

نقاط، صورت گرفت. تحلیل آماری داده‌ها نشان داد ۶۷٪ تغییرات عمق برف تحت تأثیر عوامل ارتفاع، جهت شیب شمالی-جنوبی و نمایه بادپناهی از طریق روش معادله همبستگی خطی در فاصله اطمینان ۹۵٪ مدل گردید. اما زاویه شیب رابطه معنی‌داری در فاصله اطمینان مذکور با عمق برف نداشت. از طرفی نتیجه‌های کاربرد کریجینگ معمولی در اطلاعات فوق، نشان داد که ۶۲٪ تغییرات عمق برف با این روش مدل گردید. مقایسه توانایی‌های دو مدل (۶۷٪ تغییرات عمق برف با ۶۲٪ آن)، حاکی از برتری به طور نسبی کم معادله همبستگی خطی نسبت به کریجینگ معمولی بود. لیکن کریجینگ معمولی به خاطر قابلیت بیشتر آن نسبت به معادله همبستگی خطی در نشان دادن تغییرات تدریجی‌تر عمق برف در نقشه توزیع مکانی آن، از برتری بیشتری برخوردار بود.

واژه‌های کلیدی: توزیع مکانی عمق برف، معادله همبستگی خطی، کریجینگ، عوامل توپوگرافی، کارون شمالی، صمصامی

مقدمه

الگو و ساختار تغییرات مکانی عمق برف از الزام‌های پهنه‌بندی برف به شمار می‌آید [۹ و ۱۴]. به طور اصولی دستیابی به تغییرات مکانی برف از طریق اطلاعات مشاهده‌ای و نقطه‌ای که در مقیاسی فشرده صورت می‌گیرد، امکان‌پذیر می‌باشد [۱۱]. لیکن دسترسی به اطلاعات مزبور، به دلیل محدودیت‌های ناشی از پشتیبانی و خطرات آن، امکان‌پذیر نمی‌باشد [۱۲]. بنابراین یکی از راه‌حل‌های موجود در این خصوص، داشتن تعداد محدودی اطلاعات نقطه‌ای و استفاده از روش‌های درون‌یابی برای برآورد عمق برف در نقاطی که فاقد آمار مشاهده‌ای هستند، می‌باشد [۷]. در اینگونه روش‌ها عمق برف یا به واسطه رابطه‌ای که با عوامل توپوگرافی دارد و

ارزیابی دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی به منظور برآورد توزیع مکانی عمق برف در حوزه آبخیز صمصامی

محمد رضا شریفی^۱، علی محمد آخوندعلی^۲، جهانگیر پرهت^۳
و جهانگرد محمدی^۴

چکیده

توزیع مکانی ذخایر برفی، به منظور برآورد هرچه دقیقتر رواناب حاصل از آنها، از اهمیت خاصی در آب‌شناختی برف برخوردار است. دستیابی به توزیع مکانی عمق برف می‌بایست از راه اطلاعات مشاهده‌ای و در مقیاسی فشرده، صورت گیرد. لیکن بدلیل محدودیت‌های عملی، جمع‌آوری اطلاعات، به ویژه در مقیاس مذکور، دشوار و گاهی غیرممکن می‌باشد. استفاده از روشهایی که بتوانند عمق برف را در نقاط فاقد اندازه‌گیری، برآورد نمایند و نیز بررسی دامنه کاربرد آنها در این خصوص، امری ضروری است. برای این منظور در این پژوهش در محدوده‌ای به مساحت ۵/۲ کیلومتر مربع از حوزه کوچک صمصامی از سرشاخه‌های کارون شمالی و با بهره‌گیری از ۲۵۸ نقطه اندازه‌گیری شده عمق برف، دو روش معادله همبستگی خطی چندگانه و کریجینگ معمولی مورد ارزیابی و سپس مقایسه قرار گرفتند. ارزیابی مزبور از طریق مقایسه مقادیر برآورد شده توسط هریک از دو مدل توسعه یافته بر اساس ۲۰۸ نقطه مشاهده‌ای در ۵۰ نقطه ارزیابی با مقادیر مشاهده‌ای در این

۱- دانشجوی دکترای هیدرولوژی، دانشکده علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- استادیار دانشکده علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز

۳- استادیار مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری کشور

۴- دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه شهرکرد

یا با اتکاء به ویژه گی ساختار تغییرات مکانی، مدل می‌شود. در حالت نخست مدل کردن عمق برف از طریق روابط معادله‌های همبستگی چندگانه با ترکیب خطی عوامل [۱۲، ۱۵، ۲۱] و یا ترکیب غیرخطی آنها صورت می‌گیرد [۱۳ و ۱۶]. در حالت دوم مدل شدن عمق برف از طریق روش‌های زمین‌آماری انجام می‌شود [۱۰ و ۱۷].

Erleben و همکاران از دو روش کریجینگ و معادله همبستگی خطی برای برآورد عمق برف در حوزه‌ای واقع در کلرادو به مساحت ۱ کیلومتر مربع و ارتفاع متوسط ۲۹۵۳ متر استفاده کردند [۱۵]. نتایج نشان داد که روش کریجینگ در مقایسه با روش معادله همبستگی خطی، از مزیت بیشتری برخوردار است به طوری که روش کریجینگ معمولی توانست ۱۹ درصد از تغییرات موجود در مشاهدات عمق برف را مدل نماید. حال آن که این مقدار در روش معادله همبستگی خطی فقط ۶/۸ درصد به دست آمد. هم‌چنین مقدار خطای مطلق برآورد نسبت به میانگین عمق برف در روش کریجینگ ۱۲ درصد و در روش معادله همبستگی خطی ۱۴ درصد بود. قابل ذکر است که آنها در دو حوزه دیگر که دارای پوشش جنگلی بودند، نتیجه معکوسی در مقایسه با نتیجه مذکور به دست آوردند [۱۵].

Marchand و Killingtveit برای برآورد عمق برف از روش معادله همبستگی خطی با ترکیب‌های خطی و غیرخطی از عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، جهت شیب، زاویه شیب و شکل انحناء سطح زمین در سطوحی نزدیک به ۲۶ کیلومتر مربع استفاده کردند [۲۱]. آنها در سطوح غیر جنگلی توانستند مقدار ۱۵/۶ درصد از تغییرات مربوط به مشاهدات عمق برف را با ترکیب خطی و حداکثر ۲۰/۱ درصد از تغییرات مزبور را توسط ترکیب غیرخطی از عوامل توپوگرافی مدل نمایند. Molotch و همکاران نیز از روش کریجینگ معمولی برای برآورد عمق برف در حوزه‌ای به مساحت ۱۹/۱ کیلومتر مربع واقع در نوادای کالیفرنیا استفاده کردند [۲۳]. نتایج آنها برای ماه آپریل با میانگین عمق برف ۲۵۵ سانتی‌متر نشان داد که روش مزبور، ۳۷ درصد از تغییرات موجود در مشاهدات را مدل کرده است. مقدار خطای مطلق برآورد آنها نسبت به

میانگین عمق برف در مشاهدات، برابر با ۲۴ درصد بدست آمد.

Erickson و همکاران به منظور مدل کردن تأثیر عوامل توپوگرافی روی عمق برف از روش معادله همبستگی خطی استفاده کردند [۱۶]. نتایج آنها نشان داد هنگامی که علاوه بر استفاده از ترکیب خطی عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، زاویه شیب، تابش و نمایه بادپناهی، از اثرات متقابل آنها به صورت ترکیب‌های غیرخطی نیز استفاده شود، توانایی بیشتری در مدل کردن روند موجود در مشاهدات، ایجاد می‌شود.

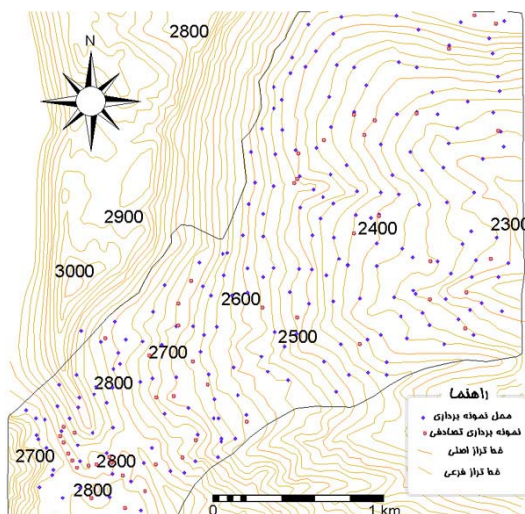
به این ترتیب در استفاده از یک روش معین، مثلاً معادله همبستگی، در مطالعات مختلف، نتایج متفاوتی به چشم می‌خورد. ضمن اینکه مزیت نسبی به کارگیری روش‌ها در مکان‌های مختلف، با یکدیگر فرق می‌کند. هرچند اقلیم می‌تواند به عنوان یک عامل تأثیرگذار مورد توجه قرار گیرد، لیکن در همه شرایط مقادیر مشاهده‌ای آن در دسترس نیست. لذا بررسی روش‌های توزیع مکانی در شرایط مختلف آب و هوایی هنوز به عنوان موضوع مهم در پژوهش‌های روز دنیا، مورد نظر پژوهشگران می‌باشد. این پژوهش با هدف بررسی و مقایسه عملکرد دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی در یک منطقه برفی به وسعت ۵/۲ کیلومتر مربع واقع در سرشاخه‌های کارون شمالی و مقایسه کارایی روش‌های مذکور در برخی از مناطق جهان که مورد استفاده قرار گرفته‌اند، صورت گرفته است.

مواد و روش‌ها

۱- محدوده مورد مطالعه

گردنه‌ی چری از بخش بازفت در ۶۵ کیلومتری جنوب غربی شهرکرد واقع در زیر حوزه دزداران از حوزه دو آب صمصامی و از سرشاخه‌های کارون علیا می‌باشد (شکل ۱). این محدوده در حد فاصل طولهای "۲۳°۱۰'۵۰" تا "۱۶°۱۲'۵۰" شرقی و عرض‌های "۳۱°۱۱'۵۰" تا "۹°۳۲'۳۲" شمالی واقع گردیده است. مساحت محدوده مورد مطالعه ۵/۲ کیلومتر مربع بوده و فاقد هرگونه پوشش جنگلی است. ارتفاع محدوده از ۲۲۸۷ متر تا ۲۹۱۳ متر از سطح دریا با شیب‌هایی به مقدار ۳/۷۸ تا ۴۷/۸۶ درجه و میانگین ۱۹ درجه، تغییر می‌کند. امتداد

شدند. به دین ترتیب در جمع تعداد ۲۵۸ نقطه که موقعیت آنها در شکل (۲) نشان داده شده است، مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند.



شکل (۲) : موقعیت نقاط اندازه‌گیری عمق برف در محدوده مورد مطالعه

به منظور استخراج لایه‌های اطلاعاتی مربوط به طبقات ارتفاعی، زاویه شیب و جهت شیب، مدل رقومی ارتفاع در قالب یک نقشه رستری^۱ محدوده تهیه گردید. نقشه مزبور بر اساس نقشه توپوگرافی^۱ $\frac{1}{25000}$ و با استفاده از نرم افزار سامانه‌ی اطلاعات جغرافیایی ایلویس^۲ $3/2$ تهیه گردید. ابعاد سلول‌های نقشه رستری 20×20 متر بود. به این ترتیب دسترسی به لایه‌های اطلاعات گفته شده در بالا، برای کلیه سلول‌های واقع در محدوده‌ی مطالعاتی و از جمله نقاط انتخاب شده برای برف‌سنجی، میسر گردید.

۲-۲- عملیات برف‌سنجی

به منظور پیاده نمودن نقاط تعیین شده، بر روی زمین، ابتدا ویژگی نقاط از نقشه رستری و با کمک نرم‌افزار ایلویس استخراج شدند. آنگاه ویژگی مزبور به همراه نام نقطه در حافظه سامانه‌ی موقعیت‌یاب دستی^۳ از نوع Garmin etrex vista (دقت دستگاه ± 5 متر) ثبت گردید. با استفاده از وسیله مزبور، نقاط مورد نظر روی زمین مشخص

بلندترین طول زیرحوزه مورد نظر، در راستای جنوب غربی - شمال شرقی است.



شکل (۱) - موقعیت محدوده مورد مطالعه

۲- جمع‌آوری اطلاعات

۲-۱- تعیین نقاط اندازه‌گیری

در پژوهش حاضر، برف‌سنجی مطابق روش Elder و همکاران [۱۴] و Erickson و همکاران، صورت گرفت [۱۶]. برای انجام برف‌سنجی، مشخص کردن نقاط، قبل از عملیات، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بود. چرا که محل‌های اندازه‌گیری عمق برف می‌بایست به گونه‌ای انتخاب می‌شدند که ضمن توصیف وضعیت توپوگرافی، دامنه وسیعی از تغییرات ارتفاع، زاویه و جهت شیب را پوشش می‌دادند. در ضمن محدودیت ناشی از مسائل ایمنی و خطرهای احتمالی نیز می‌بایست مورد توجه قرار می‌گرفت. برای این منظور نقاط نمونه‌برداری عمق برف بصورت شبکه نامنظم یا غیر نظام‌مند انتخاب گردید. در ایجاد شبکه نامنظم مزبور، به علت سختی برف‌پیمایی در امتداد شیب‌ها، تصمیم گرفته شد که به منظور ایجاد تسهیل در امر نمونه‌برداری، از طریق حرکت اکیپ اجرایی در امتداد خطوط تراز، انتخاب نقاط تصادفی با فاصله‌های متغیر حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر روی خطوط تراز صورت گیرد. هم‌چنین به منظور دستیابی به تغییرات عمق برف در فاصله‌هایی کمتر از دامنه فاصله‌ای مزبور، انتخاب تعدادی از نقاط در بین خطوط تراز ۲۰ متری در نقشه توپوگرافی $\frac{1}{25000}$ [سازمان نقشه‌برداری ایران] صورت گرفت. علاوه بر نقاط انتخابی فوق که روی نقشه انجام گرفت، تعداد ۵۰ نقطه دیگر در حین عملیات برف‌سنجی و به منظور افزایش دقت مشاهده تغییرات مکانی عمق برف، بصورت تصادفی نیز ثبت و برف‌سنجی

1-Digital Elevation Model(DEM)

2-ILWIS (3.2)

3-Global Positioning System (GPS)

شدند. برای اندازه‌گیری عمق برف در نقاط پیاده شده، از ژالون‌های آلومینیومی در قطعه‌های ۱ متری و در جمع به طول ۵ متر که برای همین منظور ساخته شدند، استفاده گردید. در هر موقعیت، نقطه ردیابی شده به عنوان نقطه مرکزی مورد سنجش عمق قرار گرفت. علاوه بر نقطه مرکزی، دو نقطه دیگر در راستای عمود بر هم و در فاصله حدود ۵ متر از آن، نیز مورد سنجش عمق قرار گرفتند. به این ترتیب برای هر موقعیت، سه قرائت به عنوان عمق برف صورت گرفت که میانگین آنها بعنوان عمق برف اندازه‌گیری شده برای نقطه مورد نظر منظور گردید.

زمان برف‌سنجی از دو جنبه حائز اهمیت بود. نخست آن که اندازه‌گیری می‌بایست در زمان حداکثر انباشت و در شرایطی صورت می‌گرفت که چگالی برف کمترین تغییرات مکانی را می‌داشت ضمن آن که ذوب قابل توجهی نیز در ذخایر برفی صورت نگرفته باشد. در محدوده‌ی مورد مطالعه چنین حالتی به طور معمول از اوایل بهمن تا اواسط اسفند ماه رخ می‌داد [۴]. در ثانی طول مدت زمان عملیات برف‌سنجی می‌بایست در حداقل زمان ممکن، حدود ۳ الی ۴ روز، صورت می‌گرفت به گونه‌ای که بتوان فرض یکنواخت بودن شرایط اندازه‌گیری در نقاط مختلف را در نظر گرفت. با توجه به نکته‌های فوق و نیز پیش‌بینی‌های وضعیت هوا، برف‌سنجی با کمک سه اکیپ اجرایی که هر یک مجهز به وسایل برف‌سنجی و دستگاه موقعیت‌یاب بودند، در فاصله زمانی روزهای ۷ الی ۹ اسفند ماه سال ۱۳۸۴ انجام شد.

۳-۲- اطلاعات بادنسنجی

برای اطلاع از جهت باد غالب محدوده، از بررسی‌ای که روی اطلاعات بادنسنجی ایستگاه‌های سینوپتیک کوه‌رنگ و شهرکرد صورت گرفت استفاده شد. به این ترتیب که جهت باد غالب محدوده، هم‌جهت با ایستگاهی بود که توزیع برف انباشته در اثر باد که از طریق محاسبه نمایه‌ای تحت عنوان نمایه بادپناهی به دست می‌آمد، تطابق داشته باشد. چگونگی محاسبه نمایه مزبور و نسبت دادن توزیع عمق برف به جهت باد، در قسمت ۳-۱-۲ شرح داده شده است.

با توجه به شروع فصل انباشت برف از اوایل آذرماه و آبدار شدن برف (عامل محدودکننده برای جایجائی برف توسط باد) در اواخر بهمن‌ماه در محدوده مورد مطالعه، دوره بادنسنجی به سه ماه آذر، دی و بهمن محدود گردید [۴ و ۸].

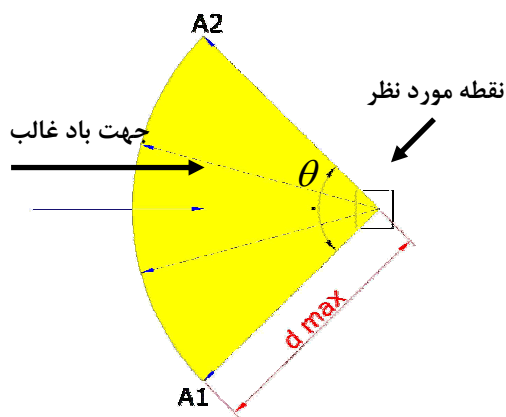
آمار بادنسنجی استفاده شده، عبارت بود از دیده‌بانی سرعت و جهت باد روزانه (در ساعت‌های ۶/۵ صبح، ۱۲/۵ ظهر و ۶/۵ غروب) و آمار ثبت شده حداکثر سرعت و جهت آن در طی ۲۴ ساعت ناشی از دستگاه ثبت برای ماه‌های گفته شده در بالا به ازای این دو سری اطلاعات دیده‌بانی و با استفاده از گلباد هشت جهته برای هر یک از دو ایستگاه کوه‌رنگ و شهرکرد، دو جدول محاسبه شد. از روی جدول محاسبه شده گلباد، جهت باد غالب برای دوره زمانی مورد نظر، تعیین گردید [۵]. انطباق جهت باد غالب ناشی از هر دو جدول برای هر ایستگاه حاکی از این نکته بود که شدیدترین بادها در جهت باد غالب اتفاق افتاده است. بدینوسیله هم جهت باد غالب برای هر یک از دو ایستگاه بدست آمد و هم به دلیل انطباق جهت باد غالب ناشی از اطلاعات دیده‌بانی روزانه با اطلاعات حداکثر (دو طریق محاسبه)، صحت محاسبات بادنسنجی کنترل گردید.

۳- روش‌های مدل‌سازی

۳-۱- متغیرهای مستقل

۳-۱-۱- عوامل توپوگرافی

عوامل توپوگرافی قابل دسترس در پژوهش حاضر عبارت از ارتفاع، زاویه شیب و جهت شیب بود که به عنوان متغیرهای مستقل مورد استفاده قرار گرفتند. برای تعیین لایه‌های مختلف اطلاعاتی شامل ارتفاع، زاویه شیب و جهت شیب از مدل رقومی ارتفاع 20×20 متری تهیه شده از نقشه توپوگرافی با مقیاس $\frac{1}{25000}$ (نقشه 6054IIINE سازمان نقشه‌برداری ایران) استفاده شد. مقادیر استخراج شده ارتفاع از مدل رقومی ارتفاع با دقت ± 20 متر بود. زاویه شیب برای کلیه پیکسل‌ها برحسب درصد بدست آمد. لیکن به دلیل متداول بودن واحد درجه در بسیاری از منابع،



شکل (۳) - محدوده بالادست نقطه و به سمت وزش باد. محدوده قطاعی شکل با زاویه مرکزی θ و محدود به آزیموتهای A1 و A2

محاسبه مقدار نمایه بادپناهی در نقطه مورد نظر (x_i, y_i) برای امتدادی معین با آزیموت A درجه و فاصله مورد نظر d_{max} متر، از رابطه (۱) محاسبه گردید.

$$S_{x_A, d_{max}}(x_i, y_i) = \max \left[\tan^{-1} \left(\frac{ELR(x_v, y_v) - ELR(x_i, y_i)}{[(x_v - x_i)^2 + (y_v - y_i)^2]^{0.5}} \right) \right] \quad (1)$$

که در آن S_x نمایه بادپناهی (درجه)، A آزیموت امتدادی است (درجه) که S_x در راستای آن محاسبه می‌شود، d_{max} شعاع تأثیر (متر) در امتداد A، ELE ارتفاع (متر)، (x_i, y_i) ویژه‌گی نقطه مورد نظر (UTM)، (x_v, y_v) ویژه‌گی (UTM) کلیه نقاط قرار گرفته در امتداد A و در طول فاصله d_{max} می‌باشد.

همانگونه که در شکل (۳) نشان داده شده است، ارتفاعات موثر بر وضعیت بادپناهی هر نقطه، در سطحی واقع در بالادست نقطه قرار دارند که تعیین مساحت مزبور به دلیل در نظر گرفتن نوسان جهت باد غالب از امتداد اختصاص داده شده به آن می‌باشد. این در حالی است که رابطه (۱)، نمایه بادپناهی را فقط در یک راستا، محاسبه می‌کند. بنابراین به منظور محاسبه تأثیر به طور کلی همه ارتفاعات واقع در بالادست نقطه که در امتدادهای مختلفی واقع شده‌اند، روی وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر، اقدام به مشخص نمودن تعدادی راستا واقع در سطح تأثیر بالادست نقطه (شکل ۳)، گردید. فاصله زاویه‌ای امتدادهای مزبور بنا به توصیه برخی از پژوهشگران [۲۵ و ۱۶]، ۵ درجه انتخاب گردید. پس از تعیین امتدادهای مزبور، با بکارگیری رابطه (۱) در هر یک از آنها به طور جداگانه، نمایه بادپناهی، محاسبه گردید. سپس

برای بیان آن از واحد درجه با دامنه‌ی صفر تا ۹۰ درجه استفاده شد [۹، ۲۳ و ۱۷].

جهت شیب نقاط مورد مطالعه (۲۵۸ نقطه) نسبت به شمال (آزیموت) بین صفر تا ۳۶۰ درجه بدست آمد. از آنجایی که کوچکترین عدد جهت شیب (صفر درجه) مفهومی مشابه با بزرگترین مقدار آن (۳۶۰ درجه) دارد، لذا بررسی همبستگی عمق برف با جهت شیب، در حالی که جهت به صورت اعداد صفر تا ۳۶۰ درجه بیان می‌شود، میسر نبود. برای رفع این مشکل با استفاده از روش مارچند و کلینگ ویت دو راستای شمالی - جنوبی و شرقی - غربی از میان کلیه راستاهای ممکن، به عنوان امتدادهایی که بیشترین تغییرات برف انباشته ناشی از جهت شیب را باعث می‌شوند انتخاب گردید [۲۲]. سپس دامنه صفر تا ۳۶۰ درجه جهت شیب به دو دامنه صفر تا ۱۸۰ درجه شمال - جنوب و شرق - غرب مبدل، آنگاه با قرارداد نمودن صفر برای شمال و عدد ۱ برای جنوب در امتداد شمال - جنوب و همچنین صفر برای شرق و ۱ برای غرب در راستای شرق - غرب و استفاده از تناسب خطی به طور جداگانه و برای هر یک از امتدادهای مذکور، مقادیر صفر تا ۱۸۰ درجه به اعداد صفر تا ۱ تبدیل شدند. با این تبدیل‌ها امکان بررسی همبستگی عمق برف با جهت شیب میسر و مشکل مذکور مرتفع گردید. در نتیجه عامل جهت شیب، با دو متغیر جهت شمالی - جنوبی و جهت شرقی - غربی جایگزین شد.

۳-۱-۲- نمایه بادپناهی

به منظور برآورد تأثیر باد روی تغییرات مکانی عمق برف، از سنجه‌ای تحت عنوان نمایه بادپناهی (S_x) استفاده شد [۲۵]. برای محاسبه نمایه بادپناهی در یک نقطه، ابتدا در بالادست نقطه و در جهتی خلاف جهت باد غالب، مساحت قطاعی به شعاع d_{max} و زاویه مرکزی θ به طوری که شعاع مرکزی قطاع، منطبق بر امتداد جهت باد غالب محدودده باشد، در نظر گرفته شد (شکل ۳). مساحت مزبور در برگزیده ارتفاعاتی بود که اثر باد را به طور مستقیم یا غیرمستقیم، روی نقطه مورد نظر کنترل می‌کردند.

برای تعیین نمایه‌ای که نماینده امتدادهای مختلف در سطح تأثیر باشد، از نمایه‌های بادپناهی مربوط به هر امتداد، مطابق رابطه (۲) میانگین به عمل آمد.

$$\overline{Sxd \max}(x_i, y_i) \Big|_{A_1}^{A_2} = \frac{1}{n_p} \sum_{A=A_1}^{A_2} Sx_{A,d \max}(x_i, y_i) \quad (2)$$

مقدار d_{\max} با توجه به فاصله برآوردی، ارتفاعاتی بود که بررسی اثر آنها روی وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر، مدنظر بود و نیز در مسیر وزش باد به سوی نقطه مزبور، واقع شده بودند، انتخاب می‌شد. مقدار مزبور در پژوهش حاضر بنا به وضعیت دوری و نزدیکی ارتفاعات، نسبت به نقاط واقع در محدوده از حدود ۶۰ متر برای ارتفاعات نزدیک به نقاط و تا ۲۰۰۰ متر برای دورترین ارتفاعات موثر بر وضعیت بادپناهی نقاط، انتخاب می‌گردید. اختصاص مقداری برای θ ، بنا به ضرورت در نظر گرفتن قریب به کلیه ارتفاعاتی که به نحوی روی وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر، تأثیرگذار می‌باشند نیز ضروری بود. به این منظور و با توجه به تغییراتی که به احتمال جهت وزش باد غالب در آن نوسان می‌کند و بنا به توصیه Winstral و همکاران [۲۵]، مقدار آن ۶۰ درجه انتخاب گردید.

که n_p تعداد امتدادهای انتخاب شده در محدوده قطاعی شکل و A_1 و A_2 آزیموت‌های ابتدایی و انتهایی (درجه) محدوده تأثیر می‌باشند که به واسطه مقدار $\theta = 60$ درجه و آزیموت جهت باد غالب محدوده، به دست می‌آیند. سایر علامت‌ها همانند رابطه (۱) می‌باشند.

آنچه تاکنون در خصوص نمایه بادپناهی ذکر شد، عبارت از نحوه محاسبه نمایه مزبور در یک نقطه با فاصله تأثیر معین d_{\max} بود. لیکن چون وضعیت بادپناهی یک نقطه، تحت تأثیر ارتفاعات مختلفی که در فاصله‌های دور یا نزدیک به آن نقطه واقع شده‌اند، قرار دارد و بنا به شرایط توپوگرافی محدوده، وضعیت بادپناهی نقطه مورد نظر از برخی ارتفاعات واقع در فاصله معینی از آن، نسبت به سایر ارتفاعات دیگر، بیشترین تأثیر را دریافت می‌کند. لذا می‌توان گفت مسأله اصلی در نمایه بادپناهی، عبارت از تعیین نمایه بادپناهی متناسب با محدوده است. به طوری که می‌بایست فاصله تأثیر ارتفاعاتی را که بیشترین تأثیر را نسبت به سایر ارتفاعات

دیگر محدوده، روی وضعیت بادپناهی جمیع نقاط یک محدوده، دارند را پیدا نمود. در نتیجه، تنها نمایه بادپناهی مربوط به فاصله مزبور را می‌توان به عنوان نمایه بادپناهی نقاط محدوده و متناسب با آن در نظر گرفت. برای این منظور لازم بود تا نمایه بادپناهی نقاط، برای فاصله‌های مختلفی از d_{\max} و مطابق آنچه در قبل شرح داده شد، محاسبه می‌گردید (در محدوده مورد مطالعه، فاصله‌های مزبور عبارت بودند از ۶۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر). سپس با تحلیل همبستگی که بین نمایه‌های بادپناهی به دست آمد برای نقاط به ازای d_{\max} ‌های مختلف یعنی \overline{Sx}_{60} ، \overline{Sx}_{100} ، \overline{Sx}_{300} ، \overline{Sx}_{500} ، \overline{Sx}_{1000} ، \overline{Sx}_{1500} و \overline{Sx}_{2000} ، با مقادیر عمق برف اندازه‌گیری شده، صورت گرفت، فاصله‌ای که نمایه بادپناهی مبتنی بر آن، بیشترین همبستگی را با عمق برف نشان داد، به عنوان فاصله حداکثر متناسب با محدوده و نمایه بادپناهی آن بعنوان نمایه بادپناهی محدوده در نظر گرفته شد.

۳-۲- مدل معادله همبستگی

در پژوهش حاضر، مدل معادله همبستگی چندمتغیره خطی، به روش مرحله‌ای پیش‌رونده^۱ به کار گرفته شد. برای این منظور عوامل توپوگرافی ارتفاع، جهت شیب شمالی-جنوبی، جهت شیب شرقی-غربی، زاویه شیب و نمایه بادپناهی به عنوان متغیرهای مستقل در نظر گرفته شدند. هم‌چنین به منظور بررسی تأثیر متقابل عوامل مزبور و نیز رفتار غیرخطی هر یک از آنها روی عمق برف، ترکیب‌های مختلفی از آنها به سیاهه متغیرها اضافه شد. رابطه (۳) شکل کلی معادله همبستگی را نشان می‌دهد.

$$D = \beta_0 + \beta_1 ELE + \beta_2 Sx + \beta_3 Slope + \beta_4 Apect_{N-S} + Aspect_{E-W} + ELE \times Aspect_{N-S} + Sx \times Aspect_{N-S} + ELE \times Sx + Sx^2 + Ln(Slope) + Ln(Aspect_{N-S}) + EL \times Slope + Aspect_{N-S} \times Slope \quad (3)$$

این مدل با مقدار ثابت شروع شده، سپس متغیرهای مستقل به طور جداگانه و طی هر مرحله، بر اساس معنی‌دار بودن همبستگی هر عامل با عمق برف، وارد آن می‌گردند (روش

مرحله‌ای پیش رونده). به این ترتیب در هر مرحله متغیری که همبستگی بیشتری در سطح ۵ درصد با عمق برف دارد وارد مدل شده و سایر متغیرها در خارج نگه داشته می‌شوند. در پایان متغیرهای مانده در مدل، مؤثرترین عواملی هستند که می‌توان با استفاده از آنها، عمق برف را در نقاط مختلف، برآورد کرد.

۳-۳- کریجینگ معمولی

کریجینگ معمولی از جمله برآوردکننده‌های زمین‌آماری است که برای برآورد عمق برف در مقیاس‌های محلی و موضعی^۱ مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۰]. به طور کلی فرایند برآورد زمین‌آماری شامل دو مرحله تحلیل واریوگرام و مرحله استفاده از برآورد کریجینگ برای برآورد متغیر مورد نظر در نقاط فاقد اندازه‌گیری می‌باشد.

تحلیل واریوگرام، یکی از روش‌های توصیف تغییرات مکانی یک متغیر ناحیه‌ای به شمار می‌آید [۶]. محاسبه و تفسیر منحنی واریوگرام (نیم تغییر نما) از مهم‌ترین عملیات زمین‌آمار می‌باشد که از طریق معادله (۴) به دست می‌آید.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{n(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (4)$$

$\gamma(h)$: مقدار واریوگرام برای جفت نقاطی که به فاصله h از هم قرار دارند،

$N(h)$: تعداد زوج نقاطی که در یک امتداد معین، و در فاصله‌ای به اندازه h از هم قرار دارند،

$Z(x_i)$: مقدار مشاهده شده متغیر Z در موقعیت x_i
 $Z(x_i + h)$: مقدار مشاهده شده متغیر Z در موقعیت $x_i + h$.

واریوگرامی که از طریق نمونه‌های اندازه‌گیری شده به دست می‌آید واریوگرام تجربی گفته می‌شود. واریوگرام یک کمیت برداری است که می‌تواند برای جهت‌های مختلف محاسبه شود. واریوگرام دارای مشخصاتی شامل آستانه، فاصله مؤثر و اثر قطعه‌ای می‌باشد. مقدار آستانه که بیشترین مقدار واریوگرام بوده، در عمل همان واریانس مکانی متغیر مورد نظر می‌باشد

[۲]. کمترین مقدار واریوگرام، اثر قطعه‌ای بوده که ناشی از خطای اندازه‌گیری و یا تغییرات ناگهانی و سریع متغیر مورد نظر در فاصله بسیار کم می‌باشد. فاصله مؤثر بیانگر فاصله‌ای است که طی آن مقدار واریوگرام به مقدار واریانس مشاهده‌ها نزدیک می‌شود. در فاصله‌ای که میزان واریوگرام به حد ثابتی می‌رسد، به آن دامنه تأثیر گفته می‌شود. تفسیر واریوگرام به شکل آن، مقیاس موضعی مورد مطالعه، فاصله‌های نمونه‌برداری و ناهمسانگردی در تغییرات مکانی متغیر مورد نظر بستگی دارد [۲۰]. گاهی اوقات شکل واریوگرام‌ها به صورتی است که فاقد آستانه می‌باشند (واریوگرام بدون سقف). این نوع واریوگرام‌ها می‌تواند دلیلی بر وجود روند در محدوده مورد مطالعه داشته باشند. گاهی اوقات افزایش واریوگرام ناشی از این واقعیت است که ساختار مکانی متغیر مورد نظر دارای دامنه تأثیر به مراتب بزرگتر از محدوده نمونه‌برداری شده بوده و لذا جهت اطلاع از سیمای واقعی تغییرات مکانی آن متغیر، گسترش شبکه و یا محدوده نمونه‌برداری ضروری است [۶]. چنانچه واریوگرام به سقف معینی برسد، به معنای عدم وجود روند می‌باشد. رایج‌ترین واریوگرام‌های دارای سقف عبارت از واریوگرام‌های کروی و نمایی می‌باشند. مهمترین کاربرد واریوگرام استفاده از اطلاعات آن در الگوریتم‌های برآورد زمین‌آماری است. اما قبل از کاربرد آنها در برآورد، لازم است مناسب‌ترین مدل تئوری شامل مدل‌های کروی، گوسی یا نمایی را بر آنها برآزش داد [۱۸]. برای برآورد متغیر مورد نظر در نقطه فاقد آمار، از یکی از برآوردکننده‌های زمین‌آماری تحت عنوان کریجینگ معمولی استفاده می‌شود. در این روش مانند سایر روش‌های برآورد متغیرهای ناحیه‌ای، از یک تابع خطی از مجموعه مشاهده‌های توزیع شده واقع در همسایگی نقطه‌ای که می‌خواهیم برآورد کنیم، استفاده می‌شود. بنابراین معادله (۵)، برآوردکننده کریجینگ معمولی را به صورت یک جمع خطی وزن‌دار نشان می‌دهد که هدف یافتن وزن‌های آماری نمونه‌ها است به طوری که علاوه بر نا اریب بودن برآورد، واریانس برآورد نیز حداقل گردد.

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^m \lambda_i Z(x_i) \quad (5)$$

مقادیر واقعی با برآورد شده از طریق محاسبه ملاک‌های پراکندگی شامل میانگین خطا^۱ (ME)، میانگین قدر مطلق خطا^۲ (MAE)، جذر میانگین مربعات خطا^۳ (RMSE) و همبستگی بین آنها (R) صورت گرفت. مقدار ME نشان دهنده بیشتر یا کمتر بودن مقادیر برآورد شده نسبت به مقادیر واقعی است. به عبارت دیگر علامت انحراف را نشان می‌دهد [۲]. ME از طریق رابطه (۷) [۲۴] محاسبه گردید.

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_i) - z(x_i)] \quad (7)$$

که در آن $z(x_i)$ مقدار مشاهده شده در نقطه i ام، $\hat{z}(x_i)$ مقدار برآورد شده در نقطه i ام و n تعداد نمونه‌ها می‌باشد. میانگین خطای مطلق (MAE)، بیانگر خطای برآورد است که از رابطه (۸) محاسبه گردید.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{z}(x_i) - z(x_i)| \quad (8)$$

جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) بیان کننده توانائی مدل در برآورد متغیر وابسته است [۲۴]. مقدار RMSE از رابطه (۹) تعیین شد.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [\hat{z}(x_i) - z(x_i)]^2} \quad (9)$$

کیفیت برازش مدل و یا به عبارتی این که تا چه میزان، تغییرات در مشاهده‌ها، مدل شده است از طریق محاسبه ضریب تعیین (R^2) و یا جذر مثبت آن تحت عنوان ضریب همبستگی پیرسون امکان پذیر است [۱۹ و ۱]. محاسبه مقادیر ملاک‌های آماری فوق، امکان اعتبارسنجی مدل و برآورد خطای مدل و همچنین مقایسه دو روش استفاده شده برای برآورد عمق برف را با یکدیگر فراهم می‌نمایند.

نتایج و بحث

۱- خلاصه آماری

جداول گلباد نشان دادند که جهت باد غالب در ایستگاه سینوپتیک شهرکرد، جنوب غرب و در ایستگاه کوه‌رنگ، شمال غرب است. از طرفی بررسی عمق برف با نمایه‌های

در این رابطه $Z(x_0)$ برآورد آماری از متغیر مورد نظر و λ_i وزن آماری اختصاص داده شده به نمونه i است. m تعداد نمونه‌های قرار گرفته در همسایگی نقطه مورد نظر می‌باشد. برای به حداقل رساندن واریانس برآورد و در نتیجه یافتن ضریب‌های وزنی معادله (۵)، از ضریب‌های لاگرانژ و با در نظر گرفتن شرط نا اریب بودن استفاده می‌شود. دستگاه معادلاتی (۶) که با حل آنها، ضریب‌های وزنی λ معلوم

$$\begin{cases} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu = \gamma(x_i, x_0) \\ \sum_{i=1}^n \lambda_i = 1 \end{cases} \quad (6)$$

می‌شوند عبارتند از: که $\gamma(x_i, x_j)$ بیانگر واریوگرام مربوط به نمونه‌ها و $\gamma(x_i, x_0)$ واریوگرام مربوط به نقطه مورد برآورد و نمونه‌های واقع در همسایگی آن نقطه و μ ضریب لاگرانژ است.

۴- ارزیابی و مقایسه مدل‌ها

به منظور ارزیابی مدل‌ها، قبل از هرگونه اقدامی در خصوص مدل‌سازی اطلاعات مشاهده‌ای عمق برف که در ۲۵۸ نقطه، انجام گردید، تعداد ۵۰ نقطه، تحت عنوان نقاط ارزیابی به صورت تصادفی انتخاب و از سایر داده‌ها، جدا شدند. از آنجاکه علاوه بر تصادفی بودن نقاط ارزیابی، لازم بود که نقاط مزبور از پراکندگی مناسبی در سطح محدوده‌ی مورد مطالعه، برخوردار باشند، این مورد از طریق تعیین موقعیت نقاط روی نقشه محدوده و تعیین مقادیر توپوگرافی در آنها، امکان پذیر گردید. در انجام این کار چنانچه عدم پراکندگی مناسب ایجاد نمی‌شد، عملیات انتخاب تصادفی دوباره تکرار شده و توزیع نقاط کنترل گردید.

با داشتن ۲۰۸ نقطه اندازه‌گیری شده عمق برف، به عنوان داده‌های مدل‌سازی و بر اساس هر یک از دو روش توصیف شده، اقدام به مدل کردن عمق برف گردید. پس از دستیابی به مدل نهایی در هر روش که بر اساس ۲۰۸ نقطه به دست آمد، مقادیر مدل نهایی به ازاء ۵۰ نقطه ارزیابی، محاسبه شدند. به دین ترتیب در نقاط مورد ارزیابی دو سری عدد شامل یکسری مربوط به اطلاعات مشاهده‌ای در ۵۰ نقطه و سری دیگر، مقادیر برآورد شده در همان نقاط، ایجاد گردید. مقایسه

1-Mean Error
2-Mean Absolute Error
3-Root Mean Square Error

۲- مدل معادله همبستگی خطی

نتیجه حاصل از تحلیل معادله همبستگی خطی عمق برف با عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، زاویه شیب، جهت شیب و نمایه بادپناهی نشان می‌دهد که بهترین رابطه معنی‌دار (در سطح ۵٪) بین عمق برف با عوامل مذکور عبارت است از:

$$D = -770.364 + 0.388 ELE + 1.909 S_x - 0.228 ELE \times Aspect_{N-S} + 500.502 Aspect_{N-S}$$

که در آن D عمق برف به سانتی‌متر، ELE ارتفاع به متر، S_x نمایه بادپناهی به درجه و $Aspect_{N-S}$ جهت شیب شمالی-جنوبی تبدیل شده بدون بعد با دامنه صفر تا ۱ می‌باشد. تجزیه و تحلیل واریانس انجام گرفته نشان داد که مدل مزبور ۴۹/۲٪ از تغییرات مشاهده‌های به‌کار رفته در آن (۲۰۸ نقطه) را مدل نموده است. هم‌چنین نتیجه‌های مدل نشان داد که ضریب‌های ثابت، نمایه بادپناهی و ارتفاع با سطح معنی‌داری $p < 0.001$ و ضریب مربوط به جهت شمالی-جنوبی با $p = 0.048$ و حاصل‌ضرب جهت شمالی-جنوبی در ارتفاع با $p = 0.025$ همگی، حداقل در سطح ۵٪ معنی‌دار بودند.

به منظور اعتبارسنجی مدل خطی فوق در برآورد عمق برف در نقاط مختلف، از ۵۰ عدد نقطه‌ای که برای ارزیابی مدل در نظر گرفته شده‌اند و هیچ‌گونه نقشی در شکل‌گیری مدل، نداشته‌اند استفاده گردید. ضریب تعیین مدل معادله همبستگی خطی برابر با ۶۷٪ به‌دست آمد.

حاصل از هر یک از جهت‌های باد غالب در ایستگاه‌ها، نشان داد که نمایه بادپناهی مربوط به باد غالب جنوب غرب، با توزیع عمق برف اندازه‌گیری شده در نقاط مختلف محدوده، مطابقت دارد. به طوری که با افزایش مقادیر بادپناهی نقاط، عمق برف در آنها نیز بیشتر بود. این در حالی بود که نمایه بادپناهی مربوط به جهت باد شمال غرب، همبستگی معنی‌داری با توزیع عمق برف در محدوده نشان نداد. بنابراین در شکل (۳)، آزیموت شعاع مرکزی و آزیموت‌های A_1 و A_p در محدوده بالادست نقطه و به سمت وزش باد و با توجه به مقدار توصیه شده θ در منابع که برابر با ۶۰ درجه بود، به ترتیب ۲۲۵، ۱۹۵ و ۲۵۵ درجه تعیین گردیدند.

محاسبه نمایه بادپناهی برای فاصله‌های ۶۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۱۵۰۰ و ۲۰۰۰ متر صورت گرفت و به ازای هر یک از فاصله‌های مزبور، مقادیر نمایه بادپناهی نقاط مشاهده‌ای، محاسبه شدند. تحلیل جداگانه همبستگی عمق برف با هر یک از مقادیر نمایه بادپناهی مربوط به هر فاصله، نشان داد که بیشترین همبستگی عمق برف، با نمایه بادپناهی مبتنی بر فاصله ۳۰۰ متر، به دست آمد. در نتیجه مقادیر نمایه بادپناهی محاسبه شده با فاصله تأثیر ۳۰۰ متر، به عنوان نمایه بادپناهی نقاط در نظر گرفته شدند. *Winstral* و همکاران در حوزه‌ای واقع در کلرادو فاصله مزبور را ۱۰۰ متر تعیین نمودند [۲۵]. جدول (۱) مقادیر عوامل توپوگرافی، نمایه بادپناهی و نیز عمق برف اندازه‌گیری شده مربوط به نقاط به‌کار رفته در مدل‌سازی و نیز نقاط ارزیابی را نشان می‌دهد. مشابهت آمارهای مربوط به هر دو سری از اطلاعات، بیانگر این نکته است که نقاط انتخاب شده برای ارزیابی مدل‌ها به‌خوبی نمایانگر محدوده مورد نظر می‌باشند.

جدول (۱) مقادیر آماره‌های عمق برف، ارتفاع، جهت شیب، زاویه شیب

و نمایه بادپناهی

ضریب تغییرات	انحراف سنج	میانگین	حداکثر	حداقل	تعداد	عامل	
						عمق برف (سانتی‌متر)	ارتفاع (متر)
۰/۴۰	۸۰/۷	۱۹۹/۵	۳۸۷	۱	۲۰۸	نقاط مدل	عمق برف (سانتی‌متر)
۰/۴۱	۸۲/۲	۱۹۸/۵	۴۱۷	۷۱	۵۰	نقاط ارزیابی	
۰/۰۷	۱۷۷/۵	۲۵۷۱	۲۹۱۳	۲۲۸۰	۲۰۸	نقاط مدل	ارتفاع (متر)
۰/۰۷	۱۷۳/۱۰	۲۵۵۵	۲۸۲۸	۲۳۰۰	۵۰	نقاط ارزیابی	
۰/۳۹	۷/۴۱	۱۸/۹۸	۴۷/۸۶	۳/۷۶	۲۰۸	نقاط مدل	زاویه شیب (درجه)
۰/۴۷	۸/۷۲	۱۸/۶۶	۴۶/۴۰	۴/۶۵	۵۰	نقاط ارزیابی	
۰/۴۴	۰/۲۴	۰/۵۵	۱	۰	۲۰۸	نقاط مدل	جهت شمالی جنوبی*
۰/۴۸	۰/۲۷	۰/۵۶	۱	۰	۵۰	نقاط ارزیابی	
۰/۹۶	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۹۹	۰/۰۰۱	۲۰۸	نقاط مدل	جهت شرقی غربی**
۰/۸۸	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۷۸	۰	۵۰	نقاط ارزیابی	
۱/۱۱	۱۲/۱۲	۱۰/۹۶	۴۴/۵۶	-۲۴/۱۳	۲۰۸	نقاط مدل	نمایه باد پناهی (درجه)
۱/۴۸	۱۳/۳۱	۸/۹۶	۳۶/۶۴	-۲۶/۲۷	۵۰	نقاط ارزیابی	

* شمال دارای مقدار صفر و جنوب دارای مقدار ۱ می‌باشد.

** شرق دارای مقدار صفر و غرب دارای مقدار ۱ می‌باشد.

۳- روش کریجینگ معمولی

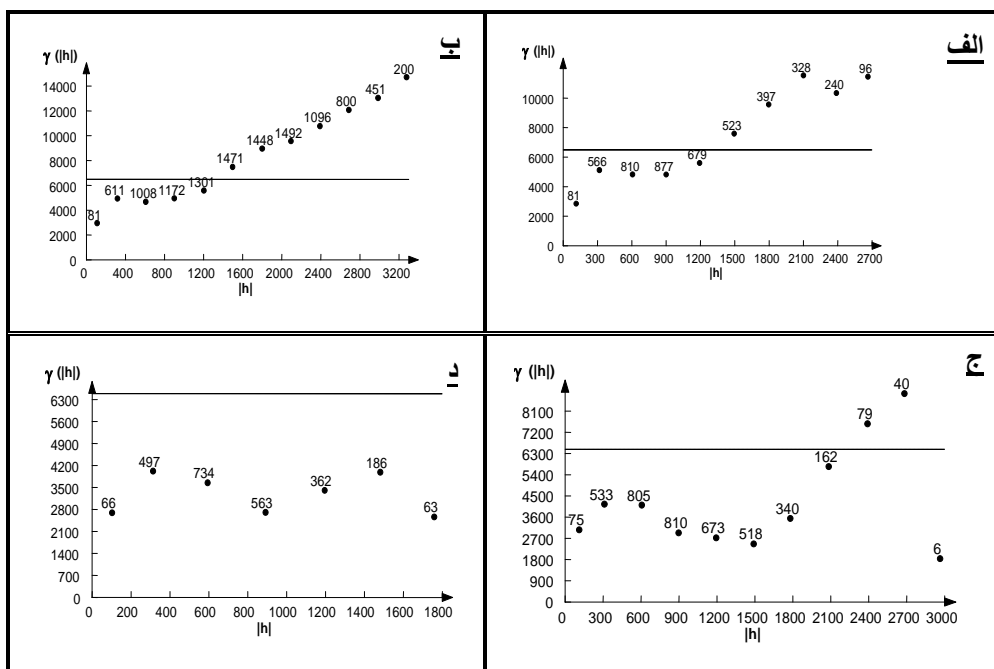
۳-۱- مدل واریوگرام

واریوگرام به ویژه در آزمون ۱۳۵ درجه، در مقایسه با سه جهت دیگر، ناشی از عدم همگنی در شبکه نمونه‌برداری و یا به عبارت دیگر کافی نبودن تعداد مشاهده‌ها در این امتداد است. چراکه با توجه به شکل (۲)، طول محدوده، منطبق بر راستای شمال شرقی- جنوب غربی یعنی در امتداد آزمون حدود ۴۵ درجه قرار دارد. در نتیجه به طور عملی تعداد مشاهده‌ها در جهت عمود بر این امتداد یعنی آزمون ۱۳۵ درجه، از تراکم کمتری برخوردار بوده، در نتیجه مقادیر مشاهده‌ای در این راستا قادر به ارایه کاملی از تغییرپذیری مکانی ارتفاع برف نبوده‌اند.

با توجه به بحث فوق و در نتیجه پی بردن به همسان‌گرد بودن عمق برف، برای تبیین ساختار تغییرات مکانی آن از واریوگرام همگن^۱ استفاده گردید.

به منظور بررسی وضعیت همسان‌گردی در ساختار تغییرات مکانی ارتفاع برف، اقدام به محاسبه واریوگرام در کلیه جهت‌ها شد. برای این منظور واریوگرام مربوط به تغییرات ارتفاع برف در چهار جهت شامل آزمون‌های صفر، ۴۵، ۹۰ و ۱۳۵ درجه که در هر یک بازه نوسان زاویه‌ای ۲۲/۵ درجه در نظر گرفته شد، محاسبه گردید. شکل‌های ۴-الف تا ۴-د به ترتیب واریوگرام‌های مزبور را نشان می‌دهند. مقایسه واریوگرام‌ها با یکدیگر نشان می‌دهد روند کلی آنها به ویژه در آزمون‌های صفر، ۴۵ و ۹۰ درجه به طور تقریبی یکسان است. چرا که با افزایش فاصله بین نقاط، عدم شباهت مقدار پدیده مورد نظر که در اینجا عمق برف می‌باشد، افزایش یافته است. مقایسه مقادیر آستانه در هر یک نشان می‌دهد که تفاوت چندانی در مقدار آستانه در اثر تغییر جهت، ایجاد نشده است. به طوری که دامنه تغییر آستانه را می‌توان حدود ۵۰۰۰ تا ۵۵۰۰ سانتی‌متر مربع در نظر گرفت. این در حالی است که دامنه واریوگرام‌ها نیز در جهت‌های مختلف ثابت و مقداری در حدود ۳۰۰ متر را دارا می‌باشد. بنابراین با توجه به ثبات آستانه و هم‌چنین دامنه تأثیر واریوگرام ارتفاع برف در جهت‌های مختلف، می‌توان گفت پدیده مزبور همسان‌گرد است [۵]. تغییرات جزئی در مقدار آستانه و یا در روند کلی

^۱ Omnidirectional



شکل (۴) - واریوگرام های تجربی جهت های مختلف الف) آزیموت صفر درجه ب) آزیموت ۴۵ درجه ج) آزیموت ۹۰ درجه و د) آزیموت ۱۳۵ درجه. مقدار واریوگرام (سانتیمتر مربع) برای جفت نقاطی که به فاصله $|h|$ (متر)

برآوردکننده های زمین آماری، محدود به مقیاس های محلی و موضعی می باشد، لذا ابعاد محدوده دارای توانایی مزبور بوده است.

افزایش ناگهانی نمودار در فاصله های زیاد ناشی از عدم ایستایی متغیر در مقیاس بلند دامنه می باشد. اما چون واریوگرام در قسمت مقیاس کوچک از آستانه معینی برخوردار شده، می توان فرض ایستایی ذاتی را به عنوان یک فرض اساسی در استفاده از روش برآورد زمین آماری بکار برد. لذا تنها با اتکاء به قسمت سقف دار واریوگرام که در مقیاس محلی و موضعی رخ داده است، نسبت به برازش یکی از مدل های متعارف که با شکل تغییرات مطابقت داشته باشد، اقدام گردید.

تابع پیوسته ای که به واریوگرام تجربی مربوط به عمق برف برازش شد، عبارت بود از مدل کروی که در شکل (۶) نمایش داده شده است.

شکل (۵) واریوگرام همگن تجربی مربوط به مشاهده های واقعی عمق برف را نشان می دهد. شکل واریوگرام نشان می دهد که اصل همبستگی مکانی (فاصله کمتر، شباهت بیشتر و برعکس) در داده های مربوط به عمق برف برقرار است. وجود اصل مزبور در ساختار تغییرات مکانی عمق برف می تواند مبین دو نکته باشد. اول آن که ویژه گی عمق برف قابل مدل شدن از طریق روش های زمین آماری را دارد، دوم آن که تراکم انجام شده در نمونه برداری از ارتفاع برف، به گونه ای بوده که بتواند ساختار تغییرات مکانی را توصیف نماید.

واریوگرام، در فاصله های بیش از ۱۲۰۰ متر حالت صعودی دارد (شکل (۵)). به این معنی که ساختار تغییرات مکانی ارتفاع برف در مقیاس بزرگ دارای دامنه تأثیری به مراتب بزرگتر از محدوده نمونه برداری است. پس در نگاه اول این چنین به نظر می رسد که ابعاد محدوده توانایی ارایه سیمای واقعی از آن را نداشته است. اما چون واریوگرام مزبور در فاصله های حدود ۳۰۰ متر که نسبت به ابعاد محدوده بسیار کوچکتر می باشد، به حداکثر معینی رسیده و از طرفی موضوع مورد بحث

۳-۲-۳- مرحله برآورد

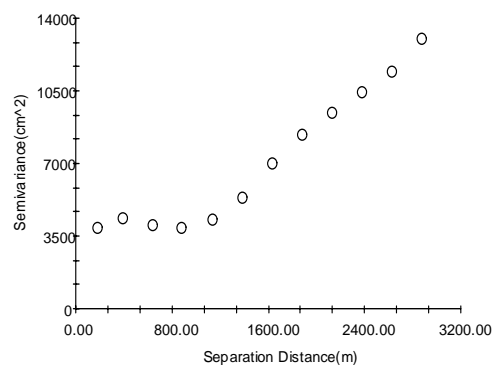
با تعیین مدل ساختار تغییرات مکانی عمق برف و در نتیجه امکان تعیین ماتریس‌های کوواریانس برای تشکیل دستگاه معادلات کریجینگ، امکان استفاده از برآوردکننده کریجینگ معمولی و محاسبه ضریب‌های برآورد فراهم گردید. به این ترتیب که با تکنیک کریجینگ معمولی و با کمک نرم‌افزار زمین‌آماري GS+، اقدام به برآورد عمق برف در نقاط ارزیابی، گردید.

اعتبارسنجی کریجینگ معمولی که از طریق مقایسه مقادیر برآوردی توسط این روش در نقاط ارزیابی با مقادیر واقعی در همان نقاط صورت گرفت نشان داد که روش کریجینگ معمولی توانست تا ۶۲٪ از تغییرات عمق برف در نقاط مزبور را مدل نماید. به عبارت دیگر ضریب تعیین روش کریجینگ معمولی، ۰/۶۲ به دست آمد.

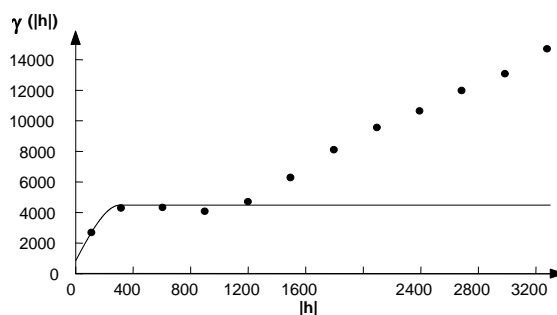
۴- نتیجه‌گیری

ارزیابی دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی در برآورد توزیع مکانی عمق برف در محدوده مورد مطالعه، از دو جنبه مورد نتیجه‌گیری قرار گرفت.

نخست، مقایسه کارایی هر یک از دو روش مذکور در محدوده مورد مطالعه این پژوهش با نتیجه‌های همین دو روش در دیگر مناطق برفگیر جهان می‌باشد. جدول (۲) مقایسه مزبور را نشان می‌دهد. همانگونه که ملاحظه می‌شود با وجود کم بودن ضریب تعیین روش معادله همبستگی خطی و نیز کریجینگ معمولی در دیگر مناطق، در محدوده مورد مطالعه، دو روش مزبور با ضرایب تعیین ۰/۶۷ برای روش معادله همبستگی خطی و ۰/۶۲ برای کریجینگ معمولی، قابلیت به طور نسبی خوبی در مدل کردن عمق برف داشته‌اند. لازم به ذکر است مقایسه نتیجه‌های روش‌های مشابه در مناطق مختلف آب و هوایی، فقط به منظور نشان دادن ضرورت ارزیابی روشهای مختلف برآورد توزیع مکانی برف انباشته و معرفی روش متناسب منطقه است. زیرا همانگونه که ملاحظه شد با وجود پیچیده بودن الگوی تغییرات مکانی عمق برف که مدام در منابع به آن اشاره شده، می‌توان انتظار داشت در برخی



شکل (۵)- واریوگرام همگن تجربی مربوط به مشاهده‌های ارتفاع برف



شکل (۶)- واریوگرام همگن و مدل کروی برازش داده به آن.

پارامترهای مدل عبارتند از اثر قطعه‌ای ۸۴۵ سانتیمتر مربع، آستانه ۴۴۹۴ سانتیمتر مربع، دامنه ۳۱۰ متر و نسبت مقدار اثر قطعه‌ای به آستانه برابر با ۰/۱۹ می‌باشند. مقدار واریوگرام برحسب سانتیمتر مربع و $|h|$ میانگین فاصله زوج نقاط در هر کلاس برحسب متر.

دامنه مدل برازش شده به مقدار ۳۱۰ متر بیانگر این نکته است که در ماورای آن همبستگی مکانی بین عمق برف در نقاط مختلف وجود ندارد. کمتر بودن فاصله‌های نمونه‌برداری، حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر، نسبت به مقدار دامنه مزبور، می‌تواند دلیلی بر مناسب بودن فاصله‌های نمونه‌برداری محسوب شود. تغییرات تصادفی غیرقابل مدل شدن در عمق برف که با سنجه اثر قطعه‌ای سنجیده می‌شود در مقایسه با کل تغییرات یا همان آستانه، مقداری برابر با ۰/۱۹ را به خود اختصاص داده است. به عبارت دیگر $۱-۰/۱۹=۰/۸۱$ از تغییرات موجود در عمق برف، قابلیت مدل شدن از طریق برآوردکننده‌های زمین‌آماري را دارد.

موارد از یک روش به طور کاملاً ساده، برای مدل‌سازی عمق برف استفاده کرد.

دوم، مقایسه نتیجه‌های بدست آمده از اعتبارسنجی دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی با یکدیگر می‌باشد.

جدول (۳) ملاک‌های آماری حاصل از اعتبارسنجی دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی را نشان می‌دهد. روش معادله همبستگی خطی با ج.م.م.خ کمتر و نیز با م.ق.خ. کمتر، نسبت به دو مقدار مشابه در روش کریجینگ معمولی، از خطای کمتری برخوردار است. هم‌چنین همبستگی مقادیر برآورد شده با واقعی، در روش معادله همبستگی خطی، نسبت به روش کریجینگ معمولی، بیشتر می‌باشد. به عبارت دیگر روش معادله همبستگی خطی در مقایسه با روش کریجینگ معمولی، بخش بیشتری از تغییرات عمق برف را مدل کرده است. به طوری که میزان درصد تغییرات مدل شده توسط روش معادله همبستگی خطی ۶۷٪ و در کریجینگ معمولی ۶۲٪ می‌باشد. با این وجود روش کریجینگ معمولی به دلیل قابلیت تفسیر مکانی که از طریق واریوگرام به دست می‌دهد و نیز توانایی آن در تقسیم کردن تغییرات تصادفی به دو بخش

دارای ساختار و بدون ساختار و به دلیل اختلاف به طور نسبی کم ملاک‌های آماری مربوط به آن در مقایسه با معادله همبستگی خطی، از کارایی بیشتری نسبت به معادله همبستگی خطی برخوردار است.

نقشه‌های توزیع مکانی عمق برف مشاهده‌ای و برآورد شده توسط دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی به ترتیب در شکل‌های ۷-الف، ۷-ب و ۷-ج، نمایش داده شده‌اند. محل‌های عمق برف انباشت زیاد و کم در هر دو روش به طور تقریبی مشابه یکدیگر می‌باشند. لیکن بطورکلی روش کریجینگ معمولی به دلیل تدریجی‌تر بودن تغییرات عمق برف نسبت به روش معادله همبستگی خطی، از مزیت بیشتری برخوردار است. به واسطه توانایی روش کریجینگ معمولی در بیان تغییرات یک پدیده در مقیاس محلی و موضعی، ملاحظه می‌شود که در قسمتهای مرتفع محدوده که تغییرات شدید مکانی عمق برف بیشتر وجود دارد، روش کریجینگ معمولی برآورد دقیقتری نسبت به روش معادله همبستگی خطی به دست داده است.

جدول (۲) - مقایسه ضرائب تعیین دو روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی در پژوهش حاضر با نتیجه‌های مشابه

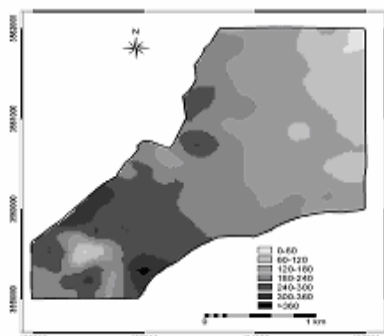
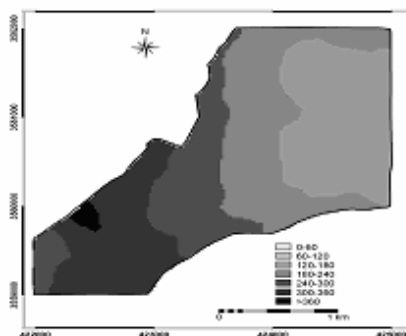
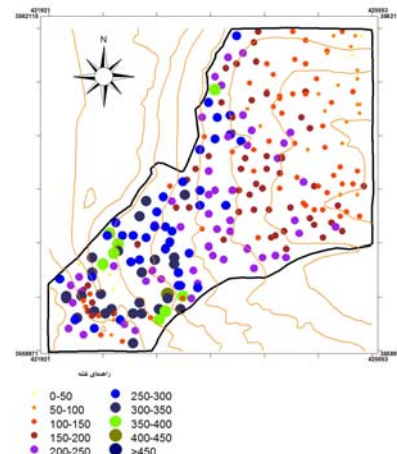
در برخی مناطقی دیگر دنیا

نام مرجع	روش معادله همبستگی خطی	روش کریجینگ معمولی
ارلبن و همکاران (۲۰۰۲) - سنت لوئیس	۰/۱۰۲	۰/۰۹۶
ارلبن و همکاران (۲۰۰۲) - فول	۰/۲۲۷	۰/۱۸۱
ارلبن و همکاران (۲۰۰۲) - والتن	۰/۰۶۷	۰/۱۹۰
مارچند و کلینگ ویت (۲۰۰۱)	۰/۲۰۱	-
پژوهش حاضر	۰/۶۷	۰/۶۲

جدول (۳) - مقایسه ملاک‌های آماری جذر میانگین مربعات خطا، میانگین مطلق خطا، میانگین خطا و ضریب همبستگی در دو

روش معادله همبستگی خطی و کریجینگ معمولی

روش برآوردکننده	جذر میانگین مربعات خطا	میانگین قدر مطلق خطا	میانگین خطا	ضریب تعیین
معادله همبستگی خطی	۴۷/۱۲	۳۵/۲۹	-۶/۱۱	۰/۶۷
کریجینگ معمولی	۵۰/۸۸۵	۳۸/۲۲	۵/۷۲	۰/۶۲



شکل (۷) - (الف) عمق برف مشاهده‌ای (سانتی‌متر) در نقاط مختلف محدوده، (ب) نقشه توزیعی عمق برف برآورد شده (سانتی‌متر) توسط روش معادله همبستگی خطی، (ج) نقشه توزیعی عمق برف برآورد شده (سانتی‌متر) توسط روش کریجینگ معمولی

سپاس و قدردانی

بدینوسیله مراتب قدردانی و سپاس خود را از سازمان آب و برق خوزستان که اعتبار لازم برای پرداخت هزینه‌های اندازه‌گیری را در قالب طرح، فراهم نمودند، ابراز می‌داریم. هم‌چنین با تشکر و سپاس از مرکز تحقیقات آبخیزداری استان چهارمحال و بختیاری و نیز اکیپ کوهنوردی روستای دشتک که بدون همکاری آنها انجام عملی این پژوهش میسر نبود. از مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری وزارت جهاد کشاورزی به دلیل خدمات مشاوره‌ای و نرم‌افزاری، تهیه نقشه‌های مورد نیاز و دسترسی به منابع مجله‌های علمی قدردانی می‌گردد. از آقای Erickson به خاطر ارسال برخی مقاله‌های کلیدی از خارج کشور و نیز توصیه‌های ارزشمند ایشان تشکر می‌گردد.

مراجع:

- ۱- بهبودیان، ج. ۱۳۸۰. آمار و احتمال مقدماتی، چاپ شانزدهم، انتشارات آستان قدس رضوی، ۳۴۸ صفحه.
- ۲- حسنی پاک، ع. ا. ۱۳۷۷. زمین آمار (ژئواستاتستیک)، انتشارات دانشگاه تهران.

۳- رحیمی، ب. آ. س. و مهدیان، م. ح. ۱۳۸۴. بررسی روش‌های توزیع مکانی بارندگی روزانه و ماهانه در حوزه دریای خزر، پژوهش و سازندگی، شماره ۶۹.

۴- صدقی، ح. ۱۳۷۱. ارزیابی و برآورد ابعاد حداکثر بارش و سیلاب محتمل حوزه آبریز کارون در پل شالو به عنوان سنجه طراحی سد کارون ۳، شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران، از سری گزارشات پژوهش و بررسی در مورد هیدرولوژی حوزه کارون به منظور برآورد سیلاب طرح سرریز سد کارون

۵- علیزاده، ا. ۱۳۶۸. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس، چاپ دوم.

۶- محمدی، ج. ۱۳۸۰. مروری بر مبانی ژئواستاتستیک و کاربرد آن در خاکشناسی؛ مجله علوم خاک و آب، جلد ۱۵، شماره ۱، صص. ۹۹-۱۲۱.

7-Balk, B. and Elder, K. 2000. Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed, Water Resources Research, 36:13-26.

8-Berg, N. 1986. Blowing snow at a Colorado alpine site: Measurements and implications, Arctic Alpine Research, 18: 147-161.

- 9-Bloschl, G., Kirnbauer, R. and Gutknecht, D. 1991. Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment: 1. Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns, *Water Resources Research*, 27 (12): 3171-179.
- 10-Carrol, S. S. and Cressie, N. 1996. A comparison of geostatistical methodologies used to estimate snow water equivalent, *Water Resources Bull.*, 32: 267-278.
- 11-Cline, D. W., Bales, R. C. and Dozier, J. 1998. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling, *Water Resources Research*, 34(5):1275-1285.
- 12-Elder, K., Dozier, G. and Michaelsen, J. 1991. Snow Accumulation and Distribution in an Alpine Watershed, *Water Resources Research*, 27(7):1541-1552.
- 13-Elder, K., Michaelsen, J. and Dozzier, J. 1995. Small basin modeling of snow water equivalence using binary regression tree methods, *IAHS Publ.*, No. 228.
- 14-Elder, K., Rosenthal, R. and Davis, R. E. 1998. Estimating the spatial distribution of snow water equivalence in a montaine watershed, *Hydrological Processes*, 12: 1793-1808.
- 15-Erxleben, J., Elder, K. and Davis, R. 2002. Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow stribution in Colorado Rocky Mountains, *Hydrological Processes*, 16: 3627-3649.
- 16-Erickson, T. A., Williams, M. W. and Winstral, A. 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in rugged mountain, Colorado, United States, *Water Resources Research*, 41: 1-17.
- 17-Hosang, J. and Dettwiler, K. 1991. Evaluation of a water equivalent of snow cover map in a small catchment area using a geostatistical approach, *Hydrological Processes*, 5: 283-290.
- 18-Isaaks, E. H. and Srivastava, R. M. 1989. *Introduction to Applied Geostatistics*, Oxford University Press: New York, 538.
- 19-Johnson, R. A. and Wichern, D. W. 1998. *Applied Multivariate Statistical Analysis*, Prentice Hall Inc. New Jersey.
- 20-Journel, A. G. and Huijbrgts C. J. 1978. *Mining Geostatistics*, Academic Press Inc., 559.
- 21-Marchand, W. D. and Killingtveit, A. 2001. Analyses of the Relation Between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics, 58th Estern Snow Conference Ottawa, Ontario, Canada.
- 22-Marchand, W. D. and Killingtveit, A. 2005. Statistical probability distribution of snow depth at the model sub-grid cell spatial scale, *Hydrological Processes*, 19: 355-369.
- 23-Molotch, N. P., Colee, M. T., Bales, R. C. and Dozier, J. 2005. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in an alpine basin using binary regnion tree models: the impact of digital elevation data independent variable selection, *Hydrological Processes*, 19:1459-1479.
- 24-Webster, R. and Oliver, M. A. 2001. *Geostatistics for Environmental Scientists*, John Wiley and Sons: New York.
- 25-Winstral, A., Elder, K. and Davis, R. E. 2002. Spatial Snow Modeling of Wind-Redisributed Snow Using Terrain Based Parameters, *J. of Hydrometeorology*, 3:524-538.