

تحلیل حساسیت مبتنی بر واریانس در مدل‌های هیدرولوژیکی: ارزیابی پارامترهای مدل

HMETS نسبت به شاخص‌های ارزیابی خطا

میلاد مرادی سارخانلو^{۱*}

۱- دانشجوی دکتری مهندسی عمران - گرایش مدیریت منابع آب، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف، تهران،

ایران، milad.msh@sharif.edu

خلاصه

درک حساسیت مدل‌های هیدرولوژیکی نسبت به شاخص‌های مختلف خطا برای بهبود دقت و قابلیت اطمینان آن‌ها امری ضروری است. این مطالعه با استفاده از روش Sobol، که مبتنی بر تحلیل حساسیت واریانس محور است، تأثیر ۲۱ پارامتر مدل هیدرولوژیکی École de Technologie Supérieure (HMETS) را نسبت به پنج شاخص ارزیابی خطا شامل ضریب نش-ساتکلیف (NSE)، Log NSE، شاخص بایاس (PBIAS)، میانگین مربعات خطا (MSE) و مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) بررسی می‌کند. با تجزیه و تحلیل واریانس خروجی‌های مدل به اثرات مرتبه اول و کل، این مطالعه مهم‌ترین پارامترها و برهمکنش‌های آن‌ها را شناسایی کرده و درکی جامع از میزان تأثیرگذاری هر پارامتر ارائه می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که پارامتر LV_{max} (حداکثر ظرفیت ذخیره‌سازی منطقه غیراشباع) در تمامی شاخص‌ها تأثیر غالب دارد، که بر نقش کلیدی فرآیندهای ذخیره‌سازی زیرسطحی در عملکرد مدل تأکید می‌کند. پارامترهای مرتبط با جریان‌های زیرسطحی و تغذیه آب زیرزمینی، مانند C_{vp} (ضرایب تغذیه آب زیرزمینی) و C_v (ضرایب جریان هیپودرمیک)، در شاخص‌های NSE و Log NSE حساسیت بالایی دارند که اهمیت آن‌ها را در شبیه‌سازی جریان پایه نشان می‌دهد. پارامتر ET_{eff} (تبخیر و تعرق واقعی) مؤثرترین پارامتر در PBIAS است، که نشان‌دهنده نقش مستقیم آن در کنترل توازن آبی مدل می‌باشد. همچنین، پارامترهای مرتبط با ذوب برف، مانند T_{bm} (دمای پایه ذوب برف) تأثیر زیادی بر RMSE و Log NSE دارند، که بر اهمیت فرآیندهای برفی در کاهش خطاهای جریان‌های کم تأکید دارد. این ارزیابی مقایسه‌ای حساسیت، بینش ارزشمندی را در اولویت‌بندی پارامترها برای کالیبراسیون و بهبود مدل فراهم می‌کند. یافته‌ها نشان می‌دهد که برای بهینه‌سازی عملکرد مدل HMETS، باید به ذخیره‌سازی زیرسطحی، تعاملات بین جریان‌های سطحی و زیرزمینی، و فرآیندهای برف توجه ویژه‌ای شود. نتایج این تحقیق می‌تواند در بهبود استراتژی‌های مدل‌سازی هیدرولوژیکی از طریق راهنمایی در انتخاب پارامترهای کلیدی و کاهش عدم قطعیت در پیش‌بینی جریان رودخانه مؤثر باشد.

کلمات کلیدی: تحلیل حساسیت، مدل هیدرولوژیکی HMETS، روش مبتنی بر واریانس، شاخص‌های ارزیابی خطا، عدم قطعیت مدل‌سازی

۱. مقدمه

مدل‌های هیدرولوژیکی ابزارهای اساسی برای بررسی فرآیندهای هیدرولوژیکی و قوانین حاکم بر تغییرات و تحولات این فرآیندها در طول زمان محسوب می‌شوند [۱]. مدل‌های بارش-رواناب برای مدت‌ها به طور گسترده برای پیش‌بینی جریان رودخانه به کار گرفته شده و کاربردهای متنوعی در بخش‌های مختلف از جمله پیش‌بینی جریان رودخانه، کشاورزی، مدیریت ریسک، کنترل سیل و موارد دیگر دارند. در سال‌های اخیر، با تسهیل دسترسی به رایانه‌ها، انواع مختلفی از مدل‌های هیدرولوژیکی با درجات پیچیدگی متفاوت توسعه یافته و مورد استفاده قرار گرفته‌اند [۲].

با این حال، استفاده از بسیاری از این مدل‌ها می‌تواند منجر به بروز خطاها و اشکالاتی شود. این اشکالات شامل عدم دسترسی عموم به کدهای مدل موردنظر است که توانایی انطباق مدل با ویژگی‌های ناحیه ای را محدود می‌کند. از سوی دیگر، استفاده از اکثر مدل‌ها ممکن است پیچیده باشد، حتی اگر ساختار نسبتاً ساده‌ای داشته باشند. علاوه بر این، ساده‌سازی‌ها و تفسیر فرآیندهای هیدرولوژیکی با استفاده از روش‌های عددی و محاسباتی نیز می‌تواند منجر به ایجاد خطاهایی در خروجی مدل نسبت به مقادیر واقعی مشاهده‌ای شود. در نتیجه، می‌توان گفت که عدم قطعیت‌های قابل توجهی در مدل‌سازی و پیش‌بینی هیدرولوژیکی وجود دارد که ناشی از عواملی همچون: (۱) ساختار مدل، (۲) داده‌های ورودی، (۳) مقادیر پارامترهای مدل، (۴) روش‌های عددی و محاسبات ریاضیاتی، (۵) خروجی مدل و غیره است [۳،۴]. بنابراین، شناسایی پارامترها، کالیبراسیون مدل و کمی‌سازی عدم قطعیت، از مراحل مهم در فرآیند ساخت مدل به شمار می‌روند که برای دستیابی به نتایج معتبر و اطلاعات ارزشمند ضروری هستند [۵،۶].

از این رو، دستیابی به این هدف در هر مدل نیازمند حضور یک متخصص باتجربه در حوزه هیدرولوژی است تا مدل را با کمترین میزان عدم قطعیت و خطا برای حوضه‌های آبریز تنظیم و کالیبره کند. چنین متخصصی باید بتواند معادلات شبیه‌سازی فرآیندهای اصلی چرخه آب را به ساده‌ترین شکل ممکن ارائه دهد تا کاربران با حداقل تلاش قادر به درک ساختار مدل باشند. با وجود این ساختار ساده، مدل باید همچنان شبیه‌سازی دقیقی از جریان رودخانه ارائه دهد. برای پیش‌بینی جریان رودخانه در خروجی حوضه‌های آبریز، مطالعات مقایسه‌ای گوناگون نشان داده‌اند که مدل‌های تجمعی^۱ نیز می‌توانند عملکردی خوب و قابل قبول ارائه دهند، حتی در حد مدل‌های توزیعی^۲ که دارای ساختار پیچیده‌تری هستند [۷،۸].

از این رو، برای دستیابی به این هدف در یک مجموعه داده‌ی ورودی و خروجی مشخص، نیاز به کالیبراسیون مدل، شناسایی پارامترها و یافتن تعادلی مناسب بین پیچیدگی مدل و عدم قطعیت پیش‌بینی وجود دارد [۹]. با این حال، زمانی که تعداد پارامترها در یک مدل هیدرولوژیکی زیاد باشد، فرآیند کالیبراسیون پیچیده و از نظر محاسباتی پرهزینه می‌شود. به طور کلی، تنها تعداد محدودی از پارامترهای کلیدی تأثیر عمده‌ای بر تغییرات خروجی مدل یا خروجی‌های خاص موردنظر دارند. به عبارت دیگر، کمبود دانش درباره‌ی حساسیت پارامترها ممکن است به اتلاف زمان در بررسی پارامترهای غیرحساس منجر شود [۱۰]. بنابراین، تمرکز بر روی پارامترهای حساس می‌تواند به درک بهتر مدل و تخمین دقیق‌تر مقادیر، در جهت کاهش عدم قطعیت کمک کند [۱۱]. تحلیل حساسیت (SA) به تعیین سهم ورودی‌های منفرد در عدم قطعیت خروجی مدل اشاره دارد [۱۲] و به عنوان یک پیش‌نیاز اساسی برای کالیبراسیون و بهینه‌سازی مؤثر مدل شناخته می‌شود [۱۳]. در تحلیل حساسیت، هدف رسیدن به، (۱) تعیین اینکه کدام پارامترهای ورودی بیشترین سهم را در تغییرپذیری خروجی دارند، یعنی شناسایی پارامترهای کلیدی، (۲) شناسایی برهمکنش بین پارامترها، یعنی کدام پارامترها یا گروهی از پارامترها با یکدیگر تعامل دارند، (۳) تشخیص پارامترهای کم‌اهمیت که می‌توانند ثابت فرض شوند یا از مدل نهایی حذف شوند، تا بدین ترتیب عدم قطعیت مدل کاهش یابد و هزینه محاسباتی بهینه شود [۱۴].

^۱ lumped models

^۲ distributed models

دو نوع اصلی از روش‌های تحلیل حساسیت وجود دارد که به تحلیل حساسیت ناحیه‌ای^۱ (LSA) و تحلیل حساسیت کلی^۲ (GSA) شناخته می‌شوند. روش LSA، با وجود سادگی در اجرا، توانایی ارزیابی دقیق تعاملات بین پارامترها را ندارد. این محدودیت می‌تواند منجر به خطا در نتایج تحلیل حساسیت شود. در مقابل، روش GSA، با در نظر گرفتن طیف گسترده‌ای از پاسخ‌های محتمل خروجی مدل، قادر است تأثیر تغییرات چندین پارامتر را به صورت هم‌زمان تحلیل کند و تعاملات بین پارامترها و تأثیر آن‌ها بر نتایج خروجی مدل را به صورت کمی ارزیابی نماید. بنابراین، روش‌های GSA به عنوان مناسب‌ترین رویکرد برای تحلیل حساسیت در مدل‌های هیدرولوژیکی شناخته می‌شوند. تاکنون، بسیاری از تکنیک‌های GSA برای این مدل‌ها استفاده شده‌اند [۱۵]. برخی از روش‌های مطرح در تحلیل حساسیت کلی شامل روش موریس، رگرسیون چندگانه، GLUE، تحلیل حساسیت مبتنی بر واریانس یا سوبول، و تحلیل حساسیت منطقه‌ای^۳ (RSA) هستند [۱۷ و ۱۸]. در میان این روش‌ها، تکنیک‌های مبتنی بر واریانس بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند. این روش‌ها سهم نسبی هر متغیر ورودی در واریانس خروجی مدل را تعیین کرده و به طور مستقیم واریانس پارامترها، که شاخص‌های حساسیت را مشخص می‌کنند، تخمین می‌زنند. این تکنیک‌ها به عنوان روش‌های "جعبه سیاه" شناخته می‌شوند و از اطلاعات موجود در نمونه‌ها برای تفسیر فرآیند مدل‌سازی استفاده نمی‌کنند.

هدف اصلی این مطالعه، تجزیه و تحلیل حساسیت مدل هیدرولوژیکی Hydrological Model of E'cole de technologie supérieure (HMETS)، به عنوان یک مدل تجمعی مفهومی، نسبت به مجموعه‌ای از شاخص‌های ارزیابی خطا، شامل NSE، Log NSE، PBIAS، MSE و RMSE است. در این راستا، با استفاده از تحلیل حساسیت مبتنی بر واریانس به عنوان جامع‌ترین روش تحلیل حساسیت، به شناسایی پارامترهای مدل HMETS از نظر میزان تأثیرگذاری مستقیم و برهمکنش آن‌ها بر خروجی مدل نسبت به شاخص‌های ارزیابی خطای مذکور می‌پردازیم. در نظر گرفتن مهم‌ترین شاخص‌های ارزیابی خطا در مدل‌های هیدرولوژیکی و شناسایی اهمیت و تأثیر هر یک از پارامترها بر خروجی مدل، از طریق مقایسه نتایج، می‌تواند تحلیلی جامع و کامل از پارامترهای تعریف شده در این مدل هیدرولوژیکی در اختیار ما قرار دهد. این تحلیل می‌تواند مبنایی برای اصلاح و توسعه مدل HMETS فراهم نماید.

۲. روش‌های مورد استفاده

۱.۲. روش مبتنی بر واریانس

روش مبتنی بر واریانس که به روش سوبول^۴ نیز شناخته می‌شود، از سال ۱۹۹۳ به طور گسترده به عنوان یکی از مهم‌ترین شاخص‌های تحلیل حساسیت مورد استفاده قرار گرفته است [۱۸]. مبنای این روش، تجزیه واریانس به منظور تعیین سهم واریانس ورودی‌های مختلف در واریانس خروجی است. روش سوبول بر پایه یک اصل ریاضی استوار است که بیان می‌کند هر تابع چندمتغیره $Y = F(\vec{X})$ را می‌توان به اجزای ساده‌تر با ابعاد کمتری تجزیه کرد. به بیان دیگر، هر تابع را می‌توان به عباراتی با ابعاد افزایشی تقسیم نمود [۱۹]. با فرض یک تابع به صورت $Y = F(\vec{X})$ می‌توان نوشت:

$$F(x_1, x_2, \dots, x_k) = F_0 + \sum_{i=1}^k F_i(x_i) + \sum_{i=1}^k \sum_{j>i}^k F_{ij}(x_i, x_j) + \dots + F_{1,2,\dots,k}(x_1, x_2, \dots, x_k) \quad (1)$$

¹ Local Sensitivity Analysis

² Global Sensitivity Analysis

³ Regional Sensitivity Analysis

⁴ Sobol method

که در آن، عبارت‌های مختلف به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$F_0 = E(Y), F_i(x_i) = E(Y|X_i) - F_0$$

$$F_{ij}(x_i, x_j) = E(Y|X_i, X_j) - E(Y|X_i) - E(Y|X_j) - F_0$$

$$(2)$$

و واریانس کل (V) برابر است با مجموع واریانس‌های عبارت‌های جداگانه، که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$V = \sum_{i=1}^k V_i + \sum_{i=1}^k \sum_{j>i}^k V_{ij} + \dots + V_{1,2,\dots,k}$$

$$(3)$$

که در اینجا، V_i سهم واریانس ناشی از تأثیرات مستقیم متغیر تصادفی X_i است، V_{ij} سهم واریانس ایجادشده به دلیل برهمکنش بین دو متغیر X_i و X_j است، $V_{1,2,\dots,k}$ واریانس ناشی از تمامی پارامترها به‌طور همزمان است که در آن k تعداد پارامترهای موجود در مدل را نشان می‌دهد. عبارت‌های مرتبه بالاتر سهم واریانس ناشی از برهمکنش بین دو یا چند متغیر را نشان می‌دهند، که این تعاملات می‌توانند در ارزیابی حساسیت کلی مدل بسیار تأثیرگذار باشند. هر واریانس جزئی نسبت به واریانس کل (V) نرمال‌سازی می‌شود، و شاخص‌های حساسیت به صورت زیر تعریف می‌گردند:

$$S_{i_1,\dots,i_n} = \frac{V_{i_1,\dots,i_n}}{V}, 1 \leq n \leq k$$

$$(4)$$

$$S_i = \frac{V_i}{V}, \quad S_{ij} = \frac{V_{ij}}{V}, \quad S_{T_i} = \sum S_{(i)}$$

$$(5)$$

که در آن، S_i شاخص حساسیت اصلی یا مرتبه اول، S_{ij} شاخص حساسیت برهمکنش بین متغیرهای i و j ، و S_{T_i} شاخص حساسیت کل برای متغیر i نامیده می‌شود. این شاخص‌ها ابزارهای مهمی برای تحلیل حساسیت هستند که امکان بررسی نقش هریک از متغیرها و برهمکنش‌هایشان در رفتار خروجی مدل را فراهم می‌کنند.

۲.۲ شاخص نش – ساتکلیف^۱ (NSE)

شاخص بدون بعد NSE یکی از پرکاربردترین شاخص‌های آماری برای کالیبراسیون مدل‌های هیدرولوژیکی است که به بررسی دینامیک زمانی می‌پردازد [۲۰]. دامنه تغییرات این شاخص از منفی بی‌نهایت تا ۱ است، به‌طوری‌که مقدار ۱ نشان‌دهنده عملکرد کامل مدل، مقدار صفر نشان‌دهنده عملکردی معادل میانگین مشاهدات، و مقادیر کمتر از صفر بیانگر عملکرد ضعیف‌تر مدل نسبت به میانگین داده‌های مشاهده‌شده است. به عبارت دیگر، در صورت منفی بودن شاخص، استفاده از میانگین مشاهدات برای پیش‌بینی، بهتر از مدل خواهد بود. از آنجا که این شاخص تفاوت‌های مربعی بین مقادیر مشاهده‌شده و شبیه‌سازی‌شده را محاسبه می‌کند، نسبت به مقادیر حدی (خیلی بزرگ یا خیلی کوچک) حساسیت بالایی دارد [۲۱]. شاخص NSE بر اساس معادله (۶) تعریف می‌شود.

۳.۲ شاخص Log NSE

شاخص Log NSE نسخه‌ای بهبودیافته از شاخص NSE است که به‌طور ویژه برای ارزیابی دقت پیش‌بینی‌های مدل‌های هیدرولوژیکی در شرایطی با داده‌های غیرخطی، بازه گسترده مقادیر پارامترها، و وجود مقادیر بسیار بزرگ و متغیر

¹ Nash-Sutcliffe Efficiency

طراحی شده است [۲۲]. این شاخص با رویکردی تعریف می‌شود که در آن ابتدا مقادیر پیش‌بینی‌شده و مشاهده‌ای به مقیاس لگاریتمی تبدیل می‌شوند و سپس مقایسه‌ای میان این مقادیر در مقیاس لگاریتمی انجام می‌گیرد. فرمول اصلی Log NSE مشابه فرمول NSE است، اما تفاوت آن در این است که داده‌ها قبل از انجام محاسبات به مقیاس لگاریتمی تغییر می‌یابند. این تغییر مقیاس می‌تواند اثر مقادیر افراطی (بسیار بزرگ یا بسیار کوچک) را کاهش داده و به ارزیابی دقیق‌تر مدل کمک کند، به‌ویژه زمانی که پیش‌بینی‌های مدل در بازه‌های مختلف تغییرات زیادی داشته باشند. یکی از مزایای کلیدی استفاده از Log NSE در تحلیل حساسیت مدل‌های هیدرولوژیکی، کاهش تأثیر داده‌های افراطی و افزایش دقت ارزیابی مدل در شرایطی است که تغییرات مقادیر به‌صورت غیرخطی رخ می‌دهند. این شاخص به‌ویژه برای مدل‌هایی که نیازمند ارزیابی دقیق‌تری از داده‌های ورودی با مقادیر متغیر هستند، مناسب است [۲۳]. شاخص Log NSE طبق معادله (۷) تعریف می‌شود.

۴.۲. شاخص بایاس^۱ (PBIAS)

شاخص PBIAS یکی از شاخص‌های مهم و پرکاربرد در ارزیابی عملکرد مدل‌های هیدرولوژیکی است که میزان دقت مدل در شبیه‌سازی مقادیر میانگین خروجی مورد نظر را تعیین می‌کند [۲۴]. این شاخص طبق معادله (۸) تعریف می‌شود. بر اساس مطالعات [۲۳]، شاخص خطای PBIAS به‌عنوان یکی از معیارهای اساسی برای گزارش عملکرد مدل‌های هیدرولوژیکی مطرح است و توجه به آن ضروری است. این شاخص تمایل مقادیر شبیه‌سازی‌شده را برای بزرگ‌تر یا کوچک‌تر بودن نسبت به مقادیر مشاهده‌شده اندازه‌گیری می‌کند. به‌طوری‌که مقادیر مثبت PBIAS نشان‌دهنده تمایل مدل به بزرگ‌نمایی^۲ مقادیر مشاهده‌شده و مقادیر منفی نشان‌دهنده تمایل مدل به کوچک‌نمایی^۳ مقادیر مشاهده‌شده است. بازه تغییرات این شاخص بین $-\infty$ تا $+\infty$ متغیر است و مقدار بهینه آن برابر صفر می‌باشد. مقادیر نزدیک‌تر به صفر بیانگر خطای کمتر مدل و عملکرد بهتر آن هستند [۲۵].

۵.۲. شاخص میانگین مربعات خطا^۴ (MSE)

شاخص MSE یکی از معیارهای متداول برای ارزیابی دقت مدل‌های هیدرولوژیکی است که از طریق مقایسه آماری بین سری داده‌های مشاهده‌شده و شبیه‌سازی‌شده محاسبه می‌شود. این شاخص، خطای میانگین مربعات را محاسبه کرده و میزان انحراف مقادیر پیش‌بینی‌شده مدل از مقادیر مشاهده‌ای را نشان می‌دهد. فرمول محاسبه شاخص MSE طبق معادله (۹) تعریف می‌شود. به دلیل استفاده از مربع خطاها، شاخص MSE نسبت به خطاهای بزرگ حساسیت بالایی دارد. این ویژگی باعث می‌شود مدل‌هایی که پیش‌بینی‌هایشان تفاوت زیادی با داده‌های واقعی دارند، مقدار MSE بالاتری داشته باشند. از مزایای اصلی این شاخص می‌توان به سادگی و شفافیت آن اشاره کرد؛ به‌گونه‌ای که مقدار کمتر MSE بیانگر عملکرد بهتر مدل است [۲۶].

۶.۲. شاخص مجذور میانگین مربعات خطا^۵ (RMSE)

¹ Percentage of bias

² overestimation

³ underestimation

⁴ Mean Squared Error

⁵ Root Mean Squared Error

شاخص RMSE به صورت ریشه دوم میانگین مربعات خطا تعریف می شود و از آنجا که واحد آن با واحد داده های اصلی یکسان است، نسبت به معیارهایی مانند MSE قابل تفسیرتر می باشد [۲۷]. شاخص RMSE طبق معادله (۱۰) فرمول بندی می شود. یکی از مزایای اصلی RMSE، توانایی آن در ارائه درکی شفاف و ملموس از عملکرد مدل در مقیاس داده های واقعی است. مقادیر کمتر RMSE نشان دهنده عملکرد بهتر مدل و دقت بیشتر آن در پیش بینی داده ها است. با توجه به شباهت این شاخص با MSE، RMSE نیز میزان انحراف پیش بینی های مدل از مقادیر واقعی را با اندازه گیری میانگین خطاها نمایش می دهد. به دلیل حساسیت به خطاهای بزرگ، این شاخص وزن بیشتری به خطاهای بزرگتر نسبت به خطاهای کوچکتر اختصاص می دهد. این ویژگی به ویژه در شرایطی که خطاهای بزرگ اهمیت ویژه ای دارند، بسیار مفید است [۲۸].

فرمول بندی هر یک از پنج شاخص معرفی شده به شرح زیر ارائه می گردد:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y^{obs} - Y^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y^{obs} - Y_{mean}^{obs})^2}$$

(6)

$$Log NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(Y^{obs}) - \log(Y^{sim}))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(Y^{obs}) - \log(Y_{mean}^{obs}))^2}$$

(7)

$$PBIAS = 100 \times \frac{\sum_{i=1}^n (Y^{obs} - Y^{sim})}{\sum_{i=1}^n Y^{obs}}$$

(8)

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y^{obs} - Y^{sim})^2$$

(9)

$$RMSE = \sqrt{MSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y^{obs} - Y^{sim})^2}{n}}$$

(10)

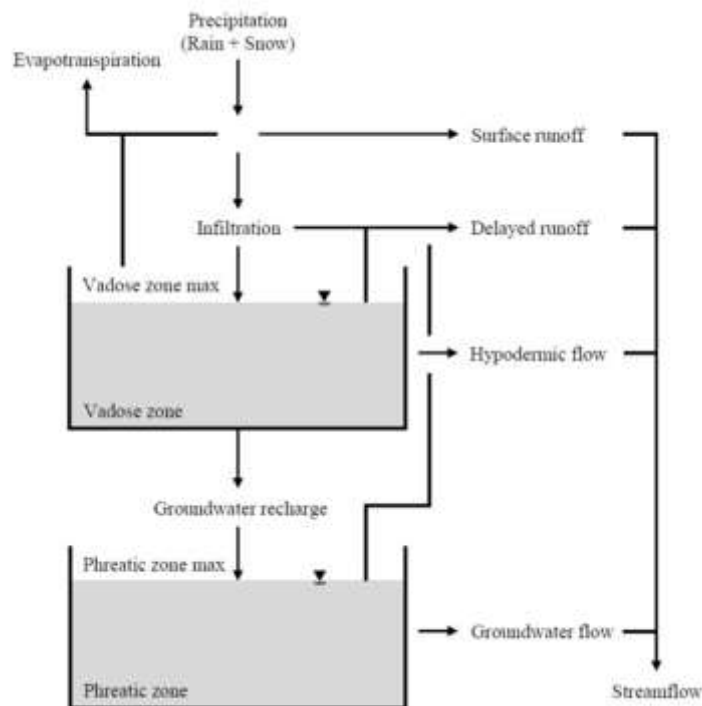
که در این توابع، Y^{obs} نشان دهنده داده های مشاهده شده، Y^{sim} نشان دهنده خروجی شبیه سازی شده، Y_{mean}^{obs} بیانگر میانگین داده های مشاهده شده است.

۳. مطالعه موردی

برای تجزیه و تحلیل حساسیت پارامترهای مدل Hydrological Model of E'cole de technologie supérieure (HMETS)، به عنوان یک مدل مفهومی تجمعی، از روش مبتنی بر واریانس استفاده شد. این مدل از دو مخزن متصل برای مناطق غیر اشباع و اشباع تشکیل شده است که فرآیندهای پایه هیدرولوژیکی نظیر تبخیر و تفرق، نفوذ، تجمع و ذوب برف، انجماد مجدد، و هدایت جریان به خروجی حوضه آبریز را شبیه سازی می کند. شکل ۱ نمای کلی فرآیندهای هیدرولوژیکی شبیه سازی شده در مدل HMETS را نشان می دهد.

داده های ورودی مورد نیاز مدل HMETS شامل بارندگی (به صورت باران و برف) و حداقل و حداکثر دمای روزانه است. داده های بارندگی و دما باید در مقیاس حوضه آبریز میانگین گیری شوند. همچنین، جریان روزانه مشاهده شده رودخانه برای کالیبراسیون مدل ضروری است. این مدل شامل حداکثر ۲۱ پارامتر است که می توانند در طول فرآیند کالیبراسیون بهینه

شوند. جزئیات این پارامترها در جدول ۱ ارائه شده است. برخی از این پارامترها را می‌توان ثابت در نظر گرفت تا یک مدل ساده‌تر و با حساسیت کمتر نسبت به پدیده "چندین جواب معادل"^۱ ایجاد شود. مدل HMETs شامل بخش‌های مختلفی است که در هر گام با استفاده از پارامترهای مرتبط، فرآیندهای هیدرولوژیکی را کالبره و شبیه‌سازی می‌کند. بخش‌های این مدل به همراه عملکرد آن‌ها به شرح زیر می‌باشد:



شکل (۱) فرآیند هیدرولوژیکی مدل HMETs

۱.۳. مدل تجمیع و ذوب برف

این بخش از مدل بر اساس مطالعات [۲۹] طراحی شده و یک مدل مبتنی بر روش درجه-روز است که فرآیندهای ذوب و انجماد مجدد در پوشش برفی را شبیه‌سازی می‌کند. برای توصیف این فرآیندها از ده پارامتر استفاده می‌شود. مدل تجمیع و ذوب برف در سه مرحله (۱) فرآیند انجماد مجدد در طول شب، (۲) ذوب برف، (۳) ظرفیت نگهداری آب در پوشش برفی عمل می‌کند. در این راستا، فرآیند انجماد مجدد در طول شب بر اساس سه پارامتر K_f ، T_{bf} و Fe تعریف می‌شود. در این مدل، انجماد آب مایع در پوشش برفی زمانی مؤثر خواهد بود که میانگین دمای روزانه (T_{dt}) کمتر از آستانه دمای انجماد (T_{bf}) باشد. این شرط طبق معادله (۱۱) برقرار می‌شود. در صورت برقراری این شرط، پتانسیل انجماد شبانه (POR) بر اساس معادله (۱۲) محاسبه می‌شود.

$$T_{dt} = (T_{mean\ t} + T_{min\ t}) / 2$$

(11)

¹ Equifinality

$$POR_t = K_f(T_{bf} - T_{dt})^{Fe} \quad (12)$$

برای فرآیند ذوب برف، مدل از یک روش مبتنی بر "ضریب درجه-روز متغیر" استفاده می‌کند. این رویکرد برای شبیه‌سازی تأثیرات کاهش آلبیدوی سطحی (کاهش بازتاب نور خورشید از سطح برف) و زمان سپری‌شده از بارش برف طراحی شده است. در این مدل، ضریب درجه-روز واقعی (ddf) در بازه‌ای بین یک مقدار حداقل (ddf_{min}) و یک مقدار حداکثری (ddf_{max}) تغییر می‌کند. این تغییرات به مقدار ذوب برف تجمعی (CSM) وابسته است و نشان‌دهنده تأثیر تجمعی فرآیندهای ذوب در طول زمان می‌باشد. محاسبه ضریب درجه-روز واقعی (ddf) با توجه به میزان ذوب برف تجمعی به صورت زیر انجام می‌شود:

$$ddf_t = ddf_{min} \cdot (1 + K_{cum} \cdot CSM_t) \quad (13)$$

متغیر حالت CSM نشان‌دهنده مقدار تجمعی ذوب برف بر حسب میلی‌متر است. به دنبال آن، پتانسیل ذوب روزانه برف (PSM) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$PSM_t = \max(0, ddf_t \cdot (T_{mean\ t} - T_{bm})) \quad (14)$$

ذوب برف تنها در صورتی رخ می‌دهد که میانگین دما از مقدار ضریب درجه-روز (ddf) بیشتر باشد. ظرفیت نگهداشت آب در برف ($Snowpack\ Water\ Retention\ Capacity$) با گذر زمان و با توجه به میزان ذوب تجمعی برف از یک مقدار حداکثر به یک مقدار حداقل تغییر می‌کند. کسری نگهداشت آب (WRF) به فرم زیر محاسبه می‌شود:

$$WRF_t = \max(f_{cmin}, f_{cmax} \cdot (1 - C_{cum} \cdot CSM_t)) \quad (15)$$

آب موجود در برف از دو منبع، یعنی ذوب برف و بارش باران، تأمین می‌شود. در صورتی که مقدار آب موجود در برف از ظرفیت نگهداشت آن فراتر رود، مازاد آب به آب موجود برای رواناب (WAR) اضافه می‌شود.

جدول ۱ - فهرست ۲۱ پارامتر مدل HMETS

پارامتر	توضیحات
پارامترهای مدل ذوب برف (۱۰ پارامتر):	
ddf_{min}	حداقل ضریب درجه روز برای ذوب برف ($mm/^\circ C/day$)
ddf_{plus}	اختلاف حداکثر و حداقل ضریب درجه روز برای ذوب برف ($mm/^\circ C/day$) $ddf_{min} + ddf_{plus} = ddf_{max}$
T_{bm}	دمای پایه برای ذوب ($^\circ C$)
K_{cum}	پارامتر تجربی برای محاسبه ضریب درجه روز (mm^{-1})
f_{cmin}	حداقل کسری از ظرفیت نگهداری آب برف
f_{cplus}	اختلاف حداکثر و حداقل کسری از ظرفیت نگهداری آب برف
C_{cum}	پارامتر برای محاسبه ظرفیت نگهداری آب برف (mm^{-1})

T_{bf} دمای پایه برای انجماد مجدد ($^{\circ}\text{C}$)

K_f ضریب درجه روز برای انجماد مجدد ($\text{mm}/^{\circ}\text{C}/\text{day}$)

Fe ضریب تجربی معادله انجماد

تبخیر و تعرق واقعی (۱ پارامتر):

ET_{eff} کسری از تبخیر-تعرق پتانسیل

پارامترهای زیرسطحی (۶ پارامتر):

C_r کسری از آب برای جریان سطحی و رواناب تأخیری

C_{vp} کسری از آب برای تغذیه آب‌های زیرزمینی

C_v کسری از آب برای جریان هیپودرمیک

C_p کسری از آب برای جریان آب زیرزمینی

LV_{max} حداکثر تراز ناحیه غیراشباع

LP_{max} حداکثر سطح ناحیه اشباع

پارامترهای هیدروگراف واحد (۴ پارامتر):

$\alpha 1$ پارامتر شکل برای توزیع گاما در هیدروگراف واحد رواناب سطحی

$\beta 1$ پارامتر نرخ توزیع گاما در هیدروگراف واحد رواناب سطحی

$\alpha 2$ پارامتر شکل برای توزیع گاما در هیدروگراف واحد رواناب تأخیری

$\beta 2$ پارامتر نرخ توزیع گاما در هیدروگراف واحد رواناب تأخیری

۲.۳. تبخیر و تعرق پتانسیل و واقعی

اصولی که برای محاسبه تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) به کار گرفته می‌شود، بر اساس مطالعات اودین و همکاران [۳۰] طراحی شده است. بر پایه تحلیل‌های آن‌ها، فرمول زیر برای این محاسبه پیشنهاد شده است:

$$\text{if } (T + 5) > 0, \quad PET = \frac{Rad}{\lambda \rho} \cdot \frac{(T+5)}{100}$$

$$\text{otherwise,} \quad PET = 0$$

(16)

در این فرمول، PET تبخیر و تعرق پتانسیل بر حسب میلی‌متر در روز (mm/day)، Rad تابش خورشید بر حسب مگاژول بر مترمربع در روز ($\text{MJ}/\text{m}^2/\text{day}$)، λ گرمای نهان تبخیر با مقدار ثابت $2.26 \text{ MJ}/\text{kg}$ و ρ چگالی متوسط آب با مقدار $1000 \text{ kg}/\text{m}^3$ در نظر گرفته می‌شوند. در این معادله، دمای میانگین روزانه (T) به عنوان ورودی برای محاسبه میانگین تبخیر و تعرق پتانسیل به کار گرفته می‌شود. همچنین، تبخیر و تعرق واقعی (RET) به عنوان تابعی از تبخیر و تعرق پتانسیل با استفاده از یک پارامتر آزاد محاسبه می‌شود:

$$PET_t = ET_{eff} \cdot PET_t$$

(17)

آبی که از طریق تبخیر و تعرق به اتمسفر بازمی‌گردد، در صورت عدم وجود آب کافی از مؤلفه رواناب، از منطقه غیراشباع خاک تأمین می‌شود.

۳.۳. تعادل آب

تعادل عمودی آب تمامی تبدلات صورت گرفته بین سطح زمین، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع را در نظر می گیرد. بخشی از آب موجود برای رواناب (c_r) به رواناب سطحی ($H_{t,1}$) هدایت می شود که این مقدار به سطح آب مخزن منطقه غیراشباع (LV_t) بستگی دارد:

$$H_{t,1} = c_r \cdot \left(\frac{LV_{t-1}}{LV_{max}} \right) \cdot WAR_t \quad (18)$$

مقدار آبی که به مخزن منطقه غیراشباع (I) نفوذ می کند، به میزان آبی بستگی دارد که پس از محاسبه و کم کردن تبخیر و تفرق واقعی (RET) باقی می ماند:

$$I_t = WAR_t - H_{t,1} - RET_t \quad (19)$$

اگر آب کافی برای رواناب سطحی موجود نباشد، باقی مانده تبخیر و تفرق واقعی از مخزن منطقه غیراشباع تأمین می شود و در این گام زمانی خاص، هیچ نفوذی به خاک رخ نخواهد داد. تبخیر و تفرق از منطقه غیراشباع محدود به میزان آبی است که در مخزن موجود است. بخشی از نفوذ که به سطح آب مخزن منطقه غیراشباع وابسته است، به مؤلفه رواناب تأخیری ($H_{t,2}$) هدایت می شود. مخزن منطقه غیراشباع همچنین آب مورد نیاز برای جریان زیرسطحی ($H_{t,3}$) را تأمین می کند. در نهایت، مقداری از آب از منطقه غیراشباع به منطقه اشباع (GR_t) منتقل می شود. این فرایندها به صورت روابط ریاضی محاسبه می شوند:

$$H_{t,2} = c_r \cdot I_t \left(\frac{LV_{t-1}}{LV_{max}} \right)^2 \quad (20)$$

$$H_{t,2} = c_r \cdot LV_{t-1} \quad (21)$$

$$GR_t = c_{vp} \cdot LV_{t-1} \quad (22)$$

سپس، سطح آب در منطقه غیراشباع با استفاده از معادله (۲۳) به روزرسانی می شود. در صورتی که مخزن منطقه غیراشباع پر شود، آب سرریز شده به مؤلفه رواناب تأخیری اضافه می شود، که این فرآیند در معادله (۲۴) نمایش داده شده است.

$$LV_t = LV_{t-1} + I_t - RET_t - H_{t,2} - GR_t \quad (23)$$

$$H_{t,2} = H_{t,2} + LV_t - LV_{max} \quad (24)$$

منطقه اشباع به صورت یک مخزن خطی مدل سازی شده است که جریان آب زیرزمینی ($H_{t,4}$) را آزاد می کند. تراز جرمی مخزن خطی با استفاده از معادلات (۲۵) تا (۲۷) محاسبه می شود. در صورتی که سطح آب مخزن از حداکثر مقدار خود فراتر رود، مقدار اضافی به مؤلفه رواناب تأخیری منتقل می شود.

$$H_{t,4} = c_p \cdot LP_{t-1} \quad (25)$$

$$LP_t = LP_{t-1} + q_t - H_{t,4} \quad (26)$$

$$H_{t,4} = H_{t,2} + LP_t - LP_{max} \quad (27)$$

۴.۳. جریان انتقالی

جریان در نقطه‌ی خروجی حوضه آبریز بر اساس چهار مؤلفه محاسبه می‌شود. برای رواناب سطحی و رواناب تأخیری، از دو هیدروگراف واحد (UH) استفاده می‌شود تا آب به نقطه‌ی خروجی منتقل شود. شکل هیدروگراف واحد با استفاده از توزیع چگالی گاما و تنظیم دو پارامتر آن تعیین می‌شود:

$$gampdf = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \cdot x^{\alpha-1} \cdot \exp^{-\beta x} \quad (28)$$

سپس، هر دو هیدروگراف واحد محاسبه شده و به صورت زیر به واحد متر مکعب بر ثانیه بر میلی‌متر ($m^3/s/mm$) تبدیل می‌شوند:

$$UH = gampdf \cdot 0.001 \cdot A \cdot 100000 / (3600 \cdot 24) \quad (29)$$

که در آن، مساحت حوضه آبریز (A) بر حسب km^2 تعریف می‌شود. سپس، جریان رودخانه برای رواناب سطحی ($H_{t,1}$) و رواناب تأخیری ($H_{t,2}$) با استفاده از هیدروگراف واحد مربوطه محاسبه می‌شود:

$$Q_t = \sum_{i=1}^n UH_i \cdot H_{t-i+1} \quad (30)$$

در نهایت، جریان شبیه‌سازی شده با جمع کردن هر چهار مؤلفه جریان افقی محاسبه می‌شود:

$$Q_t = H_t \cdot 0.001 \cdot A \cdot 100000 / (3600 \cdot 24) \quad (31)$$

$$Q_{m,t} = \sum_{i=1}^4 Q_{t,i} \quad (32)$$

۴. نتایج و بحث

در این بخش، نتایج تحلیل حساسیت مدل HMETS بر اساس روش مبتنی بر واریانس، نسبت به هر یک از شاخص‌های ارزیابی ارائه می‌شود. همان‌طور که در بخش ۳ بیان شد، مدل HMETS شامل ۲۱ پارامتر است که در چهار دسته (۱) پارامترهای مدل ذوب برف، (۲) پارامترهای تبخیر واقعی، (۳) پارامترهای جریان‌های زیرسطحی و (۴) پارامترهای هیدروگراف واحد طبقه‌بندی می‌شوند. تحلیل حساسیت مبتنی بر واریانس برای هر یک از شاخص‌های ارزیابی، با استفاده از ۱۰۰۰ مجموعه داده تولیدشده از طریق روش نمونه‌برداری LHS^۱ شبیه‌سازی و اجرا شد. نتایج تحلیل حساسیت برای هر شاخص در دو سطح شاخص حساسیت اصلی یا مرتبه اول (S_i)^۲، که این شاخص نشان‌دهنده تأثیر مستقیم هر پارامتر

^۱ Latin Hypercube Sampling

^۲ First order

بر واریانس خروجی مدل است. از طرفی، شاخص حساسیت کل^۱ (ST_i)، که این شاخص علاوه بر تأثیر مستقیم پارامترها، تأثیرات متقابل و برهم کنش‌های آن‌ها را نیز در نظر می‌گیرد. جدول‌های ۲ و ۳ نتایج شاخص‌های حساسیت محاسبه‌شده را همراه با رتبه‌بندی پارامترها از نظر میزان حساسیت نشان می‌دهند.

جدول ۲ - شاخص حساسیت مرتبه اول برای توابع هدف مختلف

Parameter	NSE		Log NSE		PBIAS		MSE		RMSE	
	FO	Rank	FO	Rank	FO	Rank	FO	Rank	FO	Rank
α_1	0.0221	15	0.0229	15	0.1164	3	0.0268	10	0.0696	4
β_1	0.0112	20	0.0200	19	0.0686	17	0.0492	5	0.0279	16
α_2	0.0219	18	0.0206	18	0.0599	18	0.0203	14	0.0277	17
β_2	0.0220	16	0.0245	8	0.0708	13	0.0177	21	0.0193	20
ddf_{min}	0.0349	6	0.0451	5	0.1100	4	0.0357	7	0.0442	6
ddf_{plus}	0.0010	21	0.0198	20	0.0717	11	0.0344	8	0.0327	10
T_{bm}	0.1029	3	0.2059	1	0.0732	9	0.0574	4	0.1006	2
K_{cum}	0.0302	8	0.0233	12	0.0717	10	0.0286	9	0.0089	21
fc_{min}	0.0270	9	0.0231	13	0.0696	16	0.0234	11	0.0280	15
fc_{plus}	0.0220	17	0.0224	17	0.0744	8	0.0196	18	0.0302	12
C_{cum}	0.0261	10	0.0230	14	0.0749	7	0.0201	15	0.0289	14
T_{bf}	0.0216	19	0.0235	11	0.0702	15	0.0211	13	0.0312	11
K_f	0.0235	13	0.0237	9	0.0704	14	0.0186	19	0.0276	18
Fe	0.0229	14	0.0237	10	0.0716	12	0.0216	12	0.0302	13
ET_{eff}	0.0306	7	0.0284	7	0.7532	1	0.0179	20	0.0365	9
C_r	0.1054	2	0.0512	3	0.0580	20	0.0606	3	0.0956	3
C_{vp}	0.0241	12	0.0179	21	0.0772	6	0.0198	17	0.0265	19
C_v	0.0844	5	0.0344	6	0.1264	2	0.0655	2	0.0440	7
C_p	0.1001	4	0.0468	4	0.0592	19	0.0380	6	0.0694	5
LV_{max}	0.1443	1	0.1072	2	0.0526	21	0.3203	1	0.1274	1
LP_{max}	0.0259	11	0.0225	16	0.0892	5	0.0198	16	0.0421	8

¹ Total order

جدول ۳ - شاخص حساسیت کل برای توابع هدف مختلف

Parameter	NSE		Log NSE		PBIAS		MSE		RMSE	
	TO	Rank	TO	Rank	TO	Rank	TO	Rank	TO	Rank
α_1	0.0758	7	0.0111	13	0.0269	18	0.0299	16	0.0184	11
β_1	0.0376	13	0.0166	10	0.0484	5	0.0212	21	0.0178	14
α_2	0.0184	19	0.0058	18	0.0446	6	0.0257	19	0.0180	13
β_2	0.0317	18	0.0062	16	0.0350	11	0.0275	18	0.0097	21
ddf_{min}	0.1272	4	0.0221	8	0.0872	2	0.0349	8	0.0231	7
ddf_{plus}	0.0360	14	0.0190	9	0.0596	4	0.0465	7	0.0189	9
T_{bm}	0.0790	6	0.1633	3	0.0198	21	0.1323	5	0.0089	4
K_{cum}	0.0029	21	0.0087	14	0.0369	10	0.0251	20	0.0122	20
fc_{min}	0.0325	17	0.0041	21	0.0317	12	0.0304	12	0.0177	15
fc_{plus}	0.0415	11	0.0133	12	0.0281	17	0.0294	17	0.0172	17
C_{cum}	0.0149	20	0.0082	15	0.0236	20	0.0305	11	0.0184	10
T_{bf}	0.0378	12	0.0060	17	0.0289	15	0.0299	15	0.0169	18
K_f	0.0425	10	0.0140	11	0.0290	14	0.0313	10	0.0180	12
Fe	0.0343	15	0.0048	20	0.0289	16	0.0302	14	0.0174	16
ET_{eff}	0.0641	8	0.1348	4	0.7253	1	0.2636	2	0.0540	6
C_r	0.1951	3	0.0519	7	0.0245	19	0.0691	6	0.0543	5
C_{vp}	0.3894	1	0.2970	1	0.0303	13	0.1783	3	0.1480	3
C_v	0.1266	5	0.0787	5	0.0402	7	0.1750	4	0.2640	2
C_p	0.0607	9	0.0630	6	0.0388	8	0.0314	9	0.0192	8
LV_{max}	0.2821	2	0.2076	2	0.0709	3	0.4033	1	0.3252	1
LP_{max}	0.0338	16	0.0057	19	0.0376	9	0.0303	13	0.0160	19

تحلیل حساسیت شاخص NSE نشان می‌دهد که مهم‌ترین پارامترها بر اساس حساسیت مرتبه اول، به ترتیب شامل LV_{max} ، C_r ، T_{bm} ، C_p و C_v هستند. از سوی دیگر، مهم‌ترین پارامترهای شاخص کلی به ترتیب شامل LV_{max} ، C_{vp} ، ddf_{min} ، C_r و C_v می‌باشند. بر این اساس، مدل HMETS نسبت به شاخص NSE بیشترین حساسیت را به پارامترهای LV_{max} ، C_r ، C_v و C_{vp} نشان می‌دهد که این پارامترها با فرآیندهای ذخیره‌سازی و حرکت آب در خاک و آب‌های زیرزمینی مرتبط هستند. پارامتر LV_{max} ، که در هر دو شاخص حساسیت FO و TO در رتبه‌های بالا قرار دارد، تأثیر قابل توجهی بر نفوذ آب در منطقه غیراشباع، تغذیه آبخوان، و جریان رودخانه در بازه‌های زمانی مختلف دارد. همچنین، پارامتر C_{vp} بیشترین اثر را در Total Order داشته و نشان‌دهنده نقش کلیدی آن در برهم‌کنش میان جریان‌های سطحی و زیرزمینی است. در بخش مربوط به رواناب سطحی، پارامترهای C_r و C_v تأثیر بالایی دارند، به‌ویژه C_r که در هر دو تحلیل، حساسیت بالا نشان داده و بر نقش جریان‌های سطحی و تأخیری در عملکرد مدل تأکید دارد. از

سوی دیگر، پارامترهای مرتبط با هیدروگراف واحد، همچون $\alpha_1, \beta_1, \alpha_2, \beta_2$ ، تأثیر اندکی بر شاخص NSE در هر دو تحلیل FO و TO دارند. به طور کلی می‌توان بیان کرد، پارامترهای مرتبط با فرآیندهای ذوب برف اهمیت بالایی دارند، به‌ویژه در حوضه‌های دارای برف، که بیانگر وابستگی مدل‌های هیدرولوژیکی به پارامترهای حرارتی و برف است. همچنین، برخی پارامترها مانند هیدروگراف واحد و ضرایب انجماد تأثیر چندانی بر NSE ندارند و می‌توانند در برخی کاربردها از فرآیند کالیبراسیون حذف یا به‌صورت ثابت در نظر گرفته شوند.

نتایج شاخص Log NSE، که نسخه اصلاح‌شده‌ای از شاخص NSE محسوب می‌شود، تأکید بیشتری بر مقادیر کوچک جریان دارد و حساسیت آن نسبت به خطاهای جریان‌های کم افزایش یافته است. بر این اساس، مهم‌ترین پارامترها بر اساس حساسیت مرتبه اول به ترتیب شامل $T_{bm}, LV_{max}, C_p, C_r$ و ddf_{min} هستند. از سوی دیگر، مهم‌ترین پارامترهای شاخص کلی به ترتیب شامل $C_{vp}, LV_{max}, T_{bm}, ET_{eff}$ و C_v می‌باشند. بنابراین، مدل HMETS نسبت به شاخص Log NSE بیشترین حساسیت را به پارامترهای $C_p, C_r, T_{bm}, LV_{max}$ و ET_{eff} نشان می‌دهد. در این شاخص، پارامتر T_{bm} تأثیر بیشتری نسبت به NSE دارد، که منطقی به نظر می‌رسد، زیرا جریان‌های کم معمولاً در فصل زمستان و طی فرآیند ذوب تدریجی برف رخ می‌دهند. همچنین، پارامتر LV_{max} در هر دو شاخص حساسیت از مهم‌ترین پارامترها محسوب می‌شود، اما در Log NSE تأثیر کُلی بیشتری دارد، که نشان‌دهنده تعامل قوی‌تر آن با جریان‌های کم است. علاوه بر این، در بررسی جریان‌های زیرزمینی و تأخیری، C_p و C_r بیشترین تأثیر را در Log NSE دارند، که بر نقش مهم تغذیه آب زیرزمینی در جریان‌های کم تأکید می‌کند. از سوی دیگر، بررسی پارامترهای کم‌اهمیت نشان می‌دهد که عملکرد این شاخص مشابه NSE است و پارامترهای مرتبط با هیدروگراف واحد، از جمله $\alpha_1, \beta_1, \beta_2, \alpha_2$ ، تأثیر بسیار کمی بر شاخص Log NSE در هر دو تحلیل FO و TO دارند. به طور کلی، پارامترهای مرتبط با فرآیندهای ذخیره و انتقال زیرسطحی و ذوب برف تأثیر بیشتری بر شاخص Log NSE دارند. در مقابل، پارامترهای مربوط به هیدروگراف واحد، مشابه شاخص NSE، تأثیر چندانی بر خروجی‌ها ندارند و می‌توان برای کاهش پیچیدگی مدل، اهمیت کمتری به آن‌ها داد.

دیگر شاخص ارزیابی مورد بررسی در تحلیل حساسیت روش سوپول برای تعیین میزان تأثیر پارامترهای مدل هیدرولوژیکی HMETS، شاخص PBIAS است. بر اساس نتایج ارائه‌شده، مهم‌ترین پارامترها طبق حساسیت مرتبه اول (FO) به ترتیب شامل ET_{eff}, C_v, α_1 و ddf_{min} هستند. همچنین، مهم‌ترین پارامترهای حساسیت کلی (TO) به ترتیب شامل ET_{eff}, C_v, LV_{max} و ddf_{plus} می‌باشند. در این شاخص، پارامتر ET_{eff} در هر دو تحلیل بالاترین رتبه و تأثیر را دارد، که نشان‌دهنده اهمیت فرآیند تبخیر-تعرق در تنظیم حجم آب موجود برای جریان سطحی و در نتیجه تغییر خطای بایاس است. این نتیجه‌گیری منطقی است، زیرا PBIAS نسبت به حجم کل جریان (جمع رواناب) حساس بوده و پارامترهای مرتبط با تبخیر و تعرق مستقیماً بر تعادل آب تأثیر می‌گذارند. همچنین، پارامتر C_v که بیانگر میزان جریان هیپودرمیک است، نقش بالایی دارد. این موضوع نشان‌دهنده تأثیر فرآیندهای انتقال آب از سطح خاک به لایه‌های پایین‌تر و تأخیر در پاسخ سیستم به بارش‌ها است. این پارامتر هم به‌صورت مستقیم و هم از طریق برهم‌کنش با سایر پارامترها بر مدل تأثیر گذاشته و از اهمیت برخوردار است. پارامتر LV_{max} نیز در شاخص PBIAS از منظر تعامل بین پارامترها مهم محسوب می‌شود. این پارامتر در حساسیت مرتبه اول (FO) رتبه‌ی پایینی دارد اما در حساسیت کلی (TO) رتبه‌ی بالایی به خود اختصاص داده است، که نشان می‌دهد تأثیر آن عمدتاً از طریق برهم‌کنش با سایر پارامترها اعمال می‌شود. در بررسی پارامترهای کم‌اهمیت نیز، پارامترهای مرتبط با رواناب سطحی و جریان پایه همچون C_p, C_r و T_{bm} تأثیر بسیار کمی بر شاخص PBIAS در هر دو تحلیل FO و TO دارند. به‌طور کلی، نتایج تحلیل حساسیت Sobol برای شاخص PBIAS در مدل HMETS نشان می‌دهد که فرآیندهای تبخیر-تعرق، ذخیره‌سازی آب در لایه‌های خاک و ذوب برف مهم‌ترین تأثیر را روی این شاخص دارند. در مقابل، برخی پارامترهای مرتبط با رواناب سطحی و

جریان پایه نقش کمتری در تغییر خطای بایاس دارند. این تحلیل اهمیت فیزیکی این فرایندها را از منظر هیدرولوژیکی تأیید کرده و می‌تواند در بهینه‌سازی مدل و کالیبراسیون آن مورد استفاده قرار گیرد.

نتایج تحلیل حساسیت شاخص MSE، به‌عنوان یک معیار آماری برای سنجش خطای پیش‌بینی مدل نسبت به مقادیر مشاهده‌شده، بدین صورت می‌باشد که مهم‌ترین پارامترها طبق حساسیت مرتبه اول به ترتیب شامل، C_r ، C_v ، LV_{max} ، T_{bm} و $beta1$ هستند. همچنین، مهم‌ترین پارامترهای حساسیت کلی به ترتیب شامل، C_r ، C_v ، ET_{eff} ، LV_{max} و T_{bm} می‌باشند. در این شاخص نیز، پارامتر LV_{max} همانند شاخص‌های NSE و Log NSE بیشترین تأثیر را در هر دو شاخص حساسیت FO و TO دارد، با این تفاوت که این پارامتر تأثیرگذاری بیشتری بر واریانس خروجی مدل نسبت به دو شاخص NSE و Log NSE در مدل HMETs دارد. این موضوع نشان می‌دهد که برای کاهش خطای کلی مدل (MSE)، ذخیره‌سازی آب در خاک بسیار حائز اهمیت است. پارامترهای C_r و C_v که در فرایندهای رواناب تأخیری نقش دارند، در هر سه شاخص NSE، Log NSE و MSE تأثیر قابل‌توجهی دارند. اما در MSE، اهمیت بیشتری در کاهش خطای مدل دارند. از سوی دیگر، پارامتر ET_{eff} در تحلیل حساسیت کلی تأثیر بیشتری بر MSE دارد، که نشان‌دهنده نقش اساسی فرآیند تبخیر-تعرق در تنظیم تعادل آبی کل سیستم و کاهش خطاهای کلی مدل است. در بررسی پارامترهای کم‌اهمیت، عملکرد شاخص MSE مشابه شاخص‌های NSE و Log NSE است، به‌طوری‌که پارامترهای مرتبط با دسته هیدروگراف واحد همچون $alpha1$ ، $beta1$ ، $alpha2$ و $beta2$ تأثیر بسیار کمی بر MSE در هر دو تحلیل FO و TO دارند. به‌طور کلی، می‌توان نتیجه گرفت که کاهش خطاهای کلی مدل (MSE) نیازمند بهینه‌سازی فرایندهای ذخیره‌سازی، تعادل آبی و رواناب تأخیری در مدل HMETs است.

شاخص RMSE، به‌عنوان یک معیار آماری دیگر برای سنجش خطای پیش‌بینی مدل، ریشه دوم شاخص MSE است و تفسیر ساده‌تری نسبت به آن ارائه می‌دهد. نتایج تحلیل حساسیت این شاخص نشان می‌دهد که مهم‌ترین پارامترها طبق حساسیت مرتبه اول به ترتیب شامل، C_r ، T_{bm} ، LV_{max} و $alpha1$ هستند. همچنین، مهم‌ترین پارامترهای حساسیت کلی به ترتیب شامل، C_r ، T_{bm} ، C_v ، LV_{max} و $alpha1$ می‌باشند. همانند شاخص MSE، پارامتر LV_{max} بیشترین تأثیر را در هر دو تحلیل First Order و Total Order دارد، که بر اهمیت ذخیره‌سازی آب در خاک در کاهش خطای پیش‌بینی مدل تأکید می‌کند. علاوه بر این، پارامترهای T_{bm} و C_r که به‌ترتیب فرآیند ذوب برف و رواناب سطحی را نمایندگی می‌کنند، نسبت به MSE تأثیر بیشتری بر خروجی مدل دارند، که T_{bm} نشان‌دهنده نقش دما در کنترل میزان و زمان ذوب برف و در C_r بیانگر کنترل زمان‌بندی و شدت جریان‌های سطحی و تأخیری در تنظیم خطاهای جریان‌های بزرگ و متوسط می‌باشد. در بررسی پارامترهای کم‌اهمیت، نتایج RMSE مشابه NSE، Log NSE و MSE است، و پارامترهای مرتبط با دسته هیدروگراف واحد تأثیر کمی بر این شاخص دارند. به‌طور کلی، نتایج تحلیل حساسیت شاخص RMSE بر اهمیت فرایندهای ذخیره‌سازی آب، ذوب برف و رواناب سطحی در کنترل خطاهای پیش‌بینی مدل تأکید دارد.

۵. نتیجه‌گیری

نتایج تحلیل حساسیت پارامترهای مدل HMETs نسبت به پنج شاخص ارزیابی عملکرد مدل، شباهت‌ها و تفاوت‌های قابل توجهی را نشان می‌دهد. در تمامی شاخص‌ها، پارامتر LV_{max} (حداکثر سطح منطقه غیراشباع) به‌عنوان مهم‌ترین یا یکی از مهم‌ترین پارامترها شناسایی شد. این امر نشان‌دهنده نقش اساسی فرایندهای ذخیره‌سازی غیراشباع در تنظیم جریان‌های سطحی و زیرزمینی و کاهش خطاهای مدل است. همچنین، اهمیت بالای این پارامتر در شاخص‌هایی مانند

MSE و RMSE، که به خطاهای بزرگ وزن بیشتری می‌دهند، برجسته‌تر بوده و بر ضرورت مدیریت مؤثر ذخیره‌سازی آب در مدل تأکید دارد.

بررسی شاخص‌های NSE و Log NSE نشان داد که پارامترهای مرتبط با فرآیندهای زیرزمینی، مانند C_{vp} (سهام آب برای تغذیه زیرزمینی) و C_p (جریان هیپودرمیک)، اهمیت بیشتری دارند. این موضوع نشان می‌دهد که جریان‌های تأخیری و زیرسطحی نقش کلیدی در تنظیم جریان‌های پایه و بهبود پیش‌بینی مدل ایفا می‌کنند. در مقابل، در شاخص PBIAS، پارامتر ET_{eff} (تبخیر واقعی) بیشترین تأثیر را داشت که این امر بر نقش تبخیر-تعرق در تنظیم تعادل آبی کلی سیستم و تأثیر مستقیم آن بر بایاس مدل تأکید دارد. همچنین، پارامترهای مرتبط با فرآیندهای ذوب برف، مانند T_{bm} (دمای پایه ذوب برف)، تقریباً در تمامی شاخص‌ها تأثیرگذار بودند، اما در Log NSE و RMSE اثر بیشتری نشان دادند. این مسئله اهمیت فرآیندهای برف را در پیش‌بینی جریان‌های کم و تنظیم خطاهای بزرگ مدل برجسته می‌کند. از سوی دیگر، پارامترهای هیدروگراف واحد ($\alpha_1, \alpha_2, \beta_1, \beta_2$) و پارامترهای ذخیره‌سازی تجربی (K_{cum} و G_{cum}) تأثیر بسیار کمی بر تمامی شاخص‌ها داشتند و می‌توانند در فرآیند کالیبراسیون مدل، اهمیت کمتری داشته باشند.

به‌طور کلی، تحلیل حساسیت نشان می‌دهد که پارامترهای ذخیره‌سازی (مانند LV_{max}) و جریان‌های زیرزمینی (C_{vp} و C_p) تأثیر قابل توجهی بر عملکرد مدل دارند و برای تمامی شاخص‌ها از اهمیت بالایی برخوردارند. در مقابل، اهمیت فرآیندهای ذوب برف و تبخیر بسته به هدف مدل‌سازی تغییر می‌کند؛ به‌طوری که در پیش‌بینی جریان‌های کم، متوسط یا کلی، اولویت این فرآیندها متفاوت خواهد بود. این نتایج می‌تواند راهنمای مؤثری برای بهینه‌سازی فرآیند کالیبراسیون مدل و بهبود دقت پیش‌بینی‌ها باشد.

۶. مراجع

- [1] Song XM, Kong FZ. Application of Xinanjiang model coupling with artificial neural networks. Bulletin of Soil and Water Conservation. 2010;30(6):135-8.
- [2] Singh VP, Woolhiser DA. Mathematical modeling of watershed hydrology. Journal of hydrologic engineering. 2002 Jul;7(4):270-92. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)10840699\(2002\)7:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)10840699(2002)7:4(270)).
- [3] Song XM, Zhan CS, Kong FZ, Xia J. A review on uncertainty analysis of large-scale hydrological cycle modeling system. Acta Geographica Sinica. 2011;66(3):396-406.
- [4] Song X, Zhan C, Kong F, Xia J. Advances in the study of uncertainty quantification of large-scale hydrological modeling system. Journal of Geographical Sciences. 2011 Oct;21:801-19. <https://doi.org/10.1007/s11442-011-0881-2>.
- [5] Campolongo F, Cariboni J, Saltelli A. An effective screening design for sensitivity analysis of large models. Environmental modelling & software. 2007 Oct 1;22(10):1509-18. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.10.004>.
- [6] Jakeman AJ, Letcher RA, Norton JP. Ten iterative steps in development and evaluation of environmental models. Environmental Modelling & Software. 2006 May 1;21(5):602-14. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.01.004>.

- [7] Smith MB, Koren V, Zhang Z, Zhang Y, Reed SM, Cui Z, Moreda F, Cosgrove BA, Mizukami N, Anderson EA, Andreassian V. Results of the DMIP 2 Oklahoma experiments. Journal of hydrology. 2012 Feb 8;418:17-48. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.056>.
- [8] Reed S, Koren V, Smith M, Zhang Z, Moreda F, Seo DJ, Participants DM. Overall distributed model intercomparison project results. Journal of Hydrology. 2004 Oct 1;298(1-4):27-60. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.031>.
- [9] Wang GS, Xia J, Chen JF. A multi-parameter sensitivity and uncertainty analysis method to evaluate relative importance of parameters and model performance. Geographical Research. 2010;29(2):263-70.
- [10] Bahremand A, De Smedt F. Distributed hydrological modeling and sensitivity analysis in Torysa Watershed, Slovakia. Water Resources Management. 2008 Mar;22:393-408. <https://doi.org/10.1007/s11269-007-9168-x>.
- [11] Lenhart T, Eckhardt K, Fohrer N, Frede HG. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2002 Jan 1;27(9-10):645-54. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(02\)00049-9](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(02)00049-9).
- [12] Saltelli A, Tarantola S, Campolongo F, Ratto M. Sensitivity analysis in practice: a guide to assessing scientific models. New York: Wiley; 2004 Apr 1. <https://doi.org/10.1111/j.1467985X.2005.358.13.x>.
- [13] Ren QW, Chen YB, Zhou HL, Wang BD, Wang HX. Global sensitivity analysis of TOPMODEL parameters based on Sobol method. Yangtze River. 2010;41(19):91-4.
- [14] Ascough II, Green TR, Ma L, Ahjua LR. Key criteria and selection of sensitivity analysis methods applied to natural resource models. In International Congress on Modeling and Simulation Proceedings. Salt Lake City, UT 2005 Nov 6 (pp. 2463-2469).
- [15] Ren QW, Chen YB, Shu XJ. Global sensitivity analysis of Xinanjiang model parameters based on extend FAST method. Acta Sci. Nat. Univ. Sunyatseni. 2010;49(3):127-34.
- [16] Morris MD. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments. Technometrics. 1991 May 1;33(2):161-74. <https://doi.org/10.1080/00401706.1991.10484804>.
- [17] Spear RC, Grieb TM, Shang N. Parameter uncertainty and interaction in complex environmental models. Water Resources Research. 1994 Nov;30(11):3159-69. <https://doi.org/10.1029/94WR01732>.
- [18] Sobol IM. Sensitivity estimates for nonlinear mathematical models. Math. Model. Comput. Exp.. 1993;1:407.
- [19] Ratto M, Pagano A, Young P. State dependent parameter metamodeling and sensitivity analysis. Computer Physics Communications. 2007 Dec 1;177(11):863-76. <https://doi.org/10.1016/j.cpc.2007.07.011>.
- [20] Nash JE, Sutcliffe JV. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. Journal of hydrology. 1970 Apr 1;10(3):282-90. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6).

- [21] Krause P, Boyle DP, Bäse F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in geosciences*. 2005 Dec 16;5:89-97. <https://doi.org/10.5194/adgeo-5-89-2005>.
- [22] Oudin L, Andréassian V, Perrin C, Michel C, Le Moine N. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water resources research*. 2008 Mar;44(3). <https://doi.org/10.1029/2007WR006240>.
- [23] Moriasi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD, Veith TL. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*. 2007;50(3):885-900.
- [24] Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of hydrology*. 1996 Jun 1;181(1-4):23-48. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02918-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02918-4).
- [25] Gupta HV, Sorooshian S, Yapo PO. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of hydrologic engineering*. 1999 Apr;4(2):135-43. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1999\)4:2\(135\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135)).
- [26] Chai T, Draxler RR. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)?—Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific model development*. 2014 Jun 30;7(3):1247-50. <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1247-2014>.
- [27] Legates DR, McCabe Jr GJ. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water resources research*. 1999 Jan;35(1):233-41. <https://doi.org/10.1029/1998WR900018>.
- [28] Willmott CJ, Matsuura K. Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. *Climate research*. 2005 Dec 19;30(1):79-82. <https://doi.org/10.3354/cr030079>.
- [29] Vehviläinen B. Snow cover models in operational watershed forecasting. Helsinki, Finland: National Board of Waters and the Environment; 1992 Jan 1.
- [30] Oudin L, Hervieu F, Michel C, Perrin C, Andréassian V, Anctil F, Loumagne C. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of hydrology*. 2005 Mar 1;303(1-4):290-306. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.026>.