکزی و دریای سیاه گذشته و از نواحی شمال‌غرب کشور وارد ایران می‌شوند؛ را نبایستی از نظر دور کرد. این توده، اکثر نواحی شمال ایران(آذربایجان تا خراسان) را پوشش داده و در زمستان بارش‌های نسبتاً خوبی را در کشور باعث می‌شود(علیزاده، ۱۳۸۹).

اندک بارش دوره‌های تابستان و بهار(دوره‌های گرم سال) به دلیل ناپایداری‌های حاصل از توده‌های پرفشار اطلس شمالی است. این توده جریانات سطحی رطوبتی دریای خزر و دریای سیاه را از اروپای غربی وارد ایران شده و باران‌های موسمی اواخر بهار و اوایل تابستان را فراهم می‌آورد.

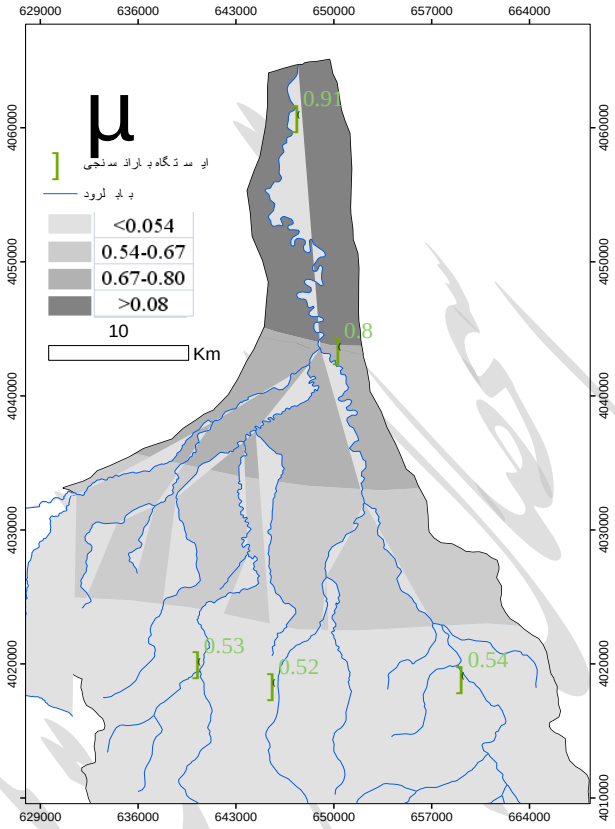
[۲] Ridge



شکل ۵: نقشه های درصد بارندگی در فصول مختلف در حوضه بابلرود(بترتیب بهار ، تابستان، پاییز و زمستان ازراست وبالا)

ضریب تغییرات سالانه بارش، نظم‌پذیری و یا عدم نظم‌پذیری بارش در حوضه را نشان می‌دهد. چنانچه اگر ضریب تغییرات کمتر از ۴۰ درصد باشد رژیم بارش منظم و اگر بالاتر از ۴۰ درصد باشد؛ نشانگر عدم‌نظم‌پذیری بارش است. ضریب تغییرات تمامی ایستگاه‌ها در حوضه بابلرود بیش از ۴۰ است؛ لذا بارش در این حوضه رژیم نامنظم دارد. پهنه‌های ضریب سالانه تغییرات بارش با

روند افزایشی از جنوب به شمال با امتداد افقی تغییر می‌کند؛ به نحویی که در بخش جنوبی، میزان تغییرات کمتر از ۵۳ درصد، ایستگاه میانی ۶۷-۸۰٪ و در میاندشت بیش از ۸۰ ٪ است. بیشترین سطح حوضه بابلرود را پهنه کمتر از ۵۰ درصد در بر می‌گیرد.



شکل ۶: نقشه ضریب تغییرات سالانه بارش در حوضه بابلرود

۵- نتیجه‌گیری

بررسی بارش در ۵ ایستگاه بارانسنجی در حوضه بابلرود نشان داد؛ منشا عمده بارندگی‌های منطقه ورود توده پرفشار سیبری است؛ که ضمن پدیده آدوکسینون و تغذیه رطوبتی از بستر دریای خزر، ریزش‌های عمده پاییزه را تشکیل می‌دهد. رژیم پاییزه بارش تحت تأثیر جبهه نسیم دریا، ورود جریانات سیبری و عبور از پهنه معتدل خزری که پس از اشباع بارش‌هایی را بوجود می‌آورد؛ را اثبات می‌کند. عامل بعدی بارش منطقه، توده‌های مدیترانه‌ای است. بیشترین وکمترین دامنه تغییرات ماهانه بارندگی نیز در دوره سرد سال بترتیب در آبان و بهمن ماه بوده است. با توجه به غالب بودن کشاورزی آبی (برنج) در حوضه بابلرود بهار و تابستان از کمترین بارندگی فصلی برخوردارند لذا در تمامی ایستگاه‌ها، خرداد ماه شاهد کمترین بارش ماهانه هستیم. رژیم نامنظم بارش منطقه، بر اساس ضریب تغییرات درازمدت سالانه بالاتر از ۴۰ درصد، کاملاً مغایر با ضریب تغییرات سالانه بارش ناحیه خزری (۱۸٪)است(رمضانی گورابی و فرهی، ۱۳۸۹)؛ از اینرو ناهنجاری غیر قابل‌قبول محسوب می‌شود.

منابع فارسی

۱) حسنی پاک، علی اصغر، ۱۳۷۷، زمین آمار (ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۸۰.
۲) رمضانی گورابی، بهمن و فرهی، صدیقه، ۱۳۸۹، پهنه‌بندی تغییرات بارندگی در حوضه تالاب انزلی، فصلنامه تخصصی اکوسیستم‌های طبیعی ایران، سال اول، شماره اول، ۹-۱۷.
۳) علیزاده، امین، ۱۳۸۹، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ ۳۰ ام.
۴) قهرودی تالی، منیژه، ۱۳۸۱، ارزیابی درون‌یابی به روش کریجینگ، پژوهشهای جغرافیای شماره ۴۳، ۹۵-۱۰۸.
۵) کمالی، غلامعلی و سرافراز، علی‌اکبر ، ۱۳۷۹، مطالعات بارندگی مشهد، مجله تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۸، ۱۸۵-۱۹۹.
۶) مدنی، حسن، ۱۳۷۷، مبانی زمین آمار، دانشگاه صنعتی امیر کبیر، واحد تفرش، ص ۶۵۹ .
۷) مهندسین مشاور ساز آب شرق، ۱۳۸۹، اطلس بهنگام منابع آب حوزه آبریز رودخانه‌های مازندران و شرق گیلان، جلد اول، بخش هواشناسی.
۸) مهندسین مشاور ساز آب شرق، ۱۳۸۹، اطلس بهنگام منابع آب حوزه آبریز رودخانه‌های مازندران و شرق گیلان، جلد دوم، بخش بررسی‌ها و مطالعات عمومی.
۹) مهندسین مشاور ساز آب شرق، ۱۳۸۹، اطلس بهنگام منابع آب حوزه آبریز رودخانه‌های مازندران و شرق گیلان، جلد سوم، بخش مطالعات آبهای زیرزمینی.

۱۰) Issaks E. H., & Srinivasta R. M., ۱۹۸۹, Applied Geostatistics, Oxford University Press:Oxford.
۱۱) Nazemossadat, M. J. & Shirvani A., ۲۰۰۳, Forecast of Winter Precipatition of South Iran by Persian Golf SEA Surface Temperature, Scientific-Agriculture magazine, ۲۹:pp ۶۵-۷۷.
۱۲) Noel A. C. Cressie, ۱۹۹۱, Statistics for Spatial Data, . Wiley-interscience Publication, A. G. Jornal and CH. J. Huijbergts " Mining Geostatistics", Academic Press.
۱۳) Kilge, R. M. and M. S. Myagkoy. ۱۹۹۲. Changes in the water regime of the Caspian Sea. GeoJ. ۲۷: ۲۹۹-۳۰۷
۱۴) Tabios, G. Q., & Salas J. D., ۱۹۸۵, A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation, Water Resources Bulletin ۲۱:۳۶۵-۳۸۰.