

هیدروژئومورفولوژی، شماره ۱۲، پاییز ۱۳۹۶، صص ۶۶-۴۵

وصول مقاله: ۱۳۹۵/۰۷/۱۶ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۰۷/۱۲

## ارزیابی کارایی روش‌های زمین آماری به منظور برآورد توزیع مکانی عمق و چگالی برف در مناطق کوهستانی (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی آبخیز گوش بالا مشهد)

علی حقی‌زاده<sup>۱</sup>

آرمان کیانی<sup>۲\*</sup>

میلاذ کیانی<sup>۳</sup>

### چکیده

یکی از مهم‌ترین منابع آبی در مناطق کوهستانی ذخیره‌ی برف می‌باشد که می‌تواند در بیشتر مواقع سال آب مورد نیاز برای مصارف کشاورزی، شرب، زیست محیطی را فراهم کند. پژوهش حاضر که در حوضه‌ی آبخیز کوهستانی گوش بالا به وسعت ۸۳/۳ کیلومتر مربع در شرق مشهد انجام گرفته است. که با استفاده از ۱۱ نمونه اندازه‌گیری شده عمق و چگالی برف پهنه‌بندی دو پارامتر مذکور با استفاده از روش‌های زمین آمار مانند عکس فاصله وزن‌دار (IDW)، توابع شعاع پایه (RBF)، کریجینگ و کوکریجینگ انجام گرفت. با بکارگیری آماره جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) روش کوکریجینگ ساده برای عمق و کریجینگ ساده برای چگالی که دارای کمترین میزان خطای به مقدار ۰/۵۱۸ و ۰/۰۲۳ بودند تشخیص داده شد. واریوگرام به دست آمده در روش کوکریجینگ ساده از نوع J بسط برای عمق برف دارای کمترین مقدار اثر قطعه‌ای و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف به میزان ۰/۷۹۵ و ۰/۹۵ را نشان داد و همچنین واریوگرام مربوط به چگالی برف نیز کمترین

۱- دانشیار گروه مهندسی آبخیزداری دانشگاه لرستان.

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد آبخیزداری دانشگاه ملایر (نویسنده مسئول). E-mail: arman.kiani1390@gmail.com

۳- کارشناس ارشد منابع آب گروه تخصیص وزارت نیرو.

مقدار اثر قطعه‌ای و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف را به مقدار  $0/8$  و  $0/9$  در روش کوکریجینگ ساده از نوع J بسل را دارا بود. نتایج نشان می‌دهد که اثر قطعه‌ای و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف بالا می‌باشد که این خود دلیلی بر ساختار فضایی ضعیف حاکم در بین داده‌های دو پارامتر مورد مطالعه می‌باشد که نشان‌دهنده ناهمگنی در داده‌های جمع‌آوری شده است.

**کلمات کلیدی:** برف، زمین آمار، واریوگرام، اثر قطعه‌ای، مشهود.

#### مقدمه

پوشش برفی در یک حوضه بر بیلان آب و انرژی آن حوضه اثر می‌گذارد. بنابراین عامل مهمی برای تغییرات اقلیمی آن محسوب می‌شود. (کارآموز و عراقی‌نژاد، ۱۳۸۹). در کشور ما کمتر به هیدرولوژی برف پرداخته می‌شود این در حالی است که اکثر رودخانه‌های کشور که جریان دائمی دارند حوضه‌ی آبخیزشان برفگیر است (ابدام و فتح‌الله‌زاده، ۱۳۹۲). آب حاصل از برف فصلی و یخچال‌های طبیعی منبع تأمین آب بیش از یک ششم جمعیت جهان می‌باشد (لی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸). ذخایر برفی در بالادست کوه‌ها که الگوی رواناب فصلی پایین دست را تحت تأثیر قرار می‌دهد (یانگ<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵). برف یکی از اشکال مهم بارش در چرخه‌ی هیدرولوژی مناطق کوهستانی بوده که در تأمین منابع آب آشامیدن و کشاورزی به صورت جریان‌های تأخیری در فصول پرآبی و جریان‌های کمینه در فصول کم‌آبی و تولید انرژی نقش ارزنده‌ای ایفا می‌کند (قنبرپور و همکاران، ۱۳۸۴). یکی از مهم‌ترین اقدامات برای مدیریت برف آگاهی از عمق و چگالی برف است (شریفی و همکاران، ۱۳۸۶). بنابراین در زمینه‌ی عمق و چگالی برف مطالعات گوناگونی انجام پذیرفته

1- Li et al.,

2- Yang

است به طوری که شریفی و همکاران (۱۳۸۶) به برآورد توزیع مکانی عمق برف در حوضه‌ی آبخیز صمصامی پرداختند نتایج نشان داد که ۶۷ درصد تغییرات عمق برف تحت تأثیر عواملی چون ارتفاع، جهت شیب و نمایه‌ی بادپناهی می‌باشد و روش کریجینگ معمولی می‌تواند تا ۶۴ درصد تغییرات عمق برف را پیش‌بینی نماید. بهرامی و همکاران (۱۳۹۵) پارامترهای ژئومورفومتری استخراج از مدل رقومی ارتفاع را برای پیش‌بینی عمق برف در منطقه‌ی کوه‌رنگ استان چهارمحال و بختیاری مورد مطالعه‌ی قرار دادند نتایج نشان داد پارامترهای استخراج شده از مدل رقومی ارتفاع ۱۵۰ متر، می‌تواند عمق برف را با دقت بالایی برآورد نماید. ابدام و فتح‌زاده (۱۳۹۲) روش‌های مختلف زمین آمار را به منظور توزیع مکانی عمق برف در حوضه‌ی سخوید در استان یزد را مورد بررسی نمودند و روش کریجینگ جهانی را که دارای کمترین میزان RMSE بود به عنوان روش قابل اعتماد برای پهنه‌بندی عمق برف معرفی کردند. جهانبخش اصل و همکاران (۱۳۹۴) رواناب حاصل از ذوب برف را با استفاده از پارامترهای برف از طریق دو مدل SRM و HEC-HMS شبیه سازی نمودند نتایج نشان داد مدل SRM تا حد زیادی می‌تواند رواناب ناشی از ذوب برف را شبیه‌سازی نماید. مرید<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۱) مهم‌ترین چالش برای شبیه‌سازی برف در مدل‌های برف - رواناب را کمبود داده معرفی می‌کند از این رو توسعه روش‌ها و مدل‌هایی که بتوانند به نحو مطلوبی با حداقل داده‌های مورد نیاز، تغییرات زمانی و مکانی برف را شبیه‌سازی کند امری ضروری است. بالک و الدر<sup>۲</sup> (۲۰۰۰) معتقدند که در مکان‌های مختلف عمق برف قابل تغییر بوده و با تعداد کم نقاط نمی‌توان برآورد دقیقی از میانگین عمق برف منطقه داشت لذا با پهنه‌بندی عمق برف با استفاده از روش درون‌یابی کریجینگ می‌توان عمق برف را در نقاطی

---

1- Morid

2 - Balk and Elder

که فاقد آمار است مشاهده کرد. ارلین<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۲) به تخمین عمق برف با استفاده از دو روش کریجینگ و معادله‌ی همبستگی خطی در حوضه‌ای به وسعت ۱ کیلومتر مربع در ایالت کلرادو در ایالات متحده آمریکا پرداختند نتایج نشان داد که روش کریجینگ نسبت به معادله‌ی همبستگی خطی از مزیت بیشتری برخوردار است به طوری که روش کریجینگ معمولی ۱۹ درصد از تغییرات موجود در مشاهدات برف را می‌تواند مدل نماید، حال آنکه این مقدار در روش همبستگی خطی فقط ۶/۸ درصد برآورد می‌گردد. مولتچ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۵) در ایالات نوادای آمریکا برآورد عمق برف را در مساحتی به وسعت ۱۹/۱ کیلومتر انجام دادند نتایج آنها برای ماه آوریل با میانگین عمق برف ۲۵۵ سانتی متر نشان داد که روش مزبور ۳۷ درصد از تغییرات موجود را می‌تواند مدلسازی کند. تاپسوبا<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۸) از تکنیک کریجینگ معمولی با روند خارجی به منظور تخمین توزیع مکانی آب معادل برف بهره گرفتند و نتایج تحقیقات خود را با توزیع مکانی در حوضه‌ی آبخیز رودخانه‌ی کاتینیو منطقه‌ی کبک کانادا مقایسه نمودند، نتایج بیان داشت که تکنیک کریجینگ معمولی با روند خارجی نسبت به کریجینگ معمولی روش مناسب‌تری جهت برآورد توزیع مکانی آب معادل برف می‌باشد. استورم<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۱۰) برای محاسبه آب معادل برف، ابتدا برای تعیین جرم مخصوص برف مدلی را ارائه نموده سپس براساس مدل، عمق برف را به مقدار آب معادل برف تبدیل نمودند. مارچند و کیلینگویت<sup>۵</sup> (۲۰۰۱) برای محاسبه عمق برف از روش معادله با ترکیب خطی و غیرخطی از عوامل توپوگرافی شامل ارتفاع، زاویه شیب، جهت شیب، و جهت انحنای زمین در سطحی به مساحت ۳۶ کیلومتر مربع استفاده کردند، آنها در

1- Erxleben

2- Molotch

3- Tapsoba

4- Sturm et al.,

5- Marchand and killingtveit

سطوح غیرجنگلی توانستند مقدار ۱۵/۶ درصد از تغییرات مربوط به مشاهدات برف را توسط ترکیب خطی و حداکثر ۲۰/۱ درصد تغییرات یاد شده را توسط ترکیب غیرخطی از عوامل توپوگرافی مدل نمایند. اشنایدر<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲) برای تغییر پذیری مکانی عمق برف روی سطوح یخچالی و غیر یخچالی از روش‌های زمین آمار استفاده کردند. بوچیولا و گروپلی<sup>۲</sup> (۲۰۱۰) برای تخمین مکانی آب معادل برف در پارک آداملو در ایتالیا از روش کریجینگ استفاده نمودند، نتایج نشان داده که نتایج پهنه‌بندی از این روش با واقعیت تطابق مناسبی دارد. لی و هیپ<sup>۳</sup> (۲۰۱۲) روش‌های درون‌یابی در علوم محیطی را با هم مقایسه کردند آنان دریافتند که روش‌های عکس فاصله‌ی وزنی، کریجینگ معمولی و کوکریجینگ معمولی از پر کاربردترین روش‌های درون‌یابی محسوب می‌شوند.

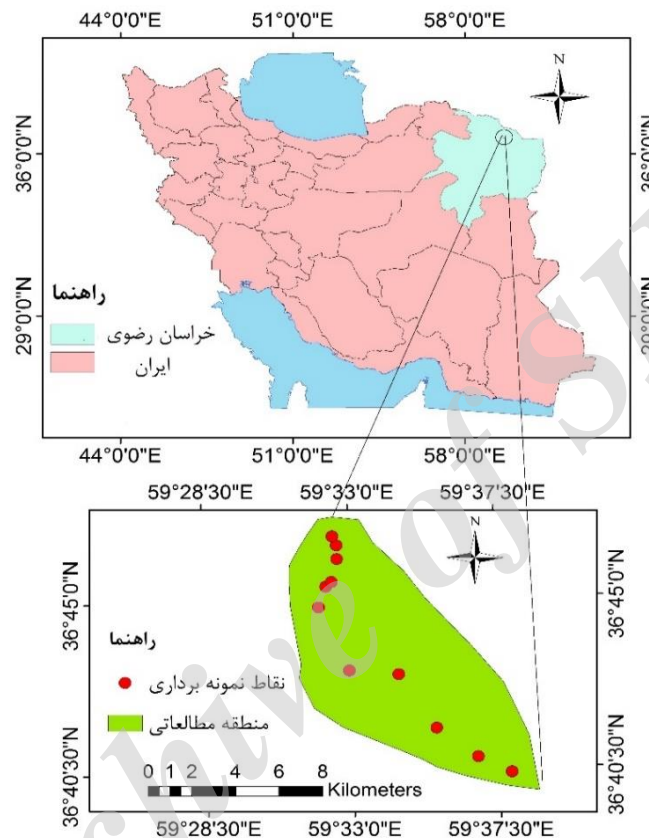
#### معرفی منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه در این پژوهش، حوضه‌ی آبخیز گوش بالا در شرق مشهد واقع در استان خراسان رضوی در شمال شرقی ایران می‌باشد که در موقعیت جغرافیایی "۳۱'۱۴" تا "۳۸'۳۸" ۵۹° طول شرقی و "۳۶'۳۹" تا "۱۶'۴۷" ۳۶° عرض شمالی قرار دارد. حوضه‌ی مذکور منطقه‌ای کوهستانی به وسعت ۸۳/۶ کیلومتر مربع را دارا می‌باشد که میانگین بارش سالانه آن ۲۱۲ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه آن ۱۳/۲ درجه سانتی‌گراد است و در اقلیم خشک و سرد قرار می‌گیرد. حداکثر و میانگین ارتفاع منطقه به ترتیب ۱۳۱۲، ۲۳۳۷ و ۱۸۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. شکل (۱) موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در ایران و خراسان رضوی را نشان می‌دهد.

1- Schneider et al.,

2- Bocchiola and Gropelli

3- Li and Heap



شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه

### مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش از آمار و اطلاعات اندازه‌گیری شده برف در ۱۱ نقطه‌ی حوضه که در تاریخ ۱۳۸۷/۶/۱۳ توسط شرکت آب منطقه‌ای استان خراسان برداشت شده، استفاده شد. آزمون نرمال بودن داده‌های عمق و چگالی با استفاده از نرم‌افزار

Minitab با آزمون کلموگروف - اسمیرنوف<sup>۱</sup> انجام پذیرفت. معیار نرمال بودن، مقدار احتمال بیش از ۰/۰۵ می‌باشد. پس از تست نرمال بودن داده‌ها به منظور تبدیل داده‌های نقطه‌ای به داده‌های سطحی در محیط نرم‌افزار ArcGIS از روش‌های زمین آماری مانند عکس فاصله‌ی وزن‌دار (IDW)<sup>۲</sup>، توابع شعاع پایه‌ای (RBF)<sup>۳</sup>، کریجینگ<sup>۴</sup> و کوکریجینگ<sup>۵</sup> استفاده شد. برای انتخاب بهترین روش درون‌یابی از کمترین میزان جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)<sup>۶</sup> و نسبت اثر قطعه‌ای<sup>۷</sup> به سقف<sup>۸</sup> مربوط به نیم تغییر نما<sup>۹</sup> استفاده شد.

#### تغییر نما و نیم تغییر نما

تخمین‌های زمین آماری شامل شناخت و مدلسازی ساختار فضایی است که به وسیله‌ی آنالیز نیم تغییرنما قابل بررسی است و مرحله‌ی بعد تخمین و بهترین برآورد خطی نااریب می‌باشد. آنالیزهای ساختاری شامل انتخاب یک مدل متغیر مکانی نظیر نیم تغییر نما بوده و به همین دلیل گاهی واریوگرافی خوانده می‌شود. هر نیم تغییر نما با پارامترهای آن یعنی اثر قطعه‌ای، دامنه تأثیر یا شعاع تأثیر و سقف مشخص می‌شود. مقدار سقف دارای بیشترین مقدار نیم تغییر نما است که در واقع همان واریانس مکانی متغیر مورد نظر می‌باشد. کمترین نقطه نیم تغییر نما اثر قطعه‌ای بوده و بیانگر واریانس تصادفی است، فاصله موثر نیز بیانگر فاصله‌ای است که در آن نیم تغییر نما دارای بیشترین مقدار می‌گردد. نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه

- 
- 1- kolmogorov-Smirnov Test
  - 2- Inverse Distance Weighting
  - 3- Radial Basis Function
  - 4- Kriging
  - 5- Cokriging
  - 6- Root Mean Square Error
  - 7- Nugget
  - 8- sill
  - 9- semivariogram

را می‌توان برای برای ارزیابی ساختار مکانی داده‌ها مورد بررسی قرار داد وقتی این نسبت کم تر از ۰/۲۵ باشد متغیر مورد نظر دارای ساختار مکانی قوی می‌باشد وقتی این نسبت بین ۰/۲۵ تا ۰/۷۵ باشد ساختار مکانی متوسط و زمانی که بزرگ تر از ۰/۷۵ باشد ساختار مکانی ضعیف می‌باشد (محمدی، ۱۳۸۰). در عمل می‌توان گفت که تغییر نما نمایش گرافیکی میانگین مربعات تغییرپذیر بین دو نقطه مجاور با فاصله  $h$  است که به صورت معادله (۱) در زیر ارائه می‌شود:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n-2} (Z_{xi} - Z_{(xi+h)})^2 \quad (۱) \text{ رابطه‌ی}$$

در رابطه‌ی (۱)

$\gamma^*(h)$  مقدار واریوگرام،  $n$  جفت نمونه‌ها،  $Z_{xi}$  و  $Z_{(xi+h)}$  به ترتیب مقادیر متغیرها  
 $\gamma^*(h)$  مقدار واریوگرام،  $n$  جفت نمونه‌ها،  $Z_{xi}$  و  $Z_{(xi+h)}$  به ترتیب متغیرها در نقطه‌ی  
 $x$  و در نقطه‌ای با فاصله‌ی  $h$  از  $x$  است. در روش کریجینگ و کوکریجینگ از تمام  
توابع ارائه شده برای محاسبه و برازش بین داده‌ها در جهت مقایسه‌ی تخمین  
مقادیر قابل پیش‌بینی استفاده می‌شود که این توابع شامل دایره‌ای<sup>۱</sup>، کروی<sup>۲</sup>، چهار  
چهار کره‌ای<sup>۳</sup>، پنج کره‌ای<sup>۴</sup>، نمایی<sup>۵</sup>، گوسی<sup>۶</sup>، درجه دو منطقی<sup>۷</sup>، اثر چاله‌ای<sup>۸</sup>،  
 $k$  بسل<sup>۹</sup>، ز بسل<sup>۱۰</sup> و پایدار<sup>۱۱</sup> هستند.

- 
- 1- Circular
  - 2- Spherical
  - 3- Tetraspherical
  - 4- Pentaspherical
  - 5- Exponential
  - 6- Gaussian
  - 7- Quadratic Rational
  - 8- Hole Effect
  - 9- K-Bessel
  - 10- J-Bessel
  - 11- Stable



در این تحقیق با استفاده از روش‌های درون‌یابی زیر به ارزیابی عمق و چگالی برف از طریق نرم‌افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی (ArcGIS) پرداخته شد.

### عکس فاصله وزن دار (IDW)

این روش با استفاده از ترکیب وزن دار خطی دسته داده‌های موجود به تعیین مقادیر کمی متغیر مورد نظر در نقاط فاقد داده می‌پردازد به صورتی که وزن داده شده در روش عکس فاصله براساس فاصله‌ی بین یک نقطه‌ی ورودی و محل سلول خروجی تعیین می‌شود. هر چه فاصله بیشتر باشد کمترین تأثیر را در مقدار خروجی مورد نظر دارد. در این روش وزن‌ها به ندرت تابع فاصله‌ی بین نقطه‌ی مورد نظر و نقاط نمونه‌برداری  $i=1,2,\dots,n$  هستند در این روش می‌توان مقدار درون‌یابی شده را با استفاده از رابطه‌ی (۲) در زیر تعیین کرد (سان<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۹):

$$Z = \sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^q} Z_i / \sum_{i=1}^n \frac{1}{(D_i)^q} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

در این رابطه،  $Z$  مقدار درون‌یابی شده در نقطه‌ی مورد نظر،  $Z_i$  مقدار نمونه‌برداری شده در نقطه‌ی  $i$  ( $i=1,\dots,n$ )،  $D_i$  فاصله‌ی بین مقادیر درون‌یابی و نمونه‌برداری شده و  $q$  یک ثابت مناسب است.

### توابع شعاع پایه‌ای (RBF)

توابع پایه‌ی شعاعی نوعی از شبکه‌های عصبی مصنوعی می‌باشند. شبکه‌ی عصبی توابع پایه‌ی شعاعی دارای ساختار تغذیه‌شونده پیشرو است که دارای سه لایه‌ی ورودی، پنهان و خروجی می‌باشد که هر لایه دارای تعدادی نرون است که هر نرون ورودی در ارتباط با نرون‌های پنهان است و نرون‌های پنهان و خروجی نیز به همین ترتیب با هم در ارتباط با یکدیگرند. این روش روی داده‌های نوین‌داری که به طور

1- Sun et al.,

نامنظم در یک منطقه پخش شده‌اند اعمال شده و یک درون‌یابی چندمتغیره هموار، روی داده‌ها انجام می‌دهد به صورتی که در این روش یک تابع  $f(x,y)$  را پیدا می‌کند که این تابع نه تنها از تمامی داده‌های موجود می‌گذرد بلکه یک مقدار یک تابع انحنا را که میزان هموار بودن تابع  $f(x,y)$  را می‌سنجد را نیز کمینه می‌کند (ایدام و همکاران، ۱۳۹۲). رابطه‌ی آن به صورت رابطه‌ی (۳) نوشته می‌شود:

$$f(x,y) = \sum_{j=1}^n a_j E(\|x - x_j, y - y_j\|) + b_0 + b_{1x} + b_{2x} \quad (3)$$

در رابطه‌ی (۳)  $\| \cdot \|$  بیانگر طول بردار،  $x$  و  $y$  متغیرهای مکانی،  $(x_j, y_j)$  مختصات مکانی ز امین نقطه مشاهده‌ای پارامتر مورد نظر و  $E$  یک RBF می‌باشد  $a_j$ ،  $b_0$ ،  $b_{1x}$  و  $b_{2x}$  ضرایبی هستند که باید تعیین شوند تا تابع  $f$  به طور صریح مشخص گردد.

### روش کریجینگ

در روش کریجینگ، تغییرات فضایی تابعی از فاصله شناخته می‌شود (اندرسون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱). اساس روش درون‌یابی کریجینگ، میانگین وزن دار است که می‌توان گفت این روش بهترین تخمین گر خطی نارایب محسوب می‌شود. روش کریجینگ با این فرض درون‌یابی را انجام می‌دهد که در صورت تخمین مقادیر کمی داده‌ها در نقاط نمونه‌برداری یا اندازه‌گیری شده، مقدار تخمینی با مقدار اندازه‌گیری شده، مساوی است و واریانس تخمین برابر صفر است که در این صورت به آن تخمین گر مطلق می‌گویند (حسنی پاک، ۱۳۷۷). معادله کلی آن به صورت زیر می‌باشد:

$$Z_v = \sum_{i=1}^n (W_i Z_{vi}) \rightarrow i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (4)$$

در رابطه‌ی (۴)  $n$  تعداد ایستگاه‌ها،  $Z_v$  پارامتر تخمینی،  $W_i$  وزن نمونه  $i$ ام و  $Z_{vi}$  پارامتر معلوم است. اساس مدل کریجینگ بر تئوری متغیر مکانی است. متغیر

1- Anderson

مکانی، متغیری تصادفی است که مقدار آن در هر نقطه از فضا، تابع مختصات آن نقطه باشد به عبارت دیگر تفاضل مقدار متغیر مکانی در دو نقطه از فضا، به فاصله‌ی آن دو از هم بستگی دارد.

### روش کوکریجینگ

این روش بیشتر در شرایطی استفاده می‌شود که از یک متغیر به اندازه کافی نمونه برداری نشده باشد. در زمین آمار نیز می‌توان با روش کوکریجینگ که براساس همبستگی بین متغیرهای اصلی و یک متغیر کمکی استوار است به تخمین متغیرهای اصلی پرداخت. بنابراین به نظر می‌رسد کوکریجینگ می‌تواند با استفاده از متغیرهای کمکی به کاهش واریانس، تخمین و بهبود مقادیر تخمینی کمک نماید. رابطه ریاضی این روش به صورت زیر یعنی رابطه‌ی (۵) بیان می‌شود:

$$Z(x_i) = \sum_{i=1}^m \lambda_i Z(x_i) + \sum_{k=1}^n \lambda_k U(x_k) \quad \text{رابطه‌ی (۵)}$$

که در آن  $\lambda_i$  وزن مربوط به متغیر  $Z$  در موقعیت  $x_i$ ،  $\lambda_k$  وزن مربوط به متغیر کمکی  $U$  در موقعیت  $x_k$ ،  $U(x_k)$  مقدار مشاهده‌ای متغیر کمکی در موقعیت  $x_k$ .

برای انتخاب مناسب‌ترین روش درون‌یابی از روش ارزیابی متقابل استفاده می‌شود. در این روش در هر مرحله یک نقطه‌ی مشاهداتی حذف و با استفاده از بقیه‌ی نقاط آن نقطه برآورد می‌شود، سپس در ادامه مقدار تخمینی با مقدار واقعی مقایسه می‌گردد (زانگ و کوشاب، ۱۹۹۹). اصلی‌ترین معیار انتخاب شده در روش ارزیابی متقابل استفاده از آماره RMSE می‌باشد که در رابطه‌ی (۶) بیان می‌شود:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [Z(x_0) - Z(x_e)]^2}{n}} \quad \text{رابطه‌ی (۶)}$$

در رابطه‌ی (۶)  $Z(x_0)$  مقدار متغیر مشاهداتی،  $Z(x_e)$  مقدار متغیر تخمینی و  $n$

تعداد داده مشاهداتی می‌باشد. هر چه مقدار RMSE کمتر باشد روش درون‌یابی مورد نظر از دقت بالایی برخوردار می‌باشد.

### بحث و نتایج

ابتدا نرمال بودن داده‌های عمق و چگالی برف با استفاده از نرم‌افزار Minitab از طریق آزمون کلموگروف-اسمیرنوف مورد ارزیابی قرار گرفت. با توجه به جدول (۱) نتایج نشان می‌دهد که داده‌های دو پارامتر موجود حالت نرمال دارند.

جدول (۱) برخی پارامترهای آماری عمق و چگالی برف

پارامتر	میانگین	واریانس	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	آزمون کلموگروف-اسمیرنوف
عمق (cm)	۲۲/۳۶	۸/۰۴	۲/۸۳	۱۸	۲۸	۰/۱۷۹
چگالی (gr/cm <sup>3</sup> )	۰/۲۲۳	۰/۰۰۰۵	۰/۰۲۳	۰/۱۸۲	۰/۲۷۳	۰/۱۶۶

جدول (۲) مقادیر RMSE عمق برف به روش عکس فاصله وزن‌دار

روش درون‌یابی	توان	RMSE
عادی <sup>۱</sup>	۱	۳/۳۹
عکس فاصله وزن‌دار	۲	۳/۸۲
بهینه شده <sup>۲</sup>	۱	۳/۳۸۷
بهینه شده	۲	۳/۸۷۷

از مقایسه‌ی مقدار آماره صحت‌سنجی RMSE مربوط به روش‌های مرسوم زمین‌آماری چون عکس فاصله وزن‌دار (IDW)، توابع شعاع پایه‌ای (RBF)، کریجینگ و کوکریجینگ مشخص شد که روش کوکریجینگ ساده برای عمق برف دارای کمترین میزان RMSE به مقدار ۰/۵۱۸ و روش کریجینگ ساده برای چگالی دارای کمترین مقدار به مقدار ۰/۰۲۳ برای این آماره صحت‌سنجی می‌باشد بنابراین نتایج بهتری را

1- Standards

2- Smoothing

نشان می‌دهد. میزان RMSE مربوط به روش‌های زمین آمار برای عمق و چگالی برف در جداول (۲) تا (۹) آمده است.

جدول (۳) مقادیر RMSE چگالی برف به روش عکس فاصله وزن دار

RMSE	توان	روش درون‌یابی	
۰/۰۲۶	۱	عادی	عکس فاصله وزن دار
۰/۰۲۹	۲	عادی	
۰/۰۲۸	۱	بهینه شده	
۰/۰۳۰	۲	بهینه شده	

جدول (۴) مقادیر RMSE عمق برف به روش توابع شعاع پایه‌ای

RMSE	روش درون‌یابی	
۳/۳۸۷	اسپلاین کاملاً منظم <sup>۱</sup>	توابع شعاع پایه‌ای
۳/۳۱۹	اسپلاین کشیده <sup>۲</sup>	
۳/۸۸۲	چندمربعی <sup>۳</sup>	
۳/۱۲۰	چند مربعی معکوس <sup>۴</sup>	
۳/۵۴۳	اسپلاین صفحه نازک <sup>۵</sup>	

جدول (۵) مقادیر RMSE چگالی برف به روش توابع شعاع پایه‌ای

RMSE	روش درون‌یابی	
۰/۰۲۸	اسپلاین کاملاً منظم	توابع شعاع پایه‌ای
۰/۰۲۷	اسپلاین کشیده	
۰/۰۳۲	چندمربعی	
۰/۰۲۵	چند مربعی معکوس	
۰/۰۴۱	اسپلاین صفحه نازک	

- 1- Completely Regularized Spline
- 2- Spline with Tension
- 3- Multiquadric
- 4- Inverse Multiquadric
- 5- Thin Plate Spline

جدول (۶) مقادیر RMSE عمق برف روش به کریجینگ

روش درون بابی	کریجینگ معمولی <sup>۲</sup>	کریجینگ ساده <sup>۲</sup>	کریجینگ فراگیر <sup>۱</sup>
دایره‌ای	۳/۰۵۲	۲/۸۳۷	۳/۰۵۲
کروی	۳/۰۶۳	۲/۸۳۷	۳/۰۶۳
چهار کره‌ای	۳/۰۷۲	۲/۸۳۷	۳/۰۷۲
پنج کره‌ای	۳/۰۸۰	۲/۸۳۷	۳/۰۸۰
نمائی	۳/۰۹۱	۲/۸۳۷	۳/۰۹۱
گوسی	۳/۰۱۴	۲/۸۳۷	۳/۰۱۴
منطقه‌ای	۳/۰۹۱	۲/۸۳۷	۳/۰۹۱
چاله ای	۳/۰۶۵	۲/۸۳۷	۳/۰۶۵
بسل K	۳/۰۲۲	۲/۸۳۷	۳/۰۲۲
بسل J	۳/۰۵۷	۲/۸۴۰	۳/۰۵۷
پایدار	۳/۰۱۴	۲/۸۳۷	۳/۰۱۴

جدول (۷) مقادیر RMSE چگالی برف به روش کریجینگ

روش درون بابی	کریجینگ معمولی	کریجینگ ساده	کریجینگ فراگیر
دایره‌ای	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
کروی	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
چهار کره‌ای	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
پنج کره‌ای	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
نمائی	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
گوسی	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
منطقه‌ای	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
چاله‌ای	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۵
بسل K	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴
بسل J	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۵
پایدار	۰/۰۲۴	۰/۰۲۳	۰/۰۲۴

- 1- Universal Kriging
- 2- Simple Kriging
- 3- Ordinary Kriging

جدول (۸) مقادیر RMSE عمق برف به روش کوکریجینگ

روش درون‌یابی	کریجینگ معمولی	کریجینگ ساده	کریجینگ فراگیر
دایره ای	۰/۵۴۶	۰/۵۱۸	۰/۵۴۶
کروی	۰/۵۴۹	۰/۵۱۸	۰/۵۴۹
چهار کره ای	۰/۵۵۰	۰/۵۱۸	۰/۵۵۰
پنج کره ای	۰/۵۵۲	۰/۵۱۸	۰/۵۵۲
نمائی	۰/۵۵۵	۰/۵۱۸	۰/۵۵۵
گوسی	۰/۵۳۸	۰/۵۱۸	۰/۵۳۸
منطقی	۰/۵۵۵	۰/۵۱۸	۰/۵۵۵
چاله ای	۰/۵۴۸	۰/۵۱۸	۰/۵۴۸
بسل K	۰/۵۳۹	۰/۵۱۸	۰/۵۳۹
بسل J	۰/۵۴۷	۰/۵۱۸	۰/۵۴۷
پایدار	۰/۵۳۸	۰/۵۱۸	۰/۵۳۸

جدول (۹) مقادیر RMSE چگالی برف به روش کوکریجینگ

روش درون‌یابی	کریجینگ معمولی	کریجینگ ساده	کریجینگ فراگیر
دایره‌ای	۰/۵۲۷	۰/۴۸۹	۰/۵۲۷
کروی	۰/۵۲۴	۰/۴۸۹	۰/۵۲۴
چهار کره‌ای	۰/۵۲۵	۰/۴۸۹	۰/۵۲۵
پنج کره‌ای	۰/۵۲۵	۰/۴۸۹	۰/۵۲۵
نمائی	۰/۵۲۸	۰/۴۸۹	۰/۵۲۸
گوسی	۰/۵۲۴	۰/۴۸۹	۰/۵۲۴
منطقی	۰/۵۲۹	۰/۴۸۹	۰/۵۲۹
چاله‌ای	۰/۵۳۶	۰/۴۸۹	۰/۵۳۶
بسل K	۰/۵۲۵	۰/۴۸۹	۰/۵۲۵
بسل J	۰/۵۳۹	۰/۴۸۹	۰/۵۳۹
پایدار	۰/۵۲۴	۰/۴۹۰	۰/۵۲۴

با توجه به اینکه میزان RMSE مربوط به ۱۱ نوع از توابع دایره‌ای، کروی، چهار کره‌ای، پنج کره‌ای، نمائی، گوسی، درجه دو منطقی، اثر چاله‌ای، K بسل، J بسل و پایدار مربوط به روش کوکریجینگ ساده برای عمق و کریجینگ ساده برای چگالی به ترتیب برابر ۰/۵۱۸ و ۰/۰۲۳ می‌باشد. بنابراین برای انتخاب مناسب‌ترین روش باید به تفسیر نیم تغییر نما حاصل از هر ۱۱ نوع تابع ذکر شده، برای عمق به روش کوکریجینگ ساده به صورت جدول (۱۰) و برای چگالی به روش کریجینگ ساده در جدول (۱۱) پرداخته شده است که در این بین از اثر قطعه‌ای و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف استفاده می‌شود.

جدول (۱۰) مشخصات نیم تغییر نما عمق برف به روش کوکریجینگ ساده

سقف / اثر قطعه‌ای	سقف	اثر قطعه‌ای	روش درون‌یابی	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	دایره‌ای	کوکریجینگ ساده
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	کروی	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	چهار کره‌ای	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	پنج کره‌ای	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	نمائی	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	گوسی	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	منطقی	
۰/۹۹	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	چاله‌ای	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	بسل K	
۰/۹۵	۰/۸۲۹	۰/۷۹۵	بسل J	
۱	۰/۸۲۹	۰/۸۲۹	پایدار	

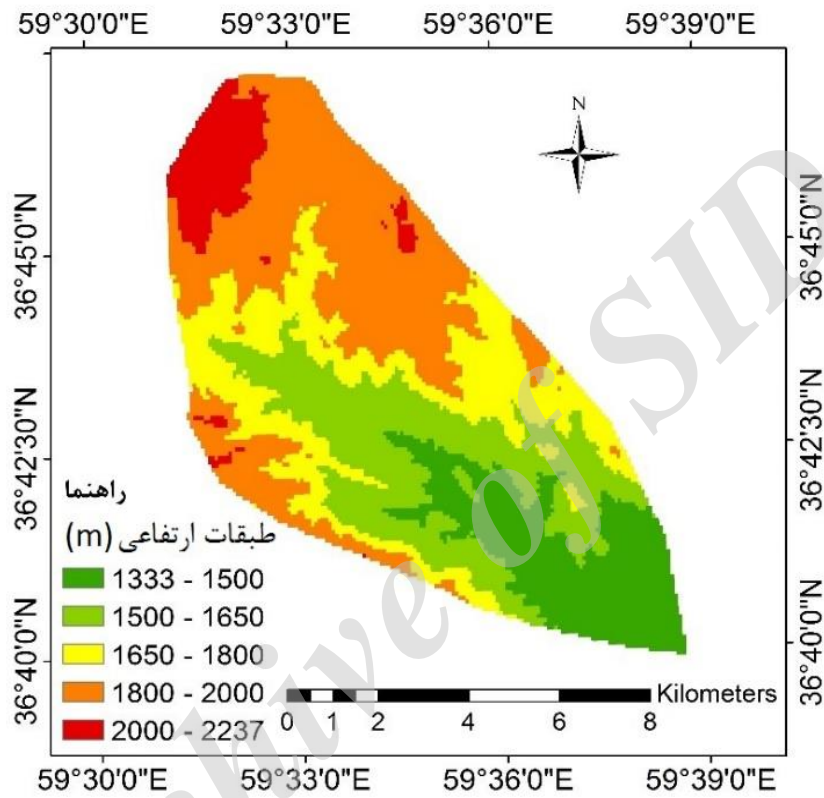


جدول (۱۱) مشخصات نیم تغییر نما چگالی برف به روش کریجینگ ساده

روش درون‌یابی	اثر قطعه‌ای	سقف	سقف / اثر قطعه‌ای
دایره‌ای	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
کروی	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
چهار کره‌ای	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
پنج کره‌ای	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
نمائی	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
گوسی	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
منطقی	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
چاله‌ای	۰/۸۴	۰/۸۸۷	۰/۹۴
بسل K	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱
بسل J	۰/۸۰۶	۰/۸۸۷	۰/۹
پایدار	۰/۸۸۷	۰/۸۸۷	۱

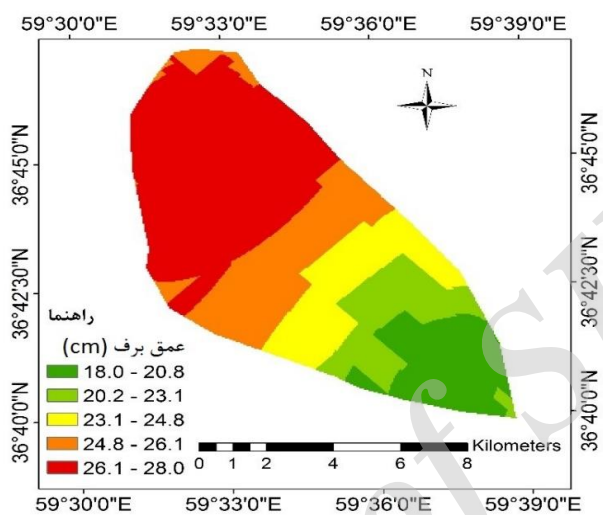
برای عمق برف روش کوکریجینگ ساده از نوع J بسل دارای اثر قطعه‌ای به میزان ۰/۷۹۵ و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف ۰/۹۵ می‌باشد نسبت به سایر توابع از ساختار فضایی قوی‌تری برخوردار می‌باشد. برای چگالی روش کریجینگ ساده نوع J بسل دارای اثر قطعه‌ای ۰/۸۰۶ و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف ۰/۹ می‌باشد که نوع بهینه‌تری برای برآورد چگالی نسبت به دیگر توابع محسوب می‌شود.

از آنجایی که با افزایش ارتفاع عمق برف بیشتر می‌شود لذا نقشه‌ی طبقات ارتفاعی از اهمیت بسزایی در مطالعات برف برخوردار است بنابراین با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS نقشه طبقات ارتفاعی حوضه‌ی آبخیز گوش بالا به صورت شکل (۲) ترسیم شده است.

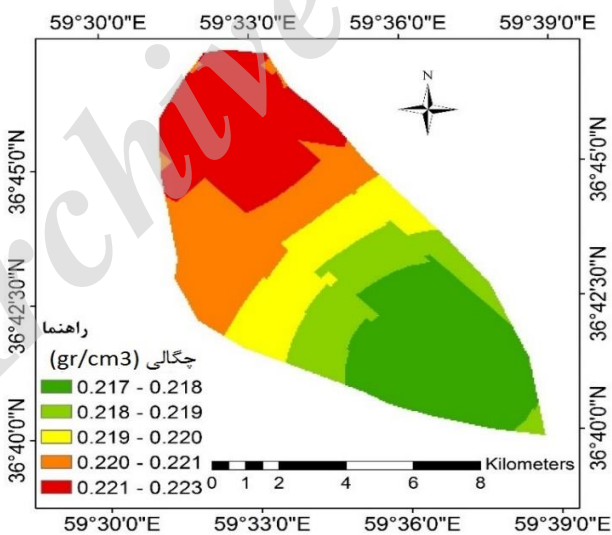


شکل (۲) نقشه‌ی طبقات ارتفاعی حوضه‌ی آبخیز گوش بالا مشهد

نقشه‌ی پهنه‌بندی عمق برف به روش کوکریچینگ ساده نوع J بسل در شکل (۳) و نقشه‌ی پهنه‌بندی چگالی برف به روش کریچینگ ساده نوع J بسل در شکل (۴) نیز ترسیم شده است.



شکل (۳) نقشه‌ی پهنه‌بندی عمق برف به روش کوکریجینگ ساده‌ی نوع آ بسل



شکل (۴) نقشه‌ی پهنه‌بندی چگالی برف به روش کوکریجینگ ساده‌ی نوع آ بسل

## نتیجه‌گیری

تمام داده‌هایی که با درون‌یابی کریجینگ و کوکریجینگ در زمین آمار به دست می‌آیند با ساختار نیم تغییر نما به ویژه اثر قطعه‌ای و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف سنجیده می‌شوند. در نیم تغییر نمای مربوط به داده‌های عمق و چگالی، اثر قطعه‌ای مقدار زیادی از خود نشان داده و نسبت اثر قطعه‌ای به سقف بیشتر از ۰/۷۵ می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی ساختار فضایی ضعیف بین مقادیر، در فاصله‌های مختلف است که ناهمگنی را به خوبی در داده‌ها نشان می‌دهد. بنابراین بالا بودن اثر قطعه‌ای در داده‌های عمق و چگالی ناشی از تغییرپذیری زیاد این دو پارامتر در فواصل کم می‌باشد و همچنین بالا بودن دامنه‌ی تأثیر، تغییرپذیری اندک این دو پارامتر را در فواصل دور به خوبی بیان می‌دارد. ارزیابی برآوردها به وسیله‌ی کوکریجینگ ساده برای عمق و کریجینگ ساده برای چگالی نشان از دقت بالای این دو روش نسبت به دیگر روش‌های دارد که دلیل آن زیاد بودن دامنه‌ی تأثیر در واریوگرام هر دو پارامتر می‌باشد. روش نمونه‌گیری با طبقه‌بندی محیط به واحدهای همگن و طبقه‌بندی مناسب داده‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی باعث همسانگردی بین داده‌ها شده و در پی آن اثر قطعه‌ای کم شده و تغییرپذیری مکانی داده‌ها کاهش پیدا می‌کند و توانایی روش‌های زمین آمار برای پیش‌بینی افزایش می‌یابد. زمین آمار در مقیاس کوچک و در حد دامنه‌ی تأثیر داده‌ها در شرایطی که محیط از همگنی بیشتری برخوردار باشد نتایج بهتری در مقایسه با آمار معمولی دارد. با توجه به نقشه‌ی پهنه‌بندی عمق و چگالی برف و نقشه‌ی طبقات ارتفاعی منطقه مشخص شد که دامنه شمال غربی به علت واقع شدن در ارتفاعات بالاتر دارای بیشترین عمق و چگالی برف ولی دامنه‌ی جنوب شرقی به علت کم بودن ارتفاع دارای کمترین میزان عمق و چگالی هستند. و همچنین در دامنه‌های رو به شمال برف بیشتری نسبت به دامنه‌های رو به جنوب انباشته می‌شود.

## منابع

- ابدام، سمیه و علی فتحزاده (۱۳۹۲)، ارزیابی روش‌های زمین آماری به منظور برآورد توزیع مکانی عمق برف در مناطق نیمه‌خشک مطالعه‌ی موردی حوضه‌ی آبخیز سخوید، فصلنامه‌ی علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب، سال چهارم، شماره‌ی ۱۳، صص ۱۱۳-۱۲۴.
- بهرامی، مهناز؛ فتحزاده، علی؛ تقی‌زاده مهرجردی، روح‌الله و محمدعلی زارع چاهوکی (۱۳۹۵)، بررسی مقیاس پارامترهای ژئومرفومتری بر پیش‌بینی پراکنش عمق برف، نشریه‌ی هیدروژئومرفولوژی، شماره‌ی ۱، صص ۹۵-۱۱۳.
- جهانبخش‌اصل، سعید؛ دین‌پژوه، یعقوب و محمدحسین عالی‌نژاد (۱۳۹۴)، مقایسه‌ی مدل‌های SRM و HEC-HMS در شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف حوضه‌ی آبریز شهر چای ارومیه، نشریه‌ی هیدروژئومرفولوژی، شماره‌ی ۵، صص ۱۰۱-۱۱۷.
- حسنی پاک، علی‌اصغر (۱۳۷۷)، زمین آمار (ژئواستاتیسیک)، انتشارات دانشگاه تهران.
- شریفی، مرتضی؛ آخوندعلی، علی‌محمد؛ پرهمت، جهانگیر و جهانگرد محمدی (۱۳۸۶)، ارزیابی دو روش همبستگی خطی و کریجینگ معمولی به منظور برآورد توزیع مکانی عمق برف در حوضه‌ی آبخیز صمصامی، مجله‌ی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، سال اول، شماره‌ی ۱، صص ۲۴-۳۸.
- قنبریور، محمدرضا؛ محسنی ساروی، محسن؛ ثقفیان، بهرام؛ احمدی، حسن و کریم عباسپور (۱۳۸۴)، تعیین مناطق موثر در انباشت و ماندگاری سطح - پوشش برف و سهم در ذوب رواناب، مجله‌ی منابع طبیعی ایران شماره‌ی ۳، صص ۵۱۷-۵۳۰.
- کارآموز، محمد و شهاب عراقی‌نژاد (۱۳۸۹)، هیدرولوژی پیشرفته، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- محمدی، جهانگرد (۱۳۸۰)، مروری بر مبانی ژئواستاتیسیک و کاربرد آن در خاک شناسی، مجله‌ی علوم خاک و آب، شماره‌ی ۱، صص ۹۹-۱۲۱.

- Balk, B., and Elder, K., (2000), **Combining binary decision tree and geostatistical methods to estimate snow distribution in a mountain watershed**, Water Resources Research, vol. 36, PP.13-26.
- Bocchiola, D., and Groppeli, B., (2010), **Spatial estimation of snow water equivalent at different dates within the Adamello Park of Italy**, Cold Regions Science and Technology, Vol. 63, No. 3, PP.97-109.
- Erxleben, J., Elder, K., and Davis, R., (2002), **Comparison of spatial interpolation methods for estimating snow distribution in Colorado Rocky Mountains**, Hydrological Processes, No. 16, PP.3627-3649.
- Marchand, W.D., and Killingtveit, A., (2005), **Statistical probability distribution of snow depth at the model sub-grid cell spatial scale**, Hydrological Processes, No. 19, PP.355-369.
- 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: the impact of digital elevation data independent variable selection**, Hydrological Processes, No. 19, PP.1459-1479.
- Morid, S., Gosain, A.K., and Keshari, A.K., (2001), **Challenge in snow melt-runoff simulation**, Journal of the Earth and Space Physics, No. 2, PP. 11-17.
- Schneider, K., Schober, J., and Stotter, J., (2012), **Comparing the spatial variability of snow depth on glacierized and non-glacierized surfaces using a geostatistical approach**, Geophysical Research Abstracts, No. 14, EGU2012-5279.
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G., Derksen, C., Jonas, T., and Lea, J., (2010), **Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes**, Journal Hydrometeor, Vol. 11, PP.1380-1394.
- Sun, Y., Kang, S., Li, F., and Zhang, L., (2009), **Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin oasis of north west China**, Environmental Modelling & Software, No. 10, PP.1163-1170.