

شبیه‌سازی عمق برف با استفاده از مدل برف تک لایه (SLSM) در ایستگاه سقز

یونس خوشخو*

استادیار گروه علوم و مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه کردستان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۷/۱۲ تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۱۲/۲)

چکیده

هدف از انجام این پژوهش، واسنجی و اعتبارسنجی مدل فیزیکی - تجربی SLSM جهت شبیه‌سازی عمق برف در ایستگاه سینوپتیک سقز است. برای این منظور، داده‌های هواشناسی موردنیاز مدل در مقیاس روزانه در بازه زمانی ۲۰۱۴-۱۹۹۲ از سازمان هواشناسی کشور تهیه شدند و با به‌کارگیری روش برآورد عدم قطعیت درست‌نمایی تعمیم‌یافته (GLUE) که با در نظر گرفتن ۱۵ پارامتر و انجام ۱۵۰۰۰ شبیه‌سازی و استفاده از دو شاخص ضریب تعیین و شاخص کار آبی نش-ساتکلیف جهت ارزیابی میزان دقت مدل صورت گرفت، مدل در بازه ۲۰۰۹-۱۹۹۲ مورد واسنجی و سپس در بازه ۲۰۱۴-۲۰۱۰ مورد اعتبارسنجی قرار گرفت. فرآیند واسنجی مدل منجر به استخراج ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد گردید و جهت اعتبارسنجی مدل، میانه ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد به‌عنوان خروجی نهایی مدل در نظر گرفته شد و با مقادیر مشاهداتی عمق برف مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج اعتبارسنجی مدل نشان داد که در بیشتر موارد، مدل واسنجی شده SLSM کار آبی قابل قبولی در دنبال کردن روند تغییرات داده‌های مشاهداتی عمق برف دارد اما مقادیر بالای عمق برف را تا حدودی کمتر از میزان واقعی برآورد می‌کند.

واژه‌های کلیدی: مدل SLSM، روش GLUE، عمق برف، ایستگاه سقز

مقدمه

برف یکی از مؤلفه‌های اثرگذار در سیکل هیدرولوژیکی است و در بسیاری از مناطق کوهستانی، منبع اصلی تأمین آب‌های سطحی و زیرزمینی محسوب می‌گردد به‌گونه‌ای که در برخی مناطق کوهستانی غرب کشور، گاهی تا ۹۰٪ جریان رودخانه‌ها می‌تواند به دلیل رواناب ناشی از ذوب برف باشد (Mowahhed, 1997). در صورتی که مدت ماندگاری برف روی سطح خاک به‌اندازه کافی زیاد باشد مرطوب باقی ماندن خاک به‌طور پیوسته می‌تواند برای مقاصد کشاورزی از جمله افزایش رشد ریشه در گیاهانی مثل گندم دیم مؤثر باشد. وجود پوشش برف بر روی خاک همچنین سبب کاهش فرسایش بادی خاک و جلوگیری از نفوذ سرما به داخل خاک می‌گردد. کسب آگاهی در مورد میزان ذخایر برفی در حوضه‌های آبریز می‌تواند برای مقاصد گوناگونی از جمله برآورد آب معادل برف، مدیریت و کنترل سیلاب‌های فصلی، مدل‌سازی بارش-رواناب، پیش‌بینی روند جریان رودخانه، تأمین آب موردنیاز در پایین‌دست جهت مصارف شرب و کشاورزی، مدیریت منابع و مخازن، برنامه‌ریزی منابع آبی و نیز برآورد میزان آب قابل استحصال در پشت یک

سد دارای اهمیت باشد (Najafi et al, 2004). برف همچنین یکی از مؤلفه‌های ضروری برای شبیه‌سازی اقلیم در مقیاس جهانی است (Randall, 2007). مطالعات اقلیمی نشان می‌دهند که سیستم اقلیم قویاً وابسته به پوشش برف بر روی زمین است و تلاش‌های قابل‌توجهی در دو دهه اخیر برای تلفیق مدل‌های برف با مدل‌های گردش عمومی جو (GCMs) در مقیاس منطقه‌ای صورت گرفته است (Stahli and Jansson, 1998). از نظر اقلیم‌شناسان و هواشناسانی که تغییرات اقلیمی و جوی را مطالعه می‌کنند نیز پایش برف یک ضرورت است زیرا ویژگی‌های فیزیکی برف بر تغییرات روزانه و حتی بلندمدت اقلیمی اثر می‌گذارد و در مطالعات متعددی از جمله Beniston et al (2005)، Keller et al (2005) و Kellomäki et al (2010) جهت انجام بررسی‌های مربوط به اثرات تغییر اقلیم بر یک منطقه، به بررسی تغییرات زمانی و مکانی برف پرداخته شده است. در مدل‌های هیدرولوژیکی و پیش‌بینی‌های هواشناسی نیز به‌طور فزاینده‌ای از داده‌های پوشش برف و عمق برف استفاده می‌شود و این داده‌ها در مهیاکردن اطلاعات بهتری برای مدیریت آب‌و‌خاک به‌ویژه تحت سناریوهای تغییر اقلیم دارای اهمیت هستند (Parajka et al, 2010). لذا آگاهی از میزان ذخایر برفی

* نویسنده مسئول: yoones.khoshkhoo@gmail.com

ناشی از ذوب برف بوده است. از جمله این تحقیقات می‌توان به به‌کارگیری روش فاکتور درجه-روز توسط Raeisian and Porhemmat (2014) جهت برآورد میزان ذوب برف برای بخشی از زاگرس میانی اشاره کرد. برخی تحقیقات دیگر مانند پایش تغییرات پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS در شمال غرب ایران توسط Mirmousavi and Saboor (2014) معطوف به به‌کارگیری تکنیک سنجش‌ازدور و تصاویر ماهواره‌ای برای شبیه‌سازی فرآیندهای مرتبط با برف بوده است. تحقیقات داخلی انجام‌شده در ارتباط با شبیه‌سازی عمق برف محدود به چند تحقیق اندک از جمله به‌کارگیری روش تحلیل خوشه‌ای جهت تخمین عمق برف در حوضه صمصامی توسط Sharifi *et al.* (2007) و ارزیابی روش‌های زمین‌آماری به‌منظور برآورد توزیع مکانی عمق برف در مناطق نیمه‌خشک توسط Ebdam and Fathzadeh (2013) است که در این تحقیقات از مدل‌های آماری استفاده‌شده است و خلأ به‌کارگیری و ارزیابی مدل‌هایی که فیزیک فرآیندهای مرتبط با برف را مدنظر قرار می‌دهند کاملاً احساس می‌شود. Sand (1990) مدل‌های فیزیکی شبیه‌سازی برف را به دودسته کلی تقسیم‌بندی کرده است. دسته اول شامل مدل‌هایی هستند که بر برآورد میزان رواناب ناشی از ذوب برف تمرکز دارند و در آن‌ها توجه ویژه‌ای به ترازمندی انرژی در سطح برف صورت می‌گیرد. مدل برف تک لایه (SLSM^۳) نمونه بارزی از این دسته مدل‌هاست که توسط (Stahli and Jansson, 1998) ارائه‌شده است و توسط محققان مختلفی از جمله Xarpell & mellander *et al.* (2010) (2005) Xu (2011) با دقت قابل قبولی برای شبیه‌سازی عمق برف بکار گرفته‌شده است. دسته دوم مدل‌هایی با پیچیدگی بیشتر و نیازمند داده‌های ورودی بیشتر هستند و تمرکز آن‌ها بر فرآیندهای داخلی‌ای است که در داخل توده برف صورت می‌گیرد و پدیده‌هایی مثل جریان آب و یا شکل‌گیری لایه‌های یخ در داخل توده برف را مدنظر قرار می‌دهند (Jordan, 1991). مدل‌های SNTherm^۱ و مدل برف چندلایه (MLSM^۲) جزو این دسته از مدل‌ها هستند. Gustafsson *et al.* (2000) با مقایسه کارایی دو مدل SLSM و MLSM نتیجه گرفتند که هر دو مدل دقتی مناسب و نسبتاً مشابه در مدل‌سازی برف دارند و تفاوت‌های موجود بین دقت این دو مدل را به وجود عدم قطعیت در پارامترهای به‌کاررفته در این مدل‌ها نسبت دادند.

و نیز مقدار آب موجود در آن، مسئله مهمی در مطالعات اقلیمی، هیدرولوژیکی و کشاورزی است. از آنجائی که پوشش برف بر روی سطح خاک مستقیماً با اتمسفر در تماس است مبادله جریان‌های گرما و رطوبت بین سطح زمین و اتمسفر را به‌طور مستقیم تحت تأثیر قرار می‌دهد. با توجه به متفاوت بودن بسیار زیاد ویژگی‌های برف و ویژگی‌های خاک (از جمله بالاتر بودن آلبیدوی برف از آلبیدوی خاک)، ترازمندی گرما و رطوبت در حضور برف بسیار متفاوت از عدم حضور برف است. از یک‌سو، برف نقش یک منبع ذخیره آب را در سطح خاک را ایفاء می‌کند و میزان جریان آب به داخل خاک به میزان پوشش برف وابسته است. از سوی دیگر، آلبیدوی بالای برف سبب کاهش معنی‌داری در جذب تابش خورشید می‌شود و از آنجائی که برف یک محیط متخلخل با هدایت گرمایی ضعیف است نقش یک عایق حرارتی و بازدارنده را برای انتقال گرما به داخل خاک ایفاء می‌کند (Gustafsson *et al.*, 2001).

تحلیل دقیق مسائل مربوط به برف مستلزم در دسترس بودن مجموعه‌ای از آمار و مشاهدات درزمینه برف‌سنجی است. این در حالی است که در شرایط کنونی، در بیشتر مناطق کشور اندازه‌گیری منظم و جامع از فرآیندهای مربوط به برف صورت نمی‌گیرد و تنها در بعضی از حوضه‌های برف‌گیر که سدهای مهم را تغذیه می‌کنند اندازه‌گیری‌های مربوط به برف انجام می‌شود. عدم وجود داده‌های برف به میزان کافی در کشور ما این ضرورت را ایجاد می‌کند که با اهتمام بیشتری به مدل‌سازی فرآیندهای مربوط به برف از جمله سطح تحت پوشش برف، عمق و چگالی برف، آب معادل برف و رواناب ناشی از ذوب برف پرداخته شود. در صورتی که عمق و چگالی برف معلوم باشند، عمق آب معادل برف قابل‌محاسبه خواهد بود و لذا در بسیاری از مدل‌ها، عمق برف و چگالی برف جزو مؤلفه‌های موردنیاز جهت شبیه‌سازی آب معادل برف هستند (Sharifi, 2007).

در صورتی که سطح تحت پوشش برف نیز معلوم باشد میزان رواناب ناشی از ذوب برف را نیز می‌توان برآورد کرد. بر این اساس، برآورد رواناب ناشی از ذوب برف مستلزم معلوم بودن متغیرهایی مثل عمق برف و آب معادل برف است. با توجه به اینکه اندازه‌گیری عمق برف راحت‌تر و سریع‌تر از اندازه‌گیری آب معادل برف است در تحقیقات متعددی از جمله Sturm *et al.* (2010)، برای اندازه‌گیری آب معادل برف نیز از داده‌های عمق برف استفاده‌شده است. این در حالی است که در کشور ما شبیه‌سازی عمق برف جزو مقوله‌هایی است که کمتر به آن پرداخته‌شده است و تحقیقات داخلی صورت گرفته بیشتر معطوف به سطح تحت پوشش برف، آب معادل برف و رواناب

1. Single Layer Snow Model
2. SNow THERmal Model
3. Multi Layer Snow Model

برف، میزان دما در سطح خاک و میزان ذوب برف هستند. برای شبیه‌سازی دمای سطح برف و دمای سطح خاک لازم است ویژگی‌هایی از جمله جرم مخصوص برف و آلبیدوی برف معلوم باشند و برای شبیه‌سازی ذوب برف و میزان رواناب ناشی از آن نیز، نحوه مبادله انرژی در سطح برف عاملی کلیدی است زیرا به لحاظ فیزیکی، برف زمانی شروع به ذوب شدن می‌کند که ترازمندی انرژی در سطح برف و یا در یک لایه‌ای از توده برف مثبت شود (Vehvilainen, 1992).

تعیین مقدار ذوب برف

مقدار ذوب برف (M) برحسب میلی‌متر بر روز و با به‌کارگیری یک رابطه کلی شامل یک تابع برای لحاظ کردن اثر دمای هوا بر ذوب برف، یک تابع برای به‌حساب آوردن اثر تابش خورشید بر ذوب برف و یک تابع برای در نظر گرفتن اثر شار گرمای سطح خاک بر ذوب برف به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$M = M_T T_a + M_R R_{is} + f_{sg} \frac{Q_{h(surf)}}{L_f} \quad (\text{رابطه ۱})$$

که: T_a دمای هوا، R_{is} شدت تابش خورشید، f_{sg} ضریبی تجربی برای دخالت دادن اثر شار گرمای سطح خاک ($Q_{h(surf)}$) بر ذوب برف و L_f گرمای نهان ذوب برف است. M_T و M_R نیز که به ترتیب مربوط به میزان ذوب برف ناشی از اثرات دمای هوا و تابش خورشید هستند توسط توابع تجربی زیر به دست می‌آیند:

$$M_T = \begin{cases} m_T & T_a \geq 0^\circ C \\ \frac{m_T}{\Delta z_{snow} m_f} & T_a < 0^\circ C \end{cases} \quad (\text{رابطه ۲})$$

$$M_R = m_{Rmin} (1 + s_1 (1 - e^{-s_2 s_{age}})) \quad (\text{رابطه ۳})$$

که: m_T ، m_{Rmin} ، s_1 و s_2 پارامترهای تجربی و s_{age} عمر برف (مدت ماندگاری برف بر روی سطح خاک از زمان بارش آن) است. از آنجائی که با افزایش عمر برف، میزان جذب تابش خورشید توسط سطح برف افزایش و در نتیجه آلبیدوی برف کاهش می‌یابد لذا در تابع M_R اثر عمر برف نیز لحاظ شده است. در صورتی که مقدار بارش از یک آستانه مشخص p_{samin} تجاوز کند عمر برف مجدداً برابر با صفر قرار داده می‌شود.

تعیین دمای سطح برف و دمای سطح خاک در زیر برف

ترازمندی انرژی در سطح برف مقوله‌ای مهم در شبیه‌سازی فرآیندهای مرتبط با برف است که به نحوه تسهیم تابش خالص رسیده به سطح برف به مؤلفه‌های اصلی آن شامل شار گرمای محسوس، شار گرمای نهان و شار گرما به داخل توده برف مربوط می‌شود. میزان تابش خالص دریافت شده در سطح برف

مدل SLSM در مقایسه با مدل‌های با ساختار پیچیده‌تر مثل مدل MLSM دارای این مزیت است که ساختار ساده‌تری دارد و با داده‌های ورودی کمتری قابل اجرا است.

هدف از انجام این تحقیق به‌کارگیری مدل برف تک لایه (SLSM) برای شبیه‌سازی عمق برف در ایستگاه سینوپتیک سقز است. با توجه به وجود پارامترهای تجربی متعدد در این مدل و وجود عدم قطعیت در مقادیر این پارامترها، در این تحقیق ابتدا پارامترهای مدل مورد واسنجی قرار گرفته‌اند سپس از مدل واسنجی شده برای برآورد عمق برف استفاده شده است و میزان دقت مدل مورد اعتبارسنجی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

ایستگاه مورد مطالعه

ایستگاه سینوپتیک سقز در استان کردستان به طول جغرافیایی $16^\circ 46'$ شرقی، عرض جغرافیایی $15^\circ 36'$ شمالی و ارتفاع $1522/8$ متر از تراز سطح دریا برای انجام این پژوهش انتخاب شد. اگرچه این ایستگاه در سال ۱۹۶۱ تأسیس شده است اما داده‌های عمق برف آن از سال ۱۹۹۲ به بعد در دسترس هستند. داده‌های هواشناسی شامل دمای هوا، بارش، سرعت باد، ابرناکی، رطوبت نسبی و عمق برف در بازه ۲۰۱۴-۱۹۹۲ در مقیاس روزانه از سازمان هواشناسی کشور تهیه شدند. با توجه به اینکه در انجام این پژوهش هر دو جنبه واسنجی و اعتبارسنجی مدل در نظر گرفته شده است دوره آماری ۲۰۰۹-۱۹۹۲ برای انجام واسنجی و دوره آماری ۲۰۱۴-۲۰۱۰ برای انجام اعتبارسنجی مدل در نظر گرفته شد.

ساختار مدل

مدل انتخاب شده برای شبیه‌سازی عمق برف در این تحقیق، مدل SLSM است و جهت سهولت بیشتر در انجام محاسبات، به‌صورت یک زیر مدل با یک مدل SVAT^۴ تحت عنوان مدل Coup^۲ تلفیق شده است. مدل SLSM یک مدل تک‌بعدی در راستای قائم است و فرآیندهایی مثل انتقال برف در اثر باد و یا فرا رفت افقی گرما از اطراف را مدنظر قرار نمی‌دهد. این مدل کل توده برف را در هر دو جهت افقی و عمودی به‌عنوان یک لایه همگن و با جرم مخصوص یکسان در نظر می‌گیرد و بجای تمرکز بر فرآیندهایی که در داخل توده برف رخ می‌دهند اثرپذیری دینامیک خاک از پوشش برف را مورد توجه قرار می‌دهد. مهم‌ترین مؤلفه‌های مدل SLSM میزان دما در سطح

1. Soil Vegetation Atmosphere Transfer

2. CoupModel

$$r_a = \frac{\ln^2 \left(\frac{z_{ref} - d}{z_0} \right)}{k^2 u} \quad (\text{رابطه ۹})$$

که: $(e_{sat} - e_a)$ کمبود فشار بخار آب، γ ضریب سایکرومتری، ρ_a جرم مخصوص هوا، c_p گرمای ویژه هوا، r_a مقاومت آئروودینامیکی، z_{ref} ارتفاع مرجع، u سرعت باد، d سطح جابجایی، z_0 طول زبری و k ثابت وان کرمن است. شار گرما به داخل توده برف نیز با فرض یکنواخت بودن جریان در کل توده برف از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$q_{h(snow)} = k_{snow} \frac{T_{snows} - T_{soils}}{\Delta z_{snow}} \quad (\text{رابطه ۱۰})$$

که: T_{soils} دمای سطح خاک، Δz_{snow} عمق لایه برف و k_{snow} ضریب هدایت گرمایی برف است که بر اساس رابطه‌ای که توسط Goodrich (1982) به‌عنوان تابعی از جرم مخصوص توده برف (ρ_{snow}) محاسبه می‌شود و S_k پارامتری تجربی است:

$$k_{snow} = S_k \rho_{snow}^2 \quad (\text{رابطه ۱۱})$$

ρ_{snow} در یک روز مشخص با میانگین‌گیری وزنی از جرم مخصوص برف در روز قبل (ρ_{old}) و جرم مخصوص بارش (ρ_{prec}) به‌صورت رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\rho_{snow} = \frac{\rho_{prec} \Delta z_{prec} + \rho_{old} \Delta z_{old}}{\Delta z_{snow}} \quad (\text{رابطه ۱۲})$$

$$\rho_{prec} = \rho_{s \min} + 181(1 - Q_p) / f_{liq \max} \quad (\text{رابطه ۱۳})$$

$$\rho_{old} = \rho_{s \min} + s_{dl} \frac{S_{wl}}{S_{wl \max}} + s_{dw} S_{res} \quad (\text{رابطه ۱۴})$$

$$\Delta z_{old} = \frac{S_{res}}{\rho_{old}} \quad (\text{رابطه ۱۵})$$

که: Δz عمق و اندیس‌های old ، $prec$ و $snow$ به ترتیب معرف بارش، برف قدیمی (در روز قبل) و برف جدید (در همان روز) هستند. $\rho_{s \min}$ جرم مخصوص برف جدید، Q_p کیفیت گرمایی بارش، $f_{liq \max}$ پارامتری برای تعیین حداکثر آب مایع قابل استحصال از برف، $s_{dl \max}$ حداکثر ظرفیت نگهداری آب مایع در برف، S_{res} مقدار آب معادل برف و s_{dl} و s_{dw} پارامترهایی تجربی هستند.

دمای سطح خاک در زیر برف (T_{soils}) در هر گام زمانی از شبیه‌سازی، با میانگین‌گیری کردن از دمای سطح برف و دمای خاک در وسط سطحی‌ترین لایه خاک محاسبه می‌شود:

$$T_{soils} = \frac{T_{layer1} + aT_{snows}}{1 + a} \quad (\text{رابطه ۱۶})$$

وابسته به آلبیدوی برف است که به‌طورمعمول برای برآورد آلبیدوی برف از روابطی که وابسته به جرم مخصوص برف و عمر برف هستند استفاده می‌شود (Flerchinger et al, 1991). برآورد شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس نیز به یک سری پارامترهایی از جمله مقاومت آئروودینامیکی لایه‌مرزی مجاور سطح برف وابسته است. برای محاسبه دمای سطح برف (T_{snows}) یا می‌توان آن را به‌صورت خیلی ساده معادل با دمای هوا فرض کرد ($T_{snows} = T_a$) و یا اینکه از روش ترازمندی انرژی که روش دقیق‌تری است استفاده کرد که در این روش، محاسبه سهم هرکدام از مؤلفه‌های ترازمندی انرژی و همچنین دمای سطح برف، با تغییر دادن پیاپی مقدار T_{snows} تا رسیدن کل مؤلفه‌ها به حالت تعادل انجام می‌شود:

$$T_{snows} = \frac{H r_a}{\rho_a c_p} + T_a \quad (\text{رابطه ۴})$$

که: r_a مقاومت آئروودینامیکی، ρ_a جرم مخصوص هوا، c_p گرمای ویژه هوا و H شار گرمای محسوس است که مقدار آن با در نظر گرفتن سایر مؤلفه‌های ترازمندی انرژی شامل تابش خالص (R_n)، شار گرمای نهان تصعید برف (LE) و شار گرما به داخل توده برف ($q_{h(snow)}$) با استفاده از رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$H = R_n - LE - q_{h(snow)} \quad (\text{رابطه ۵})$$

در صورتی که مقدار تابش خالص به‌صورت مستقیم اندازه‌گیری نشده باشد از رابطه زیر قابل برآورد است (Stahli and Jansson, 1998):

$$R_n = R_{is} (1 - \alpha_{snow}) - \sigma (T_a + 273.15)^4 (r_1 - r_2 \sqrt{e})(r_3 + r_4 (1 - n_c))$$

که: σ ثابت استفان-بولتزمن و ضرایب r_1, r_2, r_3, r_4 پارامترهای تجربی هستند. α_{snow} نیز که آلبیدوی برف است بر اساس رابطه ارائه‌شده توسط Pluss (1997) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\alpha_{snow} = \alpha_{\min} + a_1 e^{(a_2 n_d + a_3 T_{acc})} \quad (\text{رابطه ۷})$$

که: ضرایب a_1, a_2, a_3 پارامترهای تجربی، α_{\min} حداقل مقدار آلبیدوی برف، n_d تعداد روزهای پس از وقوع آخرین برف و T_{acc} مجموع مقادیر متوسط روزانه دمای هوای بالاتر از صفر درجه سانتی‌گراد از زمان بارش آخرین برف هستند. گرمای نهان تصعید از توده برف (LE) از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$LE = \frac{\rho_a c_p}{\gamma} \frac{(e_{sat} - e_a)}{r_a} \quad (\text{رابطه ۸})$$

مقدار خاص که به‌نوعی بیانگر شرایط متوسط مقدار آن پارامتر است اختصاص داده‌شده است اما در واقع مقدار هر پارامتر در یک دامنه که به آن دامنه عدم قطعیت گفته می‌شود می‌تواند در نوسان باشد که این دامنه عدم قطعیت نیز بر اساس جمع‌بندی نتایج تحقیقات پیشین و مدنظر قرار دادن مقادیر مختلف ارائه‌شده توسط محققان مختلف صورت گرفته است. واسنجی مدل به فرآیند تعدیل کردن مقادیر پیش‌فرض پارامترهای مدل به‌گونه‌ای که نتایج خروجی مدل بیشترین تطابق را با داده‌های مشاهداتی داشته باشند اطلاق می‌گردد (Juston, 2010). روش بکار گرفته‌شده در پژوهش حاضر جهت واسنجی مدل *SLSM*، روش برآورد عدم قطعیت درست‌نمایی تعمیم‌یافته (*GLUE*) است که در آن ابتدا با نمونه‌گیری تصادفی به روش مونت کارلو، بردارهای متعددی از مقادیر پارامترهای مدل در دامنه عدم قطعیتشان تولید می‌شوند، سپس بر اساس بردارهای تولیدشده از مقادیر پارامترها، شبیه‌سازی‌های مدل به انجام می‌رسند و میزان دقت هر شبیه‌سازی با داده‌های مشاهداتی مورد مقایسه قرار می‌گیرد. در ادامه با انتخاب یک یا چند شاخص آماری و تعیین یک آستانه قابل‌پذیرش برای هر شاخص، شبیه‌سازی‌هایی که منجر به نتایج بهتری گردیده‌اند (اصطلاحاً شبیه‌سازی‌های کارآمد) از سایر شبیه‌سازی‌ها جدا می‌شوند و میانه شبیه‌سازی‌های کارآمد به‌عنوان خروجی نهایی و مبنای جهت انجام واسنجی مدل در نظر گرفته می‌شود (Khoshkhou et al., 2013). این روش در واقع مبتنی بر مفهوم همپایانی^۵ است و اشاره به آن دارد که با توجه به برهمکنش‌های بین پارامترهای مدل، مجموعه‌های مختلفی از مقادیر پارامترها می‌توانند منجر به واکنش‌های مشابهی توسط مدل و در نتیجه خروجی مشابهی شود (Khoshkhou et al., 2015). اگرچه به‌کارگیری روش *GLUE* منجر به معرفی یک مقدار مشخص به‌عنوان مقدار واسنجی شده یک پارامتر نمی‌گردد اما این امکان وجود دارد که محدوده بهینه‌ای از مقادیر هر پارامتر که منجر به حصول نتایج بهتری می‌شود را شناسایی و استخراج نمود. در پژوهش حاضر، ۱۵ پارامتر به شرح (جدول ۱) جهت انجام واسنجی مدل انتخاب شدند و تعداد ۱۵۰۰۰ بردار از ترکیب مقادیر مختلف مستخرج از دامنه عدم قطعیت این پارامترها به روش مونت کارلو تولید شدند و بر اساس آن‌ها ۱۵۰۰۰ شبیه‌سازی به انجام رسید و برای تک‌تک این شبیه‌سازی‌ها، با در نظر گرفتن دو شاخص ضریب تعیین (R^2) و شاخص کار آیی نش-ساتکلیف (R_{eff})، مقادیر شبیه‌سازی‌شده مدل با مقادیر مشاهداتی عمق برف مورد

که: T_{layer1} دمای خاک در وسط سطحی‌ترین لایه است و یک ضریب وزنی است که از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$a = \frac{k_{snow} \left(\frac{\Delta z_{layer1}}{2} \right)}{k_{h(layer1)} \Delta z_{snow}} \quad (\text{رابطه ۱۷})$$

که: $k_{h(layer1)}$ ضریب هدایت گرمایی سطحی‌ترین لایه خاک و Δz_{layer1} ضخامت این لایه است. در صورتی که آب مایع موجود در توده برف از یک حد آستانه $S_{wl\min}$ (که به‌طور پیش‌فرض برابر با ۳ میلی‌متر در نظر گرفته می‌شود) فراتر رود، مدل دمای سطح خاک را برابر با صفر درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرد.

با توجه به اینکه در دماهای نزدیک به نقطه یخبندان، تشخیص اینکه آیا میزان بارشی که رخ داده است به‌صورت برف و یا باران در نظر گرفته شود قدری مشکل است لذا در مدل‌سازی برف، تعریف یک آستانه دمایی جهت تفکیک بارش به‌صورت برف یا باران از همدیگر ضروری است. Rohrer and Braun (1994) گزارش کرده‌اند که برای ایستگاه‌های هواشناسی در سوئیس، برای دماهای هوا در دامنه بین -۱ تا +۴ درجه سانتی‌گراد، بارش در برخی موارد به‌صورت باران و در برخی دیگر به‌صورت برف رخ داده است. در مدل *SLSM*، در حالتی که دمای هوا از یک حد آستانه T_{SnowL} (به‌طور پیش‌فرض صفر درجه سانتی‌گراد) پایین‌تر رود بارش به شکل برف و اگر از یک حد آستانه T_{RainL} (به‌طور پیش‌فرض +۲ درجه سانتی‌گراد) فراتر رود بارش به شکل باران و در دماهای بین دو آستانه فوق بارش به‌صورت مخلوطی از باران و برف در نظر گرفته می‌شود.

با به‌کارگیری الگوریتم کلی فوق در مدل *SLSM* می‌توان خروجی‌های مختلفی نظیر میزان تابش خالص دریافتی در سطح برف، جرم مخصوص برف، شارهای گرمای نهان و گرمای محسوس در سطح برف، میزان رواناب ناشی از ذوب برف، دمای سطح برف، دمای سطح خاک در زیر برف، میزان آب ذخیره‌شده در داخل توده برف، آلبیدوی برف، عمر برف و عمق برف (فاصله بین سطح برف تا سطح خاک برحسب سانتی‌متر) را محاسبه نمود که در تحقیق حاضر، شبیه‌سازی عمق برف مدنظر است.

واسنجی مدل

مدل *SLSM* در واقع یک مدل فیزیکی-تجربی است به این مفهوم که ضمن بهره‌گیری از مفاهیم فیزیکی انتقال گرما در داخل توده برف، برخی روابط تجربی نیز در آن بکار رفته است. در این روابط تجربی یک سری ضرایب تجربی که به آن‌ها پارامترهای مدل گفته می‌شود، وجود دارند. به هرکدام از پارامترهای مدل، بر پایه مطالعات پیشین به‌طور پیش‌فرض یک

به عدد ۱ نزدیک تر باشد نشانگر عملکرد مطلوب تر مدل است. بر اساس مقادیر به دست آمده دو شاخص فوق برای ۱۵۰۰۰ شبیه سازی انجام شده، یک آستانه قابل پذیرش برای هر کدام از دو شاخص فوق در نظر گرفته شد و بر اساس این دو آستانه، تعداد محدودی از کل شبیه سازی ها که در آن ها مقادیر هر دو شاخص مذکور به طور توأم مطلوب و قابل پذیرش بودند و بر اساس مفهوم همپایانی، به عنوان شبیه سازی های کارآمد در نظر گرفته شدند و میانه شبیه سازی های کارآمد به عنوان خروجی نهایی و مبنایی جهت انجام واسنجی و اعتبارسنجی مدل قرار گرفتند.

مقایسه قرار گرفتند. برای محاسبه شاخص نش- ساتکلیف، ابتدا حاصل نسبت واریانس خطاها ($\sigma^2_{Residuals}$) به واریانس داده های مشاهداتی ($\sigma^2_{Observations}$) به دست می آید سپس مقدار حاصله از عدد ۱ کسر می گردد:

$$R_{eff} = 1 - \frac{\sigma^2_{Residuals}}{\sigma^2_{Observations}} \quad (\text{رابطه ۱۸})$$

حداکثر مقدار ممکن این شاخص عدد ۱ است اما حداقل مقدار آن محدود به آستانه مشخصی نیست. از این شاخص در مطالعات متعددی استفاده به عمل آمده است (Jin et al, 2010). ضریب تعیین نیز که مجذور ضریب همبستگی است حدود تغییرات آن مابین صفر تا ۱ است. هر چه مقدار دو شاخص فوق

جدول ۱- پارامترهای انتخاب شده جهت انجام واسنجی مدل همراه با دامنه عدم قطعیت آن ها

پارامتر	نماد	معادله	دامنه عدم قطعیت		توصیف پارامتر
			کران بالا	کران پایین	
AgeUpdatePrec	$P_{sa\ min}$	-	۰	۱۰	پارامتری مؤثر در محاسبه عمر برف
DensityCoefMass	S_{dw}	(۱۴)	۰	۲	پارامتری مؤثر در محاسبه جرم مخصوص برف قدیمی
DensityCoefWater	S_{dl}	(۱۴)	۱۵۰	۲۵۰	پارامتری مؤثر در محاسبه جرم مخصوص برف قدیمی
DensityOfNewSnow	$\rho_{s\ min}$	(۱۳) و (۱۴)	۵۰	۱۵۰	جرم مخصوص برف جدید
MeltCoefAirTemp	m_T	(۲)	۰	۸	ضریب مربوط به دمای هوا در تابع تجربی ذوب برف
MeltCoefGlobRad	$m_{R\ min}$	(۳)	10^{-8}	3×10^{-6}	ضریب مربوط به شدت تابش در تابع تجربی ذوب برف
MeltCoefGlobRadAge1	S_1	(۳)	۰	۶	پارامتری مربوط به ذوب برف در اثر تابش در تابع تجربی ذوب برف
MeltCoefReFreeze	m_f	(۲)	۰	۵	پارامتری مربوط به ذوب برف در اثر دمای هوا در تابع تجربی ذوب برف
MeltCoefSoilHeatF	f_{sg}	(۱)	۰	۱	پارامتری تجربی برای به حساب آوردن اثر شار گرمای سطح خاک بر ذوب برف
OnlyRainPrecTemp	T_{RainL}	-	-۲	۵	پارامتری تجربی برای تفکیک نوع بارش به صورت باران
OnlySnowPrecTemp	T_{SnowL}	-	-۳	۳	پارامتری تجربی برای تفکیک نوع بارش به صورت برف
RoughLMomSnow	Z_0	(۹)	10^{-4}	10^{-2}	طول زبری برای تکانه در بالای سطح برف
SThermalCondCoef	S_k	(۱۱)	10^{-8}	10^{-5}	پارامتری مؤثر در محاسبه ضریب هدایت گرمایی برف
ZeroTemp_WaterLimit	$S_{wl\ min}$	-	۰/۱	۶	آستانه مقدار آب مایع موجود در برف برای قرار دادن دمای سطح خاک به $0^\circ C$
AlbSnowMin	α_{min}	(۷)	۲۰	۶۰	حداقل مقدار آلبیدوی برف (مؤثر در برآورد تابش خالص)

نتایج و بحث

جهت شبیه سازی عمق برف روزانه در حالت قبل از انجام واسنجی مدل هستند. در ادامه، شبیه سازی های مدل بر اساس ۱۵۰۰۰ سناریوی تولید شده از ترکیب مقادیر مختلف پارامترها انجام شدند که انجام این شبیه سازی ها منجر به حصول بسیار متفاوتی گردید. بر اساس نتایج حاصل از ۱۵۰۰۰ شبیه سازی انجام شده، حدود تغییرات شاخص R^2 مابین 10^{-8} تا $0/75$ و حدود تغییرات شاخص R_{eff} مابین $29/43-$ تا $0/74+$ به دست آمد. برای استخراج شبیه سازی های کارآمد، آستانه $0/7$ به عنوان آستانه قابل پذیرش مدل برای هر دو شاخص R^2 و R_{eff} در نظر گرفته شد و از بین کل شبیه سازی های انجام شده، تنها آن دسته

همان گونه که ذکر شد بازه های ۲۰۰۹-۱۹۹۲ و ۲۰۱۴-۲۰۱۰ به ترتیب برای واسنجی و اعتبارسنجی مدل *SLSM* در نظر گرفته شدند. قبل از انجام واسنجی و اعتبارسنجی مدل، با مبنا قرار دادن مقادیر پیش فرض پارامترها، مدل در بازه ۲۰۰۹-۱۹۹۲ و در مقیاس زمانی روزانه اجرا شد و با مقایسه مقادیر روزانه شبیه سازی شده عمق برف توسط مدل با مقادیر مشاهداتی، مقادیر دو شاخص R^2 و R_{eff} به ترتیب برابر با $0/64$ و $0/22$ به دست آمدند که در واقع بیانگر میزان دقت مدل *SLSM*

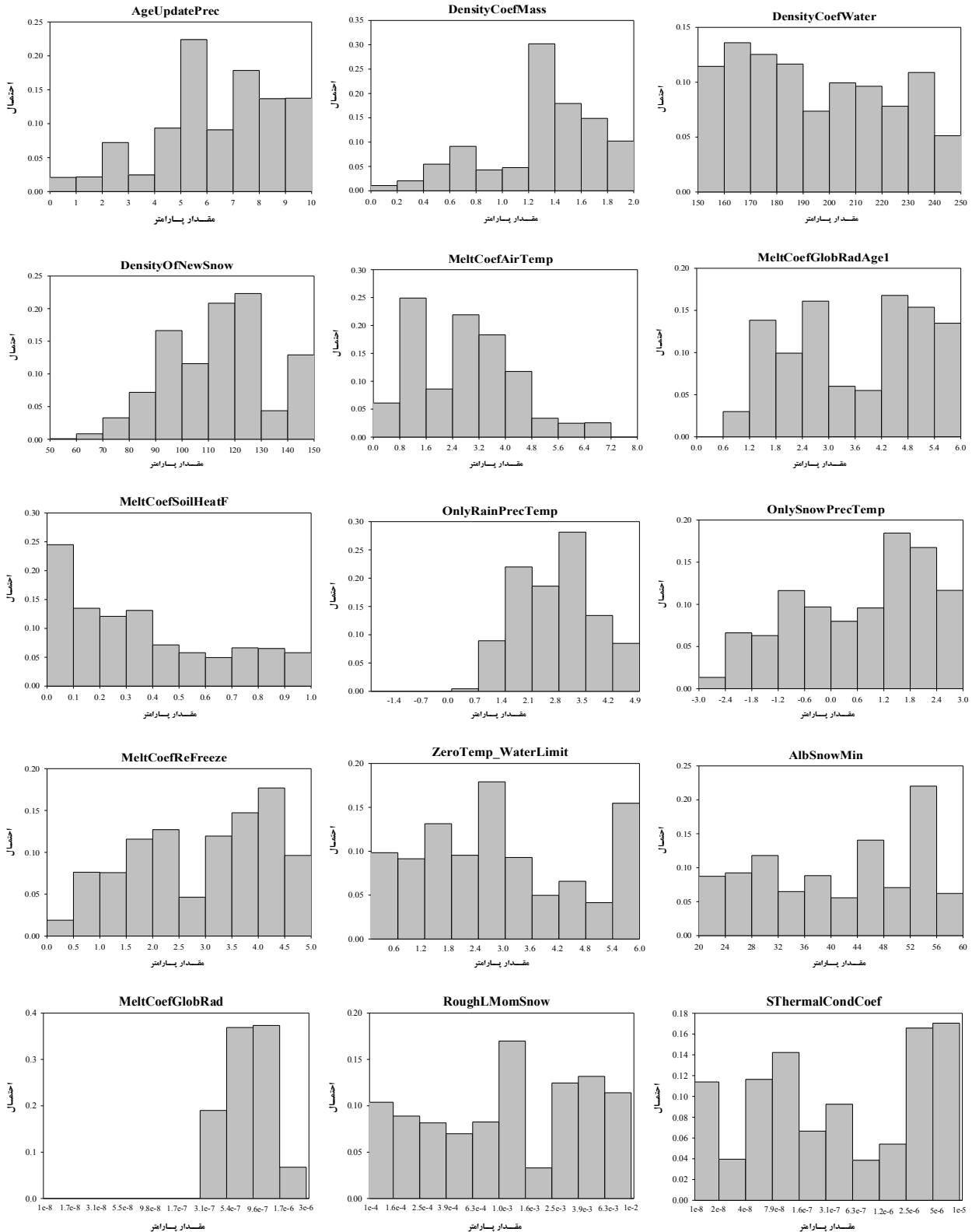
مختلف رفتارهای متفاوتی از خود نشان داده‌اند. برای برخی پارامترها نظیر *DensityCoefWater* و *RoughLMomSnow*، در سراسر دامنه عدم قطعیتشان توزیع فراوانی نسبتاً یکنواختی حاصل آمده است و این بدان معناست که هر مقداری از دامنه عدم قطعیت این دسته پارامترها می‌تواند منجر به نتایج مطلوبی توسط مدل گردد و مدل حساسیت زیادی بر روی مقادیر این پارامترها ندارد؛ اما برای برخی دیگر از پارامترها نظیر *OnlyRainPrecTemp* و *MeltCoefGlobRad*، توزیع فراوانی غیریکنواختی به‌دست آمده است و مدل در بخش‌هایی از دامنه عدم قطعیت این پارامترها، نتایجی قابل‌پذیرش و در بخش‌هایی دیگر نتایج غیرقابل‌پذیرشی به دست داده است. به‌عنوان مثال در بخش‌هایی از دامنه عدم قطعیت پارامتر *MeltCoefGlobRad* که احتمال برابر با صفر بوده است (دامنه بین 10^{-8} تا $10^{-7} \times 3/1$) این بدان معنی است که اجرای مدل با هیچ مقداری از این دامنه منجر به نتیجه قابل‌پذیرشی نگردیده است؛ بنابراین می‌توان چنین اظهار داشت که این‌گونه پارامترها به‌خوبی به فرآیند واسنجی مدل پاسخ داده‌اند. در صورتی که در توزیع‌های فراوانی شکل (۱)، از محدوده‌هایی از دامنه عدم قطعیت پارامترها با مقادیر احتمال کم صرف‌نظر شود این امکان فراهم می‌شود که محدوده‌های تنگ‌تری از دامنه عدم قطعیت برای برخی از پارامترها ارائه کرد. (جدول ۲) دامنه‌های عدم قطعیت پیشنهادی پارامترهای مدل *SLSM* جهت شبیه‌سازی عمق برف (با این قید که از مقادیر با احتمال کم صرف‌نظر شود) را برای انجام مطالعات آتی نشان می‌دهد.

از شبیه‌سازی‌ها که مقدار هر دو شاخص R^2 و R_{eff} برای آن‌ها بیشتر از ۰/۷ بود به‌عنوان شبیه‌سازی‌های کارآمد در نظر گرفته شدند. با انجام این کار، از بین ۱۵۰۰۰ شبیه‌سازی انجام شده تعداد ۱۰۸ شبیه‌سازی به‌عنوان شبیه‌سازی‌های کارآمد انتخاب شدند و مبنای انجام واسنجی و اعتبارسنجی مدل قرار گرفتند. با در نظر گرفتن میانه شبیه‌سازی‌های کارآمد به‌عنوان خروجی نهایی مدل پس از انجام واسنجی و مقایسه آن با مقادیر مشاهداتی عمق برف، مقادیر دو شاخص R^2 و R_{eff} به ترتیب برابر با ۰/۷۵ و ۰/۷۴ به دست آمدند. برای دوره واسنجی (۲۰۰۹-۱۹۹۲)، با مقایسه مقادیر این دو شاخص در دو حالت قبل و بعد از واسنجی مشاهده می‌شود که دقت مدل در حالت پس از واسنجی به میزان چشمگیری نسبت به حالت قبل از واسنجی بهبود یافته است؛ بنابراین، در صورتی که داده‌های مشاهداتی روزانه عمق برف در دوره واسنجی مذکور حاوی خلأهای آماری باشند بر اساس مدل واسنجی شده می‌توان با دقت قابل قبولی این خلأهای آماری را برآورد کرد.

برای پی بردن به اینکه دامنه عدم قطعیت اولیه پارامترها پس از استخراج ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد دچار چه تغییراتی شده است و این دامنه برای ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد در چه محدوده‌ای بوده است توزیع فراوانی مقادیر این پارامترها بر اساس ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد استخراج شد که نتایج حاصله در شکل (۱) منعکس گردیده‌اند. این توزیع‌ها در واقع بیانگر آن‌اند که برای هر کدام از پارامترها، چه محدوده‌هایی از دامنه عدم قطعیت آن‌ها منجر به حصول نتایج مطلوب و قابل‌پذیرش توسط مدل گردیده است. همان‌گونه که از شکل پیداست پارامترهای

جدول ۲- مقدار پیش‌فرض و دامنه عدم قطعیت پارامترهای مدل در دو حالت قبل از واسنجی و پس از واسنجی مدل

پارامتر	مقدار پیش‌فرض	دامنه عدم قطعیت اولیه (قبل از واسنجی)		دامنه عدم قطعیت پیشنهادی (پس از واسنجی)	
		کران پایین	کران بالا	کران پایین	کران بالا
<i>AgeUpdatePrec</i>	۵	۰	۱۰	۲	۱۰
<i>DensityCoefMass</i>	۰/۵	۰	۲	۱/۲	۲
<i>DensityCoefWater</i>	۲۰۰	۱۵۰	۲۵۰	۱۵۰	۲۵۰
<i>DensityOfNewSnow</i>	۱۰۰	۵۰	۱۵۰	۹۰	۱۵۰
<i>MeltCoefAirTemp</i>	۲	۰	۸	۰	۴/۸
<i>MeltCoefGlobRad</i>	$1/5 \times 10^{-7}$	10^{-8}	3×10^{-6}	3×10^{-7}	3×10^{-6}
<i>MeltCoefGlobRadAge1</i>	۲	۰	۶	۱/۲	۶
<i>MeltCoefReFreeze</i>	۰/۱	۰	۵	۰/۵	۵
<i>MeltCoefSoilHeatF</i>	۰/۵	۰	۱	۰	۰/۵
<i>OnlyRainPrecTemp</i>	۲	-۲	۵	۰/۷	۵
<i>OnlySnowPrecTemp</i>	۰	-۳	۳	-۲/۴	۳
<i>RoughLMomSnow</i>	10^{-3}	10^{-4}	10^{-2}	10^{-4}	10^{-2}
<i>SThermalCondCoef</i>	$2/186 \times 10^{-6}$	10^{-8}	10^{-5}	10^{-8}	10^{-5}
<i>ZeroTemp_WaterLimit</i>	۳	۰/۱	۶	۰/۱	۶
<i>AlbSnowMin</i>	۴۰	۲۰	۶۰	۲۰	۶۰



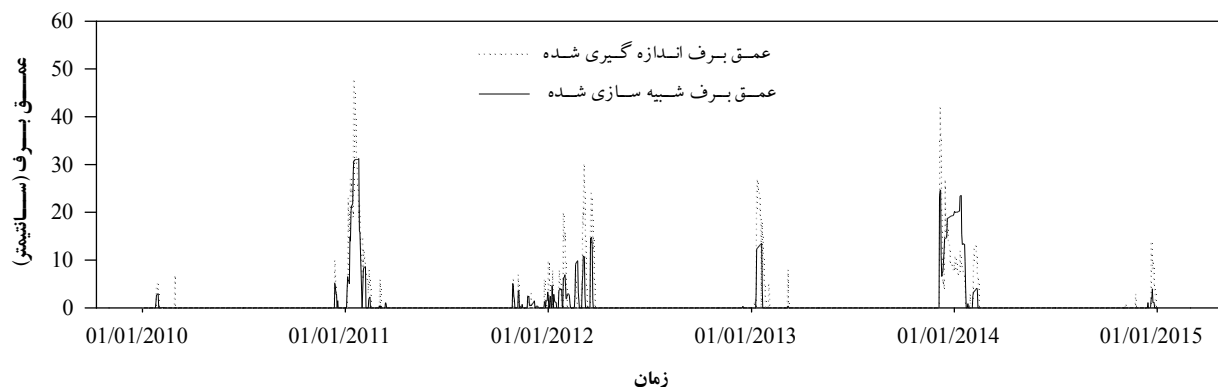
شکل ۱- توزیع فراوانی مقادیر پارامترها مختلف بر اساس ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد استخراج شده

اعتبارسنجی مدل نیز مشابه با مرحله واسنجی مدل، میانه شبیه‌سازی‌های کارآمد به‌عنوان معرف خروجی نهایی مدل در نظر گرفته شد. با اجرای مدل بر اساس ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد و مقایسه نتایج هرکدام از این ۱۰۸ شبیه‌سازی با مقادیر مشاهداتی عمق برف، حدود تغییرات شاخص R^2 مابین ۰/۵۷ تا

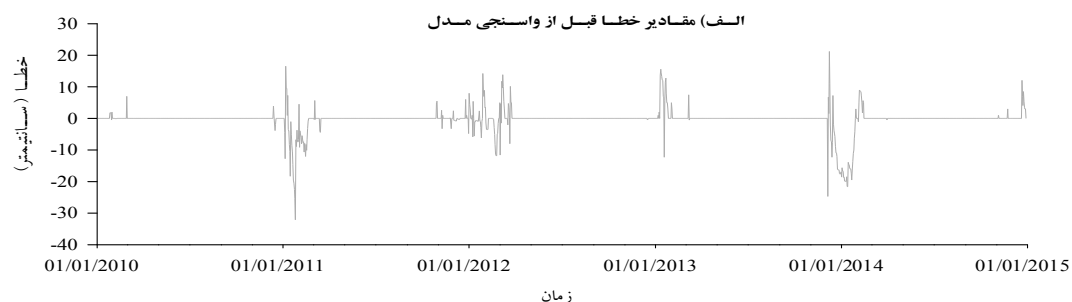
اعتبارسنجی مدل *SLSM* با اجرای مدل بر اساس ۱۰۸ بردار حاصل از ترکیب مقادیر مختلف پارامترها و برای بازه‌ای که داده‌های آن در فرآیند واسنجی مدل مورد استفاده قرار نگرفته بودند (بازه ۲۰۱۴-۲۰۱۰) به انجام رسید. در فرآیند

است یک فرآیند بخصوصی در این بازه زمانی رخ داده باشد که این فرآیند در ساختار مدل لحاظ نشده است؛ بنابراین می‌تواند به دلیل وجود یک نقص در ساختار مدل و معادلات حاکم بر آن باشد. در چنین مواردی که مدل، روند داده‌های مشاهده‌ای را به‌خوبی تعقیب نکرده است معمولاً وجود چنین نوع خطاهایی با انجام واسنجی مدل و تعدیل مقادیر پارامترها قابل کنترل نیست و کاربرد واسنجی مدل بیشتر در حالاتی است که تعقیب روند داده‌های مشاهده‌ای توسط مدل تا حدودی موفق بوده است و با انجام واسنجی، میزان فاصله بین مقادیر مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده کمتر می‌شود. این شکل همچنین بیانگر آن است که مدل در شبیه‌سازی مقادیر بالای عمق برف (که در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۴ رخ داده‌اند) تمایل به کم برآورد کردن داشته است.

۰/۷۲۸ و حدود تغییرات شاخص R_{eff} مابین ۰/۳۲ تا ۰/۷۲۴ به دست آمد. با در نظر گرفتن میانه ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد به‌عنوان خروجی نهایی مدل و مقایسه آن با مقادیر مشاهده‌ای عمق برف نیز مقادیر دو شاخص R^2 و R_{eff} به ترتیب برابر با ۰/۶۸ و ۰/۵۸ به دست آمدند. شکل (۲) مقادیر شبیه‌سازی شده بر اساس میانه ۱۰۸ شبیه‌سازی کارآمد را در مقایسه با مقادیر مشاهده‌ای عمق برف در بازه ۲۰۱۰-۲۰۱۴ نشان می‌دهد. این شکل بیانگر آن است که مدل در بسیاری از موارد روند تغییرات داده‌های مشاهده‌ای عمق برف را به‌خوبی تعقیب و دنبال نموده است. با این وجود در سال ۲۰۱۴ در یک بازه زمانی کوتاه، مدل روندی متفاوت از روند داده‌های مشاهده‌ای داشته است که دلیل این امر را می‌توان یا به وجود خطاهایی در داده‌های ورودی مدل و داده‌های مشاهده‌ای عمق برف جستجو کرد و یا اینکه ممکن



شکل ۲- اعتبارسنجی مدل $SLSM$ برای شبیه‌سازی عمق برف بر اساس میانه شبیه‌سازی‌های کارآمد در بازه ۲۰۱۰-۲۰۱۴



شکل ۳- مقادیر خطا در دو حالت (الف) قبل از واسنجی مدل و (ب) بعد از واسنجی مدل در دوره ۲۰۱۰-۲۰۱۴

شبهه‌سازی‌های کارآمد حاکی از نتایج مطلوب مدل و کاهش خطای مدل در بسیاری از موارد بود و لذا ضرورت انجام واسنجی مدل آشکار گردید. باین وجود می‌توان گفت که کار آبی مدل واسنجی شده *SLSM* برای شبهه‌سازی برف‌های سنگین، پایین‌تر از کار آبی آن در شبهه‌سازی برف‌های سبک بوده است و در صورتی که از وجود خطای احتمالی در داده‌های ورودی و داده‌های مشاهداتی عمق برف صرف‌نظر شود چنین به نظر می‌رسد که مدل، مقادیر بالای برف را کمتر از مقدار واقعی برآورد می‌کند. پیشنهاد می‌گردد در ادامه تحقیق حاضر که برای یک ایستگاه به انجام رسیده است کارایی این مدل در مقیاس منطقه‌ای و در سطح یک حوضه مورد ارزیابی قرار گیرد و امکان‌سنجی تلفیق این مدل با داده‌های سطح پوشش برف برآورد شده توسط تصاویر ماهواره‌ای، قابلیت مدل در شبهه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف نیز مورد بررسی قرار گیرد.

سپاسگزاری

این تحقیق در قالب یک طرح پژوهشی به شماره قرارداد ۴/۱۹۱۴۳ با معاونت پژوهشی دانشگاه کردستان به انجام رسیده است و بدین‌وسیله از مساعدت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه کردستان تقدیر و تشکر به عمل می‌آید.

REFERENCES

- Beniston, M., Keller, F., Koffi, B., and Goyette, S. (2005). Estimates of snow accumulation and volume in the Swiss Alps under changing climatic conditions. *Theor. Appl. Climatol.* 76, 125-140.
- Ebdam, S. and Fathzadeh, A. (2013). Geostatistical methods to estimate the spatial distribution of snow depth in the watershed Skhvyd. *Journal of Irrigation & Water Engineering*. 4(13), 113-124. (In Farsi)
- Flerchinger, G. N. (1991). Sensitivity of soil freezing simulated by the SHAW model. *Trans. Amer. Soc. of Agric. Engr.*, 34(6), 2381-2389.
- Goodrich, L. E. (1982). The influence of snow covers on the ground thermal regime. *Can. Geotech. J.* 19, 421-432.
- Gustafsson, D., Stahl, M., and Jansson, P. E. (2001). The surface energy balance of a snow cover: comparing measurements to two different simulation models. *Theor. Appl. Climatol.*, 70, 81-96.
- Jin, X., Xu, C. Y., Zhang, Q., Singh, V.P., (2010). Parameter and modeling uncertainty simulated by GLUE and a formal Bayesian method for a conceptual hydrological model. *Journal of Hydrology.*, 383(3-4), 147-155.
- Jordan, R. (1991). A one-dimensional temperature model for a snow cover. Technical documentation for SNTher M 89, Special Report 91-16, U.S Army Corps of Engineers, CRREL.
- Juston, J. (2010). Water and Carbon Balance Modeling. Methods of Uncertainty Analysis. Licentiate Thesis in Land and Water Resources Engineering. KTH University, Stockholm, Sweden.
- Keller, F., Goyette, S., and Beniston, M. (2005). Sensitivity analysis of snow covers to climate change scenarios and their impact on plant habitats in alpine terrain. *Climatic Change*. 72: 299-319.
- Kellomäki, S., Maajärvi, M., Strandman, H., Kilpeläinen, A., and Peltola, H. (2010). Model computations on the climate change effects on snow cover, soil moisture and soil frost in the boreal conditions over Finland. *Silva Fennica*, 44(2): 213-233.
- Khoshkhou, Y., Irannejad, P., Khalili, A., Rahimi, H., and Liaghat, A. (2013). Evaluation of CoupModel for simulation of soil frost depth at Bijar synoptic station. *Iranian Journal of Agriculture Meteorology*. 1: 11-20. (In Farsi)
- Khoshkhou, Y., Jansson, P-E., Irannejad, P., Khalili, A., and Rahimi, H. (2015). Calibration of an energy balance model to simulate wintertime soil temperature, soil frost depth, and snow depth for a

برای پی بردن به این مسئله که به‌کارگیری مدل واسنجی شده به چه میزان می‌تواند دارای اهمیت باشد و باعث کمتر شدن مقادیر خطا گردد در شکل (۳) مقادیر خطا در دو حالت قبل از واسنجی (اجرا با مقادیر پیش‌فرض پارامترها) و بعد از واسنجی مدل (بر اساس میانه ۱۰۸ شبهه‌سازی کارآمد) در بازه ۲۰۱۰-۲۰۱۴ در کنار هم آورده شده‌اند. دیده می‌شود که در حالت کلی میزان خطا در حالت پس از انجام واسنجی کمتر از حالت قبل از انجام واسنجی است و این کاهش میزان خطا در سال‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۴ چشمگیرتر از سایر سال‌ها بوده است. به‌عنوان مثال میزان خطا از حدود ۳۰- سانتی‌متر در سال ۲۰۱۱ در حالت قبل از واسنجی به حدود ۱۰- سانتی‌متر در حالت پس از واسنجی کاهش یافته است.

نتیجه‌گیری

در این تحقیق، برای شبهه‌سازی عمق برف در ایستگاه سینوپتیک سقز از مدل *SLSM* استفاده شد. برای این منظور، با به‌کارگیری روش *GLUE* و تولید ۱۵۰۰۰ سناریو از ترکیب مقادیر مختلف ۱۵ پارامتر مهم مدل، فرآیند واسنجی مدل به انجام رسید و در نهایت ۱۰۸ شبهه‌سازی به‌عنوان شبهه‌سازی‌های کارآمد استخراج شدند. اعتبارسنجی مدل بر اساس میانه

- 14 year period in a high elevation area of Iran. *Cold Regions Science and Technology*, 119:47-60.
- Mellander, P. E., Laudon, H., and Bishop, K. (2005). Modelling variability of snow depth and soil temperatures in Scots pine stands. *J. Agric. For. Meteorol.* 133, 109-118.
- Mirmousavi, S., and Saboor, L. (2014). Monitoring of the snow cover variations using MODIS images in the North West of Iran. *Iranian Journal of Geography and Development*. 35. 181-200. (In Farsi)
- Mowahhed Danesh. A. (1997). Introduction to Hydrology. Amidi Press. 420 pp. (In Farsi)
- Najafi M.R., Sheikhvand J., and Porhemmat J. (2004). Evaluation of runoff made from snow melting in snowy basins using SRM method (case study of Mahabad Dam). *Iranian Journal of agriculture and natural resources*. 11(3), 111-121. (In Farsi)
- Parajka, J., Dadson, S., Lafon, Th., and Essery, R. (2010). Evaluation of snow cover and depth simulated by a land surface model using detailed regional snow observations from Austria. *Journal of Geophysical Research*. 115, 1-17.
- Pluss, C. G. (1997). The energy balance over an alpine snowcover point measurements and areal distribution. Dissertation ETH. No. 11641, ETH Zurich, Switzerland., p. 116.
- Raeisian, R., and Porhemmat, J. (2014). Determining the degree-days factor and snow melt in Central Zagross, case study: Chery region. *Iranian Journal of Watershed Management Science and Engineering*. 6(2), 165-174. (In Farsi)
- Randall, D. A. (2007). Climate models and their evaluation, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, pp. 589–662, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Rohrer, M.B., Braun, L.N. (1994). Long-term records of snow cover water equivalent in the Swiss Alps. 2: Simulation. *Nordic Hydrol.* 25, 65-78.
- Sand, K. (1990). Modeling snowmelt runoff processes in temperate and arctic environments. Norges Tekniske Hogskole Trondheim. Doktor Ingenioravhandling. 61, 176.
- Stahli, M., Jansson, P. E. (1998). Test of two SVAT snow sub models during different winter conditions. *Agric. Forest. Meteorol.* 92, 29-41.
- Sharifi, M. (2007). The studying of the Spatial Distribution of Snow Water Equivalent using synthetic methods. 2007. Ph.D. Thesis. Shahid Chamran University of Ahvaz. (In Farsi)
- Sharifi, M. R., Akhondali, A. M., Porhemmat, J. and Mohammadi, J. (2007). Application of Cluster Analysis for Estimating Snow Depth (Case Study: Samsami Basin). *Agricultural Research*. 7(4): 25-37. (In Farsi)
- Sturm, M., Taras, B., Litson, G., Derksen, Ch., Jonas, T., and Lea, J. (2010). Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*. 11: 1380-1394.
- Vehvilainen, B. (1992). Snow cover models in operational watershed forecasting. National Borad of Waters and Environment, Finland.
- Xarpell, L.G., Koivusalo, H., Laurén, A., and Repo, T. (2010). Simulation of soil temperature and moisture under different snow and frost conditions with Coup model. Working Papers of the Finnish Forest Research Institute 163.
- Xu, S. (2011). Impact of cold climate on boreal ecosystem processes-exploring data and model uncertainties. Doctoral Thesis in Land and Water Resources Engineering, KTH University, Stockholm, Sweden.