

پهنه‌بندی آب معادل برف در یکی از زیر حوضه‌های کوهستانی کارون با استفاده از GIS (مطالعه موردی: زیر حوضه صمصامی)

* صفر معروفی^۱، حسین طبری^۲، حمید زارع‌ابیان^۳، محمدرضا شریفی^۴ و علی محمد آخوندعلی^۵

^۱دانشیار گروه آبیاری، دانشگاه بوعلی سینا همدان، آشنجوی کارشناسی ارشد گروه آبیاری، دانشگاه بوعلی سینا همدان، آستادیار گروه آبیاری، دانشگاه بوعلی سینا همدان، آستادیار گروه عمران، دانشگاه صنعتی جندی شاپور دزفول، ^۲دانشیار گروه هیدرولوژی و منابع آب، دانشگاه چمران اهواز

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۹؛ تاریخ پذیرش: ۸۸/۳/۲۳

چکیده

آب معادل برف، یکی از پارامترهای مهم در مطالعات اقلیمی و هیدرولوژیکی می‌باشد و آگاهی از میزان آن، در ذخیره‌سازی و کنترل سیلاب‌های فصلی و همچنین تأمین آب مورد نیاز مصارف بشری امری ضروری است. در این پژوهش، ابتدا همبستگی آب معادل برف با ارتفاع نظیر آن، به کمک روابط مختلف رگرسیونی تعیین، و سپس بهترین رابطه براساس ضریب همبستگی (r) انتخاب شد. در مرحله بعد با استفاده از رابطه یاد شده و به‌کارگیری GIS، توزیع مکانی آب معادل برف در حوضه مورد مطالعه برآورد و نقشه پهنه‌بندی آن تهیه گردید. در نهایت نتایج به‌دست آمده با استفاده از نقشه حاصله از داده‌های دقیق برف‌سنجی که توسط مدل زمین آماری کریجینگ درونیابی شده بود، مورد ارزیابی قرار گرفت. براساس این نتایج، بهترین روابط همبستگی بین آب معادل برف و ارتفاع، به ترتیب رابطه غیرخطی چندجمله‌ای، غیرخطی لگاریتمی و خطی بوده که در سطح ۵ درصد معنی‌دار می‌باشند. همچنین نتایج این پژوهش بیانگر آن است که نقشه پهنه‌بندی آب معادل برف که از طریق ارتفاع و به‌کارگیری رابطه غیرخطی چندجمله‌ای به‌دست آمده، انطباق بسیار مطلوبی با نقشه به‌دست آمده از درونیابی داشته است. در ضمن با کاهش ارتفاع از جانب غرب به سوی شرق منطقه مطالعاتی، مقدار آب معادل برف به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد.

واژه‌های کلیدی: آب معادل برف، توزیع ارتفاعی، روش‌های رگرسیونی، زمین آمار، حوضه کارون

مقدمه

در تأمین دبی پایه رودخانه‌های دایمی و در برخی از شرایط نیز، در کنترل رژیم سیلابی رودخانه‌ها در پایین‌دست، نقش مهمی ایفا می‌نماید. زیرا برف قبل از تبدیل شدن به روان‌آب، به شکل توده‌ای جامد و سرد تا مدت‌ها در حوضه باقی می‌ماند (پرهمت، ۲۰۰۲). همچنین به‌دلیل اینکه در بسیاری از موارد در مناطق خشک و نیمه‌خشک، آب قابل دسترس برای مصارف کشاورزی و صنعتی، از مناطق کوهستانی که دارای بارش

در بسیاری از مناطق به‌خصوص در نواحی خشک و نیمه‌خشک جهان از جمله ایران، برف انباشته شده در برفچال‌ها ذخیره قابل توجهی از منابع آب را تحت عنوان آب معادل برف (SWE)^۱، در سطوح کوهستانی حوضه ایجاد می‌کند (طبری و همکاران، ۲۰۰۸). ذخیره یاد شده

* - مسئول مکاتبه: marofi@basu.ac.ir

1- Snow Water Equivalent (SWE)

آب معادل برف استفاده نموده و نتایج آن را با توزیع مکانی در حوضه آبریز رودخانه گاتینیو^۴ منطقه کبک کانادا، (برآورد شده از طریق تکنیک کریجینگ معمولی) مقایسه نمودند. آنها نتیجه گرفتند که تکنیک کریجینگ معمولی با روند خارجی نسبت به کریجینگ معمولی روش مناسب‌تری جهت برآورد توزیع مکانی آب معادل برف می‌باشد. الدر و همکاران (۱۹۸۹) در یک حوضه کوهستانی در کالیفرنیا، توزیع مکانی و زمانی آب معادل برف را برآورد نمودند. آنها دریافتند که ارتفاع یکی از پارامترهای مهم در توزیع مکانی آب معادل برف می‌باشد. ارگزلین و همکاران (۲۰۰۲) در یک حوضه کوهستانی در کالیفرنیا، عوامل ارتفاع، زاویه شیب، جهت شیب، تابش خورشیدی و پوشش گیاهی را به‌عنوان پارامترهای اولیه جهت بررسی توزیع مکانی آب معادل برف به‌کار بردند و ارتفاع را به‌عنوان مهم‌ترین پارامتر مؤثر بر آب معادل برف معرفی کردند.

تعیین الگو و ساختار تغییرات مکانی آب معادل برف به‌دلیل تعدد فرآیندهای مؤثر بر آن، نظیر جابه‌جایی برف در اثر باد، بهمن، لغزش ناشی از تغییر دما و نیز فرآیندهای برف انباشت و ربایش، مسایلی پیچیده به‌شمار می‌روند که به سادگی قابلیت مدل شدن را ندارند. بنابراین با توجه به پیچیدگی برآورد توزیع مکانی آب معادل برف، مشکلات موجود در اندازه‌گیری پارامترهای برف در مناطق کوهستانی و همچنین ناکافی بودن ایستگاه‌های برف‌سنجی در مناطق مرتفع، استفاده از روابط همبستگی بین آب معادل برف و پارامترهای مؤثر بر آن می‌تواند یک روش قابل‌قبول باشد.

هدف اصلی از این پژوهش، ارایه بهترین روش برآورد آب معادل برف (با توجه به تغییرات ارتفاع) و تعیین توزیع مکانی آن در مناطق صعب‌العبور بدون آمار بوده، همچنین پهنه‌بندی آب معادل برف در حوضه آبریز صمصامی که یکی از مناطق کوهستانی کارون می‌باشد از هدف‌های دیگر این پژوهش بوده است.

بیشتری هستند، تأمین می‌گردد، بنابراین آگاهی از ذخیره یاد شده، از اساسی‌ترین نیازهای مدیران منابع آب به‌شمار می‌آید (طبری و همکاران، ۲۰۰۸b).

مطالعات زیادی جهت برآورد توزیع مکانی آب معادل برف در سراسر جهان صورت گرفته و با توجه شرایط مختلف منطقه‌ای، نتایج متفاوتی به‌دست آمده است (کارول و کرسی، ۱۹۹۶؛ کارول و همکاران، ۱۹۹۹؛ دی‌سیو و همکاران، ۲۰۰۸). در این خصوص می‌توان به تحقیقات انجام شده مرتبط با ارتفاع و آب معادل برف مناطق برف‌خیز اشاره نمود (مارچند و کلینگ‌ویت، ۲۰۰۱؛ وینسترال و مارکس، ۲۰۰۲؛ شبان و همکاران، ۲۰۰۴؛ اریکسون و همکاران، ۲۰۰۵).

براساس تحقیق‌های صورت گرفته، ارتفاع بر روی توزیع برف انباشت و آب معادل آن اثر مهمی دارد (کاین، ۱۹۷۵؛ ری و گرانت، ۱۹۹۸). رابطه ضخامت برف با ارتفاع زمین توسط گروه مهندسی ارتش آمریکا (۱۹۵۶) و بلوشل و همکاران (۱۹۹۱)، خطی عنوان شده است. همبستگی مثبت ضخامت و آب معادل برف با ارتفاع زمین توسط مارچند و کلینگ‌ویت (۲۰۰۱) و شبان و همکاران (۲۰۰۴) ارایه شده، در حالی‌که وینسترال و مارکس (۲۰۰۲) و اریکسون و همکاران (۲۰۰۵) به رابطه‌ای معکوس بین این عوامل دست یافتند. ماتسویاما (۱۹۹۸) رابطه آب معادل برف با ارتفاع را در حوضه‌های آبریز ژاپن را بررسی کرد. نتایج وی نشان داد که نسبت افزایش آب معادل برف، بین ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر در هر متر افزایش ارتفاع منطقه می‌باشد. کونوسوکه و همکاران (۲۰۰۶) در حوضه‌ای کوهستانی در شمال مغولستان، توزیع ارتفاعی آب معادل برف را با استفاده از رگرسیون خطی^۱ بررسی نمودند. نتایج آنها نشان داد که آب معادل برف وابستگی زیادی به ارتفاع داشته و مقدار آن با ارتفاع افزایش می‌یابد.

تاپسوبا و همکاران (۲۰۰۸) از تکنیک کریجینگ معمولی^۲ با روند خارجی^۳ به‌منظور برآورد توزیع مکانی

1- Linear Regression

2- Ordinary Kriging

3- Kriging Technique with External Drift

4- Gatineau

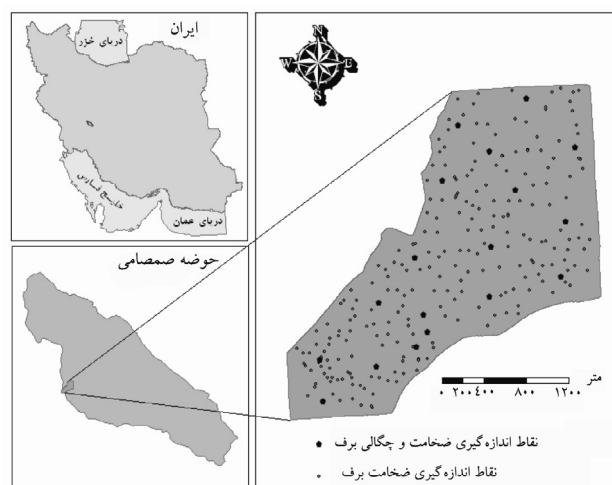
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه: حوضه آبریز صمصامی یکی از زیرحوضه‌های اصلی کارون می‌باشد. این حوضه با مساحتی در حدود ۲۴۶ کیلومترمربع در غرب استان چهارمحال و بختیاری و در مختصات جغرافیایی $10^{\circ} 2''$ تا $50^{\circ} 26' 18''$ طول شرقی و $32^{\circ} 5' 17''$ تا $15^{\circ} 1''$ عرض شمالی واقع شده است. ارتفاع متوسط حوضه در حدود ۲۵۰۰ متر از سطح دریا و ۸۴ درصد از مساحت منطقه در ارتفاعی کمتر از ۳۰۰۰ متر واقع است (جدول ۱). میانگین بارش سالانه در این حوضه در دوره آماری ۱۳۷۵-۸۴ برابر ۱۱۷۵ میلی‌متر بوده که ۶۱ درصد آن به شکل برف و ۳۹ درصد دیگر به شکل باران نازل می‌شود (شریفی، ۲۰۰۷). شکل ۱ محدوده‌ای به مساحت ۵/۲ کیلومترمربع از حوضه یاد شده که برای نمونه‌برداری در نظر گرفته شده، نشان می‌دهد (شریفی، ۲۰۰۷).

روش نمونه‌برداری: انتخاب نقاط نمونه‌برداری برای ضخامت برف قبل از آن که تابع یک سیستم پایه‌ای^۱ ثابت باشد، تابع شرایط توپوگرافی و امکانات دسترسی می‌باشد. به همین دلیل قضاوت مهندسی در این زمینه نقش اصلی را دارا می‌باشد (شریفی، ۲۰۰۷). برای محل‌هایی که تغییرات عوامل توپوگرافی زیاد بود، فواصل نمونه‌گیری کوچک‌تر و برعکس، برای محل‌هایی که تغییرات یاد شده کمتر بود، فواصل بین نقاط، بزرگ‌تر انتخاب شد. برای این منظور نقاط نمونه‌برداری ضخامت برف به صورت شبکه نامنظم و غیرسیستماتیک انتخاب گردید. تعداد نقاط اندازه‌گیری به عوارض طبیعی زمین، خصوصیات اقلیمی و توپوگرافی منطقه، قابل دسترس بودن محل و بودجه اختصاصی وابسته می‌باشد. به این ترتیب در مجموع تعداد ۲۵۸ نقطه که موقعیت آنها در شکل ۱ نشان داده شده است، مورد اندازه‌گیری قرار گرفتند (شریفی، ۲۰۰۷).

جدول ۱- مشخصه‌های هیپسومتری حوضه صمصامی.

طبقات ارتفاعی (متر)	مساحت طبقه ارتفاعی (کیلومترمربع)	درصد نسبی مساحت طبقه ارتفاعی	درصد تجمعی مساحت
کمتر از ۲۲۰۰	۳۲/۴۶	۱۳/۲	۱۳/۲
۲۲۰۰-۲۴۰۰	۵۲/۳۸	۲۱/۳	۳۴/۵
۲۴۰۰-۲۶۰۰	۴۴/۸۸	۱۸/۳	۵۲/۸
۲۶۰۰-۲۸۰۰	۴۴/۰۹	۱۷/۹	۷۰/۷
۲۸۰۰-۳۰۰۰	۳۲/۷۵	۱۳/۳	۸۴
بیشتر از ۳۰۰۰	۳۹/۱۰	۱۵/۹	۱۰۰
جمع	۲۴۵/۶۶	-	۱۰۰



جدول ۲- مقادیر چگالی لایه‌های فوقانی، تحتانی و همچنین میانگین وزنی برف در نقاط مشاهداتی.

ردیف	مشخصات جغرافیایی (UTM)		ارتفاع (متر)	ضخامت برف لایه (سانتی متر)			چگالی لایه (کیلوگرم بر مترمربع)	
	عرض	طول		مشاهده‌ای	فوقانی	تحتانی	فوقانی	تحتانی
۱	۳۵۶۰۴۵۳	۴۲۳۲۵۷	۲۶۴۰	۱۷۳	۷۱	۴۳۴	۴۰۴	۴۲۲
۲	۳۵۵۹۶۱۴	۴۲۳۲۲۶	۲۶۶۷	۲۸۶	۱۸۶	۴۳۴	۴۰۴	۴۱۵
۳	۳۵۶۱۶۷۲	۴۲۳۷۳۴	۲۵۰۰	۱۷۳	۷۳	۴۵۰	۳۶۳	۴۱۳
۴	۳۵۶۱۴۰۹	۴۲۴۰۲۰	۲۴۲۰	۱۰۲	۱۰۲	۴۴۶	-	۴۴۶
۵	۳۵۶۱۸۸۹	۴۲۴۳۹۳	۲۵۰۰	۱۲۰	۱۷	۴۷۵	۵۳۸	۴۸۴
۶	۳۵۶۱۴۰۳	۴۲۴۸۳۲	۲۳۴۰	۱۰۰	۸۶	۴۴۷	۵۵۵	۴۶۲
۷	۳۵۶۰۷۱۱	۴۲۴۷۰۱	۲۳۳۶	۱۳۳	۹۳	۵۰۲	۵۰۴	۵۰۳
۸	۳۵۶۰۱۹۵	۴۲۴۶۳۰	۲۳۴۰	۱۶۳	۱۲۴	۵۱۸	۴۷۲	۵۰۷
۹	۳۵۶۰۰۵۰	۴۲۳۹۴۰	۲۴۶۰	۲۴۱	۱۲۰	۴۴۶	۳۸۹	۴۱۸
۱۰	۳۵۶۰۵۱۲	۴۲۳۹۸۱	۲۴۲۰	۱۶۳	۱۲۴	۵۱۵	۶۲۲	۵۴۱
۱۱	۳۵۶۱۰۳۶	۴۲۴۲۴۲	۲۳۸۶	۱۶۷	۱۲۶	۴۸۴	۵۴۱	۴۹۹
۱۲	۳۵۶۱۱۶۱	۴۲۳۵۵۸	۲۵۴۰	۲۸۳	۱۱۴	۴۵۰	۴۴۳	۴۴۶
۱۳	۳۵۶۰۰۴۷	۴۲۲۸۹۴	۲۷۳۰	۲۹۲	۱۲۶	۵۱۰	۶۶۷	۵۹۹
۱۴	۳۵۵۹۹۱۲	۴۲۳۳۱۳	۲۶۱۰	۲۸۷	۹۰	۴۶۶	۴۶۶	۴۶۶
۱۵	۳۵۵۹۷۵۰	۴۲۳۳۳۹	۲۶۳۰	۲۶۷	۱۲۵	۴۵۱	۵۵۵	۵۰۷
۱۶	۳۵۵۹۴۴۴	۴۲۲۸۳۸	۲۸۱۰	۲۶۸	۱۲۶	۴۴۷	۴۹۱	۴۷۰
۱۷	۳۵۵۹۷۵۰	۴۲۲۳۰۷	۲۸۲۸	۱۲۰	۷۲	۳۱۳	۴۴۲	۳۶۵
۱۸	۳۵۵۹۱۵۱	۴۲۳۳۱۴	۲۷۸۸	۲۶۶	۱۲۴	۴۲۳	۴۹۴	۴۶۲
			میانگین			۴۵۶	۴۶۴	۴۶۸

آرایش نقاط چگالی‌سنجی را روی نقشه محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد (شریفی، ۲۰۰۷).

$$\rho_{point} = \frac{\rho_u D_u + \rho_d D_d}{D_u + D_d} \quad (1)$$

در این رابطه، ρ_{point} چگالی نقطه مورد نظر (کیلوگرم بر مترمربع)، D_u ضخامت لایه فوقانی برف (سانتی‌متر)، D_d ضخامت لایه تحتانی برف (سانتی‌متر) و ρ_u و ρ_d به ترتیب چگالی لایه فوقانی و تحتانی (کیلوگرم بر مترمربع) می‌باشند.

روش‌های به کار گرفته شده در این تحقیق: دستیابی به توزیع مکانی ضخامت و آب معادل برف مستلزم اطلاعات مشاهده‌ای نقطه‌ای (اندازه‌گیری) در مقیاسی فشرده می‌باشد. ولی به دلیل محدودیت‌های ناشی از ایمنی و پشتیبانی، تهیه اطلاعاتی با این تراکم، امکان‌پذیر نیست (بالک و الدر، ۲۰۰۰). محققان سعی نموده‌اند از طریق

نقاط چگالی‌سنجی نیز به همان شیوه نقاط ضخامت‌سنجی برف انتخاب شد (شریفی، ۲۰۰۷). با این تفاوت که به دلیل تغییرات خیلی کم چگالی برف در مقایسه با ضخامت برف (گری و میل، ۱۹۸۱؛ الدر و همکاران، ۱۹۹۵)، برای ارایه تغییرات مکانی آن در سطح تعداد نمونه‌برداری بسیار کمتری، مورد نیاز است. با توجه به شرایط توپوگرافی محدوده مورد نظر، تعداد ۱۸ نقطه از ۲۵۸ نقطه ضخامت‌سنجی، به عنوان نقاط چگالی‌سنجی انتخاب گردید. به این منظور ابتدا ضخامت برف مشاهده‌ای در هر یک از ۱۸ نقطه، به دو قسمت (لایه فوقانی و تحتانی) تقسیم و چگالی هر لایه به‌طور جداگانه اندازه‌گیری شد. با محاسبه میانگین وزنی چگالی هر یک از لایه‌های فوقانی و تحتانی مطابق رابطه ۱، چگالی متوسط برف در هر نقطه به دست آمد (جدول ۲). شکل ۱،

زمین آمار به‌عنوان یکی از زیرشاخه‌های آمار کاربردی، علمی است که مهم‌ترین هدف آن ارایه مدلی مناسب جهت توصیف تغییرات مکانی یک متغیر ناحیه‌ای می‌باشد (محمدی، ۲۰۰۱). مدل یاد شده بر پایه تابع تصادفی مانند $Z(x)$ استوار است (یورنل و هویجبرتس، ۱۹۷۸) که برای هر نقطه مانند x مقدار مشخصی را به‌دست می‌دهد. در تابع ذکر شده کلیه تغییرات مکانی به مؤلفه ساختاری (سیستماتیک) و غیرساختاری (تصادفی) تقسیم می‌شود. به‌عبارت دیگر تغییرات مکانی یک متغیر ناحیه‌ای، مانند $Z(x)$ را می‌توان به صورت زیر نشان داد:

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon(x) \quad (2)$$

در این رابطه، $m(x)$ تابع قطعی^۵ جبری و معرف روند و یا همان مؤلفه تغییرات ساختاری که در مقیاس بلنددامنه رخ می‌دهد و $\varepsilon(x)$ بیانگر مؤلفه تغییرات تصادفی است. روش زمین آمار شامل مدل‌های مختلفی از جمله کریجینگ معمولی و کوکریجینگ^۶ می‌باشد. کریجینگ تخمین‌گری نارایب است که تنها یک متغیر را پیش‌بینی می‌نماید. شرط نارایب‌بودن در سایر روش‌های تخمین، نظیر روش چندجمله‌ای و معکوس فاصله نیز اعمال می‌شود ولی ویژگی کریجینگ در آن است که با وجود نارایب‌بودن، واریانس تخمین نیز کمترین می‌باشد. به‌عبارت دیگر در این روش از اطلاعات موجود به بهترین نحو استفاده شده است. بنابراین کریجینگ به همراه هر تخمین، مقدار خطای آن را نیز ارایه می‌دهد که با استفاده از این ویژگی منحصر به فرد کریجینگ می‌توان قسمت‌هایی که در آنجا خطا زیاد و برای کاهش آن به داده‌های بیشتری نیاز است را مشخص نمود. در برخی موارد ممکن است از یک متغیر به اندازه کافی نمونه‌برداری نشده باشد و براساس نمونه‌های موجود، نتوان تخمین را با دقت مورد نظر انجام داد. در چنین مواردی می‌توان با استفاده از کوکریجینگ و با در نظر گرفتن رابطه مکانی بین این متغیر و متغیر دیگری که به

شناخت عوامل مؤثر بر توزیع ضخامت و آب معادل برف، با استخراج روابط حاکم بر این عوامل، و تکیه بر مشاهدات نقطه‌ای محدود، خصوصیات برف را در نقاط بدون اندازه‌گیری برآورد نمایند (الدر و دوزیر، ۱۹۹۰؛ الدر، ۱۹۹۵). به‌عبارت دیگر با دست‌یابی به رابطه ضخامت و آب معادل برف با عوامل توپوگرافی و اقلیمی، می‌توان توزیع مکانی این مؤلفه‌های مهم از هیدرولوژی برف را برآورد نمود.

در این تحقیق، ابتدا رابطه ارتفاع (به‌عنوان مهم‌ترین پارامتر مؤثر بر آب معادل برف) با آب معادل برف به کمک مدل‌های رگرسیون خطی، رگرسیون غیرخطی لگاریتمی^۱ و چندجمله‌ای^۲ به‌دست آمد (با استفاده از نرم‌افزار SPSS). سپس با استفاده از بهترین رابطه به‌دست آمده (که دارای بیشترین ضریب همبستگی بوده) و به‌کارگیری GIS^۳، توزیع مکانی آب معادل برف مبتنی بر ارتفاع در حوضه مورد مطالعه برآورد و نقشه پهنه‌بندی آن تهیه گردید. در نهایت برای ارزیابی روش مورد استفاده، توزیع مکانی به‌دست آمده با نقشه حاصل از مدل‌های زمین آمار^۴ مقایسه و ارزیابی شد.

تهیه نقشه توزیع مکانی آب معادل برف با استفاده از روش‌های زمین آمار: یکی از راه‌حل‌ها، برای دست‌یابی به مشاهدات نقطه‌ای خصوصیات برف در مقیاسی فشرده که منجر به پهنه‌بندی توزیع مکانی برف گردد (بلوشل و همکاران، ۱۹۹۱؛ الدر و همکاران، ۱۹۹۸)، مبتنی بر، مدل کردن الگو و ساختار تغییرات مکانی متغیر مورد نظر می‌باشد. یکی از روش‌هایی که برای تحلیل ساختار مکانی و در نتیجه ارایه تخمینی برای ضخامت و آب معادل برف کاربرد دارد، روش زمین آمار می‌باشد که از آغاز دهه ۱۹۹۰ میلادی مورد توجه هیدرولوژیست‌ها قرار گرفته است (کارول و کرسی، ۱۹۹۷؛ بالک و همکاران، ۱۹۹۸).

5- Deterministic
6- Co-Kriging

1- Logarithmic Non-Linear Regression
2- Polynomial Non-Linear Regression
3- Geographic Information System
4- Geostatistic Models

مشاهده می‌شود، مقادیر چگالی برف مشاهده‌ای از ۳۶۲ تا ۵۹۹ (کیلوگرم بر مترمربع) تغییر می‌نماید. همچنین میانگین، میانه و ضریب تغییرات آن به ترتیب ۴۶۸، ۴۶۱ (کیلوگرم بر مترمربع) و ۰/۱۲ بوده است. مقادیر ضخامت برف مشاهده‌ای از صفر تا ۴۱۷ (سانتی‌متر) تغییر می‌نماید. و نیز میانگین، میانه و ضریب تغییرات آن به ترتیب ۱۹۹، ۱۹۱/۵ (کیلوگرم بر مترمربع) و ۰/۴۱ می‌باشد. بنابراین چگالی برف با ضریب تغییرات ۰/۱۲ نسبت به مقدار نظیر آن در ضخامت برف به میزان ۰/۴۱ درصد، از تغییرات مکانی بسیار کمتری برخوردار است. ارگزلین و همکاران (۲۰۰۲) و مولوچ و همکاران (۲۰۰۵) نیز به تغییرات مکانی کم چگالی برف به ترتیب با ضریب تغییرات ۵ و ۱۷ درصد دست یافتند. از طرفی، نبود رابطه معنی‌دار چگالی با عوامل توپوگرافی و نرمال بودن توزیع (با استفاده از آزمون کلموگروف-اسمیرنوف^۳) آن سبب شد که اولاً توزیع آب معادل را با توزیع ضخامت برف یکسان فرض نموده و ثانیاً برای برآورد چگالی نقاط مختلف، از مقدار میانگین وزنی آن ۴۶۸ (کیلوگرم بر مترمربع) استفاده شود. لازم به ذکر است که ضریب همبستگی چگالی برف با ارتفاع در مدل‌های خطی، غیرخطی لگاریتمی و غیرخطی چندجمله‌ای به ترتیب ۰/۲۱۲۸، ۰/۲۱۴۲ و ۰/۲۱۷۷ بوده است.

خوبی نمونه‌گیری شده، تخمین را اصلاح کرد (گل محمدی و همکاران، ۲۰۰۹).

در این پژوهش، مدل‌های مختلف زمین آماری برای پهنه‌بندی آب معادل برف به کار رفت. برای اعتبارسنجی روش‌ها از تکنیک ارزیابی متقاطع^۱ نقاط استفاده شده و معیار مقایسه و ارزیابی نیز میانگین خطای مطلق^۲ می‌باشد (رابطه ۳).

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n |X_i - X_j|}{n} \quad (3)$$

در این رابطه، X_i مقدار مشاهده‌ای، X_j مقدار برآورد شده و n تعداد داده‌ها می‌باشد.

مناسب‌ترین روش، دارای کمترین مقدار خطا است. یا به عبارت دیگر هرچه این مقدار به صفر نزدیک‌تر باشد، دقت بیشتر آن روش را نشان می‌دهد (هاتچینسون، ۱۹۹۲). برای انتخاب روش مناسب، مقایسه روش‌های زمین آماری با تکنیک ارزیابی اجرا و سپس برای هر روش میانگین خطای واقعی محاسبه شد. در نهایت نقشه توزیعی آب معادل برف با استفاده از بهترین روش و به کمک نرم‌افزار ArcGis 9.2 تهیه گردید.

نتایج و بحث

در جدول‌های ۳ و ۴، آماره‌های توصیفی چگالی و ضخامت برف مشاهده‌ای ارائه شده است. همان‌طور که

جدول ۳- خلاصه آماری چگالی (کیلوگرم بر مترمربع) اندازه‌گیری شده برف در نقاط مختلف.

مقادیر	آماره‌ها
۱۸	تعداد
۳۶۵	حداقل
۵۹۹	حداکثر
۴۶۸	میانگین
۴۶۱	میانه
۰/۱۲	ضریب تغییرات

جدول ۴- خلاصه آماری مقادیر مشاهده‌ای ضخامت برف (سانتی‌متر) در نقاط نمونه‌برداری.

مقادیر	آماره‌ها
۲۵۸	تعداد
۰	حداقل
۴۱۷	حداکثر
۱۹۹	میانگین
۱۹۱/۵	میانه
۰/۴۱	ضریب تغییرات

ندارد. این بخش از نتایج و معکوس شدن آب معادل برف و ارتفاع، مشابه نتایج ارایه شده توسط اریکسون و همکاران (۲۰۰۵) می‌باشد. علت معکوس بودن رابطه یاد شده در مناطق بسیار مرتفع، می‌تواند تحت‌تأثیر عامل باد باشد (شریفی و همکاران، ۲۰۰۷) که البته به دلیل پیچیده بودن ماهیت ارتباط بین برف و آب معادل آن، این موضوع به مطالعات بیشتری نیاز دارد.

در این پژوهش، روش‌های میانگین متحرک^۱، نزدیک‌ترین همسایگی^۲، فاصله معکوس^۳ و کریجینگ معمولی برای تهیه نقشه توزیع مکانی SWE مورد ارزیابی قرار گرفت. مقادیر MAE محاسبه شده برای روش‌های مختلف درون‌یابی در جدول ۵ ارایه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش کریجینگ معمولی با MAE برابر با ۱۶/۲۳ سانتی‌متر، بهترین روش درون‌یابی می‌باشد که برای تهیه نقشه رستری ضخامت برف از آن استفاده و سپس به کمک نرم‌افزار ArcGIS 9.2 نقشه‌های توزیعی ضخامت برف و آب معادل آن تهیه گردید.

در شکل ۳، نقشه توزیع مکانی آب معادل برف مبتنی بر ارتفاع (توزیع ارتفاعی آب معادل برف) آورده شده و همچنین در شکل ۴، نقشه توزیع مکانی آب معادل برف به روش درون‌یابی (کریجینگ معمولی) ارایه شده است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌گردد مقدار آب معادل برف از شرق به غرب محدوده مورد مطالعه افزایش

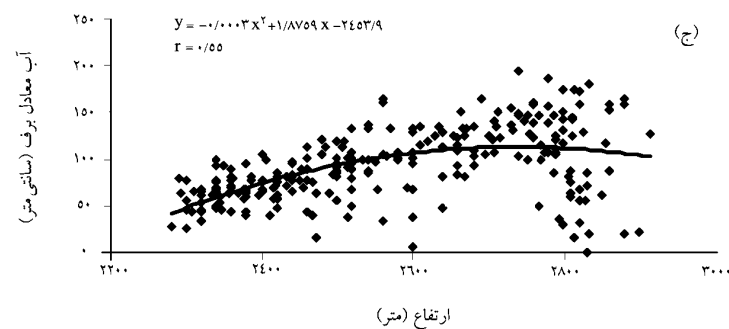
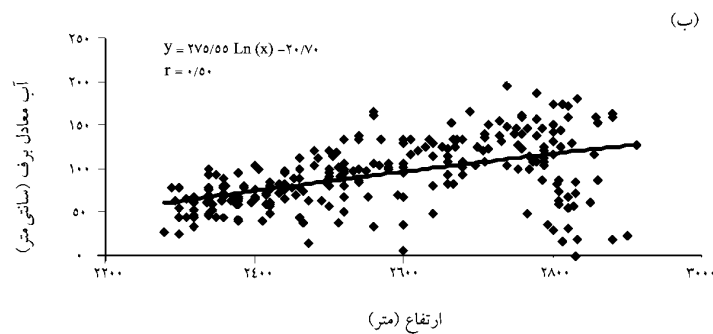
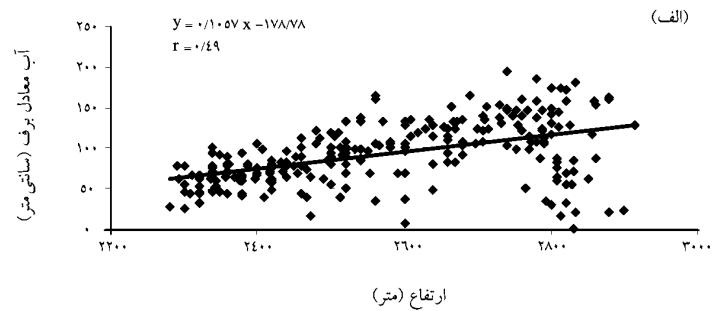
در شکل ۲، همبستگی بین ارتفاع منطقه و آب معادل برف به همراه ضریب همبستگی و رابطه مربوط به آن که از طریق روش‌های مختلف رگرسیونی محاسبه شده، ارایه گردیده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، میزان همبستگی بین ارتفاع با آب معادل برف در رگرسیون غیرخطی چندجمله‌ای ($r=0/55$) بیشتر از رگرسیون‌های غیرخطی لگاریتمی ($r=0/50$) و خطی ($r=0/49$) بوده است. این همبستگی (بین ارتفاع و آب معادل برف) تا ارتفاع ۲۷۸۰ دارای شیبی مثبت (افزایشی) می‌باشد. به‌عبارت دیگر با افزایش ارتفاع تا حدود ۲۷۸۰ متری، آب معادل برف نیز افزایش یافته که مشابه نتایج مارچند و کلینگ ویت (۲۰۰۱) و شبان و همکاران (۲۰۰۴) می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه به‌ازای ۶۶۳ متر افزایش ارتفاع، آب معادل برف به‌میزان ۶۷ سانتی‌متر افزایش می‌یابد. به‌عبارت دیگر گرادیان آب معادل برف در حدود ۱ میلی‌متر به‌ازای هر متر ارتفاع، افزایش یافته که این نسبت افزایش، کمتر از نسبت گزارش شده در دیگر حوضه‌های آبریز (ماتسویاما، ۱۹۹۸) می‌باشد.

با توجه به این که با افزایش ارتفاع تا حدود ۲۷۸۰ متری (از سطح دریا)، آب معادل برف نیز افزایش می‌یابد و پس از آن، با افزایش ارتفاع مقدار آن کم می‌شود، بنابراین سعی شد که معنی‌داری رابطه آب معادل برف و ارتفاع، در دو کلاس (پایین‌تر و بالاتر از ارتفاع ۲۷۸۰ متر) مورد بررسی قرار گیرد. نتایج بیانگر آن است که رابطه آب معادل برف و ارتفاع (در محدوده مورد مطالعه)، تا ارتفاع ۲۷۸۰ متری در سطح ۵ درصد معنی‌دار می‌باشد و در ارتفاعات بالاتر رابطه معنی‌داری در این خصوص وجود

1- Moving Average
2- Nearest Neighbor
3- Inverse Distance

منطقه، برآورد قابل قبولی از توزیع مکانی آب معادل برف را ارائه می دهد و از این روش می توان جهت برآورد توزیع مکانی آب معادل برف در هنگام نبود داده های برف استفاده نمود.

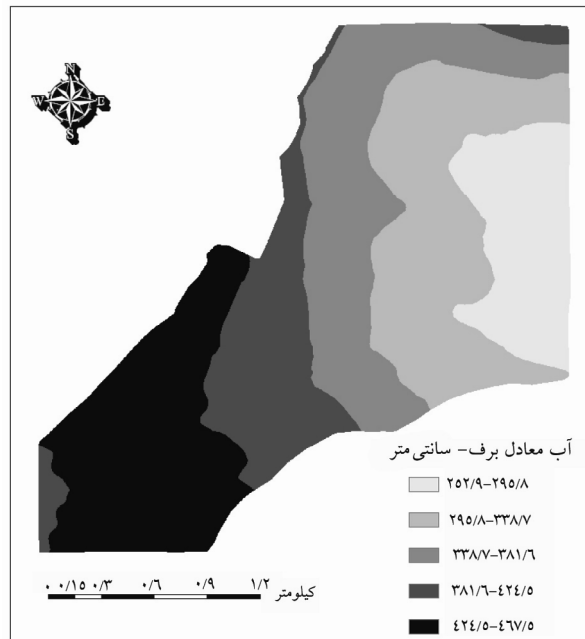
می یابد. با مقایسه شکل های ۳ و ۴ می توان نتیجه گرفت توزیع مکانی آب معادل برف (مبتنی بر تغییرات ارتفاع) مطابقت خوبی با نقشه توزیعی به دست آمده از روش کریجینگ معمولی داشته و دارای الگوی تغییرات مشابهی می باشند. نتایج این تحقیق نشان می دهد که توزیع ارتفاعی



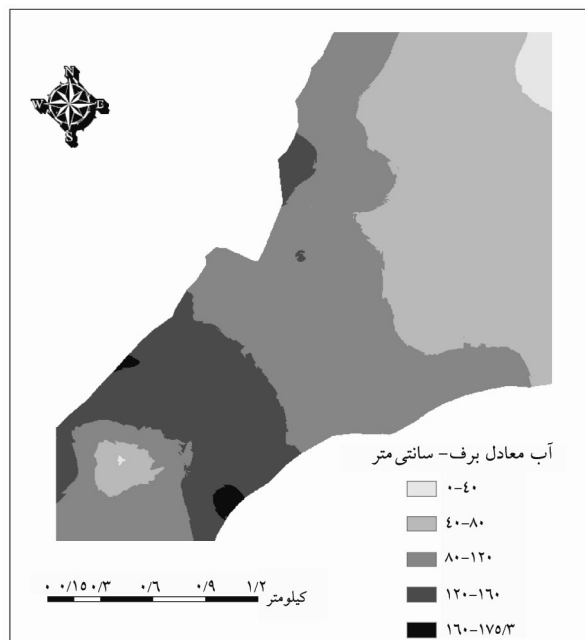
شکل ۲- تغییرات آب معادل برف با ارتفاع، ضرایب همبستگی و روابط حاصله از روش های رگرسیونی، (الف) رگرسیون خطی، (ب) رگرسیون غیرخطی لگاریتمی و (ج) رگرسیون غیرخطی چندجمله ای.

جدول ۵- مقادیر آماره میانگین خطای مطلق برای روش های مختلف درونیابی.

میانگین خطای مطلق	روش درونیابی
۲۵/۸۷	میانگین متحرک
۲۳/۱۷	نزدیک ترین همسایگی
۲۸/۱۵	فاصله معکوس
۱۶/۲۳	کریجینگ معمولی



شکل ۳- نقشه توزیع ارتفاعی آب معادل برف (سانتی متر).



شکل ۴- نقشه توزیع مکانی آب معادل برف (سانتی متر) حاصله از روش کریجینگ معمولی.

دارای رابطه معنی داری در سطح ۵ درصد می باشد که مشابه نتایج کونوسوکه و همکاران (۲۰۰۶) می باشد. همبستگی بین این دو پارامتر در رگرسیون غیرخطی چندجمله ای ($r=0/55$) بیشتر از رگرسیون غیرخطی لگاریتمی ($r=0/50$) و خطی ($r=0/49$) می باشد و به ازای ۶۶۳ متر افزایش ارتفاع، آب معادل برف به میزان ۶۷ سانتی متر در محدوده مورد مطالعه افزایش یافته است.

نتیجه گیری

در این پژوهش، با توجه به کمبود ایستگاه های برف سنجی در مناطق کوهستانی کشور و همچنین مشکلات اندازه گیری پارامترهای برف در مناطق مرتفع، توزیع مکانی آب معادل برف با استفاده از رابطه آن با ارتفاع و نقشه DEM و به کارگیری GIS برآورد گردید. نتایج این تحقیق نشان داد که ارتفاع با آب معادل برف

سپاسگزاری

بدین وسیله از مسئولان مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، اداره هواشناسی استان چهارمحال و بختیاری و سازمان آب و برق خوزستان که در انجام این پژوهش ما را یاری نمودند سپاسگزاری می‌نماییم

به عبارت دیگر با هر متر افزایش ارتفاع، آب معادل برف در حدود ۱ میلی‌متر افزایش می‌یابد. آب معادل برف، از ۵۰ سانتی‌متر در شرق تا به بیش از ۱۵۰ سانتی‌متر در غرب محدوده مورد مطالعه می‌رسد. با مقایسه نقشه‌های به دست آمده از این روش و مدل‌های زمین آمار می‌توان نتیجه گرفت که با داشتن تنها ارتفاع حوضه می‌توان توزیع مکانی آب معادل برف را به صورت قابل قبولی برآورد نمود.

منابع

1. Balk, B., Elder, K., and Baron, J. 1998. Using geostatistical methods of estimate snow water equivalence distribution in a mountain watershed, Rep. 66, W east. Snow Conf., Pp: 100-111, Salt Lake City, Utah.
2. 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.
3. Bloschl, G., Kirnbauer, R., and Gutknecht, D. 1991. Distribution Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment's: 1. Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns, Water Resources Research, 27: 3171-3179.
4. Cain, N. 1975. An elevation Control of snow pack variability, Water Resources Bull., 11: 613-621.
5. Carrol, S.S., and Cressie, N. 1996. A comparison of geostatistical methodologies used to estimate snow water equivalent, 32: 2. 267-278.
6. Carrol, S.S., and Cressie, N. 1997. Spatial modeling of snow water equivalent using covariances estimated from spatial and geomorphic attributes, J. Hydrology, Vol. 190: 1-2. 42-59.
7. Carrol, S.S., Carrol, T.R., and Poston, R.W. 1999. Spatial modeling and prediction of snow-water equivalent using ground-based, airborne, and satellite snow data, 104: 19623-19629.
8. De Seve, D., Evora, N., and Tapsoba, D. 2008. Comparison of three algorithms for estimating Snow Water Equivalent (SWE) over the La Grande River watershed using SSM/I data in the context of Hydro-Québec's hydraulic power management, Geoscience and Remote Sensing Symposium, Pp: 4257-4260.
9. Elder, K., Dozier, J., and Michaelsen, J. 1989. Spatial and temporal variation of net snow accumulation in a small alpine watershed, Emerald Lake basin, Sierra Nevada, California, U.S.A. Annals of glaciology, 13: 56-63.
10. Elder, K., and Dozier, J. 1990. Improving method for measurement and estimation of snow storage in alpine watershed, Hydrology in Mountainous Regions, 1-Hydrological Measurement; the Water Cycle, IAHS Publ., 193: 147-156.
11. Elder, K. 1995. Snow distribution in alpine watersheds. Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, CA, 309p.
12. Elder, K., Michaelsen, J., and Dozier, J. 1995. Small basin modeling of snow water equivalent using binary regression tree methods, IAHS Publ., No. 228.
13. Elder, K., Rosenthal, R., and Davis, R.E. 1998. Estimating the spatial distribution of snow water equivalent in a mountain watershed, Hydrology Processes, 12: 1793-1808.
14. Erikson, T.A., Williams, M.W., and Winstal, A. 2005. Persistence of topographic controls on the spatial distribution of snow in rugged mountain, Colorado, United States, Water Resources Research, 41: 4. 1-17.
15. Erxleben, J., Elder, K., and Davis, R. 2002. Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in Colorado Rocky Mountains, Hydrology Processes, 16: 3627-3649.
16. Golmohammadi, G., Marofi, S., Mohammadi, K. 2009. Regionalisation of runoff coefficient in Hamedan Province using Geostatistical Methods and GIS, Journal of Science and Technology Agriculture and Natural Resources, 46: 1-15. (In Persian).

- 17.Gray, D.M., and Male, D.H. 1981. Handbook of snow, Pergamon Press, Canada Ltd., 776p.
- 18.Hutchinson, M.F. 1992. Spline A and LAPPNT, center for Resource and Environmental studies, Australian National University, Canberra, Australia, 320p.
- 19.Journel, A.G., and Huijbregts, C.J. 1978. Mining geostatistics. Academic Press, London, 600p.
- 20.Konosuke, S., Tsutomu, K., Yinsheng, Z., Mamoru, I., and Yoshihiro, I. 2006. Altitudinal Distribution of Snow Water Equivalent in the Tuul River Basin, Mongolia, International Workshop on Terrestrial Change in Mongolia.
- 21.Marchand, W.D., and Killingveit, A. 2001. Analyses of the Relation between Spatial Snow Distribution and Terrain Characteristics, 58th Eastern Snow Conference Ottawa, Ontario, Canada.
- 22.Matsuyama, H. 1998. Seasonal variation and altitudinal distribution of snow density and snow water equivalent in Mt. Makihata. J. Japan Soc. Hydrol. and Water Resour., 11: 117-127.
- 23.Mohammadi, J. 2001. Considering geostatistics and its application in soil science, Journal of Soil & Water Science, 15: 1. 99-121. (In Persian).
- 24.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 regression tree models, Hydrological Processes, 12: 10. 1793-1808.
- 25.Porhemmat, J. 2002. Runoff distribution model obtained from snowmelt using remote sensing data and GIS system, Ph.D. thesis, Islamic Azad University, Oloom va Tahghighat branch, Tehran, 222p. (In Persian).
- 26.Rhea, J.O., and Grant, L.O. 1998. Topographic influences on snowfall patterns in mountains terrain, in Advances Concepts and Techniques in the Study of Snow and Ice Resources, Natl. Acad, of sci., Washington, D.C., Pp:182-192.
- 27.Shaban, A., Faour, G.H., Khawlie, M., and Abdallah, Ch. 2004. Remote sensing application to estimate volume of water in the from of snow on Mount Lebanon, Hydrological sciences Journal, 49: 4. 643-653.
- 28.Sharifi, M.R. 2007. Considering spatial distribution of snow water equivalent using combined methods, Ph. D. Shahid Chamran University, Ahvaz, 227p. (In Persian).
- 29.Sharifi, M.R., Akhoond-Ali, A.M., Porhemmat, J., and Mohammadi, J. 2007. Effect of elevation, slope and aspect on snow depth at Samsami basin (Technical Report), Iran-Water Resources Research, 3: 3. 69-72. (In Persian).
- 30.Tabari, H., Marofi, S., Zare Abyaneh, H., Amiri Chayjan, R., and Sharifi, M.R. 2008a. Comparison of combined methods and artificial neural network for estimation snow water equivalent in Samsami basin, 3rd Iran Water Resources Management Conference, Tabriz, 7p. (In Persian).
- 31.Tabari, H., Marofi, S., Amiri Chayjan, R., and Sharifi, M.R. 2008b. Application of artificial neural network in considering spatial distribution of snow water equivalent in Samsami sub-basin, Water Conference, Lorestan, 9p. (In Persian).
- 32.Tapsoba, D., Fortin, V., Anctil, F., and Hache, M. 2008. Use of the kriging technique with external drift for a map of the water equivalent of snow: application to the Gatineau River Basin, 32: 1. 289-297.
- 33.U.S. Army Corps of Engineers. 1956. Snow Hydrology, N. Pac. Div., Portland, Oregon.
- 34.Winstral, A., and Marks, D. 2002. Simulation wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment, Hydrology Processes, 16: 3585-3603.