

تحلیل عدم قطعیت مدل DWB با استفاده از روش GLUE (مطالعه موردی: حوزه‌های آبخیز اندراب و فاروب رمان)

سعید امامی فر^۱، کامران داوری^{۲*}، حسین انصاری^۳، بیژن قهرمان^۴ سید محمود حسینی^۵ و محسن ناصری^۶

- ۱) دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی؛ گروه مهندسی آب؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه فردوسی مشهد؛ مشهد؛ ایران
 ۲*) استاد؛ گروه مهندسی آب؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه فردوسی مشهد؛ مشهد؛ ایران
 *نویسنده مسئول مکاتبات: k.Davary@um.ac.ir
 ۳) دانشیار؛ گروه مهندسی آب؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه فردوسی مشهد؛ مشهد؛ ایران
 ۴) استاد؛ گروه مهندسی آب؛ دانشکده کشاورزی؛ دانشگاه فردوسی مشهد؛ مشهد؛ ایران
 ۵) استاد؛ گروه مهندسی عمران؛ دانشکده فنی مهندسی؛ دانشگاه فردوسی مشهد؛ مشهد؛ ایران
 ۶) استادیار؛ گروه مهندسی عمران؛ دانشکده فنی مهندسی؛ دانشگاه تهران؛ تهران؛ ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۲/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۳/۰۲

چکیده

تجزیه و تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی و تشخیص ویژگی‌های آماری آن‌ها بر اساس روابط موجود بین پارامترها و ورودی‌های مدل، از مهمترین موارد مدل‌سازی هیدرولوژیکی محسوب می‌شود. در این پژوهش واسنجی و تحلیل عدم قطعیت این مدل DWB در حوزه‌های رودخانه‌های اندراب و فاروب رمان از سرشاخه‌های رودخانه کالشور (حوزه آبخیز نیشابور) به ترتیب در محل ایستگاه‌های آب‌سنجی زرنده و عیش‌آباد، با استفاده از روش عمومی عدم قطعیت تشابهات (GLUE) مورد توجه قرار گرفت. نتایج نشان داد که از منظر قابلیت شناسایی، از بین چهار پارامتر این مدل، پارامتر اثر بخشی نگهداشت (w_1) و ظرفیت ذخیره رطوبتی حوزه ($S_{max} [mm]$) در روند واسنجی، از قابلیت شناسایی کمتر برخوردار بوده (نمی‌توان دامنه بهینه مشخص برای آن‌ها یافت) و در عدم قطعیت رواناب شبیه‌سازی شده به وسیله این مدل، نقش بیش‌تری دارند. در این راستا، پارامتر اثر بخشی تبخیر و تعرق (w_2) و جریان تدریجی (d)، رفتار مقاومتی در خصوص بروز خطا در رواناب مشاهداتی از خود نشان می‌دهد و به اصطلاح پایستار هستند. بررسی عدم قطعیت رواناب شبیه‌سازی شده نشان داد که در حالت کلی روش GLUE به خوبی توانسته است که میزان رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه را واسنجی کند، به طوری که اغلب داده‌های رواناب ثبت شده (بیش از ۵۵ درصد) در محدوده اطمینان ۹۵ درصد قرار گرفتند.

کلید واژه‌ها: چارچوب بودیکو؛ رواناب؛ مدل DWB: GLUE

مقدمه

هیدرولوژیکی پرداخت، از اهمیت قابل توجهی برخوردار است (سینگی، ۱۳۸۱). یکی از این روش‌ها، استفاده از قابلیت‌های مدل‌های هیدرولوژیکی در شبیه‌سازی فرآیندهای هیدرولوژیکی است. در زمینه مدل‌سازی بیلان آب در مقیاس حوزه آبخیز، سوابق مطالعات گذشته نشان می‌دهد که از جمله روش‌های معروف برای مدل‌سازی

تلاش‌های فراوانی برای تشریح کمی چرخه هیدرولوژیکی که تحت تأثیر عدم قطعیت‌های فراوانی نیز می‌باشد، صورت گرفته است. در این راستا استفاده از روش‌هایی که به کمک آن‌ها بتوان در حوزه‌های فاقد آمار یا دارای آمار ناقص، به بررسی و تحلیل اثر متقابل فرآیندهای

تا ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع) و برای مقیاس زمانی ماهانه، به منظور بررسی تاثیر پوشش گیاهی بر رواناب خروجی از حوزه آبخیز مورد استفاده قرار دادند که نتایج نشان دهنده عملکرد خوب مدل بود. همچنین Tekleab و همکاران (۲۰۱۱) به ارزیابی مدل DWB جهت شبیه‌سازی رواناب ماهانه خروجی از بیست زیر حوزه از حوزه آبخیز رودخانه نیل، برای یک دوره ۵ ساله (از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۰ میلادی) پرداختند که نتایج نشان داد عملکرد مناسب مدل در برآورد رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه، بود. بطور کلی در حوزه‌های فاقد آمار یا دارای آمار ناقص استفاده از مدل‌های پیچیده که نیازمند داده‌های ورودی فراوان یا تعداد پارامتر زیاد (مانند مدل^۴ SWAT و HBV^۵ که به ترتیب داری بیش از ۲۰ و ۱۲ پارامتر هستند)، هستند توصیه نمی‌شود. بنابراین با توجه به مطالب فوق، به نظر می‌رسد توجه به ارزیابی مدل‌هایی مانند مدل DWB، به دلیل سادگی از منظر تعداد کم متغیرهای ورودی (متغیرهای تبخیر-تعرق پتانسیل و بارندگی) و همچنین تعداد پارامترهای اندک (چهار پارامتر)، برای مدل‌سازی بیلان آب و همچنین شبیه‌سازی رواناب در حوزه‌های آبخیز کشور که بعضاً فاقد آمار و یا دارای آمار ناقص هستند، الزامی است. اما مسأله‌ی دیگری که باید به آن توجه داشت این است که در مدل ارائه شده بوسیله Zhang و همکاران (۲۰۰۸) نیز همانند سایر مدل‌های هیدرولوژیکی، بدلیل خطا یا منابع به وجود آورنده عدم قطعیت‌های مختلف از قبیل عدم اطمینان از درک طبیعت مسئله^۶، مدل‌سازی مسئله^۷، برآورد پارامترهای موثر بر پدیده^۸ها، فرض بی نقص و بدون خطا بودن مدل، بطور مطمئن فرضی اشتباه خواهد بود. روش‌های متعددی برای بیان و تحلیل عدم قطعیت در مدل‌سازی هیدرولوژیکی ارائه شده است که در این میان روش برآورد عدم قطعیت

بیلان آب در مقیاس حوزه آبخیز، مدل‌های مبتنی بر چارچوب عرضه و تقاضا که بوسیله چارچوب بودیکو^۱ (Budyko, ۱۹۷۴) توسعه یافته‌اند، می‌باشند. در این رویکرد، تبخیر سالانه در برخی از مناطق جهان ممکن است نزدیک به بارش سالانه باشد که این مسئله زمانی اتفاق می‌افتد که انرژی کافی برای تبخیر کل بارش در دسترس باشد و این قبیل نواحی دارای محدودیت رطوبت هستند. در برخی دیگر از نواحی تبخیر سالانه ممکن است نزدیک به تبخیر-تعرق پتانسیل باشد که این مسئله زمانی اتفاق می‌افتد که انرژی در دسترس از مقدار انرژی مورد نیاز برای تبخیر کل بارش سالانه، کمتر باشد و این نواحی دارای محدودیت انرژی هستند. از اینرو بسته به خشکی اقلیم، یکی از دو عامل آب یا انرژی موجود، محدودکننده محسوب می‌شود (Gerrits et al., 2009). چارچوب بودیکو با وجود سادگی، به‌عنوان روشی مناسب جهت بررسی ارتباط بین عوامل اقلیمی و خصوصیات حوزه آبخیز از یک طرف و چرخه آب و انرژی در مقیاس حوزه آبخیز از طرف دیگر، به وسیله محققین مختلف بکار گرفته شده است (Fu, ۱۹۸۱؛ Zhang et al., 2004؛ Donohue et al., 2007؛ Yang et al., 2007؛ Potter, ۲۰۰۹). در راستای توسعه مدل‌های مبتنی بر چارچوب بودیکو، به نظر می‌رسد که رویکرد ارائه شده به وسیله Zhang و همکاران (۲۰۰۸) در میان انواع گوناگون مدل‌سازی بیلان آب، از معتبرترین و مورد استنادترین منابع به شمار می‌آید. این مدل (این مدل به مدل DWB^۳ مشهور است) بر اساس چارچوب Budyko (۱۹۷۴) بوده و از آن جهت مدل‌سازی بیلان در مقیاس حوزه آبخیز و همچنین بررسی اثر پوشش گیاهی بر تغییرات رواناب برای مقیاس‌های زمانی مختلف (روزانه، ماهانه و سالانه) استفاده می‌شود. به‌عنوان نمونه Fang و همکاران (۲۰۰۹) این مدل را در حوزه‌های استرالیا و شمال آفریقا (با دامنه مساحت بین ۱۰

⁴ Soil and Water Assessment Tool

⁵ Hydrologiska Byrns Vattenbalansavdelning

⁶ Natural uncertainties

⁷ Model uncertainties

⁸ Parameter uncertainties

1 demand and supply framework

2 Budyko framework

3 Dynamic Water Balance Model

بطور کلی با توجه به آنچه بیان، هدف اصلی این پژوهش ارزیابی دقت و کارایی مدل DWB در مدل‌سازی رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیز، به همراه واسنجی و تحلیل عدم قطعیت آن است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

گردید. همچنین به منظور برآورد مقدار تبخیر-تعرق پتانسیل در حوزه آبخیز اندرآب به دلیل اینکه تنها داده‌های دمای هوا در دسترس بودند از روش Hargreaves and Samani (۱۹۸۲) و در حوزه آبخیز عیش‌آباد با توجه به کامل بودن داده‌های هواشناسی از روش پنمن-مانتیث (Allen و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده گردید. مطالعه قهرمان و همکاران (۱۳۹۲) نشان داد با توجه به اینکه ایستگاه بار-اریه در محدوده تاثیر تبخیر-تعرق پتانسیل بدست آمده برای ایستگاه سینوپتیک گل‌مکان قرار دارد و در این ایستگاه (سینوپتیک گل‌مکان) روش هارگریوز-سامانی بدون نیاز به ضریب تصحیح، از دقت بالایی در برآورد تبخیر-تعرق پتانسیل برخوردار است، لذا در این پژوهش نیز از مقادیر تبخیر-تعرق پتانسیل بدست آمده در ایستگاه تبخیرسنجی بار-اریه بدون ضریب تصحیح استفاده گردید. برای بررسی طبقه اقلیمی حوزه‌های مورد بررسی از روش پیشنهادی بوسیله Sankarasubramanian And Vogel (۲۰۰۳، ۲۰۰۲) که در آن، حوزه‌های آبخیز با دامنه شاخص خشکی بین ۰ تا ۳۳ در اقلیم مرطوب، بین ۳۳ تا ۱ در اقلیم نیمه مرطوب، بین ۱ تا ۲ در اقلیم معتدل، بین ۲ تا ۳ در اقلیم نیمه خشک و بین ۳ تا ۷ در اقلیم خشک، طبقه‌بندی می‌شوند، بهره گرفته شده است.

پیش‌زمینه نظری مدل DWB

درستنایی تعمیم یافته (GLUE) ارائه شده به وسیله Beven و Binley (۱۹۹۲)، که از دو منظر صحت و سهولت شبیه-سازی عدم قطعیت در مدل سازی، با روش‌هایی مانند SUFI² (Abbaspour و همکاران، ۲۰۰۹) و MCMC (Campbell و همکاران، ۱۹۹۹) رقابت می‌کند، از اهمیت و کاربرد بیشتری برخوردار می‌باشد. در این راستا Stedinger و همکاران (۲۰۰۸) بیان داشتند که از سال ۱۹۹۲ تا سال ۲۰۰۸، در بیش از ۵۰۰ پژوهش، از روش GLUE به منظور تحلیل عدم قطعیت استفاده شده است. منطقه مورد مطالعه این پژوهش حوزه‌های رودخانه‌های اندرآب و فاروب رمان از سرشاخه‌های رودخانه کالشور به ترتیب در محل ایستگاه‌های زرنده و عیش‌آباد واقع در حوزه آبخیز نیشابور می‌باشند. حوزه آبخیز اندرآب و فاروب رمان شکل موقعیت به ترتیب بین طول جغرافیایی ۵۸/۳۵ تا ۵۸/۷۳ و ۵۸/۸۲ تا ۵۹/۹۵ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶/۴۶ تا ۳۶/۶۶ و ۳۶/۳۸ تا ۳۶/۳ درجه شمالی واقع شده‌اند. از نظر وسعت، حوزه آبخیز اندرآب و فاروب رمان به ترتیب دارای مساحتی برابر با ۲۸۱/۵ و ۱۵۱ کیلومتر مربع و از نظر موقعیت ارتفاعی، این دو حوزه در محل ایستگاه‌های هیدرومتری واقع در انتهای آن‌ها به ترتیب دارای ارتفاع برابر ۱۳۹۳ و ۱۴۷۲ متر نسبت به سطح دریا آزاد، هستند. برای انجام این پژوهش از اطلاعات آبدهی، بارندگی و تبخیر-تعرق پتانسیل در یک دوره آماری ۱۲ ساله و بصورت ماهانه (از سال آبی ۸۱-۱۳۸۰ تا ۹۲-۱۳۹۱) که ۱۴۴ ماه را در بر می‌گیرد، استفاده شده است. در این راستا از داده‌های متوسط ماهانه رواناب خروجی در موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری واقع در خروجی حوزه-های آبخیز انتخابی، به‌عنوان مقادیر مبنا و مشاهداتی جهت ارزیابی مدل استفاده گردید. برای تعیین مقادیر ماهانه بارندگی در حوزه‌های آبخیز اندرآب و عیش‌آباد به ترتیب از مجموع مقادیر روزانه بارندگی در ایستگاه‌های تبخیرسنجی بار-اریه و سینوپتیک نیشابور به‌عنوان نزدیک‌ترین ایستگاه‌های هواشناسی به این حوزه‌ها، استفاده

استفاده می‌گردد. منحنی بودیکو از نظر فیزیکی بر مبنای دو معادله‌ی بیلان آب خاک (رابطه ۱) و بیلان انرژی (رابطه ۲) استوار است.

$$\frac{ds}{dt} = P(t) - Q_T(t) - ET(t) \quad (1)$$

$$R_n = \lambda ET + H + G \quad (2)$$

تغییرات ذخیره رطوبتی قابل صرفنظر کردن ($\frac{ds}{dt}=0$) و شار گرمای زمین نزدیک صفر ($G=0$) است. با تقسیم دو طرف معادله (۲) بر گرمای نهان بخار آب، در نهایت می‌توان روابط (۱) و (۲)، را در مقیاس زمانی سالانه به شکل نوشت.

$$P = ET + Q_T \quad (3)$$

$$\frac{R_n}{\lambda} = ET + \frac{H}{\lambda} \quad (4)$$

جایگزین کردن ETP با $\frac{R_n}{\lambda}$ و تقسیم رابطه ۴ به P ، می‌توان به معادله زیر دست یافت.

$$\frac{ETP}{P} = \frac{ET}{P} + \frac{\left(\frac{H}{\lambda}\right)}{P} \quad (5)$$

صورت تابعی از شاخص خشکی ($\Phi = \frac{ETP}{P}$) و نسبت بوون (B_r) به شکل زیر بیان نمود.

$$B_r = \frac{H}{\lambda ET} \quad (6)$$

$$\frac{ETP}{P} = \frac{ET}{P} + \frac{(B_r ET)}{P} \quad (7)$$

$$\frac{ET}{P} = \frac{\Phi}{1 + B_r} \quad (8)$$

خشکی است (Arora ، ۲۰۰۲)، در نتیجه رابطه ۸ را می‌توان به فرم زیر بازنویسی کرد.

$$\frac{ET}{P} = \frac{\Phi}{1 + F(\Phi)} = F(\Phi) \quad (9)$$

ارائه شده است. بودیکو تاکید کرد که رابطه تبخیر - تعرق برای مقادیر بالای شاخص خشکی ($\Phi \gg 1$)، به منحنی آب محدود (خط افقی در شکل ۱) و برای مقادیر کم شاخص خشکی ($\Phi \ll 1$) به منحنی انرژی (خط مورب شکل ۱) نزدیک می‌شود.

همان‌طور که اشاره گردید جهت مدل‌سازی بیلان منابع آب اغلب از منحنی بودیکو که تابعی از شاخص خشکی است، در چارچوب ساده ای به نام نسبت عرضه به تقاضا،

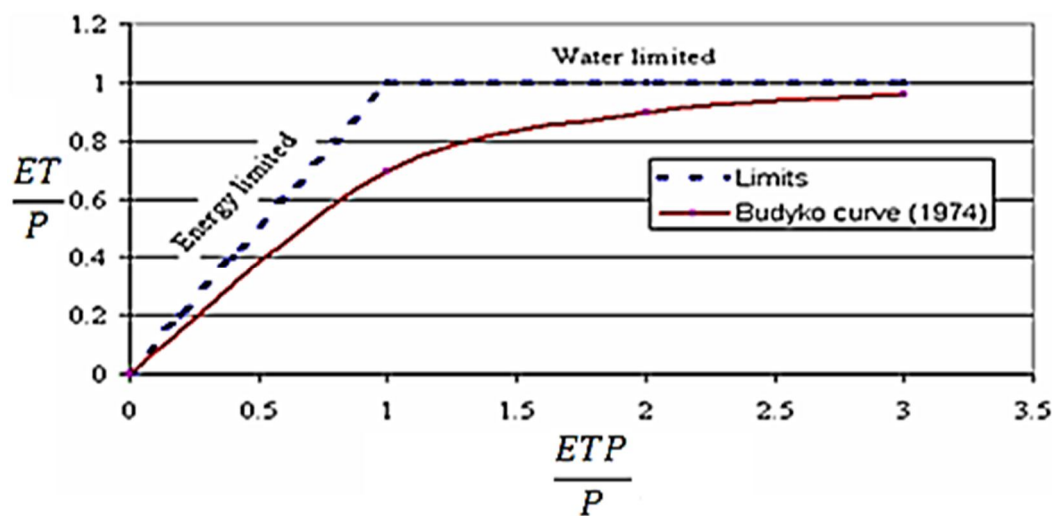
در این روابط t گام زمانی مورد بررسی، $\frac{ds}{dt}$ مقدار نرخ تغییرات ذخیره رطوبتی لایه ی خاک، P بارندگی، ET تبخیر-تعرق واقعی، Q_T رواناب کل، R_n تابش خالص، λ گرمای نهان بخار آب، H شار گرمای محسوس، G شار گرمای زمین هستند. در مقیاس سالانه میتوان فرض کرد که

در رابطه (۴) مولفه $\frac{R_n}{\lambda}$ معرف میزان تبخیر-تعرق پتانسیل ETP است (Arora، ۲۰۰۲). بر این اساس با

از طرفی با جایگزین کردن مقدار شار گرمای محسوس (H) بدست آمده از نسبت بوون (رابطه ۶) و جایگزین کردن آن در رابطه (۵) به معادله ۷ خواهیم رسید. بر این اساس می‌توان نسبت تبخیر-تعرق واقعی به بارندگی ($\frac{ET}{P}$) را به

از طرفی با توجه به اینکه نسبت بوون تابعی از میزان انرژی و آب در دسترس و در نتیجه تابعی از شاخص

رابطه (۹) دارای مبنای فیزیکی بوده و Budyko در سال ۱۹۷۴ به صورت تجربی، برای حوزه‌های مورد بررسی در پژوهش خود به رابطه بین نسبت تبخیر-تعرق واقعی به بارندگی ($\frac{ET}{P}$) و شاخص خشکی (Φ)، به فرم رابطه ۱۰ دست یافت. شکل ۱ به منظور درک بهتر از منحنی بودیکو



شکل ۱. رابطه نسبت $\frac{ET}{P}$ با شاخص خشکی $(\theta = \frac{ETP}{P})$ بر اساس از منحنی بودیکو (Tekleab و همکاران، ۲۰۱۱)

$$\frac{ET}{P} = [\theta \tanh(\frac{1}{\theta})(1 - e^{-\theta})]^{.5} \quad (10)$$

سالانه) پیشنهاد و عملکرد آنرا در ۲۶۵ حوزه آبخیز واقع در استرالیا با مساحت بین ۵۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر مربع، مورد ارزیابی قرار دادند. در مدل DWB معمولاً یکی از مدل‌های شبه بودیکو به منظور توصیف اجزای مختلف بیلان آبی، مورد استفاده قرار می‌گیرد و در مطالعه حاضر از مدل Fu (۱۹۸۱)، که فرم ریاضی آن بصورت رابطه ۱۱ است، بهره گرفته شده است. در این رابطه مولفه‌های مدل، همان تعاریف قبلی را داشته و ω ، پارامتر مدل (بزرگتر از یک) می‌باشد، به طوری که با افزایش آن، مقدار $\frac{ET}{P}$ نیز افزایش می‌یابد.

به‌طور مشابه، مطالعات زیادی برای پیدا کردن ارتباط بارش و تبخیر-تعرق واقعی صورت گرفته و معادلات تجربی مشابهی به منظور بیان روابط متنوع آب - انرژی در حوزه‌های مختلف دنیا صورت گرفت که به آن‌ها، معادلات شبه‌بودیکو گفته می‌شود. در مدل‌سازی منابع آب، اغلب از این روابط برای تخمین تبخیر و تعرق واقعی در مقیاس طولانی مدت (بیش تر از ۵ سال) استفاده می‌گردد (Zhang et al, 2004؛ Milly, 1994؛ Fu, 1981). در ادامه توسعه مدل‌های شبه‌بودیکو، Zhang و همکاران (۲۰۰۸) مدل دینامیکی بیلان آبی (DWB) چهار پارامتره را به منظور بکارگیری در مقیاس‌های زمانی مختلف (از روزانه تا

$$\frac{ET}{P} = 1 + \frac{ETP}{P} - \left[1 + \left(\frac{ETP}{P} \right)^\omega \right]^{\frac{1}{\omega}} \quad (11)$$

سامانه‌ای با دو منبع ذخیره شامل ذخیره ناحیه ریشه و ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد، برای بیلان آب حوزه بیان داشتند که مقدار بازندگی $P(t)$ در گام زمانی t به دو بخش رواناب مستقیم $Q_d(t)$ و مجموع سایر مولفه‌های بیلان آب تفکیک می‌شود.

$$P(t) = Q_d(t) + X(t)$$

Zhang و همکاران (۲۰۰۸) بیان داشتند که برای مقیاس‌های زمانی کوچکتر از سالانه (مقیاس‌های زمانی ماهانه و روزانه)، در صورت استفاده از معادله فو در مدل-سازی بیلان آب، اعمال تاثیر تغییرات ذخیره رطوبتی الزامی است. بر این اساس با فرض اینکه حوزه آبخیز مانند

$$(12)$$

$R(t)$ و $(S(t)-S(t-1))$ تغذیه به طرف آب زیرزمینی می باشد:

$$X(t) = R(t) + S(t) - S(t - 1) + ET(t)$$

(۱۹۷۴) می توان بیان داشت که چنانچه $X_0(t)$ از بارش $P(t)$ بزرگتر شود، آنگاه $X(t)$ به $P(t)$ و مقدار $Q_d(t)$ نیز به سمت صفر، میل می کند (رابطه ۱۴). در حالی که اگر $X_0(t)$ کوچکتر از بارش شود، مقدار $X(t)$ به $X_0(t)$ نزدیک می شود (رابطه ۱۵).

$$\lim_{\frac{X_0(t)}{P(t)} \rightarrow \infty} X(t) = P(t)$$

$$\lim_{\frac{X_0(t)}{P(t)} \rightarrow 0} X(t) = X_0(t)$$

بارندگی حوزه $(X(t))$ (آن مقداری از بارندگی که به روان آب مستقیم تبدیل نمی شود) را می توان از رابطه زیر بدست آورد.

$$X(t) = \begin{cases} P(t) \times F \left[\left(\frac{X_0(t)}{P(t)} \right), \omega_1 \right] & P(t) \neq 0 \\ 0 & P(t) = 0 \end{cases} \quad (16)$$

رواناب مستقیم می باشد. نسبت $X_0(t)/P(t)$ در معادله (۱۶) مشابه شاخص خشکی بودیکو (محور افقی شکل ۱) است. می توان این نسبت را به عنوان شاخص $\frac{\text{تقاضا}}{\text{عرضه}}$ برای جزء بارندگی در نظر گرفت. در این صورت بر اساس روابط فوق (معادلات ۱۲ تا ۱۶)، رواناب مستقیم به صورت زیر قابل برآورد است.

$$Q_d(t) = P(t) - X(t)$$

حوزه آبخیز موجود بوده و به رواناب مستقیم تبدیل نشده است) در سطح حوزه آبخیز، بصورت زیر تعیین می شود.

$$W(t) = X(t) + S(t - 1)$$

می تواند در گام زمانی t نیاز آبی برای شرایط تبخیر-تعرق واقعی $ET(t)$ و همچنین آب مورد نیاز برای ذخیره رطوبتی لایه سطحی خاک $S(t)$ را تامین کند، اطلاق می شود (مجموع تبخیر-تعرق واقعی و ذخیره رطوبتی لایه سطحی خاک) و آن را به صورت $Y(t)$ تعریف کردند. محدودیت تقاضا برای فرصت تبخیر و تعرق $Y(t)$

که در آن $X(t)$ نگهداشت بارندگی حوزه نامیده می شود و شامل نگهداشت آب در سطح حوزه برای تبخیر-تعرق $ET(t)$ ، تغییرات ذخیره رطوبتی خاک در ناحیه ی ریشه (13)

محدودیت تقاضا برای مولفه $X(t)$ شامل مجموع ظرفیت ذخیره قابل دسترس $(S_{max}-S(t-1))$ و تبخیر-تعرق پتانسیل $ETP(t)$ بوده و با $X_0(t)$ (پتانسیل نگهداشت نگهداشت رطوبت در سطح حوزه) مشخص می شود در حالی که محدودیت عرضه را می توان مقدار بارندگی $P(t)$ در نظر گرفت. در این صورت مشابه استدلال Budyko

$$(14)$$

$$(15)$$

این روابط مشابه با محدودیت های عرضه و تقاضا (خطوط منقطع) در شکل (۱) هستند. برای شرایط بین محدودیت های عرضه و تقاضای اتمسفر، مقدار نگهداشت

که $F(-)$ و ω_1 به ترتیب شکل تابع و پارامتر مدل شبه بودیکو مورد استفاده (در این پژوهش رابطه Fu (۱۹۸۱) مد نظر می باشد؛ رابطه ی ۱۱) است. پارامتر ω_1 (توان معادله فو (رابطه ۱۱) در مقیاس زمانی کمتر از سالانه (ماهانه و روزانه)) اشاره به اثر بخشی توان نگهداشت بارندگی بوسیله حوزه آبخیز داشته و مقادیر بالای آن نشان دهنده توان نگهداشت بالای حوزه و در نتیجه کاهش

$$(17)$$

در مقیاس های زمانی کوچکتر از سالانه (روزانه و ماهانه)، مقدار آب قابل دسترس (مقدار آبی که در سطح

$$(18)$$

با جایگزین کردن مقادیر تعریف شده برای مقدار نگهداشت بارندگی حوزه $X(t)$ (رابطه ۱۳) با معادله (۱۸)، معادله مقدار آب قابل دسترس بشکل زیر در خواهد آمد. تعریف بعدی فرصت تبخیر و تعرق است که به وسیله Sankarasubramanian and Vogel (۲۰۰۲) بیان گردید فرصت تبخیر-تعرق عبارت است از مقدار آبی که

فرصت تبخیر و تعرق $Y(t)$ با استفاده از رابطه (۲۲) قابل تخمین است و همچنین برای مولفه تبخیر-تعرق واقعی محدودیت تقاضا برای تبخیر-تعرق واقعی را می‌توان مقدار تبخیر و تعرق پتانسیل $ETP(t)$ و محدودیت عرضه را می‌توان آب در دسترس $W(t)$ دانست. در نتیجه مشابه با فرضیات Budyko (۱۹۴۸)، مقدار تبخیر-تعرق واقعی $ET(t)$ را می‌توان به صورت رابطه (۲۳) محاسبه کرد.

$$W(t) = ET(t) + S(t) + R(t) \quad (19)$$

$$\lim_{\frac{Y_0(t)}{W(t)} \rightarrow \infty} Y(t) = W(t) \quad (20)$$

$$\lim_{\frac{Y_0(t)}{W(t)} \rightarrow 0} Y(t) = Y_0(t) \quad (21)$$

$$Y(t) = \begin{cases} W(t)F\left[\left(\frac{ETP(t) + S_{max}}{W(t)}\right), \omega_2\right] & w(t) \neq 0 \\ 0 & w(t) = 0 \end{cases} \quad (22)$$

$$ET(t) = \begin{cases} W(t)F\left[\left(\frac{ETP(t)}{W(t)}\right), \omega_2\right] & w(t) \neq 0 \\ 0 & w(t) = 0 \end{cases} \quad (23)$$

آب حوزه را نیز در محاسبات، مد نظر قرار داد. همچنین Zhang و همکاران (۲۰۰۸) تاکید داشتند که دو معادله ۲۲ و ۲۳ از پارامتر یکسان استفاده می‌کنند و این به دلیل این حقیقت است که تغذیه آب زیرزمینی اساساً با استفاده از اثر تبخیری تعیین می‌شود. به عبارتی با افزایش اثر تبخیری، میزان تغذیه کاهش می‌یابد. در نتیجه مقدار آب قابل دسترس با در نظر گرفتن فرصت تبخیر عبارت است از

$$W(t) = Y(t) + R(t)$$

این صورت، ذخیره آب خاک از رابطه (۲۵) قابل برآورد است.

$$S(t) = Y(t) - ET(t)$$

پایه و همچنین مقدار رواناب کل حوزه (مجموع جریان پایه و رواناب مستقیم) را با روابط زیر مدل کرد.

$$Q_b(t) = dG(t - 1) \quad (26)$$

$$G(t) = R(t) + (1 - d)G(t - 1) \quad (27)$$

$$Q_T(t) = Q_b(t) + Q_a(t) \quad (28)$$

عمقی و جریان زیر سطحی و $Q_T(t)$ معرف مجموع کل رواناب و سایر پارامترها دارای همان تعاریف قبلی هستند.

را می‌توان مجموع تبخیر-تعرق پتانسیل $ETP(t)$ و حداکثر ظرفیت ذخیره آب خاک (S_{max}) که به صورت $Y_0(t)$ مشخص می‌شود دانست. در حالی که محدودیت عرضه، آب در دسترس $W(t)$ است. در نتیجه مشابه با فرض های بادیکو، می‌توان شرایط رطوبتی حدی خشک و مرطوب برای فرصت تبخیر-تعرق را به ترتیب به صورت روابط (۲۰) و (۲۱) بیان نمود و برای شرایط بین محدودیت‌های عرضه و تقاضا، با توجه به فرض های بالا

که در اینجا $\omega_2[-]$ یکی دیگر از پارامترهای مدل DWB است که نشان‌دهنده اثر فرصت تبخیری و همچنین تبخیر-تعرق واقعی می‌باشد. عبارتی پارامتر $\omega_2[-]$ مربوط به اثر بخشی فرصت تبخیری $Y(t)$ و $ET(t)$ بوده و مقدار بالای آن نشان دهنده آن است که بخش بیشتری از آب در دسترس، صرف تبخیر-تعرق می‌شود. در معادلات ۲۲ و ۲۳ بر عکس معادله (۱۶) بجای بارندگی از مقدار آب در دسترس استفاده شده است تا بتوان اثرات ذخیره رطوبتی

$$(24)$$

از اینرو مقدار تغذیه آب زیرزمینی $R(t)$ با استفاده از معادله (۲۴) قابل محاسبه است. با توجه به روابط بالا در

$$(25)$$

در نهایت با فرض اینکه ذخیره آب زیرزمینی مانند مخزنی خطی است، می‌توان بیان آب زیرزمینی، جریان

که در آن‌ها، Q_b جریان پایه، $G(t)$ ذخیره آب زیرزمینی، d ضریب ثابت مربوط به میزان توان نفوذپذیری

روش عدم قطعیت GLUE

همانطور که اشاره شد، از جمله روش‌های مبتنی بر شبیه‌سازی مونت کارلو که کارایی بسیار مناسبی در انواع مدل‌های داشته‌اند، روش عمومی عدم قطعیت تشابهات (GLUE) است که تلفیقی از روش مونت کارلو با تئوری بیز می‌باشد که در پژوهش از این روش به منظور واسنجی و تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل بیلان استفاده شد است. در ادامه مراحل اجرای روش در این تحقیق آورده شده است.

گام اول: تعیین محدوده‌ی تغییرات اولیه یا توزیع پیشین پارامترهای واسنجی مدل می‌باشد. در این پژوهش نیز مشابه با تحقیقات گذشته صورت گرفته با روش GLUE، بدلیل عدم مشخص بودن نوع توزیع اولیه پارامترهای مدل، از توزیع یکنواخت استفاده می‌گردد (Freer و همکاران، ۱۹۹۶؛ Beven and Binley، ۱۹۹۲؛ Manache and Melching، ۲۰۰۸). همانطور که اشاره گردید در مدل توسعه یافته به وسیله Zhang و همکاران (۲۰۰۸)، برای مقدار پارامتر $d[1/\text{Month}]$ دامنه بین صفر تا یک پیشنهاد گردید است که در این مطالعه نیز از همین دامنه به عنوان مقدار دامنه اولیه برای این پارامتر استفاده شده است. همچنین دامنه پیشنهادی برای پارامترهای $\omega_1[-]$ و $\omega_2[-]$ مقدار بین یک تا بی‌نهایت است، اما از طرفی برای مقیاس سالانه، نتایج مطالعات Yang و همکاران (۲۰۰۷) برای ۱۰۸ حوزه آبخیز در چین نشان داد که مقدار پارامتر ω در مدل Fu (۱۹۸۱) برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی دارای دامنه بین ۱/۳ تا ۴/۶ با مقدار

میانه ۲/۹ است. همچنین در این راستا مطالعه Donohue و همکاران (۲۰۱۱) در ۹۷ حوزه آبخیز در استرالیا مقادیر بهینه بین ۱/۸ تا ۳/۸، Li و همکاران (۲۰۱۳) مقدار بهینه بین ۱/۳ تا ۳/۹ و Zhang و همکاران (۲۰۰۴) در ۴۷۰ حوزه مقادیر بهینه بین ۱/۷ تا ۵ را نشان داد. بر این اساس در این مطالعه دامنه اولیه پارامترهای $\omega_1[-]$ و $\omega_2[-]$ بین یک و ۵ در نظر گرفته شد. و در انتها برای پارامتر (s_max mm) منطبق بر نظر کارشناسی و همچنین مقادیر پیشنهادی از مطالعات گذشته که در منطبقه صورت گرفته است (ایزدی، ۱۳۹۲)، دامنه امکانپذیر اولیه بین ۵۰ تا ۷۰۰ میلیمتر برای هر دو حوزه آبخیز مورد مطالعه در نظر گرفته شد.

گام دوم: تعداد N مجموعه پارامتر تصادفی براساس روش‌های مبتنی بر مونت کارلو که در این تحقیق از روش نمونه‌گیری مربع‌لاتین (LHS) استفاده شده است. در واقع روش LHS با نمونه‌گیری در فواصل مساوی در فضای هر پارامتر (به عنوان نمونه چهار فاصله مساوی) باعث افزایش دقت در شبیه‌سازی مونت کارلو بدون افزایش در تعداد نمونه‌ها می‌شود.

گام سوم: اجرای مدل بیلان در مقیاس ماهانه با استفاده از مجموعه پارامترهای تولید شده در گام قبل و محاسبه مقدار درست‌نمایی براساس مقادیر شبیه‌سازی شده رواناب سطحی به وسیله مدل و مقادیر واقعی اندازه‌گیری شده می‌باشد. در این پژوهش از معیار Nash and Sutcliffe (۱۹۷۰) به عنوان معیار درست‌نمایی استفاده شده است.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^{ob} - Q_i^{si(U)})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i^{ob} - \bar{Q}^{ob})^2} \quad (29)$$

گام چهارم: در این مرحله با در نظر گرفتن آستانه قابل پذیرش (ASR) مجموعه پارامترهایی که منجر به عملکرد بهتر مدل شده‌اند یا عبارتی مجموعه پارامترهای قابل قبول از سایر مجموعه پارامترها جدا می‌شوند. در واقع با مرتب کردن مقادیر درست‌نمایی (NS) محاسبه شده در گام قبل به همراه مجموعه پارامترهای (U) مرتبط به آن به صورت

که در این رابطه U مجموعه پارامتر لام، Q_i^{ob} مقادیر اندازه‌گیری شده رواناب، $Q_i^{si(U)}$ رواناب شبیه‌سازی شده بوسیله مدل به ازای هر مجموعه پارامتر U و N تعداد داده‌های اندازه‌گیری شده می‌باشد. مقادیر بزرگتر درست‌نمایی نشان دهنده تطابق بیشتر بین رواناب‌های شبیه‌سازی شده و واقعی (Q_i^{ob}) می‌باشد.

پارامترهای واسنجی شده، استفاده گردید (شفیعی، ۱۳۹۳؛ Tekleab و همکاران، ۲۰۱۱). به منظور بررسی و تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل از شکل تابع توزیع پسین آن-ها استفاده گردید.

نتایج و بحث

خصوصیات آماری داده‌های ورودی مدل در جدول (۱) ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، در هر دو حوزه مورد بررسی ضریب تغییرات داده‌های ورودی به مدل DWB تقریباً یکسان بوده و بیشترین و کمترین ضریب تغییرات برای داده‌های ورودی، به ترتیب مربوط به داده‌های تبخیر-تعرق پتانسیل و رواناب می‌باشد. یکی از دلایل بالا بودن ضریب تغییرات رواناب را می‌توان ناشی تغییرات سال به سال و همچنین فصلی بارندگی دانست، زیرا بعد از رواناب بیشترین مقدار ضریب تغییرات در هر دو حوزه مورد بررسی مربوط به داده بارندگی می‌شود. همچنین مشاهده می‌شود که ضریب تغییرات مقدار شاخص خشکی سالانه برای هر دو منطقه مورد مطالعه تقریباً یکسان بوده و بر اساس مقدار متوسط این شاخص (شاخص خشکی) و مبتنی بر روش پیشنهادی بوسیله Sankarasubramanian and Vogel (۲۰۰۲، ۲۰۰۳)، هر دو حوزه آبخیز اندراب و فاروب-رومان دارای اقلیم خشک می‌باشند.

کاهش، درصدی از اجراهای مدل با عملکرد بالاتر به عنوان مجموعه پارامترهای قابل قبول انتخاب می‌شود. در این مطالعه آستانه قابل پذیرش به صورت درصدی از تعداد نمونه‌گیری‌ها (J) به میزان ۱۰ درصد در نظر گرفته شده است که منطبق با مطالعات گذشته در مورد کاربرد روش GLUE (Vrugt و همکاران، ۲۰۰۸) می‌باشد. به عبارت دیگر در این مطالعه از ۱۰۰۰۰۰ مجموعه پارامتر تولید شده، تعداد ۱۰۰۰ مجموعه پارامتر از مجموعه اجراهای موفق مدل، به عنوان مجموعه پارامترهای قابل قبول استخراج شده و از خصوصیات آماری (مانند فراوانی و پراکندگی) این مجموعه برای تعیین توزیع پسین پارامترها، همچنین استخراج دامنه‌ی بهینه مقادیر واسنجی شده پارامترها و در نهایت محاسبه میزان عدم قطعیت در خروجی مدل بیلان (گام بعدی) استفاده خواهد شد.

گام پنجم: مرتب‌سازی مجدد مقادیر درست‌نمایی برای پاسخ‌های انتخاب شده به منظور استخراج تابع توزیع تجمعی خروجی‌های مدل. در این پژوهش به منظور ارزیابی نتایج عدم قطعیت از میانگین ضخامت بازه اطمینان (در این پژوهش بازه اطمینان ۹۵ درصد مد نظر قرار گرفت)، به همراه درصدی از داده‌های اندازه‌گیری شده که در بازه اطمینان قرار دارند، استفاده شده است. همچنین به منظور ارزیابی عملکرد روش GLUE در برآورد رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه، از مجموعه پارامترهای مرتبط با بهترین شبیه‌سازی مدل، به عنوان مقادیر

جدول ۱. خصوصیات آماری داده‌های ورودی مورد استفاده در مدل DWB برای مناطق مورد مطالعه برای دوره آماری سالی آبی مهر ۸۱-

۱۳۸۰ تا شهریور ۹۲-۱۳۹۱

شاخص آماری	اندراب			فاروب-رومان			
	بارندگی	تبخیر-تعرق	رواناب	شاخص خشکی	بارندگی	تبخیر-تعرق	رواناب
حد اقل	۰/۰۰	۲۵/۱۲	۰/۰۰	۲/۹۸	۰/۰۰	۱۵/۵۹	۱/۵۶
حد اکثر	۱۵۰/۰۰	۲۳۸/۴۸	۵۵/۶۴	۱۰/۴۰	۱۴۶/۷۰	۲۶۸/۱۰	۲۲۱/۹۱
میانگین	۲۶/۱۸	۱۱۷/۱۷	۴/۹۶	۴/۸۹	۲۰/۷۲	۱۱۲/۴۳	۱۹/۷۵
انحراف استاندارد	۳۰/۰۹	۶۵/۸۸	۷/۹۶	۱/۸۹	۲۵/۰۸	۷۵/۲۴	۲۸/۳۴
ضریب تغییرات	۱/۱۵	۰/۵۶	۱/۶۰	۰/۳۹	۱/۲۱	۰/۶۷	۱/۴۴

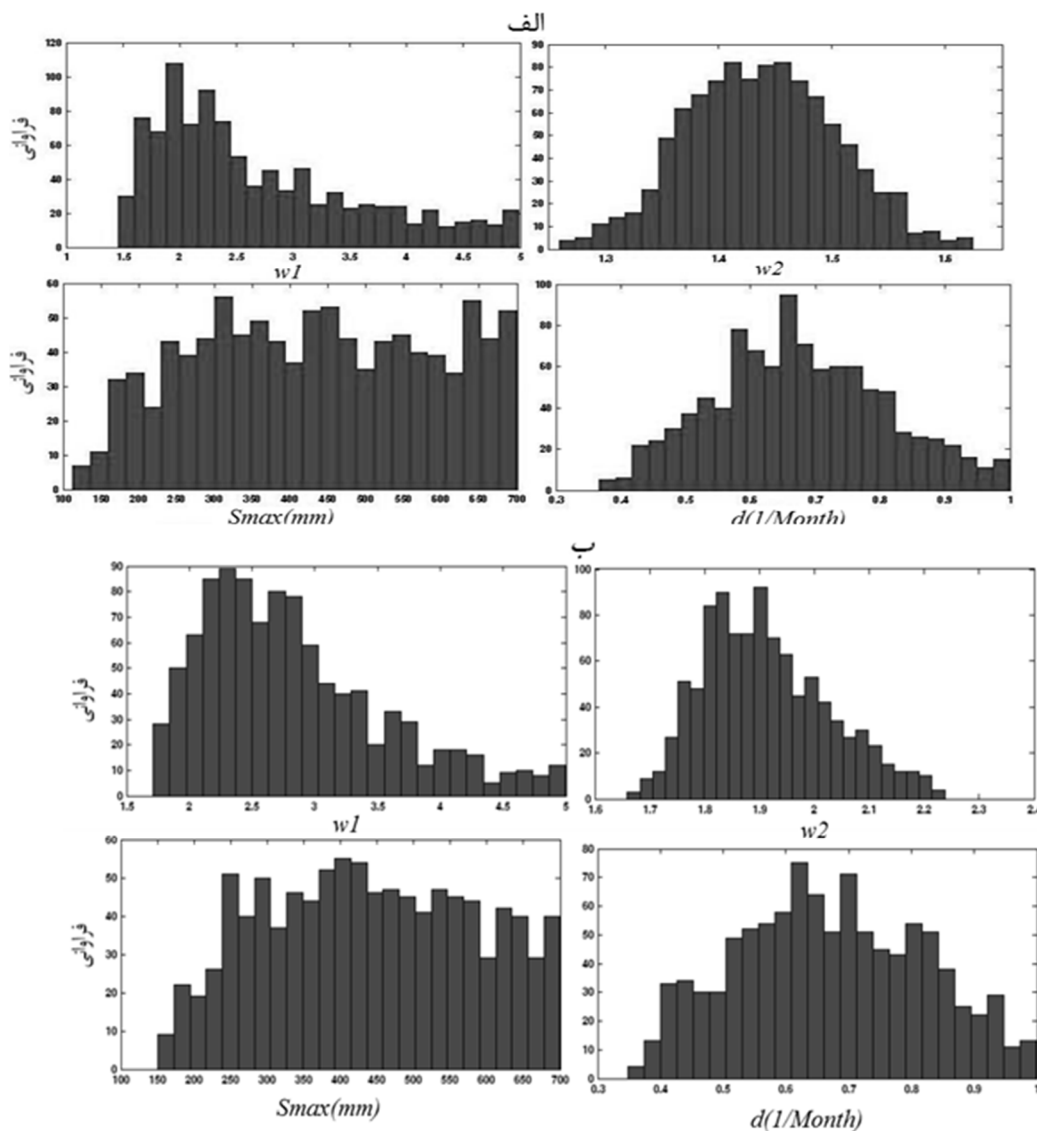
تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل

پس از اجرای روش GLUE، شکل توزیع پسین پارامترهای مدل بر اساس مقادیر شبیه‌سازی‌های قابل قبول (یک درصد کل شبیه‌سازی‌ها) استخراج گردید که نتایج آن در شکل (۲) ارائه شده است. توزیع پسین هر پارامتر نمایانگر رفتار هر پارامتر در دامنه عدم قطعیت آن پس از استخراج شبیه‌سازی‌های کارآمد است. همانطور که در شکل (۲) دیده می‌شود، هر کدام از پارامترها دارای رفتار-های متفاوتی هستند. مقایسه توابع چگالی پسین و پیشین نشان می‌دهد که در هر دو حوزه آبخیز مورد مطالعه، دامنه پارامترهای ω_2 و d بطور معنی‌داری نسبت به کران بالا و پایین توزیع پیشین آن‌ها کوچکتر شده ولی پارامترهای ω_1 و بخصوص S_{max} تغییر قابل توجهی نداشته‌اند، که این امر نشان دهنده عدم قطعیت بالای این پارامترها (ω_1 و S_{max}) برای مناطق مورد مطالعه، است. بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که در هر دو حوزه آبخیز مورد مطالعه، شکل توزیع پسین پارامتر ω_1 از توزیع لوگ نرمال و پارامترهای d و ω_2 از توزیع نرمال پیروی می‌کنند بطوریکه مقادیر عددی آن‌ها بسمت دامنه‌ای (مقدار مشخص) با فراوانی بیشتر همگرا شده است و این نشان دهنده تخمین مناسب آن‌ها با توجه به داده‌های آبدی مشاهده‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های آب سنجی است. بر این اساس می‌توان بیان داشت که پارامترهای ω_2 و d رفتار مقاومی در خصوص بروز خطا در رواناب مشاهده‌ای از خود نشان می‌دهد و به اصطلاح پایستار هستند. خصوصیات آماری مربوط به توزیع‌های پسین پارامترها برای هر دو حوزه مورد بررسی در جدول (۲) ارائه شده است. از بررسی مقدار ضریب تغییرات ارائه شده در جدول (۲) می‌توان میزان درجه حساسیت پارامترهای مدل را مورد ارزیابی قرار داد. به این صورت که تابع توزیع پارامتری که یکنواخت‌تر بوده و دامنه تغییرات آن به دامنه اولیه نزدیکتر باشد، آن پارامتر در فرآیند واسنجی دارای حساسیت کمتری بوده و ضریب

تغییرات آن بیشتر است. در نتیجه می‌توان مقدار آن را (پارامتر با حساسیت کمتر)، در فرآیند واسنجی مدل ثابت فرض کرد، اما در صورتی که ضریب تغییرات هر یک از پارامترها کمتر باشد، آن پارامتر دارای حساسیت بالایی در فرآیند واسنجی بوده و بنابراین نمی‌توان آن پارامتر را در فرآیند واسنجی ثابت فرض کرد و در نتیجه لازم است که مقدار آن در طی فرآیند واسنجی مدل، بهینه گردد. بر این اساس با توجه به مقادیر ضریب تغییرات ارائه شده در جدول (۲) و با استناد به نتایجی که برای هر دو حوزه آبخیز مورد بررسی بدست آمده، می‌توان بیان داشت که از منظر حساسیت، پارامترهای ω_1, d, ω_2 و S_{max} به ترتیب در رتبه‌های اول تا چهارم قرار دارند و عکس این نتیجه در مورد میزان عدم قطعیت آن‌ها صادق است. در واقع بررسی محدوده تعیین شده برای عدم قطعیت هر یک از پارامترهای مدل با روش GLUE نشان می‌دهد که پارامتر ω_2 کوتاهترین دامنه را دارا بوده و در نتیجه از حساسیت بالایی برخوردار است که این موضوع به دلیل اثر بارز آن بر بیان آبی حوزه می‌باشد. در حالی که پارامتر S_{max} دارای بیش‌ترین عدم قطعیت بوده و از حساسیت کمی برخوردار است. **Mein and Brown (۱۹۷۸)** بیان داشتند که پارامترهای دارای ضریب تغییرات کمتر از ۲۵ درصد را می‌توان به‌عنوان پارامتر حساس شناخته شده و عدم قطعیت مدل را کاهش می‌دهند. البته پور رضایی‌لندی^۱ و همکاران (۱۳۹۱) اظهار داشتند که برخی از پارامترها با وجود داشتن ضریب تغییرات پایین، بدلیل اینکه توزیع آن‌ها نرمال نیست و تمرکز احتمالاتی بیشتری بر محدوده‌های بالا یا پایین دارند در نتیجه نمی‌توان بطور قطع در مورد مقدار فیزیکی آن در حوزه اظهار نظر نمود، زیرا در حقیقت ممکن است توزیع مذکور به نحوی جبران کننده برخی کاستی‌ها یا حتی خطاهای سیستماتیک در داده‌های مشاهده‌ای باشند.

جدول ۲. مشخصات آماری توابع توزیع پسین پارامترهای مدل DWB

حوزه	نام پارامتر	میانگین	انحراف استاندارد	ضریب تغییرات (%)
اندرآب	$s_{max}[mm]$	۴۳۹/۳۴	۱۴۱/۸۷	۳۲/۲۹
	$\omega_1 [-]$	۲/۸۳	۰/۸۳	۲۵/۶۹
	$\omega_2 [-]$	۱/۹۱	۰/۱۱	۵/۹۹
	$d[1/Month]$	۰/۶۷	۰/۱۵	۲۲/۰۶
فاراب رومان	$s_{max}[mm]$	۴۳۳/۸۷	۱۵۵/۵۱	۳۵/۸۴
	$\omega_1 [-]$	۲/۶۹	۰/۹۰	۳۳/۳۸
	$\omega_2 [-]$	۱/۴۴	۰/۰۷	۴/۶۲
$d[1/Month]$				۱۹/۶۵ ۰/۱۳ ۰/۶۸



شکل ۲. توزیع پسین پارامترهای مدل الف: حوزه آبخیز رودخانه فاروب رمان ب: حوزه آبخیز رودخانه اندراب

که در حالت وجود عدم قطعیت در داده‌های ورودی، پارامترها و ساختار مدل، مجموعه‌های متعددی از مقادیر پارامترها می‌توانند منجر به حصول رفتار مشابهی به وسیله مدل گردند و این مفهوم به اصل برابری نتایج معروف

بررسی اصل همپایانی در پارامترها مدل

همانطور که پیش‌تر ذکر گردید (Beven ۱۹۹۶) با مبنا قرار دادن برهمکنش‌های پیچیده بین پارامترهای مدل و رفتار غیر خطی مدل‌های محیطی این نکته را مورد تایید قرار داد

کمک کند. در جدول (۴) دامنه بهینه پارامترهای مدل را به همراه مجموعه پارامترهای مرتبط با بهترین شبیه‌سازی (پارامترهای واسنجی شده که در گام بعدی به‌عنوان مقادیر مورد استفاده جهت ارزیابی عملکرد مدل GLUE مورد استفاده قرار گرفته‌اند) بعد از واسنجی نشان می‌دهد. بر این اساس نتایج نشان می‌دهد که در هر دو حوزه آبخیز مورد بررسی پارامترهای ω_2 و d و ω_1 به ترتیب از قابلیت شناسایی بیشتری برخوردار می‌باشند. از طرف دیگر دامنه بهینه پارامتر s_{max} از قابلیت شناسایی کمتر برخوردار است.

است. بر این اساس در ادامه با استفاده از روش GLUE که بر مبنای همین اصل ارائه شده است، در جهت تعیین و مشخص مجموعه پارامترهای قابل قبول (که توزیع پسین آن‌ها بررسی گردید) بهره گرفته شد. نمونه‌هایی از مجموعه پارامترهایی که موجب عملکرد یکسان مدل شده‌اند در جدول ۳ برای حوزه آبخیز رودخانه اندراب، ارائه شده است. در این راستا دامنه بهینه بخشی از محدوده پسین پارامترهای مدل می‌باشد که دارای بزرگترین معیار NS است. بررسی نتایج ارائه شده در جدول (۳) می‌تواند به قابل شناسایی بودن پارامترهای مدل در فرآیند واسنجی و همچنین تعیین دامنه بهینه پارامترها، بعد از عمل واسنجی

جدول ۳. نمونه‌ی از اصل برابری نتایج برای مدل DWB در حوزه اندراب*

معیار خطا	پارامترهای مدل				ردیف
NS	$d[1/\text{Month}]$	$\omega_2 [-]$	$\omega_1 [-]$	$s_{max}[mm]$	
۰/۶۳۹(۰/۵۶۵)	۰/۸۱۵(۰/۷۱۵)	۱/۸۰۹(۱/۴۰۰)	۲/۰۲۸(۱/۸۱۰)	۶۸۶/۶۵۸(۵۷۷/۰۲۰)	۱
۰/۶۳۷(۰/۵۶۴)	۰/۸۱۸(۰/۷۸۴)	۱/۸۲۸(۱/۴۲۰)	۱/۹۵۲(۱/۷۷۴)	۶۷۴/۶۴۲(۶۷۵/۸۴۰)	۲
۰/۶۳۶(۰/۵۶۳)	۰/۶۰۲(۰/۶۲۵)	۱/۸۴۸(۱/۳۷۰)	۲/۱۰۲(۱/۶۰۸)	۴۹۷/۳۵۸(۶۹۰/۱۹۶)	۳
۰/۶۳۴(۰/۵۶۳)	۰/۷۱۶(۰/۶۶۲)	۱/۸۴۷(۱/۳۹۶)	۲/۲۴۶(۱/۶۳۰)	۴۹۸/۸۱۷(۶۲۵/۰۲۲)	۴
۰/۶۳۴(۰/۵۶۳)	۰/۸۴۲(۰/۶۱۱)	۱/۸۲۳(۱/۴۱۷)	۲/۰۶۲(۱/۷۵۴)	۶۰۳/۸۱۰(۶۲۳/۳۸۵)	۵
۰/۶۳۳(۰/۵۶۱)	۰/۶۱۲(۰/۶۱۴)	۱/۸۶۵(۱/۴۱۰)	۲/۰۹۰(۱/۶۴۴)	۵۴۰/۸۶۷(۶۸۶/۷۸۵)	۶

*اعداد داخل پرانتز مربوط به نمونه‌های اصل برابری نتایج برای مدل DWB در حوزه فاروب رومان هستند.

جدول ۴. دامنه بهینه پارامترهای مدل DWB برای حوزه‌های مورد بررسی

حوزه آبخیز	نام پارامتر	حد پایین	حد بالا	TV ^۱ *
اندراب	$s_{max}[mm]$	۱۵۰/۹۴	۶۹۹/۹۲	۶۸۶/۶۶
	$\omega_1 [-]$	۱/۷۱	۵/۰۰	۲/۰۳
	$\omega_2 [-]$	۱/۶۶	۲/۲۴	۱/۸۱
	$d[1/\text{Month}]$	-/۳۵	۱/۰۰	۰/۸۱
فاروب رومان	$s_{max}[mm]$	۱۱۲/۷۰	۶۹۸/۹۲	۵۷۷/۰۲
	$\omega_1 [-]$	۱/۴۶	۴/۹۹	۱/۸۲
	$\omega_2 [-]$	۱/۲۶	۱/۶۲	۱/۴۰
	$d[1/\text{Month}]$	-/۳۷	۱/۰۰	۰/۷۲

*مجموعه پارامترهای مرتبط با بهترین شبیه‌سازی

بررسی رضایت بخش می‌باشد بطوری که رواناب شبیه‌سازی شده به جز برای مقادیر با آبدهی بالا در سایر موارد متناسب با مقادیر مشاهداتی دارای روند یکسانی و تطابق مناسبی، می‌باشد. یکی از دلیل عملکرد ضعیف مدل در شبیه‌سازی رواناب خروجی در جریانات حداکثر و کم برآورد کردن آن را می‌توان به عدم اعمال تاثیر رواناب ناشی از ذوب برف، دانست. در واقع با توجه به اینکه هر دو حوزه آبخیز مورد مطالعه در این پژوهش زیر حوزه‌های کوهستانی رودخانه کال شور می‌باشند، در نتیجه در این

تحلیل عدم قطعیت مدل DWB برای برآورد رواناب

نتایج عملکرد مدل DWB در شبیه‌سازی میزان رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه در مقابل مقادیر آبدهی اندازه‌گیری شده برای دوره آماری ماهانه مورد بررسی (از ابتدای مهر ۱۳۸۰ تا انتهای شهریور ۱۳۹۲) بر اساس مجموعه پارامترهای مرتبط با بهترین شبیه‌سازی (جدول ۴) با استفاده از مدل GLUE، در شکل ۳ ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود عملکرد مدل در شبیه‌سازی میزان رواناب خروجی از حوزه‌های مورد

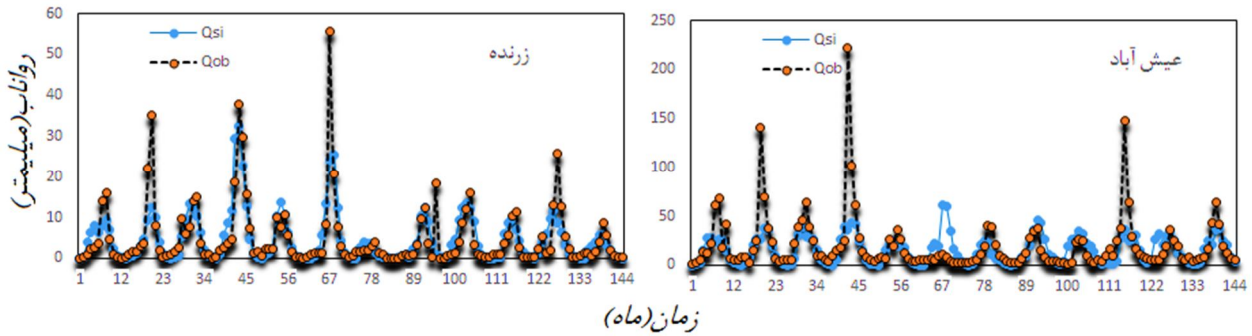
مدل باید تاثیر فرآیندها و ناهمگنی‌هایی از قبیل تاثیر رواناب ناشی از ذوب برف، اثرات برداشت از مناسب آب سطحی در جهت مصارف کشاورزی (که اعمال آن دارای تاثیر بسیار زیاد بر برآورد دقیق میزان تبخیر و تعرق واقعی و در نتیجه بیلان آبی منطقه مورد مطالعه است) که بر روش شبیه‌سازی مدل تاثیرگذار هستند، در مدل وارد شود. بطورکلی با توجه به آنچه گفته شده می‌توان بیان داشت که این مدل به دلیل سادگی، تعداد کم پارامترهای مورد نیاز و در دسترس بودن داده‌های ورودی مدل، قابل توصیه برای بیش‌تر حوزه‌های بدون آمار است.

تحلیل نتایج مدل DWB بر اساس منحنی بودیکو

همانطور که پیش‌تر اشاره گردید، بودیکو بیان داشت که مقدار نسبت تبخیر-تعرق واقعی به مقدار آب در دسترس (برای مقیاس سالانه مقدار بازندگی مد نظر است) با افزایش مقادیر شاخص خشکی ($1 \gg \emptyset$)، به منحنی آب محدود (خط افقی در شکل (۱)) و با کاهش شاخص خشکی ($1 \ll \emptyset$) به منحنی انرژي (خط مورب شکل (۱)) نزدیک می‌شود. بر این اساس در پژوهش حاضر نیز، بررسی رفتار نتایج حاصل از عملکرد مدل DWB، نسبت به منحنی بودیکو مد نظر قرار گرفت. بر اساس آنچه قبلاً بیان گردید، با توجه به اینکه در مقیاس ماهانه مقدار آب در دسترس برابر $W(t)$ (رابطه (۱۸) مد نظر است) است، در نتیجه برای مقیاس ماهانه، رابطه نسبت $\frac{ET(t)}{W(t)}$ در مقابل $\frac{ETP(t)}{W(t)}$ منطبق با رابطه (۲۳) و برای مقدار پارامتر $\omega_2 [-]$ مرتبط با بهترین شبیه‌سازی (جدول ۴)، برای هر دو حوزه آبخیز $\omega_2 [-] = 1/4$ و $\omega_2 [-] = 1/81$ برای حوزه آبخیز اندرآب، مورد بررسی قرار گرفت که نتایج آن در شکل (۵) ارائه شده است (با توجه به اینکه با افزایش $\frac{ETP(t)}{W(t)}$ ، مقادیر $\frac{ET(t)}{W(t)}$ در نهایت به سمت محور افقی منحنی بودیکو میل می‌کنند، در شکل (۵) برای تحلیل بهترین نتایج مدل DWB بر اساس منحنی بودیکو، مقادیر محور افقی $(\frac{ETP(t)}{W(t)})$ حداکثر تا مقدار ۱۵ ارائه شده است). همانطور که مشاهده می‌شود، برای هر

نواحی برای ماه‌های بهمن تا اسفند احتمال وقایع بارش به صورت برف دور از انتظار نیست، و در نتیجه بدلیل عدم اعمال تاثیر رواناب ناشی از ذوب برف در مدل مورد بررسی، عملکرد آن در شبیه‌سازی رواناب در جریانات حداکثر ضعیف است. تحلیل عدم قطعیت رواناب شبیه‌سازی شده در هر دو حوزه مورد بررسی با در نظر گرفتن میانگین ضخامت بازه اطمینان (spread)، به همراه درصدی از داده‌های اندازه‌گیری شده که در بازه اطمینان قرار دارند (coverage)، صورت گرفت و نتایج آن در جدول ۵ و شکل (۴) ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، روش GLUE، در واسنجی مدل DWB جهت شبیه‌سازی رواناب خروجی از هر دو حوزه آبخیز مورد مطالعه دارای عملکرد نسبتاً خوبی بوده و بیش از ۵۵ درصد از مقادیر رواناب مشاهداتی ثبت شده در ایستگاه‌های هیدرومتری (زرنده و عیش آباد) در داخل بازه اطمینان قرار دارند. شفيعی و همکاران (۱۳۹۲) در مطالعه‌ی خود که در واسنجی و تحلیل عدم قطعیت مدل نیمه توزیعی SWAT برای حوزه آبخیز نیشابور داشتند، بیان کردند که در مناطق با کیفیت نامناسب داده‌های اندازه‌گیری، تنها کافی است که ۵۰ درصد از داده‌ها (خروجی‌های مدل) در بازه اطمینان ۹۵ درصد قرار گیرند، که از این منظر با توجه به نتایج بدست آمده می‌توان در حالت کلی عملکرد مدل را قابل قبول دانست. بررسی مقدار میانگین ضخامت بازه اطمینان رواناب خروجی مدل در هر دو حوزه آبخیز مورد بررسی نسبتاً بزرگ می‌باشد. بطور کلی با توجه به آنچه که پیش‌تر ذکر گردید می‌توان بیان داشت که بزرگ بودن مقدار میانگین ضخامت باند عدم قطعیت ۹۵ درصد رواناب خروجی شبیه‌سازی شده و کوچک بودن عدم قطعیت در پارامترهای مدل، معرف آن است که عامل اصلی عدم قطعیت رواناب خروجی بیشتر به عدم قطعیت‌های ساختار (عدم قطعیت در مدل) و ورودی‌های مدل مربوط می‌شود. عبارتی دیگر به منظور کاهش عدم قطعیت خروجی‌های

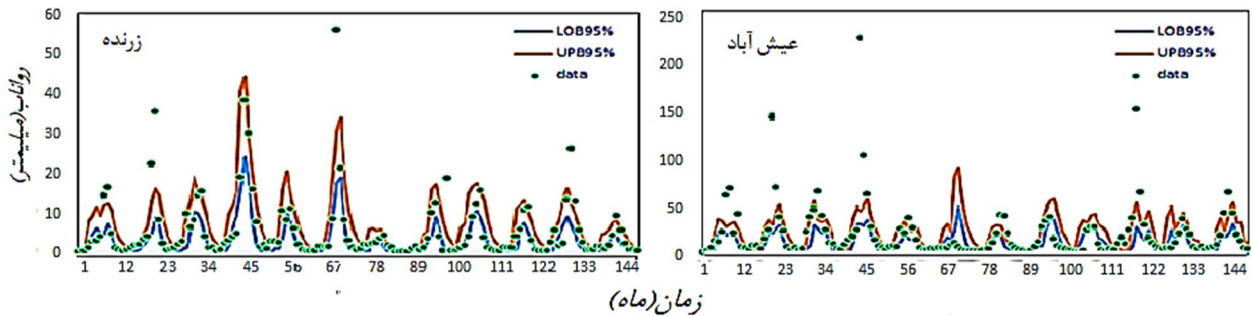
دو حوزه آبخیز مورد مطالعه بر اساس مقادیر مستقل و اسنچی شده برای پارامتر $[-\omega_2]$ ، همبستگی مناسبی بین $\frac{ET(t)}{W(t)}$ و $\frac{ETP(t)}{W(t)}$ برای مقیاس زمانی ماهانه بر اساس رویکرد ارائه شده در مدل DWB وجود داشته و بطور کلی نسبت از شکل منحنی پیشنهادی بوسیله بودیکو، پیروی می کند.



شکل ۳. مقایسه بین سری زمانی رواناب مشاهداتی و محاسباتی با استفاده از مدل DWB در مناطق مورد مطالعه برای دوره آماری سالی آبی مهر ۸۱-۱۳۸۰ تا شهریور ۹۲-۱۳۹۱

جدول ۵. مقادیر معیارهای سنجش عدم قطعیت

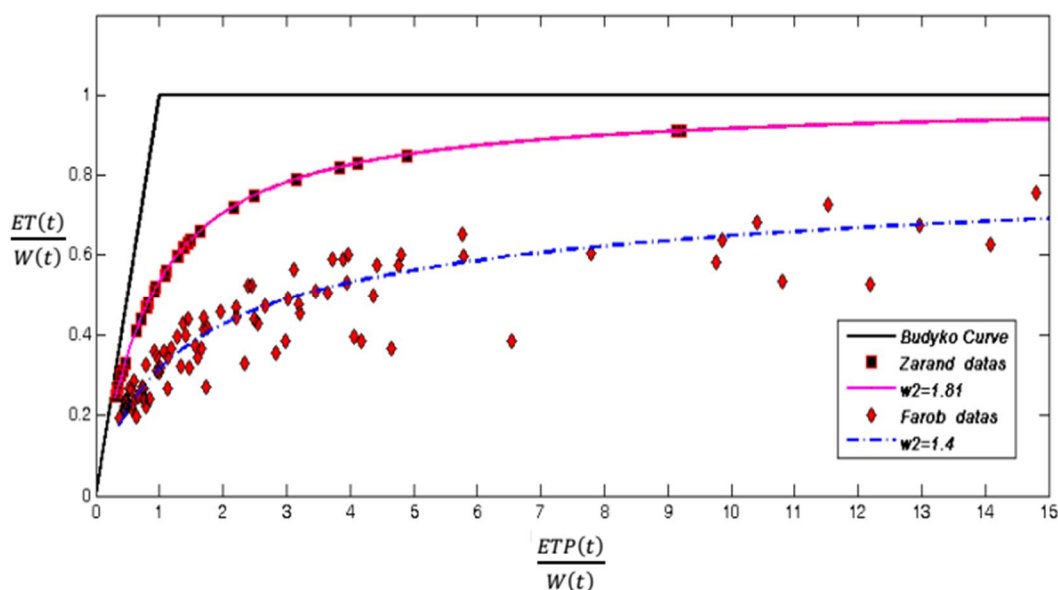
میانگین ضخامت بازه اطمینان (میلیمتر)	درصد پوشش (%)	حوزه آبخیز
۴/۷۳	۶۲	اندرآب
۱۱/۷	۵۵	فاروب رمان



شکل ۴. بازه اطمینان ۹۵ درصد رواناب شبیه سازی شده (حد بالا و پایین خطوط پیوسته) و مقادیر اندازه گیری شده (نقاط) در مناطق مورد مطالعه برای دوره آماری سالی آبی مهر ۸۱-۱۳۸۰ تا شهریور ۹۲-۱۳۹۱

های آبی، باغی و همچنین جنگل در حوزه آبخیز اندراب بیشتر از حوزه آبخیز فاروب بوده و همین امر می‌تواند یکی از دلایل اصلی بزرگتر بودن مقدار ω_2 برای حوزه اندراب در مقایسه با حوزه فاروب باشد که این نتیجه با نتایج مطالعه Zhang و همکاران (۲۰۰۴)، (این مطالعه با بر اساس معادله فو در مقیاس سالانه و برای برآورد متوسط سالانه تبخیر-تعرق انجام شده است) که در آن حوزه‌های با مقادیر بالای ω_2 در کلاس جنگلی و حوزه‌های با مقادیر کم پارامتر ω_2 در کلاس حوزه‌های با پوشش علفی قرار داده بودند، همخوانی دارد.

همچنین بررسی‌های نشان می‌دهد (شکل ۵)، در حوزه آبخیز اندراب که دارای مقدار پارامتر ω_2 [-] بزرگتری در مقایسه با حوزه آبخیز فاروب-رومان است، سهم مقدار تبخیر-تعرق واقعی از مقدار آب در دسترس ($W(t)$)، برای حوزه آبخیز اندراب در مقایسه با حوزه آبخیز فاروب رومان، بیشتر بوده و عکس این نتیجه برای رواناب خروجی از این حوزه صادق است که این نتیجه با مقادیر متوسط رواناب خروجی برای دوره مورد مطالعه (جدول ۱) همخوانی دارد. بررسی نقشه کاربری اراضی برای هر دو حوزه مورد بررسی نشان می‌دهد که سهم کاربری زراعت-



شکل ۵. بررسی $\frac{ET(t)}{W(t)}$ در مقابل $\frac{ETP(t)}{W(t)}$ در مقایسه با منحنی بودیکو برای حوزه‌های آبخیز مورد مطالعه

نمی‌توان به یک مجموعه پارامتر بهینه برای این مدل دست یافت. نتایج همچنین نشان داد که از منظر قابلیت شناسایی، پارامترهای ω_1 [-] و s_{max} [mm] در واسنجی، از قابلیت شناسایی کمتر برخوردار بوده و در عدم قطعیت رواناب شبیه‌سازی شده به وسیله این مدل، نقش بیشتری دارند و در این راستا، پارامترهای ω_2 و d رفتار مقاومی در خصوص بروز خطا در رواناب مشاهداتی از خود نشان می‌دهد و به اصطلاح پایستار هستند. نتایج بررسی عملکرد مدل در شبیه‌سازی میزان رواناب خروجی از حوزه‌های مورد بررسی رضایت بخش می‌باشد بطوری رواناب شبیه‌سازی شده به جزء برای مقادیر با آبدهی بالا در سایر موارد متناسب با مقادیر مشاهداتی دارای روند یکسانی و تطابق

نتیجه‌گیری

تلاش‌های فراوانی برای تشریح کمی چرخه هیدرولوژیکی که تحت تاثیر عدم قطعیت‌های فراوانی نیز می‌باشد، صورت گرفته است. در این راستا از جمله روش‌های معروف برای مدل‌سازی بیلان آبی در مقیاس حوزه آبخیز، مدل توسعه یافته بوسیله Zhang و همکاران (۲۰۰۸) که به مدل DWB مشهور بوده و مبتنی بر چارچوب عرضه و تقاضا است، می‌باشد. در این پژوهش واسنجی و تحلیل عدم قطعیت این مدل در دو حوزه آبخیز واقع در نواحی نیمه خشک با استفاده از روش GLUE مورد توجه قرار گرفت. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که برای مدل DWB نیز همانند سایر مدل‌های هیدرولوژیکی،

مناسبی، است. همچنین در این مطالعه مهمترین منابع عدم قطعیت مدل DWB در شبیه‌سازی رواناب خروجی از حوزه‌های آبخیزمربوط به عدم قطعیت‌های ساختار(عدم قطعیت در مدل) و ورودی‌های مدل مربوط می‌شود، شناخته شد که این امر می‌تواند به بالا رفتن دقت در مدل-سازی‌های آینده کمک کند. بطورکلی کاهش عدم قطعیت پارامترهای مدل و جداسازی آن از سایر منابع عدم قطعیت، این امکان را می‌دهد تا درک دقیقتری از ساختار مدل و فرآیندها و معادلات بکار گرفته شده بدست آید و در جهت بهبود آن‌ها گام‌هایی برداشته شود.

فهرست منابع

ایزدی، ع. ۱۳۹۲. کاربرد و ارزیابی یک مدل توسعه یافته تلفیقی آب زیرزمینی آب سطحی در حوضه آبریز نیشابور. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی آب. ۲۲۷ صفحه.

پوررضا بیلندی، م.، آخوند علی، ع. م. و قهرمان، ب. ۱۳۹۱. تحلیل عدم قطعیت در برآورد پارامترهای مدل توزیعی بارش-رواناب با کاربرد الگوریتم مونت کارلو- زنجیره مارکوف. مجله پژوهش آب ایران. سال ششم. شماره یازدهم. ص ۱۶۷-۱۷۶.

سینگی، و. پ. ۱۳۸۱. سامانه‌های هیدرولوژیکی (مدل سازی بارندگی - رواناب). ترجمه محمد رضا نجفی. جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۸ صفحه.

شفیعی، م. ۱۳۹۳. تحلیل عدم قطعیت در کاربرد مدل‌های آگرو - هیدرولوژی. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی، دانشکده کشاورزی، گروه مهندسی آب، ۱۲۶ صفحه.

شفیعی، م.، انصاری، ح.، داوری، ک. و قهرمان، ب. ۱۳۹۲. واسنجی و تحلیل عدم قطعیت یک مدل نیمه توزیعی در یک منطقه نیمه‌خشک، مطالعه موردی حوضه آبریز نیشابور. مجله علوم و فنون کشاورزی منابع طبیعی. سال هفدهم. ۶۴: ۱۳۷-۱۴۹.

قهرمان، ب.، شریفان، ح.، داوری، ک. و کریمی راد، ا. ۱۳۹۲. بررسی مناسب‌ترین ضریب تصحیح روش هارگریوز-سامانی برای برآورد تبخیر و تعرق گیاه مرجع (مطالعه مورد: استان خراسان رضوی). نشریه آبیاری و زهکشی ایران. ۴ (۷): ۴۶۶-۴۷۷.

- Abbaspour, K.C. 2009. User Manual for SWAT-CUP SWAT calibration and uncertainty analysis programs. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Eawag, Dübendorf, Switzerland, 325 pp.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes and M. Smith. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 56- FAO, Rome.
- Arora, V. K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff, J. Hydrol., 265: 164-177.
- Beven K. J. and A. Binley. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes, 6(3): 279-298.
- Beven, K.J. 1996. Equifinality and Uncertainty in Geomorphological Modelling, in BL Rhoads and C E Thorn (Eds.), the Scientific Nature of Geomorphology, Wiley: Chichester, 289-313.
- Bowen, I. S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. In: Rosenberg, N. J. (Eds.) Microclimate: The Biological Environment. Wiley. New York, 124 pp.
- Budyko, M. I. 1974: Climate and life, Academic, New York, 185 pp.
- Campbell E. P. Fox D. R. and Bates B. C. 1999. A Bayesian approach to parameter estimation and pooling in nonlinear flood event models. Water Resource Research, 35:211-220.
- Donohue RJ, Roderick ML, McVicar TR. 2007. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. Hydrological Earth System Science, 11: 983-995.
- Fang, Z., Zhang, L., and Xu, Z.: 2009. Effects of vegetation cover change on stream flow at a range of spatial scales, 18th World IMACS/MODSIM Congress Cairns Australia, 13-17 July, 134 pp.
- Freer J, Beven KJ, Ambrose B. 1996. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach. Water Resources Research, 32(7): 2161-2173
- Fu, B. P., 1981, On the calculation of the evaporation from land surface, Sci. Atmos. Sin., 5(1): 23-31.
- Gerrits A.M.J. Savenije H.H.G. Veling E.J.M. Pfister L. 2009. Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. Water Resources Research, 45: 44-53.
- Hargreaves, G. H. and Samani, Z. A. 1982. Estimating potential evapo-ration. J. Irrig. Drain. Eng.-ASCE, 108(3): 225-230.

- Manache G, Melching CS. 2008. Identification of reliable regression- and correlation-based sensitivity measures for importance ranking of water-quality model parameters. *Environmental Modelling & Software*, 23:549–562.
- Mein R. G. and Brown B. M. 1978. Sensitivity of optimized parameters in watershed models. *Water Resources Research*, 14: 299-303.
- Milly P.C.D. 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resources Research*, 30(7): 2143-2156.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models, part 1: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282–290.
- Potter, N. J. and Zhang, L. 2009: Inter annual variability of catchment water balance in Australia, *Journal of Hydrology*, 369: 120-129.
- Sankarasubramania, A. and Vogel, R. M.: 2003. Hydroclimatology of the continental United States, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1363, doi:10.1029/2002GL015937.
- Sankarasubramanian A. Vogel R.M. 2002. Annual hydroclimatology of the United States. *Water Resources Research*, 38(6):1083-1095.
- Stedinger J.R., Vogel R.M., Lee S.U., and Batchelder R. 2008. Appraisal of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) method, *Water Resources Research*, 44: 1-17.
- Tekleab.S, S.Uhlenbrook, Y. Mohamed, H. H. G. Savenije, M. Temesgen, J. Wenninger, 2011, Water balance modeling of Upper Blue Nile catchments using a top-down approach, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15: 2179–2193
- Vrugt J. A. Gupta H. V. Bouten W. and Sorooshian S. 2003. A shuffled complex evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters, *Water Resources Research*, 39(8):1-14.
- Yang, D., Sun, F., Liu, Z., Cong, Z., Ni, G., Lei, Z., 2007. Analyzing spatial and temporal variability of annual water–energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. *Water Resources Research* 43, W04426. Doi: 10.1029/2006.WR005224.
- Zhang L. Potter N. Hickel K. Zhang Y. Shao Q. 2008. Water balance modelling over variable time scales based on the Budyko framework-model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360:117-131.
- Zhang, L., K. Hickel, W.R. Dawes, F.H.S. Chiew, A.W. Western, and P.R. Briggs. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 40, W02502, doi:10.1029/2003WR002710.