Archive of SID

نقش شرایط توپوگرافی در برآورد گرادیان بارندگی طبقات ارتفاعی مناطق کوهستانی «مطالعه موردی دامنه شمالی البرز مرکزی»

میر امید هادیانی[1]، سعید جهانبخش[2]، مجید رضایی بنفشه[3]، یعقوب دین پژوه[4]

تاریخ دریافت: 90/1/24 تاریخ پذیرش: 90/5/22

چکیده

بدون شک یکی از پارامترهای موثر بر نوع ریزش‌های جوی، سیستم بارندگی و گرادیان بارش، شرایط توپوگرافی حاکم در منطقه می‌باشد. در مناطق شمالی کشور نزدیکی کوه و دریا که در برخی مناطق به کمتر از 10 کیلومتر می‌رسد و همچنین وجود رشته کوه البرز سبب‌شده که انواع سیستم‌های بارندگی در بازه‌های زمانی کوتاه‌مدت به‌شدت وابسته بـه شـرایط توپوگرافی منطقه باشد. در این تحقیق به بررسی اجمالی تاثیر شرایط توپوگرافیک و نقش رشته کوه البرز بر انواع بارش و مقادیر مجموع بارش سالانه منطقه پرداخته و گرادیان بارندگی به تفکیک شرایط توپوگرافیک مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این تحقیق در استان مازندران حاکی از غیریکنواختی تغییرات گرادیان بارش در طبقات ارتفاعی مختلف ژئومورفولوژیکی و عدم وجود گرادیان مشخص در مناطق دشت و تاثیر به‌سزای توپوگرافی کوهستانی بر سیستم بارش و گرادیان بارندگی است.

واژه‌های کلیدی: گرادیان بارندگی، توپوگرافی، البرز مرکزی

1- عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد قائم‌شهر، گروه محیط زیست m.omid hadiani@ gmail.com
2- استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز
3- استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز
4- استادیار گروه آبیاری و زهکشی دانشگاه تبریز

www.SID.ir

Archive of SID

مقدمه

بررسی تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع و تعیین روابط منطقه‌ای گرادیان بارندگی به‌منظور برآورد میزان بارش به‌صورت نقطه‌ای با توجه به تراز ارتفاعی به‌خصوص در مناطق فاقد ایستگاه هواشناسی بسیار حایز اهمیت است. این امر در مطالعات هواشناسی معمولا با اصول پارامتریک صورت می‌پذیرد. انتخاب ایستگاه‌های دارای شرایط همگن محیطی و توپوگرافیک و یکسان بودن طول دوره آماری در طی پایه زمان منتخب از اصول معمول در تعیین گرادیان بارندگی منطقه‌ای محسوب می‌شود. در برآورد گرادیان بارندگی منطقه‌ای به‌خصوص در طرح‌های جامع، تفکیک منطقه به محیط‌های همگن توپوگرافیک و انتخاب تراز یا طبقات ارتفاعی بر مبنای تقسیمات ژئومورفولوژیک در مناطق کوهستانی ضروری به‌نظر می‌رسد. این موضوع در بسیاری از طرح-های مطالعاتی و تحقیقاتی مد نظر قرار نگرفته و سعی در ارائه یک معادله رگرسیونی خطی ساده برای گرادیان بارندگی منطقه می‌شود.

در مطالعات منطقه‌ای شرکت مهندسین مشاور جاماب (1372)، روابط منطقه‌ای بارندگی سالانه (P) با ارتفاع (Z) به شرح موارد ذیل ارائه شده‌است:

حوضه ساحلی با ارتفاع کمتر از 1000 متر

$$P = 238.1 + 0.189Z$$

حوضه ساحلی با ارتفاع بیش از 1000 متر

$$P = 1015.4 - 0.472Z$$

در کل حوضه ساحلی

$$P = 972.6 - 0.99Z$$

در تحقیق رضایی و همکاران (1384)، با تحلیل بارندگی‌های یک‌روزه 262 آبنمود منتج از بارندگی در سه زیرحوضه از حوضه آبخیز سد سفیدرود و از 38 ایستگاه هواشناسی پراکنده در سطح آنها و بررسی رابطه همبستگی بین بارندگی روزانه و دبی اوج هر آبنمود نظیر، بیانگر وجود رابطه معنی‌دار در سطح خطای یک درصد بوده و نتیجه گرفتند که واردکردن عامل ارتفاع از سطح دریا به‌عنوان یک متغیر برای ایجاد مدل ریاضی بارندگی‌های کوتاه‌مدت در رابطه با بارندگی‌های 24 ساعته برای تولید مدل های برآورد دبی اوج در حوضه‌های فاقد ایستگاه آب‌سنجی می‌تواند مفید باشد.

حجام و همکاران (1387)، در تحقیق تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوضه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری من- کندال و Sen's Estimator به بررسی روند تغییرات بارندگی-های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوضه مرکزی ایران پرداختند. نتایج به‌دست آمده از این تحقیق نشان‌دهنده وجود روند کاهشی و معنی‌دار توسط هر دو آزمون بکارگرفته شده در برخی از سری‌های زمانی مورد مطالعه بود ولی هیچ روند افزایشی و معنی‌داری بصورت توام توسط دو آزمون بکار گرفته‌شده مورد تایید قرار نگرفت. رضیئی و همکاران (1386)، در تحقیق بررسی توزیع مکانی بارندگی فصلی و سالانه در غرب ایران، چگونگی توزیع بارندگی در طی سال با استفاده از نمایه تمرکز بارندگی محاسبه و تفاوت‌های مکانی بررسی گردید. نتیجه این

www.SID.ir

Archive of SID

پژوهش نشان‌داد که توزیع بارندگی در طی سال در منطقه تابع عرض‌جغرافیایی است و پراکنش بارندگی در طی سال در نیمه شمالی منطقه نسبت به نیمه جنوبی آن از نظم بیشتری برخورداراست.

ثقفیان و همکاران (1384)، در تحقیق مقایسه روش‌های درون‌یابی و برون‌یابی برای برآورد توزیع مکانی مقدار بارندگی سالانه، یکی از مراحل اصلی در مطالعات منابع آب برآورد توزیع مکانی بارندگی در مقیاس‌های زمانی متفاوت می‌باشد. هرنوع کاستی در انتخاب روش مناسب برآورد تغییرات مکانی بارندگی می‌تواند از عوامل مهم ایجاد خطا در به‌کارگیری مدل‌های بارش-رواناب در مراحل پیش بینی و طراحی باشد. به‌علاوه در مطالعات بیلان آب، کاهش عدم قطعیت در برآورد توزیع مکانی بارندگی اهمیت فراوانی دارد. در این تحقیق، قابلیت چند روش میان‌یابی شامل میانگین متحرک وزنی TPSS و کریجینگ برای برآورد توزیع مکانی بارندگی ماهانه و سالانه جنوب غرب ایران بررسی شد. مقایسه روش‌های مختلف برای برآورد بارندگی سالانه نشان می‌دهد که هر چند روش TPSS نسبتا دارای خطای کمتری می‌باشد، ولی روش کوکریجینگ تغییرات مکانی بارندگی در منطقه را بهتر نشان می‌دهد و با توپوگرافی منطقه هماهنگی بیشتری دارد.

روگنوالدسن و همکاران[1] (2008)، باتوجه به یک مدل ریاضی پیشنهادی مبتنی بر داده‌های توپوگرافیک متوسط شیب، امتداد، ارتفاع و انحراف‌معیار ارتفاع در محدوده شعاع 5 کیلومتری یک نقطه و مشخصات مختصات جغرافیای نقاط در سیستم لامبرت به برآورد گرادیان بارندگی پرداختند. بنیچو و برتون[2] و (1987)، وتلینگ و همکاران[3] (2000)، به تاثیر توپوگرافی در تهیه نقشه‌های هم‌بارش تاکید بسیاری نمودند. کد و نان[4] (2003) و کونکر[5] (2005)، نیز معتقدند استفاده از مدل‌های رگرسیونی بهترین روش بررسی ریاضی روند تغییرات توزیع بارندگی است.

در این تحقیق به تحلیل داده‌های بارندگی سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران‌سنجی استان مازندران در طول دوره پایه 35 ساله (1350 لغایت 1385) پرداخته و با تفکیک دامنه شمالی البرز مرکزی به طبقات ارتفاعی مبتنی بر تقسیم‌بندی ژئومورفولوژیک و متوسط شیب دامنه‌ها، گرادیان بارندگی برآورد و نتایج حاصل با گرادیان کلی منطقه مورد مقایسه قرار گرفته‌است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شامل محدوده استان مازندران در مختصات جغرافیایی 36 و 35 تا 19 و37 درجه عرض شمالی و 48 و 49 تا 41 و 54 درجه طول شرقی است. مساحت محدوده مورد مطالعه (حوضه‌های آبخیز شمالی البرز مرکزی، محدوده استان مازندران)، 28463 کیلومترمربع است که حدود 22972 کیلومتر مربع آن را مناطق

[1] Rognvaldsson et al.

[2] Benichou and Benichou
[3] Wotling et al.
[4] Cade and Noon
[5] Koenker

www.SID.ir

Archive of SID

کوهستانی و 6491 کیلومترمربع دیگر را کوهپایه و دشت تشکیل می‌دهد. حداکثر ارتفاع این محدوده 5670 متر و حداقل ارتفاع آن 26- متر از سطح مبنا ثبت شده‌است. عرض بخش کوهستانی در مناطق مرکزی حدود 100 کیلومتر و در مناطق شرقی تا 60 کیلومتر بوده و عموماً تا ارتفاع 2000 متری پوشیده از جنگل است. بخش مسطح و کم شیب حوضه در امتداد دریای خزر قرار داشته و عرض آن در مناطق غربی حداکثر 20 کیلومتر و در بخش شرقی تا 50 کیلومتر می‌رسد. در این تحقیق دامنه شمالی البرز به چهار طبقه ارتفاعی مبتنی بر تقسیمات ژئومورفولوژیک (احمدی، 1385) و شیب متوسط به شرح زیر تقسیم گردید:

طبقه اول: ارتفاع کمتر از 100 متر در محدوده دشت با شیب متوسط کمتر از 12 درصد.

طبقه دوم: ارتفاع بین 100 تا 500 متری در محدوده کوهپایه و شیب متوسط بین 15 تا 30 درصد

طبقه سوم: ارتفاع بین 500 تا 1000 متری در محدوده کوهستان با شیب متوسط بین 20 تا 40 درصد

طبقه چهارم: ارتفاع بیش از 1000 متری در محدوده کوهستان مرتفع و شیب متوسط بیش از 30 درصد

بررسی آمار و اطلاعات

بررسی وضعّیت ایستگاه‌ها: مطالعات بر مبنای یک دوره‌ی آماری 35 ساله از سال 1350 تا 1385 داده‌های بارندگی متوسط سالانه در 10 ایستگاه سینوپتیک، 8 ایستگاه کلیماتولوژی و 52 ایستگاه باران‌سنجی که دارای آمار طولانی مدت قابل اطمینان بوده و از لحاظ تجهیزات، شرایط استاندارد ایستگاه و آمار برداری دارای کیفیت خوب یا عالی بودند صورت گرفته‌است.

جدول شماره 1- توزیع تعداد ایستگاه در طبقات ارتفاعی مختلف

طبقه ارتفاعی	کمتر از 100 متر	100 تا 500 متر	500 تا 1000 متر	بیش از 1000 متر
تعداد ایستگاه سینوپتیک	6	0	0	3
تعداد ایستگاه کلیماتولوژی	5	0	0	3
تعداد ایستگاه باران سنجی	27	8	5	10

بررسی و کنترل آمار و اطلاعات: در این رابطه اولاً سعی گردید تنها از داده‌هایی که کیفت بالایی داشته و به صحت آنها اطمینان کامل وجود داشت، استفاده‌شود. ثانیاً داده‌های هر ایستگاه با آمار هم‌زمان سایر ایستگاه‌ها که از نظر محیطی با آن یکسان بودند مورد مقایسه و ارزیابی قرارگرفت تا موارد مشکوک حذف گردد.

www.SID.ir

Archive of SID

بازسازی نواقص آماری: با توجه به ماتریس همبستگی بین ایستگاه‌های مبنا و روابط رگرسیونی و تجزیه‌واریانس رگرسیون به انتخاب بهترین ایستگاه مورد بازسازی اقدام و نقص آماری در داده‌های سالانه برطرف گردید. کنترل و آزمون ضریب رگرسیون و همبستگی نیز به کمک جدول فیشر و آزمون t استیودنت در سطوح معنی‌دار یک و پنج درصد انجام گرفت. نقص آماری داده‌های ماهانه بر مبنای درصد توزیع پارامتر در طول دوره‌ی آماری بلند مدت از روی داده‌های سالانه بازسازی شده رفع گردید.

مدل سازی گرادیان باندگی

گرادیان بارندگی به تفکیک هر یک از طبقات ارتفاعی به کمک نرم‌افزار CurveExpert بر مبنای برازش داده‌ها با مدل-های مختلف ریاضی و رسم بهترین منحنی برازش یافته مدل‌سازی گردید. براساس مقادیر P_{Value} معادلات حاصله معنی‌داری و با مقایسه میزان اشتباه استاندارد و ضریب‌همبستگی و مقدار R^2 محاسبات انجام شده، بهترین معادله پیشنهاد شده‌است.

نتایج

نتایج حاصل از مدل‌سازی گرادیان بارندگی در چهار طبقه ارتفاعی منتخب دامنه شمالی البرز مرکزی به شرح معادلات زیر است. مشخصات آماری این معادلات نیز در جدول شماره 2 ارایه شده‌است.

گرادیان بارندگی تراز کمتر از 100 متر (دشت):

$$P = 972.4 - 120.8Cos(0.49H + 1.53) \quad (1)$$

گرادیان بارندگی تراز 100 تا 500 متر (کوهپایه):

$$P = 1150 - 2.84H + 0.008H^2 \quad (2)$$

گرادیان بارندگی تراز 500 تا 1000 متر (کوهستان):

$$P = 7016.4 - 19.2H + 0.014H^2 \quad (3)$$

گرادیان بارندگی تراز بیش از 1000 متر (کوهستان مرتفع):

$$P = 3444 - 5.23H + 0.003H^2 - (5\times10^{-7})H^3 \quad (4)$$

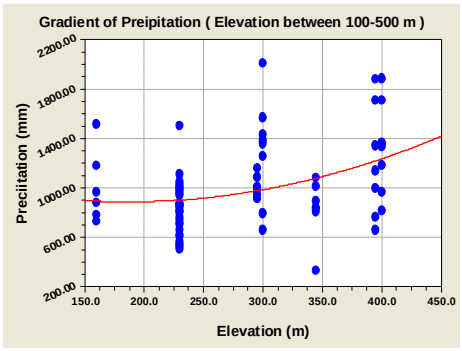
در معادلات فوق، P مقدار متوسط بارندگی سالانه به میلی‌متر و H مقدار ارتفاع نقاط از سطح مبنا به متر بوده و گرادیان بارندگی تراز بیش از 1000 متری تنها تا ارتفاع 2500 صادق است. به دلیل عدم وجود ایستگاه هواشناسی در ترازهای بیش از 2500 متری امکان برآورد گرادیان بارندگی در این ترازهای ارتفاعی وجود نداشت.

www.SID.ir

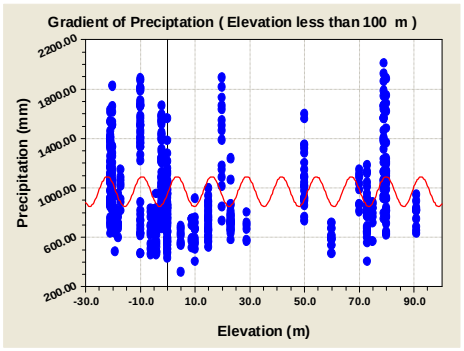
Archive of SID

جدول 2– مشخصات آماری معادلات گرادیان بارندگی طبقات ارتفاعی

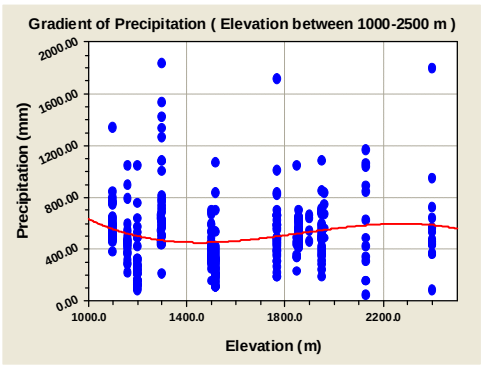
طبقه ارتفاعی	نوع معادله	P_{value}	انحراف استاندارد	ضریب همبستگی	ضریب تبیین
کمتر از 100 متر	Sinusoidal	0/003	329/4	0/27	0/074
100 تا 500 متر	Quadratic	0/0001	308/4	0/498	0/248
500 تا 1000 متر	Quadratic	0/0001	309/3	0/229	0/052
1000 تا 2500 متر	Polynomial	0/004	265/7	0/158	0/024



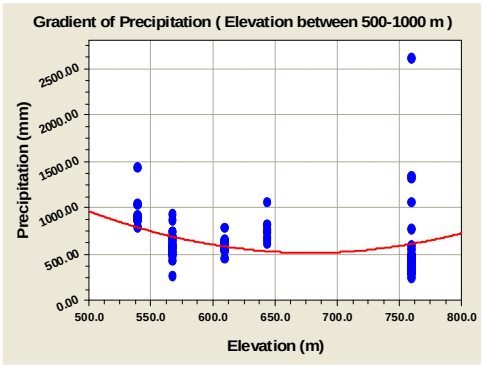
ب



الف



د



ج

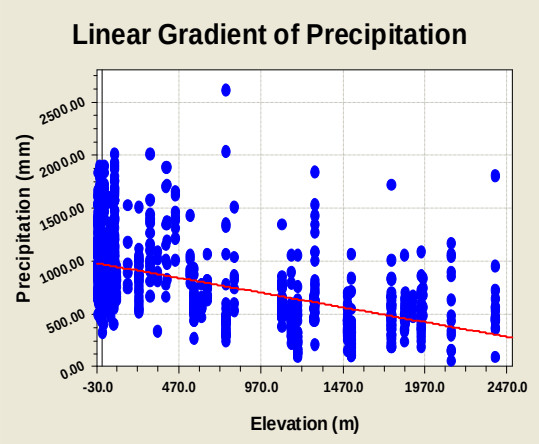
شکل شماره 1- نمودار گرادیان بارندگی (الف): تراز کمتر از 100 متر، (ب): تراز 100 تا 500 متر، (ج): تراز 500 تا 1000 متر، (د): تراز بیش از 1000 متر

این درحالی است که معادله رگرسیون خطی گرادیان بارندگی دامنه شمالی البرز بدون توجه به تفکیک محیطهای همگن توپوگرافیک (از نظر شیب، ارتفاع و تقسیمات ژئومورفولوژیک)، با ضریب تبیین 0/26 نشان دهنده یک گرادیان منفی با معادله شماره 5 بوده که در آن P متوسط بارندگی سالانه به میلی‌متر و H ارتفاع نقاط به متر است.

$$P = 969.26 - 0.28H \qquad (5)$$

www.SID.ir

Archive of SID



شکل شماره 2- نمودار گرادیان خطی بارندگی دامنه شمالی البرز مرکزی

بحث و نتیجه گیری

بررسی گرادیان عمومی منطقه به صورت خطی نشان‌دهنده افت بارندگی به‌ازای افزایش ارتفاع خواهد بود. چنین نتیجه‌گیری تنها یک تحلیل یک جانبه بوده و مبتنی بر شرایط توپوگرافی، اقلیمی و سینوپتیک منطقه نیست. بلکه تنها یک نتیجه آماری به‌حساب می‌آید. با وجود آن‌که میانگین بارندگی در منطقه دشت (977/5 میلی‌متر سالانه) بیش از میانگین بارش در مناطق کوهپایه و کوهستانی (به ترتیب 667 و 509/5 میلی‌متر سالانه) است، اما نمی‌توان از نظر مدل منطقه‌ای ادعا کرد که که در کل دامنه شمالی البرز در محدوده مطالعاتی گرادیان بارندگی منفی است.

تحلیل بر مبنای طبقات ارتفاعی در نظر گرفته شده در این تحقیق به همراه شرایط اقلیمی و سینوپتیکی حاکم بر منطقه نشان می‌دهد که اصولا در منطقه دشت مازندران رابطه حاکم بر گرادیان بارندگی یک مدل سینوسی است. این مدل نشان می‌دهد، همان‌گونه که بسیاری از محققین نیز به آن اشاره نموده‌اند، در این ناحیه یک گرادیان منظم از تغییرات بارندگی نمی‌توان یافت. به عبارت دیگر تغییرات بارندگی از تغییرات ارتفاع به طور منظم تبعیت نمی‌کند. باید توجه داشت که سیستم‌های سینوپتیکی حاکم بر منطقه و شرایط توپوگرافی و فاصله دریاچه خزر تا رشته‌کوه البرز سبب شده‌است که سیستم بارندگی‌های منطقه دشت معمولا به صورت کنوکسیونی و جبهه‌ای بوده و مجموع ریزش جوی سالانه آنها بیش از سایر نقاط اتفاق بیافتد. همچنین باریک بودن عرض جلگه‌ی غربی نسبت به جلگه‌ی شرقی از یک سو و جهت غالب حرکت توده‌های بارش‌زا باعث می‌شود در تراز دشت، میزان بارندگی از غرب به شرق کاهش یابد.

این درحالی است که در تراز 100 تا 500 متری (کوهپایه)، رابطه میزان بارندگی با تغییرات ارتفاع دارای گرادیان مثبت بوده و معادله حاکم از مدل Quadratic درجه دو تبعیت نماید. در واقع با ورود به کوهپایه به تدریج بین تغییرات ارتفاع که محسوس‌تر از دشت می‌شود و مقادیر بارندگی گرادیان معنی‌داری شکل می‌گیرد. متوسط بارندگی این منطقه در مجموع بیش از منطقه دشت است.

تراز ارتفاعی 500 تا 1000 متری (کوهستان)، گرادیان بارندگی از نوع مدل Quadratic درجه دو است. اما بررسی تغییرات بارندگی نسبت به ارتفاع نشان می‌دهد تا ارتفاع حدود 700 متری

www.SID.ir

Archive of SID

بین مقدار بارندگی و ارتفاع گرادیان منفی و از 700 تا 1000 متری مجدد گرادیان مثبت می‌شود. شاید به‌توان ادعا کرد تراز ارتفاعی 500 تا 700 متری منطقه تغییر سیستم بارندگی است. به‌عبارت دیگر منطقه غلبه تدریجی سیستم بارش اوروگرافیک به بارش‌های جبهه‌ای و کنوکسیونی می‌باشد.

در بارش‌های اوروگرافیک دامنه شمالی البرز، با افزایش ارتفاع تا آن‌جا که توده هوا دارای رطوبت باشد بر میزان بارندگی افزوده می‌شود. نمودار تغییرات بارندگی در مناطق کوهستانی مرتفع نمایانگر آن است که روند صعودی بارش نسبت به ارتفاع تا ارتفاع 2500 متری مشهود است ولی به‌نظر می‌رسد از ارتفاع حدود 2000 تا 2500 روند افت بارش در حال شروع شدن باشد. معادله به‌دست آمده برای طبقه کوهستان مرتفع تنها تا ارتفاع 2500 متری قابل تعمیم است. چرا که در منطقه مطالعاتی در تراز ارتفاعی بیش از 2500 متر ایستگاه هواشناسی فعال دارای آمار طولانی مدت وجود ندارد. اما شواهد اکولوژیک منطقه از جمله تراکم و نوع پوشش گیاهی منطقه حاکی از تغییرات بارندگی است. در تراز بیش از 3000 متری ضمن تغییر در تراکم پوشش جنگلی به‌تدریج تیپ پوششی از درخت به درختچه و در تراز بیش از 3500 متر به مرتع تبدیل می‌شود. این خود نمودی از کاهش میزان بارندگی است. در واقع سیستم حرکت توده هوا اوروگرافیک بوده ولی در این مناطق میزان رطوبت توده هوا افت کرده و ضمن کاهش میزان بارندگی، به دلیل افت متوسط درجه‌حرارت منطقه‌ای نوع بارندگی نیز تغییر یافته و بارش برف غلبه می‌یابد.

قابل توجه این‌که با وجود مقادیر کم ضریب تبیین که بسیاری از کارشناسان را به پیشنهاد عدم استفاده از این روابط مجاب می‌نماید، باید توجه داشت که معادلات حاصله با عنایت به مقادیر P_{value} و مقایسه F محاسباتی و جدول در آنالیز واریانس معادلات حاصله معنی‌دار بوده و نمود خوبی از تغییرات موجود محیطی دارند. تغییرات گرادیان به‌دست‌آمده از این معادلات با شرایط سینوپتیکی، اقلیمی، توپوگرافی و حتی اکولوژیک منطقه تطبیق مناسبی داشته است.

افت‌وخیز مقادیر بارندگی و روند تغییرات موجود در گرادیان بارش نسبت به ترازهای مختلف ارتفاعی حاکی از وجود یک مدل ریاضی سینوسی در رابطه بارندگی- ارتفاع است. به عبارت دیگر حتی اگر بخواهیم کل منطقه را با یک معادله ریاضی مورد بررسی قرار دهیم، آن معادله الزاما یک معادله خطی رگرسیونی نخواهد بود. در این تحقیق نتیجه شده‌است که معادله کلی حاکم بر کل منطقه ی مدل سینوسی به شرح رابطه شماره شش است که دارای انحراف-استاندارد 326، ضریب‌رگرسیون 54/7 درصد و ضریب‌تبیین 0/30 می‌باشد. این معادله با P_{value} حدود 0/0002 نیز معنی‌دار است. در این رابطه نیز P متوسط بارندگی سالانه به میلی‌متر و H ارتفاع نقاط بر حسب متر است.

$$P = 717.52 + 268Cos(0.002H + 0.16) \quad (6)$$

www.SID.ir

Archive of SID

در انتها، شش ایستگاه هواشناسی در ترازهای ارتفاعی مختلف به عنوان ایستگاه‌های شاهد انتخاب شدند و با استفاده از معادلات حاصله، به کمک ارتفاع این ایستگاه‌ها، مقدار بارندگی متوسط سالانه برآورد و با مقادیر واقعی مقایسه گردید. نتایج حاصله استفاده از معادلات منطقه‌ای به‌تناسب محیط‌های همگن توپوگرافیک را در اولویت قرارداده و پس از آن در صورت لزوم ارایه یک معادله کلی برای طرح‌های منطقه‌ای با چنین وسعتی باید به کمک تطبیق داده‌ها با مدل-های مختلف ریاضی، بهترین معادله حاکم بر داده‌های منطقه را پیدا نمود. به‌این ترتیب الزاما رگرسیون خطی بهترین مدل منطقه‌ای نخواهد بود.

جدول 3 – مقادیر بارندگی محاسباتی به کمک مدل‌های پیشنهادی در ترازهای ارتفاعی شاهد

ارتفاع ایستگاه شاهد	متوسط بارندگی ثبت شده	برآورد بر مبنای معادله منطقه‌ای در هر طبقه ارتفاعی	برآورد بر مبنای مدل ریاضی عمومی حاکم بر منطقه	برآورد بر مبنای رگرسیون خطی
-10	1287/4	1090/1	982/9	972/1
73	818/3	861/1	973/1	948/8
230	834/5	920	935/6	904/8
760	608/8	510/8	688/3	756/4
1100	604/3	655	527/3	661/2
2400	581	620	783/2	297/2
مجموع مربع اختلاف با مقادیر ثبت شده	-	61766	180062	226982

www.SID.ir

Archive of SID

منابع

1- احمدی، ح. 1385. ژئومورفولوژی کاربردی، جلد اول، فرسایش آبی، انتشارات دانشگاه تهران.

2- ثقفیان، ب. رحیمی بندرآبادی، س. طاهری شهرآیینی، ح. غیومیان، ج. 1384. اثر تراکم ایستگاه و تفکیک پذیری منطقه‌ای در براورد توزیع مکانی بارندگی روزانه (مطالعه موردی بر روی بارندگی جنوب غرب ایران)، استقلال، 24 (جلد اول)(1):59-75.

3- ثقفیان، ب. رحیمی بندرآبادی، س. 1384. مقایسه روش‌های درونیابی و برونیابی برای برآورد توزیع مکانی مقدار بارندگی سالانه ، تحقیقات منابع آب ایران، 1 (2): 74-84.

4- حجام، س. خوش‌خو، ی. شمس الدین وندی، ر. 1387. تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری، پژوهش‌های جغرافیایی،40 (64):157-168.

5- رضایی، ع. مهدوی، م. لوکس، ک. فیض نیا، س. مهدیان، م.ح. 1384. اثر ارتفاع بر بارندگی‌های یک روزه سیل زا برای برآورد دبی اوج در حوزه آبخیز سد سفید رود، مجله منابع طبیعی ایران، 58(2):275-287

6- رضیبی، ط. کارآراسته، د. ثقفیان، ب. 1386، بررسی الگوی زمانی و مکانی خشکسالی‌های هواشناسی در استان سیستان و بلوچستان، مجله علمی کشاورزی،30(1):85-99.

7- شرکت مهندسین مشاور جاماب، 1372. طرح جامع آب کشور ناحیه دریای خزر.

8- مهدی نیا، ت. عادل، س. اجتهادی، ح. 1385. بررسی همبستگی متغیرهای فیزیوگرافی و بارندگی با جوامع گیاهی موجود در حوزه آبخیز بابل‌رود، استان مازندران با استفاده از سیستم های اطلاعات جغرافیایی، علوم کشاورزی و منابع طبیعی، 13 (1) : 99-107.

9. Allamano P., P. Claps, F. Laio, C. Thea, 2009. A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation, Physics and Chemistry of the Earth 34, 635–641.

10. Bordi, I., Sutera, A., 2001. Fifty years of precipitation: some spatially remote teleconnections. Water Resources Management 15, 247–280.

11. Brooks, K.N., P. Folliott, H. Gregersen F.DeBano,2003.Hydrology and the Management of Watersheds. Iowa State University Press

12. Cade, B.S., Noon, B.R., 2003. A gentle introduction to quantile regression for ecologists. Fronties in Ecology and Environment 1, 412-420.

13. Chow, V.T.,1988.Applied Hydrology, Mc.Graw Hill Book Co. New York.

14. Chrysoulakis, N., M. Proedrou and C. Cartalis, 2003. Variations and trends in annual and seasonal means of precipitable water in Greece as deduced from radiosonde measurements, Tech. rep., Institute of Applied Mathematics, University of Athens.

15. Dettinger M.D., D.R. Cayan and D.V. Meko,1998. North–south precipitation patterns in western North America on interannual-to-decadal timescales, *J. Climate* 11 (1998), pp. 3095–3111.

16. Fan Ze-Xin, Achim Brauning, Kun-Fang Cao, Shi-Dan Zhu, 2009. Growth–climate responses of high-elevation conifers in the central Hengduan Mountains, southwestern

www.SID.ir

Archive of SID

China, Forest Ecology and Management 258, 306–313.

17. Hongqing Wang, Charles A.S. Hall, Frederick N. Scatena, Ned Fetcher, Wei Wu, 2003.Modeling the spatial and temporal variability in climate and primary productivity across the Luquillo Mountains, Puerto Rico, Forest Ecology and Management 179, 69–94.

18. Linsley R. ,1982.Hydrology for Engineers.Mc. Graw Hill Book Co,New York.

19. Lloyd C.D., 2005. Assessing the effect of integrating elevation data into the estimation of monthly precipitation in Great Britain, Journal of Hydrology 308 ,128–150.

20. Ólafsson Haraldur , Teitur Arason, 2007. Long-Term Variability in the Observed Orographic Precipitation Gradients in Iceland.

21. Rögnvaldsson, Ólafur; Crochet, Philippe; Ólafsson, Haraldur, 2008.Mapping of precipitation in Iceland using numerical simulations and statistical modeling, Meteorologische Zeitschrift, Volume 13, Number 3, pp. 209-219(11).

22. Shu Yong, Xiahong Feng, Carey Gazis, Doug Anderson, Anthony M. Faiia, Kuilian Tang and Gregory J. Ettl, 2005. Relative humidity recorded in tree rings: A study along a precipitation gradient in the Olympic Mountains, Washington, USA, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 69, No. 4, pp. 791–799.

23. Sickles Joseph E., Jeffrey W. Grimm, 2003. Wet deposition from clouds and precipitation in three high-elevation regions of the Eastern United States, Atmospheric Environment 37, 277–288.

www.SID.ir