

## Evaluating the Efficiency of Reanalysis Evapotranspiration for Calibration of Distributed Hydrological Model in Data-Limited Areas

SAKINE KOOHI<sup>1</sup>, ASGHAR AZIZIAN<sup>1\*</sup>, LUCA BROCCA<sup>2</sup>

1. Water engineering Department, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

2. Director of Research, Hydrology Group of the Research Institute for Geo-Hydrological Protection, Perugia, Italy.

(Received: Jan. 1, 2020- Revised: Jan. 20, 2020- Accepted: Feb. 1, 2020)

### ABSTRACT

The lack of required datasets over the catchments impose basic problems for applying hydrologic models. By increasing the satellite-based technologies over the past decades, several water balance components have been developed by using remote sensing and data assimilation techniques. This research addresses the efficiency of evapotranspiration values which are obtained from the reanalysis models (GLEAM, W3RA and HBV) for calibration of VIC-3L hydrologic model over the SefidRood basin (SRB). Results showed that using the evapotranspiration dataset, which is estimated by GLEAM, is the best for calibration of VIC-3L (NS=0.56 and CC=0.80) and simulating the streamflow at the outlet of SRB. Also, using the HBV reanalysis model's results, in both daily and monthly time scales, with the KGE=0.64 leads to the better performance in simulating streamflow when comparing to the base scenario (calibration of VIC-3L model with the observed streamflow data). Finally, results indicated that using W3RA and GLEAM datasets improved the VIC-3L performance in estimation of runoff volume and the maximum relative error restricted to only 4.0 %.

**Keywords:** Remote Sensing, VIC-3L Hydrological Model, Water Balance, Evapotranspiration.

## بررسی کارایی منابع تبخیر و تعرق بازتحلیل شده برای واسنجی مدل هیدرولوژیکی توزیعی با رویکرد کاربرد در حوضه‌های فاقد آمار

سکینه کوهی<sup>۱</sup>، اصغر عزیزیان<sup>۲\*</sup>، لوکا بروکا<sup>۲</sup>

۱. گروه مهندسی آب، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران.

۲. مدیر تحقیقات، موسسه تحقیقات هیدرولوژی، مرکز ملی مطالعات ایتالیا، پروجا، ایتالیا.  
(تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۱۰/۱۱ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۸/۱۰/۳۰ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۸/۱۱/۱۲)

### چکیده

محدودیت‌های موجود در دسترسی به مقادیر جریان مشاهداتی با کفایت مکانی و زمانی مناسب در سطح حوضه‌های آبریز سبب ایجاد مشکلاتی در کاربرد مدل‌های هیدرولوژیکی برای محققین شده است. از سویی دیگر با توجه به گسترش فناوری‌های ماهواره‌ای در سال‌های اخیر، منابع اطلاعاتی ارزشمندی از مولفه‌های بیلان آب با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و داده‌گذاری تهیه و در اختیار پژوهشگران قرار گرفته است. پژوهش حاضر با هدف ارزیابی کارایی مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از اجرای مدل‌های بازتحلیل شده GLEAM، W3RA و HBV در فرآیند واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در حوضه آبریز سفیدرود به انجام رسیده است. نتایج حاصل حاکی از آن است که در صورت استفاده از منبع بازتحلیل شده GLEAM به منظور واسنجی مدل توزیعی VIC-3L در سناریوی دوم (واسنجی سلول به سلول مدل هیدرولوژیکی)، مقادیر جریان شبیه‌سازی شده با  $r=0/80$  و  $NS=0/59$  از همبستگی مناسبی با مقادیر مشاهداتی برخوردار می‌باشد. همچنین مقدار شاخص کلینگ‌گوپتا (KGE) در صورت واسنجی مدل بر اساس مقادیر جریان خروجی از حوضه برابر با  $0/64$  می‌باشد؛ در حالی که در صورت استفاده از منبع بازتحلیل شده HBV در سناریوی سوم (استفاده از متوسط مقادیر پارامترهای بهینه به دست آمده در سناریوی دوم) مقدار این ضریب معادل  $0/62$  است. همچنین در گام زمانی ماهانه، کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل بازتحلیل شده HBV با دارا بودن شاخص  $KGE=0/64$  از عملکرد بهتری نسبت به سناریوی پایه (واسنجی مدل هیدرولوژیکی با سری زمانی جریان مشاهداتی در خروجی حوضه  $KGE=0/59$ ) برخوردار است. علاوه بر این، استفاده از منابع تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل‌های بازتحلیل شده W3RA و GLEAM منجر به بهبود عملکرد مدل VIC-3L در تخمین حجم رواناب خروجی از حوضه سفیدرود شده است؛ به طوری که مقدار متوسط خطا در برآورد حجم رواناب به کمتر از  $4/0$  درصد محدود می‌شود.

واژه‌های کلیدی: سنجش از دور، مدل هیدرولوژیکی VIC-3L، بیلان آب، تبخیر و تعرق.

### مقدمه

آبخیز در ایران و سراسر جهان در برآورد دقیق و یا نزدیک به دقیق مقدار جریان رودخانه با مشکل مواجه هستند. کاربرد مدل‌های هیدرولوژیکی و مدل‌های سطح زمین یکی از روش‌های تخمین مقدار جریان خروجی از حوضه‌ها به شمار می‌رود. برای اجرای این مدل‌ها نیاز به حجم زیادی از داده‌های ورودی می‌باشد و از طرفی وجود عدم قطعیت بالا در داده‌های ورودی منجر به ایجاد خطای قابل توجهی در خروجی مدل‌ها می‌شود. یکی از روش‌های کاهش عدم قطعیت ناشی از ورودی‌های مختلف مدل، برآورد مقدار مناسب پارامترهای مدل از طریق فرآیند واسنجی می‌باشد (Abbott and Refsgaard, 1996). برای واسنجی چنین مدل‌هایی عمدتاً از داده‌های دبی مشاهداتی در خروجی حوضه‌ها استفاده به عمل می‌آید و این در حالی است که در بسیاری از

تخمین صحیح پارامترهایی همچون بارش، دما و جریان رودخانه از ملزومات ارزیابی و مدیریت منابع آب در حوضه‌های آبخیز می‌باشند. از دلایل اهمیت پیش‌بینی و برآورد قابل اعتماد مقدار جریان رودخانه می‌توان به کاربرد آن در مدیریت آب‌های سطحی، طراحی سازه‌های هیدرولیکی، پیش‌بینی احتمال وقوع سیلاب و برنامه‌ریزی آبیاری اشاره نمود (Zhang et al., 2016). بر اساس استاندارد تعیین شده توسط سازمان جهانی هواشناسی (WMO) برای حداقل تراکم شبکه هیدرومتری، متاسفانه شبکه هیدرومتری کشور ما نابسامان بوده و از سویی ایستگاه‌های موجود در مناطقی خاص متمرکز شده‌اند و از تراکم مناسبی برخوردار نمی‌باشند (Mahdavi, 1995). بنابراین بسیاری از حوضه‌های

و تعرق سنجنده CMRSET برای واسنجی مدل هیدرولوژیکی AWRAL-پرداختند. مقدار شاخص ارزیابی RMSD حاکی از آن بود که بهترین عملکرد در پیش‌بینی جریان پس از واسنجی مدل، بر اساس داده‌های تبخیر و تعرق حاصل شده است و بیشترین میزان اثربخشی در حوضه‌های با میانگین جریان متوسط تا زیاد می‌باشد.

(Lopez Lopez *et al* (2017) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای تبخیر و تعرق سنجنده GLEAM و رطوبت خاک منبع ESA CCI به کالیبراسیون مدل هیدرولوژیکی بزرگ مقیاس PCR-GLOBWB در حوضه آبریز ام‌ریبا طی دوره آماری ۳۲ ساله (۲۰۱۰-۱۹۷۹) پرداختند. این محققین واسنجی مدل مذکور را در سناریوهای مختلف تک‌هدفه و چندهدفه به انجام رساندند. نتایج نشان داد هرچند که بهترین نتیجه مربوط به واسنجی مدل بر اساس جریان خروجی از حوضه می‌باشد، اما کالیبراسیون چندهدفه و با استفاده از تصاویر رطوبت و تبخیر و تعرق با دارا بودن شاخص نش-ساتکلیف ۰/۵ تا ۰/۷۵ عملکرد مناسبی در برآورد رواناب خروجی از حوضه داشته‌اند و از سویی دیگر واسنجی صرفاً بر اساس رطوبت و یا تبخیر و تعرق بهبود کمتری را در نتایج حاصل از مدل منجر می‌کند.

(Franco and Bonumá (2017) به ارزیابی کارایی داده‌های تبخیر و تعرق مبتنی بر تکنیک‌های سنجش از دور، برای واسنجی مدل هیدرولوژیکی SWAT و پیش‌بینی جریان خروجی از حوضه آبریز رودخانه نگرو پرداختند و به این نتیجه رسیدند که واسنجی چندهدفه (بر اساس تبخیر و تعرق و مقادیر جریان خروجی حوضه) با عملکرد بهتر مدل در شبیه‌سازی جریان‌های کم همراه بوده است.

علی‌رغم توسعه روز افزون داده‌های سنجش از دور و منابع بازتحلیل‌شده در توان تفکیک مکانی و زمانی مختلف، متأسفانه در سطح کشور در کمتر پژوهشی به اهمیت این منابع اطلاعاتی و کاربرد آن‌ها به منظور واسنجی مدل‌های هیدرولوژیکی پرداخته شده است. با توسعه پایگاه‌های بازتحلیل‌شده‌ای همچون GLDAS و Earth2observe در سال‌های اخیر که با استفاده از فرآیند داده-گواری و ادغام مقادیر مشاهداتی و شبیه‌سازی (Ensemble) خروجی‌های ارزشمندی از مولفه‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی را در اختیار قرار می‌دهند، دستیابی به سری زمانی مولفه‌های مذکور در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف (به ویژه برای حوضه‌های فاقد آمار یا دارای آمار کم) به راحتی امکان‌پذیر می‌باشد. بنابراین با توجه به توضیحات مذکور و با توجه به اهمیت مولفه تبخیر و تعرق در بیلان آب خروجی از حوضه، پژوهش حاضر با هدف بررسی تاثیر کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از سه

حوضه‌ها عدم وجود ایستگاه‌های هیدرومتری همواره یکی از چالش‌های اساسی محققین و مهندسين به شمار می‌آید. با گسترش فناوری‌های سنجش از دور در سال‌های اخیر و توسعه منابع اطلاعاتی ارزشمند مانند رطوبت خاک، بارش، رواناب سطحی، تبخیر و تعرق، پوشش گیاهی و غیره، فرآیند مدل‌سازی هیدرولوژیکی با سرعت و دقت بهتری قابل انجام می‌باشد. این منابع اطلاعاتی عمدتاً مبتنی بر روش‌های سنجش از دوری بوده و یا بر اساس تکنیک‌های داده‌گواری (Data Assimilation) به دست می‌آیند و از این‌رو دارای دقت‌های متفاوتی هستند. داده‌های فوق دارای ساختار شبکه‌بندی شده بوده و لذا برای استفاده در مدل‌های هیدرولوژیکی توزیعی بسیار مناسب می‌باشند. یکی از مهم‌ترین خروجی‌های حاصل از اجرای مدل‌های هیدرولوژیکی، مولفه تبخیر و تعرق می‌باشد که از اهمیت بسیار زیادی در بیلان آب یک حوضه برخوردار می‌باشد. لذا واسنجی مدل هیدرولوژیکی توزیعی بر اساس منابع سنجش از دوری تبخیر و تعرق، به ویژه منابع بازتحلیل‌شده (Reanalysis) می‌تواند به عنوان یکی از راهکارهای مناسب برای شبیه‌سازی رواناب خروجی از حوضه‌ها مد نظر قرار گیرد. از جمله مهم‌ترین پژوهش‌هایی که در زمینه استفاده از داده‌های مبتنی بر سنجش از دور در فرآیند واسنجی مدل‌های هیدرولوژیکی و تاثیر آن‌ها بر شبیه‌سازی مقادیر جریان خروجی از حوضه صورت گرفته است می‌توان به موارد زیر اشاره نمود.

(Immerzeel and Droogers (2007) در پژوهشی به ارزیابی استفاده از مقادیر سنجش از دور تبخیر و تعرق حاصل از الگوریتم SEBAL طی فرآیند واسنجی مدل هیدرولوژیکی SWAT در حوضه آبریز کریشنا واقع در جنوب هند پرداختند. نتایج نشان داد که کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق در مقیاس ماهانه در فرآیند واسنجی به علت لحاظ نمودن توزیع مکانی یک جایگزین مناسب برای مقادیر جریان خروجی از حوضه به شمار می‌رود. همچنین (Rientjes *et al.* (2013) به واسنجی مدل بارش-رواناب HBV توسط داده‌های سنجش از دور تبخیر و تعرق سنجنده MODIS در سطح حوضه کرخه (با مساحت ۵۱۰۰۰ کیلومتر مربع) و در گام زمانی روزانه پرداختند. نتایج به دست آمده نشان داد که واسنجی صرفاً بر اساس جریان خروجی یا تبخیر و تعرق موجب عملکرد ضعیف مدل در شبیه‌سازی بیلان آب حوضه شده است. در حالی که انتخاب سناریوی دو هدفه (واسنجی بر اساس جریان و مقادیر تبخیر و تعرق) به عنوان تابع هدف با بهبود شبیه‌سازی بیلان آبی حوضه همراه بوده است. (Kunnath- (2016) Poovakka *et al.* نیز به بررسی تاثیر استفاده از تصاویر سنجش از دور رطوبت خاک سنجنده AMSR-E و داده‌های روزانه تبخیر

مربوط به سطح پوشش خاک لخت و  $\sum_{n=1}^{N+1} C_n = 1$  می‌باشند.

زمانی که مقداری از آب باران توسط تاج پوشش گیاهان جذب شده باشد، تبخیر با حداکثر مقدار خود رخ خواهد داد. حداکثر مقدار تبخیر از تاج پوشش گیاهان برای هر یک از پوشش‌های گیاهی موجود در یک سلول از رابطه (۳) قابل محاسبه می‌باشد:

$$E_c^* = \left(\frac{W_i}{W_{im}}\right)^{2/3} E_p \frac{r_w}{r_w + r_o} \quad (\text{رابطه ۳})$$

$W_{im}$ : حداکثر مقدار آبی است که تاج پوشش گیاه توانایی جذب آن را دارد (میلی‌متر)،  $r_o$ : مقاومت ناشی از ساختار گیاه (ثانیه بر متر)،  $r_w$ : مقاومت آیرودینامیکی که نشان‌دهنده انتقال گرما و بخار آب از سطح گیاه به هوای واقع در بالای تاج پوشش گیاهان می‌باشد (ثانیه بر متر) و  $E_p$ : تبخیر و تعرق پتانسیل که با استفاده از معادله پنمن-مانتیت<sup>۱</sup> محاسبه می‌شود (Shuttleworth, 1993). هنگامی که نرخ بارش ورودی کمتر از نرخ تبخیر از سطح تاج پوشش گیاهان باشد، آب جذب‌شده توسط تاج پوشش گیاهان برای تبخیر در یک گام زمانی کافی نمی‌باشد. در این حالت تبخیر از تاج پوشش گیاهان با استفاده از روابط (۴) و (۵) محاسبه می‌شوند.

$$E_c = f \cdot E_c^* \quad (\text{رابطه ۴})$$

$$f = \min\left(1, \frac{W_i + P \cdot \Delta t}{E_c^* \cdot \Delta t}\right) \quad (\text{رابطه ۵})$$

مقدار تعرق از سطح پوشش گیاهی با استفاده از رابطه (۶) قابل محاسبه می‌باشد (Blondin, 1991; Ducoudre *et al.*, 1993).

$$E_t = \left(1 - \left(\frac{W_i}{W_{im}}\right)^{2/3}\right) E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c} \quad (\text{رابطه ۶})$$

$E_t$ : تعرق از سطح پوشش گیاهی (میلی‌متر)،  $W_i$ : مقدار آبی است که تاج پوشش گیاه توانایی جذب آن را دارد (میلی‌متر)،  $W_{im}$ : حداکثر مقدار آبی است که تاج پوشش گیاه توانایی جذب آن را دارد (میلی‌متر)،  $E_p$ : تبخیر و تعرق پتانسیل (میلی‌متر)،  $r_o$ : مقاومت ناشی از ساختار گیاه (ثانیه بر متر)،  $r_w$ : مقاومت آیرودینامیک مربوط به انتقال آب (ثانیه بر متر) و  $r_c$ : مقاومت تاج پوشش گیاهی (ثانیه بر متر). زمانی که تبخیر از تاج پوشش گیاهی تنها در کسری از گام زمانی ( $f$ ) اتفاق می‌افتد، تعرق در آن گام زمانی با استفاده از رابطه (۷) محاسبه می‌شود:

مدل بازتحلیل‌شده GLEAM، W3RA و HBV در واسنجی مدل هیدرولوژیکی توزیعی VIC-3L و شبیه‌سازی رواناب خروجی از حوضه آبریز سفیدرود به انجام رسیده است. به طور کلی در این پژوهش سه سناریو مورد بررسی قرار گرفت که عبارتند از: (۱) واسنجی مدل هیدرولوژیکی صرفاً بر اساس سری زمانی جریان خروجی از حوضه. (۲) واسنجی مدل با استفاده از داده‌های تبخیر و تعرق بازتحلیل‌شده سه مدل GLEAM، W3RA و HBV. (۳) اجرای مدل VIC-3L به ازای مقدار متوسط پارامترهای بهینه به دست آمده در سناریوی دوم.

## مواد و روش‌ها

### مدل هیدرولوژیکی VIC-3L

در پژوهش حاضر از مدل هیدرولوژیکی بزرگ مقیاس VIC-3L به منظور شبیه‌سازی جریان خروجی حوضه استفاده شد. با توجه به ساختار این مدل هیدرولوژیکی، لازم است تا حوضه مطالعاتی در قالب تعدادی سلول تعریف شود که برای این کار با توجه به مقیاس داده‌های در دسترس و وسعت حوضه مطالعاتی از ابعاد سلولی ۰/۲۵ درجه برای ساخت شبکه محاسباتی استفاده شده است. بیان آب در این مدل از حل معادله پیوستگی (رابطه ۱) در هر گام زمانی به دست می‌آید:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \quad (\text{رابطه ۱})$$

$P$ : مقدار بارش (میلی‌متر)،  $E$ : تبخیر و تعرق (میلی‌متر)،  $R$ : رواناب (میلی‌متر) و  $\frac{\partial S}{\partial t}$ : میزان ذخیره آب (میلی‌متر) می‌باشد.

در مدل VIC-3L تولید رواناب مستقل از اشباع یا عدم اشباع شدن کامل سلول است و شامل رواناب سطحی و زیرسطحی می‌باشد. در این مدل سه نوع تبخیر در نظر گرفته می‌شود که عبارتند از: تبخیر از تاج پوشش گیاهان، تعرق از سطح هر نوع گیاهی و تبخیر از سطح خاک لخت (Liang *et al.*, 1994) تبخیر و تعرق کل در هر سلول به صورت مجموع وزنی (بر اساس درصد پوشش هر کدام) اجزای فوق و بر اساس رابطه (۲) محاسبه می‌شود:

$$E = \sum_{n=1}^N C_n \cdot (E_{c,n} + E_{t,n}) + C_{N+1} \cdot E_l \quad (\text{رابطه ۲})$$

$E_l$  و  $E_t$ : بترتیب تبخیر از تاج پوشش گیاهان، تعرق از سطح پوشش گیاهان و تبخیر از سطح خاک لخت (میلی‌متر)،  $C_n$ : درصد مربوط به پوشش گیاهی  $n$ ام در هر سلول و  $C_{N+1}$ : درصد

پارامترهای پوشش گیاهی، علاوه بر نقشه سازمان امور اراضی کشور، از تصاویر ماهواره‌ای منبع AVHRR استفاده شده است. علی‌رغم اینکه تعیین بسیاری از پارامترهای مدل، مبتنی بر سنجش از دور و یا مشاهدات میدانی می‌باشد؛ برخی از آن‌ها مفهومی بوده و تخمین آن‌ها طی فرآیند واسنجی امکان‌پذیر می‌باشد. پارامترهای واسنجی عبارتند از: پارامتر مربوط به شکل منحنی ظرفیت نفوذ متغیر ( $b_{inf}$ )، پارامتر مربوط به حداکثر دبی پایه قابل تولید توسط لایه تحتانی خاک که به هدایت هیدرولیکی خاک بستگی دارد ( $D_{smax}$ )، کسری از پارامتر  $D_{smax}$  که در آن دبی پایه غیرخطی شروع می‌شود ( $D_s$ )، کسری از حداکثر رطوبت موجود در لایه تحتانی خاک که در آن دبی پایه غیر خطی رخ می‌دهد ( $W_s$ )، توان مورد استفاده در منحنی دبی پایه (C) و اعماق خاک به ترتیب در لایه‌های دوم و سوم ستون خاک ( $d_3$  و  $d_2$ ) (Guo et al. 2004). شبیه‌سازی مدل هیدرولوژیکی برای فرآیند واسنجی طی دوره آماری ۲۰۰۴-۲۰۰۱ صورت پذیرفت.

#### منابع تبخیر و تعرق بازتحلیل شده

در پژوهش حاضر از مقادیر تبخیر و تعرق موجود در پایگاه Earth2Observe استفاده شده است (<http://www.earth2observe.eu/>). در پایگاه مذکور، خروجی حاصل از مدل‌های هیدرولوژیکی مختلف با استفاده از فرآیند داده‌گواری و با کمک داده‌های زمینی به دست آمده از پایگاه جهانی هواشناسی WMO، بازتحلیل شده و در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف به صورت کاملاً رایگان عرضه شده است. مقادیر تبخیر و تعرق مذکور، حاصل اجرای مدل‌های GLEAM، W3RA و HBV در سطح دنیا می‌باشد که در ادامه توضیحاتی در خصوص ساختار این مدل‌ها ارائه شده است.

**GLEAM:** مدل GLEAM توسط دانشگاه‌های آمستردام هلند، Ghent بلژیک و ژانسن فضایی اروپا به منظور حداکثر استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای در برآورد تبخیر و تعرق توسعه داده شد. همانگونه که در شکل (۱) نشان داده شده است، این مدل از ۴ ماژول تشکیل شده که هرکدام دارای ورودی‌ها و خروجی‌های مخصوص به خود می‌باشند. این ۴ ماژول عبارتند از: ۱- ماژول نفوذ (به منظور محاسبه مقدار نفوذ)، ۲- ماژول آب-خاک (برای محاسبه پروفیل رطوبتی خاک)، ۳- ماژول تنش (برای محاسبه تنش رطوبتی خاک) و ۴- ماژول PT (به منظور محاسبه تبخیر و تعرق). هر سلول محاسباتی در این مدل شامل ۴ نوع پوشش است که عبارتند از: خاک لخت، پوشش گیاهی کم، پوشش بلند همچون درختان و آب‌های با سطح آزاد. اطلاعات مربوط به این مدل در پایگاه Earth2Observe و در مقیاس زمانی

(رابطه ۷)

$$E_t = (1-f)E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c} + f \cdot \left(1 - \left(\frac{W_i}{W_{im}}\right)^{2/3}\right) E_p \frac{r_w}{r_w + r_o + r_c}$$

تبخیر از سطح خاک لخت تنها از سطح لایه نازک رویی صورت می‌پذیرد. هنگامی که خاک سطحی اشباع می‌شود، تبخیر با حداکثر توان صورت می‌پذیرد و هنگامی که لایه نازک رویی اشباع نباشد، مقدار تبخیر با استفاده از روابط موجود در مدل آرنو و تعیین ظرفیت نفوذ متغیر محاسبه می‌شود (رابطه ۸) (Franchini and Pacciani, 1991). مقدار تبخیر از سطح خاک لخت نیز با استفاده از رابطه (۹) قابل محاسبه می‌باشد.

(رابطه ۸)

$$i_m = (1 + b_i) \cdot \theta_s \cdot |z|$$

with

$$i = i_m (1 - (1 - A)^{1/b_i})$$

(رابطه ۹)

$$E_t = E_p \left( \int_0^{A_s} dA + \int_{A_s}^1 \frac{i_0}{i_m (1 - (1 - A)^{1/b_i})} dA \right)$$

$i_m$ : حداکثر ظرفیت نفوذ (میلی‌متر)، A: کسری از مساحت کل که دارای ظرفیت نفوذ کمتر از  $i$  می‌باشد،  $b_i$ : پارامتر شکل نفوذ،  $\theta_s$ : تخلخل خاک و  $z$ : عمق خاک (متر)،  $A_s$ : مبین کسری از خاک لخت که اشباع است و  $i_0$ : نشان‌دهنده ظرفیت نفوذ نقطه‌ای می‌باشد.

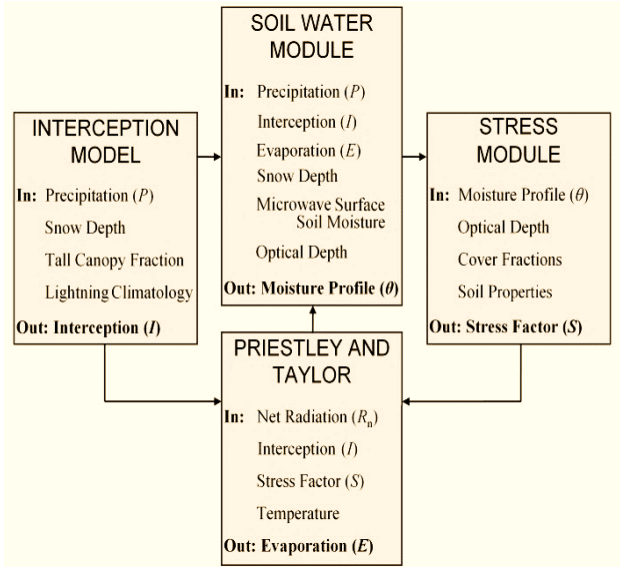
روندیابی جریان در مدل هیدرولوژیکی VIC-3L شامل دو بخش روندیابی درون سلولی و آبراهه‌ای می‌باشد. روندیابی درون سلولی بدین صورت است که در ابتدا هر سلول به طور جداگانه مدل شده و پس از تولید سری زمانی رواناب سطحی و زیرسطحی در هر سلول، مجموع آن دو به سمت خروجی سلول روندیابی می‌شود. پس از آن، جریان همه سلول‌های تشکیل‌دهنده حوضه به خارج از سلول و به سمت شبکه آبراهه‌ها هدایت می‌شوند که این بخش، روندیابی آبراهه‌ای نامیده می‌شود.

در این پژوهش به منظور استخراج پارامترهای هواشناسی همچون بارش، سرعت باد، رطوبت هوا، حداقل و حداکثر دمای روزانه از آمار حدود ۶۳ ایستگاه باران‌سنجی و سینوپتیک واقع در داخل و خارج محدوده حوضه آبریز سفیدرود در مقیاس روزانه استفاده شد. همچنین به منظور تعیین پارامترهای ورودی نوع خاک حوضه، توزیع مکانی بافت خاک حوضه بر اساس نقشه‌های خاک زمینی موسسه تحقیقات آب و خاک تعیین شده است و پس از مشخص شدن نوع بافت خاک حوضه، با استفاده از توابع کتابخانه‌ای اطلاعات مورد نظر استخراج شد. برای استخراج

آبیاری) ایجاد شده است، لحاظ نمی‌شود. حداقل و حداکثر دما، بارش و تابش طول موج کوتاه رو به پایین از جمله پارامترهای هواشناسی ورودی این مدل می‌باشند. مدل W3RA از مدل‌های یک‌بعدی و مبتنی بر شبکه است که به شبیه‌سازی بیلان آب در خاک و ذخیره آب سطحی و زیرزمینی برای هر سلول و به طور مستقل از سلول‌های در مجاورت آن می‌پردازد (Van Dijk, 2010). هر سلول محاسباتی در این مدل شامل دو نوع پوشش می‌باشد: پوشش گیاهی بلند، پوشش گیاهی کوتاه و علفی.

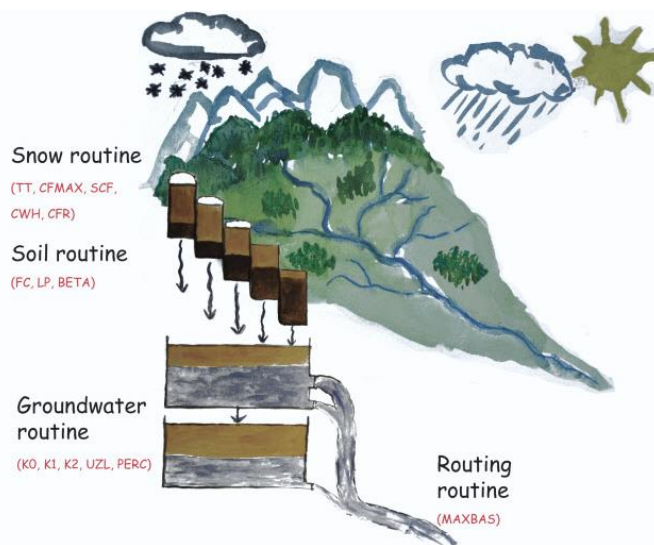
**HBV:** مدل هیدرولوژیکی HBV از جمله پرکاربردترین مدل‌های مفهومی نیمه‌توزیعی می‌باشد که در موسسه هواشناسی و هیدرولوژیکی سوئد توسط Forsman and Bergström (1973) به منظور شبیه‌سازی فرآیند بارش-رواناب توسعه داده شده است. این مدل با ساختاری ساده و ورودی‌های کم به شبیه‌سازی مهم-ترین فرآیندهای حوضه که در تشکیل رواناب سهیم می‌باشند، می‌پردازد. در این مدل، حوضه به تعدادی زیرحوضه تقسیم شده و در هر زیرحوضه تغییرات ارتفاعی و نوع پوشش در نظر گرفته می‌شود. سری زمانی بارش، دما و تبخیر و تعرق پتانسیل در مقیاس زمانی روزانه از ورودی‌های مهم این مدل به شمار می‌آیند. مقدار جریان، بارش، تبخیر و تعرق، رطوبت خاک و ذخیره خاک از خروجی‌های مهم این مدل می‌باشند. در نسخه‌های به‌روزر شده این مدل (HBV-light) مواردی از جمله امکان لحاظ نمودن سطح آب زیرزمینی و همچنین استفاده از یک روش واکنشی متفاوت با استفاده از پارامتر تاخیر به قابلیت‌های مدل افزوده شده است. شکل (۲) نمایی شماتیک از فرآیندهای حاکم بر مدل HBV ارائه شده است.

روزانه با توان تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۶ موجود می‌باشد.



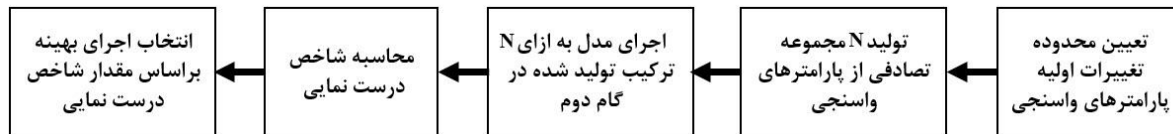
شکل ۱- ماژول‌های موجود در مدل GLEAM

**W3RA:** از جمله مدل‌های هیدرولوژیکی بزرگ مقیاس است که مقدار تبخیر و تعرق در آن بر اساس رابطه پنمن-مانتیش محاسبه می‌شود. شبیه‌سازی ذوب برف در آن بر اساس روش درجه-روز صورت می‌پذیرد. مدل W3RA توسط اداره هواشناسی استرالیا ارائه شده است و تفکیک مکانی مورد استفاده برای اجرای آن در پایگاه Earth2Observe در حدود ۰/۵ درجه می‌باشد و شبیه‌سازی در گام زمانی روزانه صورت می‌پذیرد. در این مدل ۳ لایه برای خاک در نظر گرفته می‌شود. لازم به ذکر است که در این مدل تغییرات و عواملی که توسط بشر (همچون



شکل ۲- نمایی شماتیک از مدل HBV

3L می‌باشد. این روش واسنجی تلفیقی از روش مونت کارلو با تئوری بیز است که از کارایی بالایی در واسنجی و تحلیل عدم-قطعیت برخوردار می‌باشد. یکی از فرض‌های روش GLUE مستقل بودن پارامترهای واسنجی است و پارامترهایی که با یکدیگر همبستگی ندارند، برای انجام واسنجی با استفاده از این روش انتخاب می‌شوند. مراحل اجرای روش GLUE در شکل (۳) نشان داده شده است. در ادامه توضیحات مربوط به اجرای هر گام ارائه شده است.



شکل ۳- گام‌های اجرایی روش واسنجی GLUE

می‌گیرد و سری‌های زمانی تبخیر و تعرق شبیه‌سازی شده برای هر سلول توسط مدل برآورد خواهد شد.

**گام چهارم:** در این گام مقادیر تبخیر و تعرق شبیه‌سازی شده توسط مدل هیدرولوژیکی VIC-3L برای تک تک سلول‌های تشکیل‌دهنده حوضه، با مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از منابع مورد مطالعه (W3RA, GLEAM, HBV) که به عنوان تبخیر و تعرق مشاهداتی مد نظر قرار گرفته است، مقایسه شده و مقدار شاخص کارایی برای هر یک از سلول‌های محاسباتی محاسبه می‌شود. در این پژوهش، برای مقایسه مقادیر شبیه‌سازی شده و مقادیر مشاهداتی از شاخص جذر میانگین مربعات خطا<sup>۱</sup> به عنوان معیار درست‌نمایی استفاده شده است. مقدار این شاخص با استفاده از رابطه (۱۰) قابل محاسبه می‌باشد (Hyndman and Koehler, 2006).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (VAL_{obs} - VAL_{sim})^2} \quad (10 \text{ رابطه})$$

$VAL_{obs}$ : مقادیر مشاهداتی به دست آمده از مدل‌های بازتحلیل شده،  $VAL_{sim}$ : مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل VIC-3L و  $n$ : تعداد داده‌ها می‌باشد.

**گام پنجم:** در نهایت مقادیر شاخص RMSE محاسباتی در گام اول از کوچک به بزرگ مرتب شده و با توجه به اینکه نزدیک بودن این شاخص به صفر بیانگر دقت بالای مقادیر شبیه‌سازی شده است، اجرا(هایی) که از کمترین مقدار RMSE برخوردار باشند، به عنوان اجرای بهینه و مقادیر پارامترهای بهینه مربوط به آن‌ها به عنوان پارامترهای بهینه برای هر سلول انتخاب می‌شوند.

**روش واسنجی GLUE**  
علی‌رغم وجود روش‌های مختلف واسنجی، در پژوهش حاضر از روش احتمالاتی GLUE که اولین بار توسط Binley and Beven (1992) ارائه شد، استفاده به عمل آمده است. علت استفاده از این روش واسنجی، ساختار قوی آن در شناسایی پارامترهای بهینه، امکان اجرائی نمودن آن با کمترین فرآیند برنامه‌نویسی و برخورداری از فرآیند عملیاتی کردن ساده‌تر به ویژه در محیط سیستم عامل Linux (محیط اجرای مدل هیدرولوژیکی VIC-

**گام اول:** تعیین محدودده اولیه پارامترها که با توجه به عدم مشخص بودن نوع توزیع هر یک از پارامترهای واسنجی، در پژوهش حاضر از تابع توزیع یکنواخت استفاده شده است. لازم به ذکر است که پارامترهای واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در این تحقیق، در بخش معرفی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L معرفی شده‌اند. محدودده اولیه برای تغییرات هر یک از آن‌ها در جدول (۱) ارائه شده است.

جدول ۱- پارامترهای واسنجی مدل VIC-3L و دامنه تغییرات آن‌ها

پارامتر	واحد	محدوده تغییرات
$b_{inf}$	بی‌بعد	۰/۴ - ۰/۱
$D_s$	درصد	۰/۱ - ۱
$D_{smax}$	میلی‌متر بر روز	۰/۱ - ۳۰
$W_s$	درصد	۰/۱ - ۱
$C$	بی‌بعد	۰/۱ - ۲
$d_2$	متر	۰/۱ - ۲/۵
$d_3$	متر	۰/۱ - ۱/۵

**گام دوم:** تولید N مجموعه پارامتر تصادفی در محدودده تغییرات هر یک از پارامترهای فوق. در این پژوهش تعداد اعداد تصادفی تولید شده (N) برابر با ۱۰۰۰ در نظر گرفته شد. به عبارت بهتر از برای هر کدام از پارامترهای ورودی مدل، ۱۰۰۰ داده تصادفی تولید شد که در هر بار اجرای مدل یک مجموعه از آن‌ها انتخاب می‌شود.

**گام سوم:** پس از تولید مجموعه پارامترهای تصادفی، مدل هیدرولوژیکی VIC-3L به ازای هر ترکیب تصادفی مورد اجرا قرار

روابط (۱۱) تا (۱۵) امکان پذیر می باشد. همچنین برای بررسی دقیق تر عملکرد مدل، منحنی تداوم جریان<sup>۴</sup> که یکی از روش های مناسب برای نمایش خصوصیات فراوانی وقوع جریان رودخانه می باشد، مورد بررسی قرار گرفته است. علاوه بر آن میزان خطای مدل در شبیه سازی حجم رواناب خروجی از حوضه نیز محاسبه شده است.

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (\text{رابطه ۱۱})$$

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2}} \quad (\text{رابطه ۱۲})$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(\beta - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (CC - 1)^2} \quad (\text{رابطه ۱۳})$$

$$\beta = \frac{\bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_{obs}} \quad (\text{رابطه ۱۴})$$

$$\alpha = \frac{\sigma_{Qsim}}{\sigma_{Qobs}} \quad (\text{رابطه ۱۵})$$

$Q_{obs}$ : مقادیر مشاهداتی دبی،  $Q_{sim}$ : مقادیر دبی شبیه سازی شده،  $n$ : تعداد داده ها،  $\bar{Q}_{obs}$ : متوسط مقادیر مشاهداتی دبی،  $\bar{Q}_{sim}$ : متوسط مقادیر دبی شبیه سازی شده،  $\sigma_{Qobs}$ : انحراف از معیار مقادیر مشاهداتی و  $\sigma_{Qsim}$ : انحراف از معیار مقادیر شبیه سازی می باشد.

#### حوضه مورد مطالعه

این مطالعه در سطح حوضه آبریز سفیدرود صورت گرفت. رواناب این حوضه که از حوضه های باز به شمار می رود، در دریای خزر تخلیه می شود. حوضه سفیدرود با مساحتی در حدود ۵۹ هزار کیلومتر مربع پس از حوضه های آبریز کویر لوت و مرکزی و نیز دریاچه نمک و جازموربان بیشترین مساحت را در میان حوضه های آبریز کشور به خود اختصاص داده است. این محدوده در محل تلاقی رشته کوه های البرز، زاگرس و مرکزی در محدوده جغرافیایی ۵۵° ۳۴' تا ۵۲° ۳۷' شمالی و ۳۰' ۴۶' تا ۱۳' ۵۱' شرقی واقع شده و در تقسیم بندی های طرح جامع آب به عنوان حوضه سوم از منطقه اول مطالعاتی مشخص شده است. در پژوهش حاضر به منظور ارزیابی عملکرد مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در شبیه سازی رواناب خروجی از حوضه، از مقادیر جریان ثبت شده در ایستگاه هیدرومتری گیلوان استفاده شده است.

به طور کلی می توان عنوان کرد که در این پژوهش برای واسنجی مدل VIC-3L سناریوهای زیر مدنظر قرار گرفته است: سناریو ۱: در این سناریو با تغییر مقادیر پارامترهای واسنجی به روش GLUE سعی شد تا سری زمانی رواناب خروجی حوضه از کمترین اختلاف با مقادیر مشاهداتی دبی در ایستگاه هیدرومتری گیلوان (واقع در خروجی حوضه مطالعاتی) برخوردار باشد.

سناریو ۲: در سناریوی دوم، مدل هیدرولوژیکی VIC-3L با استفاده از مقادیر تبخیر و تعرق بازتخلیل شده واسنجی می شود. لازم به ذکر است که مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از منابع نامبرده به عنوان تبخیر و تعرق مشاهده ای برای هر کدام از سلول های محاسباتی مدنظر قرار گرفت. در این روش سعی شد تا در طی فرآیند واسنجی مدل، مقادیر تبخیر و تعرق شبیه سازی شده توسط مدل از بیشترین شباهت با سری زمانی تبخیر و تعرق مشاهده ای (مستخرج از منابع GLEAM, W3RA, HBV) برخوردار باشد. به عبارت بهتر در این سناریو با حداقل نمودن اختلاف بین دو سری زمانی تبخیر و تعرق در هر یک از سلول های حوضه آبریز، مقدار پارامترهای بهینه برای هر سلول محاسبه شده است. پس از آن رواناب سطحی و زیرسطحی سلول ها به سمت خروجی حوضه آبریز و با استفاده از ماژول روندیابی توسعه داده شده توسط Lohmann et al. (1998) جمع آوری شده و سری زمانی جریان خروجی از حوضه به دست خواهد آمد. با مقایسه رواناب شبیه سازی شده با داده های مشاهداتی، عملکرد هر یک از منابع تبخیر و تعرق در واسنجی مدل VIC-3L و شبیه سازی رواناب مورد بررسی قرار گرفته است.

سناریو ۳: در سناریوی آخر از متوسط مقادیر پارامترهای بهینه به دست آمده در سناریوی دوم و به ازای کاربرد هر یک، از منابع تبخیر و تعرق استفاده و جریان خروجی از حوضه سفیدرود محاسبه می شود. به عبارتی در این روش تاثیر میانگین گیری از مقادیر پارامترهای واسنجی بر عملکرد مدل در شبیه سازی رواناب حوضه مورد بررسی قرار گرفت.

#### ارزیابی کارایی مدل هیدرولوژیکی

بررسی جریان شبیه سازی شده توسط مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در هر یک از سناریوهای مورد مطالعه از شاخص کارایی نش-ساتکلیف<sup>۱</sup> (Nash and Sutcliffe, 1970)، ضریب همبستگی<sup>۲</sup> (Pearson, 1896) و شاخص کلینگ گوپتا<sup>۳</sup> (Gupta et al., 2009) استفاده شد. محاسبه شاخص های مذکور به ترتیب با استفاده از

۳. Kling-Gupta

۴. Flow Duration Curve

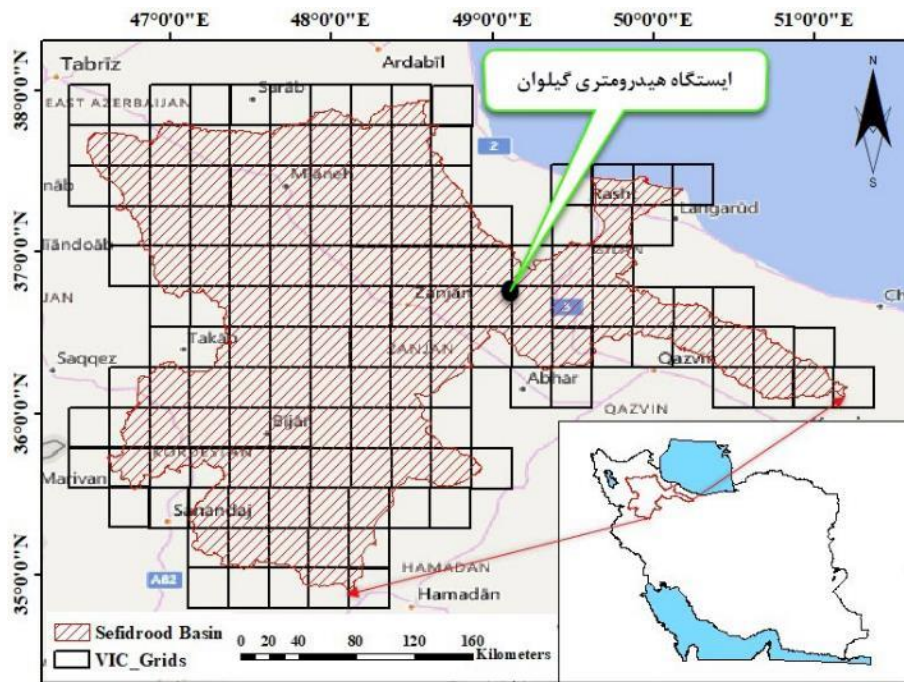
۱. Nash-Sutcliffe

۲. Correlation Coefficient



است که شبیه‌سازی هیدرولوژیکی مدل طی دوره آماری ۲۰۰۴-۲۰۰۱ صورت پذیرفته است.

موقعیت جغرافیایی حوضه سفیدرود و سلول‌های محاسباتی برای اجرای مدل VIC-3L در شکل (۴) ارائه شده است. لازم به ذکر



شکل ۴- موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز مورد مطالعه و شبکه محاسباتی مدل توزیعی VIC-3L

## نتایج و بحث

### بررسی پارامترهای بهینه و توزیع مکانی آن‌ها

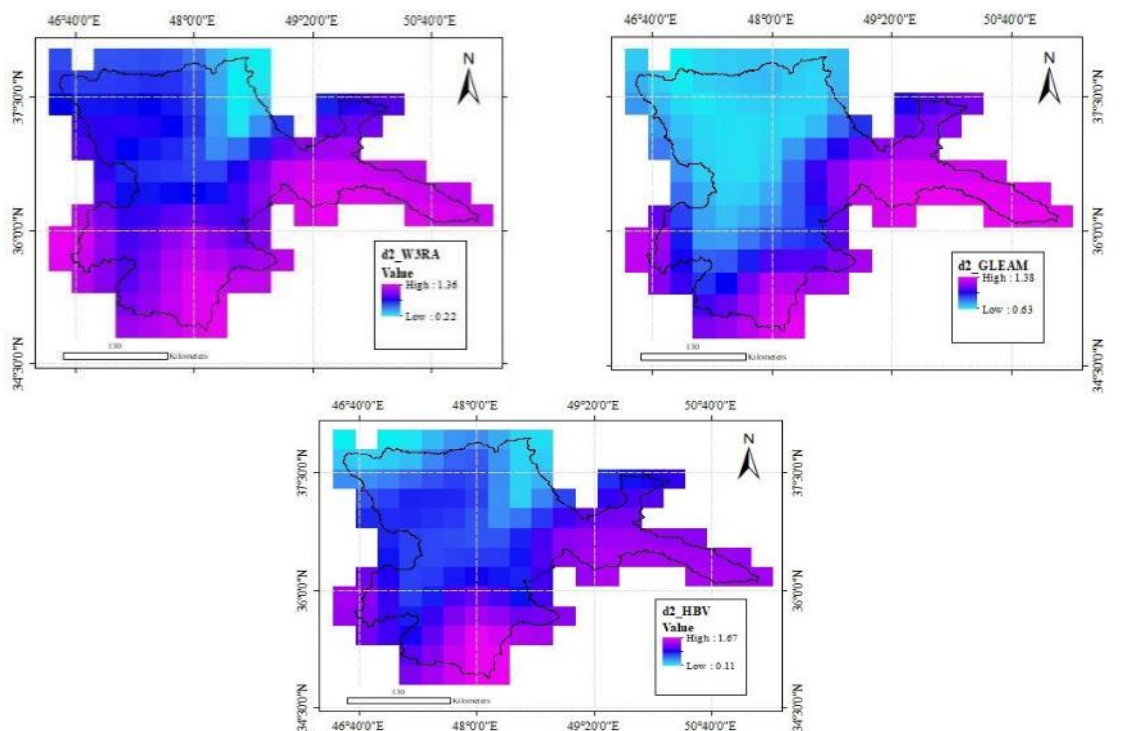
در جدول (۲) مقادیر پارامترهای بهینه مدل به ازای اجرای سناریوهای ۱ و ۳ ارائه شده است. با توجه به اینکه در سناریوی ۲ از رویکرد توزیعی به منظور واسنجی مدل VIC-3L استفاده شده است، در این قسمت توزیع مکانی مقادیر پارامترهای بهینه-شده در شکل‌های (۵) تا (۷) ارائه شده است. با توجه به تعداد بالای پارامترهای واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L (۷ پارامتر واسنجی) و منابع اطلاعاتی مورد بررسی (GLEAM، HBV و W3RA)، از ارائه توزیع مکانی تمام پارامترها خودداری شده و به ارائه نقشه تغییرات مکانی تنها ۳ پارامتر مهم  $d_2$  (عمق لایه دوم خاک)،  $W_s$  (کسری از حداکثر رطوبت موجود در خاک) و  $D_s$  (کسری از جریان زیرسطحی) اکتفا شده است. لازم به ذکر است که با توجه نتایج حاصل از پژوهش Azizian and Shokoochi (2017) که به تحلیل حساسیت مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در مقیاس‌های زمانی مختلف پرداختند، این سه پارامتر از مهمترین پارامترهای تاثیرگذار بر عملکرد این مدل می‌باشند.

بررسی پارامترهای واسنجی به دست آمده در جدول (۲) نشان می‌دهد که در صورت استفاده از مقادیر تبخیر و تعرق منبع HBV، مقدار پارامتر شکل منحنی ظرفیت نفوذ متغیر ( $b_{int}$ ) با

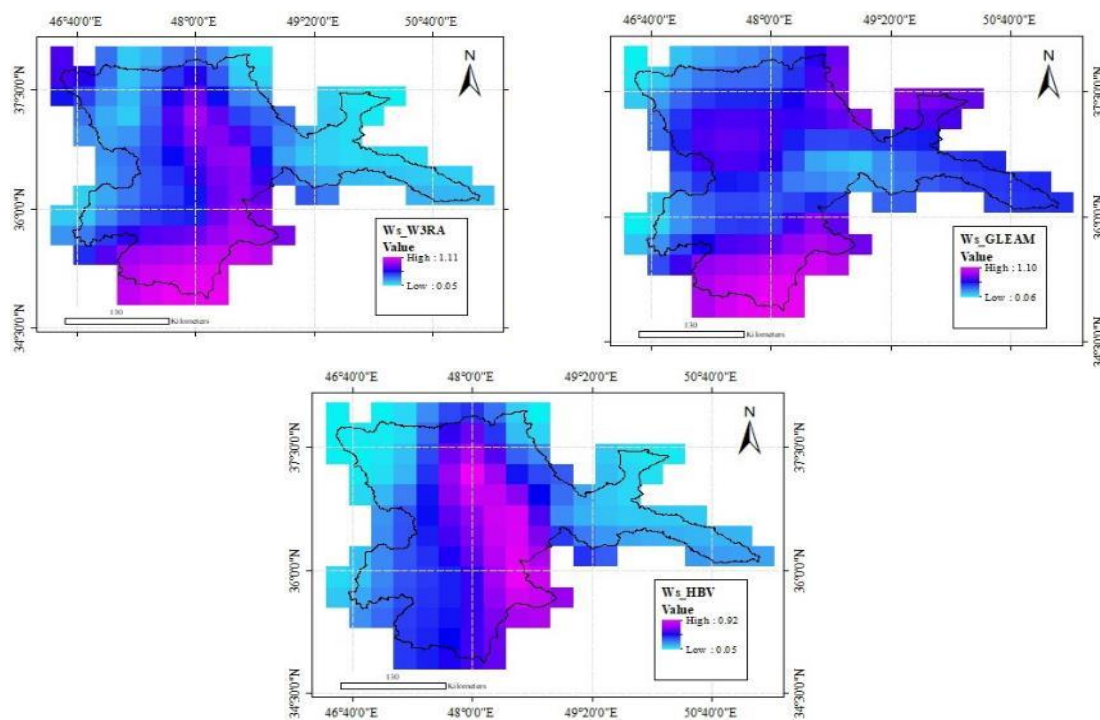
افزایش نسبت به دو منبع دیگر همراه می‌باشد. از آنجایی که که این پارامتر کنترل‌کننده مقدار نفوذ است، افزایش آن سبب افزایش رواناب، بیش‌برآورد در تخمین دبی‌های بالا و همچنین کاهش دبی پایه تولیدی می‌شود. بنابراین یکی از علت‌های افزایش ۱۴ درصدی در تخمین حجم رواناب حوضه در صورت کاربرد منبع HBV، افزایش مقدار این پارامتر طی فرآیند واسنجی است. از سویی یکی دیگر از علل تخمین بالای دبی‌های حداکثری در صورت کاربرد این منبع نسبت به GLEAM و W3RA، تخمین کمتر  $D_{smax}$  می‌باشد. با توجه به اینکه این پارامتر نشان‌دهنده حداکثر دبی پایه قابل تولید توسط لایه تحتانی خاک می‌باشد، افزایش آن در سناریوی سوم و برای منابع GLEAM و W3RA یکی از دلایل کاهش مقادیر دبی‌های حداکثری به شمار می‌رود. همان‌طور که نشان داده شده است، در صورت استفاده از منبع GLEAM برای واسنجی مدل VIC-3L، محدوده تغییرات مقدار پارامتر  $W_s$  که تعیین‌کننده میزان آب ذخیره‌شده در خاک و مشارکت آن با دبی پایه است، در سطح حوضه با افزایش همراه است. همچنین مقدار این پارامتر در شمال غرب و غرب حوضه آبریز سفیدرود بالا می‌باشد که همین مورد سبب افزایش تولید دبی پایه بیشتر و کاهش تخمین دبی‌های حداکثری شده و این در حالی است که در صورت کاربرد منبع HBV، محدوده تغییرات این پارامتر به ۰/۰۵ تا ۰/۹۲ کاهش یافته و این کاهش سبب

دبی پایه و افزایش دبی‌های بالا می‌شود، یکی دیگر از دلایل نوسانات زیاد در تخمین دبی‌های بالا در صورت کاربرد این منبع، افزایش مقدار این پارامتر در سطح حوضه می‌باشد. در صورتی که کاهش مقدار پارامتر  $D_s$  در صورت استفاده از منبع GLEAM با افزایش تخمین دبی‌های پایه همراه بوده است.

بیش‌برآوردی در تخمین دبی‌های بالا شده است. با توجه به نتایج مشخص است که مقدار پارامتر  $D_s$  در صورت استفاده از منبع HBV به منظور واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در این سناریو نسبت به دو منبع دیگر در تمام سطح حوضه سفیدرود به ویژه نیمه غربی آن با افزایش همراه بوده است. از آنجایی که مقادیر بالای این پارامتر موجب کاهش



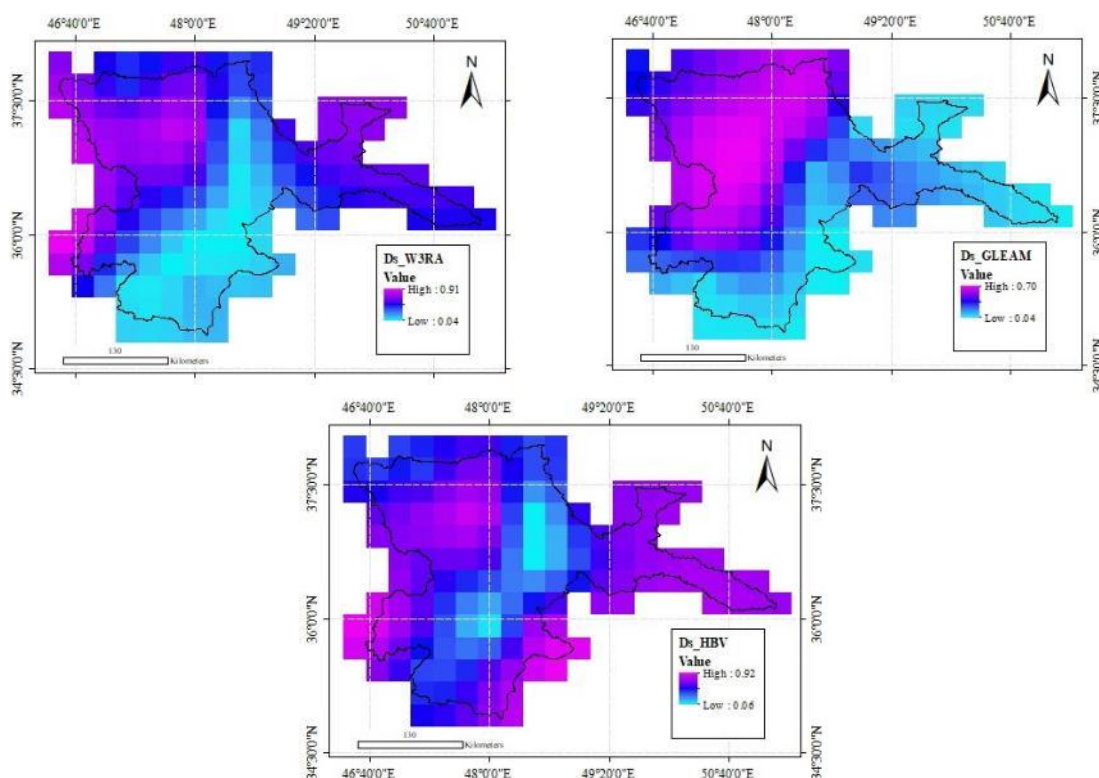
شکل ۵- توزیع مکانی پارامتر  $d_2$  برای منابع مورد مطالعه (سناریو ۲)



شکل ۶- توزیع مکانی پارامتر  $W_s$  برای منابع مورد مطالعه (سناریو ۲)

جدول ۲- پارامترهای واسنجی شده مدل VIC-3L در سناریوهای ۱ و ۲

شماره سناریو	منبع واسنجی	$b_{inf}$	$D_s$	$D_{smax}$ (mm/day)	$W_s$	C	$d_2$ (m)	$d_3$ (m)
۱	جریان خروجی حوضه	۰/۰۵	۰/۲۴	۵/۲۲	۰/۸۹	۱/۰۲	۰/۷۳	۰/۱۱
	GLEAM	۰/۰۸	۰/۴۲	۱۱/۷۰	۰/۵۵	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۸۴
۳	W3RA	۰/۱۰	۰/۴۲	۱۲/۰۵	۰/۵۲	۰/۷۵	۰/۸۴	۰/۷۶
	HBV	۰/۱۳	۰/۵۱	۱۱/۴۷	۰/۴۳	۰/۷۷	۰/۷۹	۰/۶۸



شکل ۷- توزیع مکانی پارامتر  $D_s$  برای منابع مورد مطالعه (سناریو ۲)

سناریوی ۳ از ضریب همبستگی بالای ۰/۷۶ برخوردار است که گویای عملکرد مناسب این منابع اطلاعاتی در فرآیند واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L می‌باشد. همچنین ضریب همبستگی ۰/۸ در صورت استفاده از مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل بازتحلیل شده GLEAM بر پایه رویکرد توزیعی (سناریو ۲) برای واسنجی مدل VIC-3L و شبیه‌سازی جریان، حاکی از همبستگی مناسب مقادیر شبیه‌سازی شده با مشاهده‌ای و عملکرد قابل قبول این منبع در تخمین جریان خروجی از حوضه نسبت به دو منبع بازتحلیل شده HBV و W3RA می‌باشد.

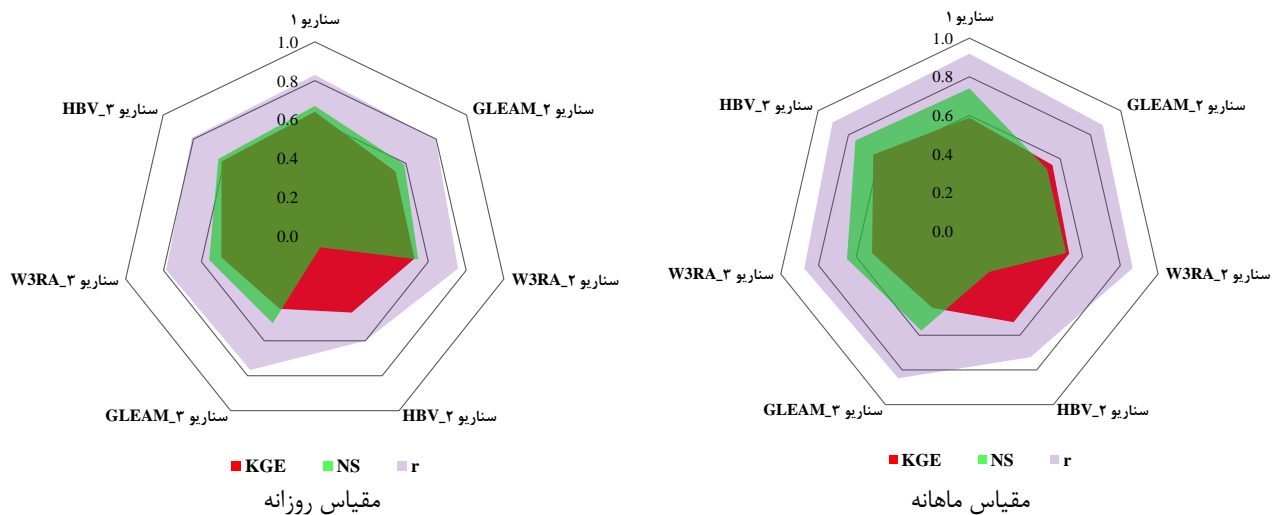
نکته حائز اهمیت بهبود قابل توجه نتایج حاصل از کاربرد منبع بازتحلیل شده HBV در سناریوی ۳ نسبت به سناریو ۲ می‌باشد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود (شکل ۸)، استفاده از این منبع اطلاعاتی در فرآیند واسنجی سلول به سلول مدل VIC-3L با ضریب کارایی نش‌ساتکلیف ۰/۰۷ با ضعیف‌ترین عملکرد در شبیه‌سازی جریان حوضه همراه بوده است و این در حالی است

ارزیابی عملکرد مدل VIC-3L در شبیه‌سازی سری زمانی رواناب در این بخش به بررسی عملکرد مدل VIC-3L در شبیه‌سازی هیدروگراف جریان خروجی از حوضه در مقیاس زمانی روزانه و ماهانه پرداخته شده است. به منظور ارزیابی عملکرد مدل، مقادیر شاخص‌های NS، KGE و r برای هر یک از سناریوهای مورد مطالعه (طی بازه زمانی ۲۰۰۴-۲۰۰۱) محاسبه شده و در شکل (۵) نشان داده شده است. علاوه بر آن هیدروگراف جریان شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای برای مقیاس روزانه و ماهانه به ترتیب در شکل‌های (۶) و (۷) ارائه شد. نتایج نشان داد که کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل بازتحلیل شده HBV در سناریوی ۳ به دلیل دارا بودن شاخص نش‌ساتکلیف ۰/۶۴ و شاخص کلینگ‌گوپتا ۰/۶۲ از عملکرد مشابهی نسبت به سناریو ۱ (واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L بر اساس سری زمانی جریان خروجی از حوضه) برخوردار می‌باشد. علاوه بر این مقادیر جریان شبیه‌سازی شده بر اساس تمامی منابع بازتحلیل شده در

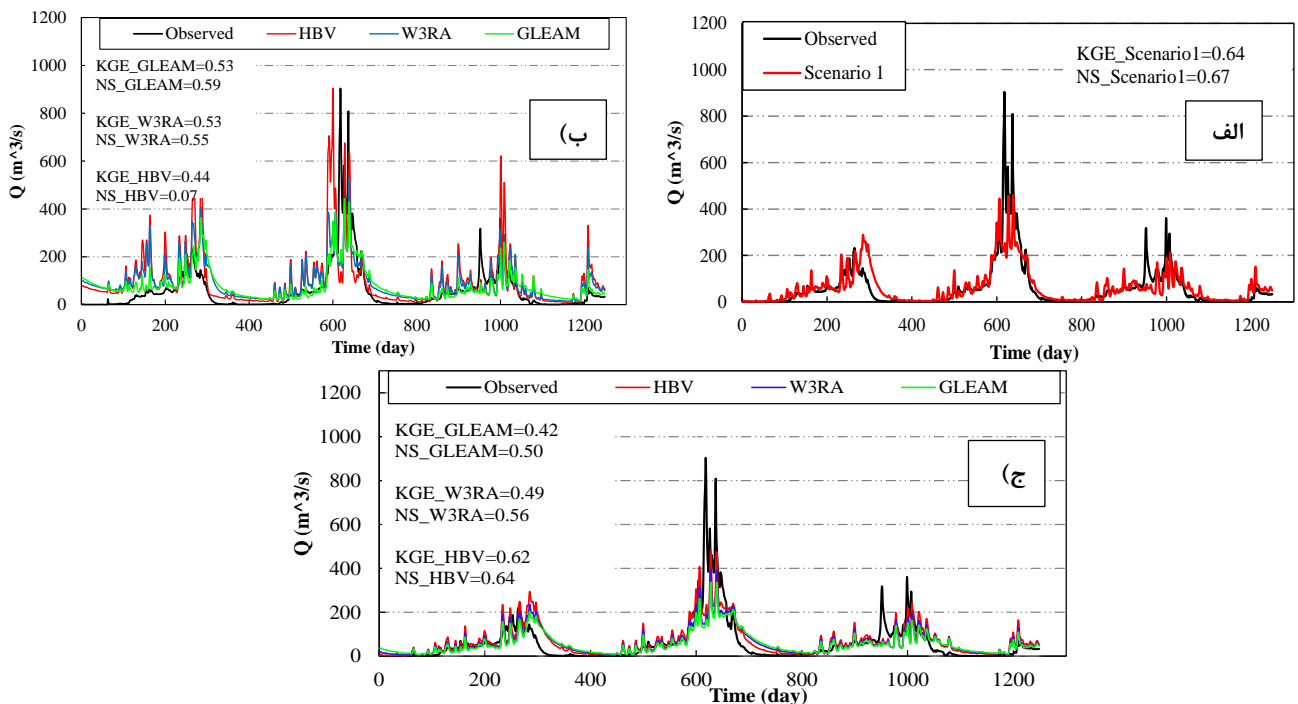
تعرق بازتحلیل شده حاکی از عملکرد بسیار مناسب این منابع در شبیه سازی بازوی پایین رونده هیدروگراف جریان می باشد. از علت های اصلی آن نیز می توان به اهمیت و تاثیر بالای تبخیر و تعرق نسبت به سایر پارامترها بر بیان حوضه به ویژه در مواقعی که رطوبت خاک کم است، اشاره نمود. همان گونه که در شکل (۶-ج) مشاهده می شود، به مرور اختلاف بین مقادیر شبیه سازی شده و مشاهده ای رو به کاهش بوده و در صورت طولانی تر بودن طول دوره آماری، امکان انطباق کامل سری زمانی جریان شبیه سازی شده در بازوی پایین رونده هیدروگراف با مقادیر مشاهده ای چندان دور از انتظار به نظر نمی رسد.

که کاربرد همین منبع در سناریوی سوم با ضریب همبستگی ۰/۸۱ منجر به بهترین عملکرد مدل در شبیه سازی رواناب حوضه پس از سناریوی ۱ (ضریب همبستگی ۰/۸۳) شده است. از آنجایی که یکی از کاربردهای فرآیند میانگین گیری، کاهش نوسانات موجود در داده ها می باشد، استفاده از مقادیر متوسط پارامترهای بهینه در سطح حوضه با کاهش بیش برآورد این منبع برای جریان های بزرگ در سناریو ۲ (شکل ۹-ب)، سبب بهبود عملکرد مدل هیدرولوژیکی VIC-3L شده است.

همچنین بررسی هیدروگراف های جریان شبیه سازی شده توسط مدل هیدرولوژیکی VIC-3L با استفاده از منابع تبخیر و



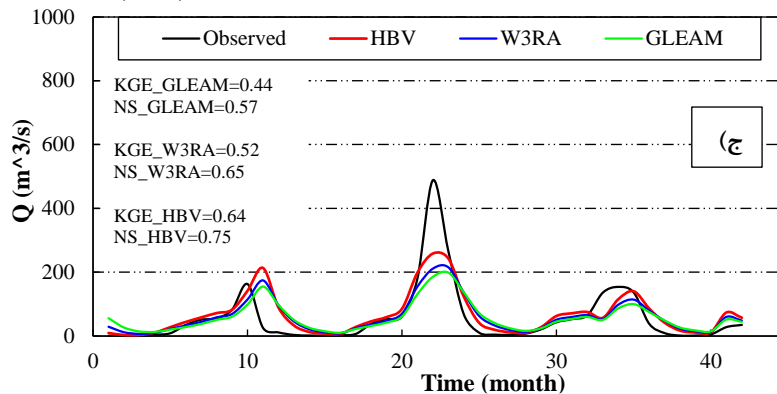
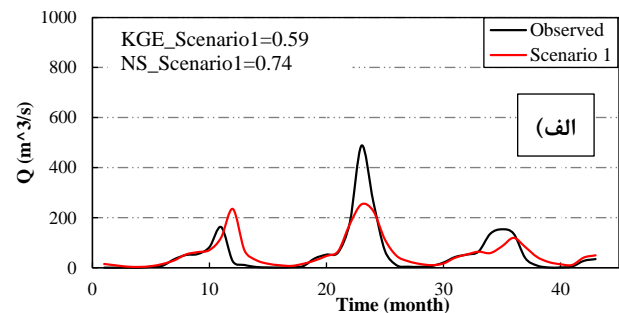
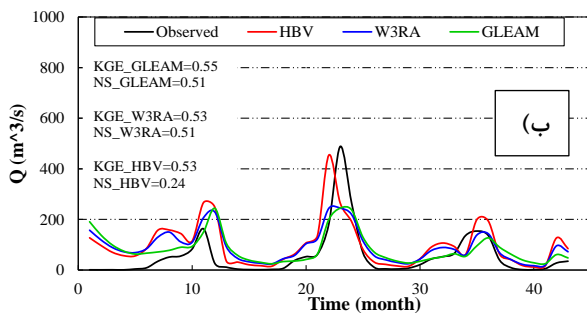
شکل ۸- شاخص های ارزیابی KGE, NS و r حاصل از اجرای مدل VIC-3L به ازای سناریوهای مطالعاتی



شکل ۹- هیدروگراف جریان شبیه سازی توسط مدل VIC-3L در مقیاس روزانه: (الف) سناریو ۱، (ب) سناریو ۲، (ج) سناریو ۳

در حالی که کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق HBV به منظور واسنجی مدل هیدرولوژیکی در سناریو ۳، با بهبود حدود ۸/۵ درصد در مقدار شاخص کلینگ گوپتا نسبت به سناریوی پایه (سناریو ۱)، از عملکرد بسیار مناسبی در برآورد جریان ماهانه حوضه آبریز همراه بوده است. پس از آن، در سناریوی ۱ شاخص کارایی نش ساتکلیف برابر با ۰/۷۴ و شاخص کلینگ گوپتا معادل ۰/۵۹ بود که گویای عملکرد مناسب مدل در شبیه سازی سری زمانی رواناب حوضه در مقیاس ماهانه است.

بررسی هیدروگراف جریان شبیه سازی شده در گام زمانی ماهانه و مقادیر شاخص های ارزیابی، حاکی از همبستگی مناسب مقادیر شبیه سازی توسط مدل با جریان مشاهده ای در صورت کاربرد رویکرد توزیعی به منظور واسنجی است اما این همبستگی به معنای عملکرد قابل قبول این منابع در واسنجی سلول به سلول مدل VIC-3L نمی باشد زیرا مقدار شاخص نش ساتکلیف (که حاکی از عملکرد کلی مدل می باشد) در این منابع و شکل (۱۰-ب) گویای بیش برآورد مقدار جریان در صورت کاربرد آن ها است؛



شکل ۱۰- هیدروگراف جریان شبیه سازی توسط مدل VIC-3L در مقیاس ماهانه: الف) سناریو ۱، ب) سناریو ۲، ج) سناریو ۳

مدل VIC-3L در تخمین تمامی مقادیر جریان پس از کاربرد داده های مربوط به منبع HBV است. در حالی که در سناریوی ۳ کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق GLEAM و W3RA در فرآیند واسنجی، منجر به بهبود عملکرد مدل در تخمین جریان های ۴۰ تا ۱۵۰ مترمکعب بر ثانیه شده است.

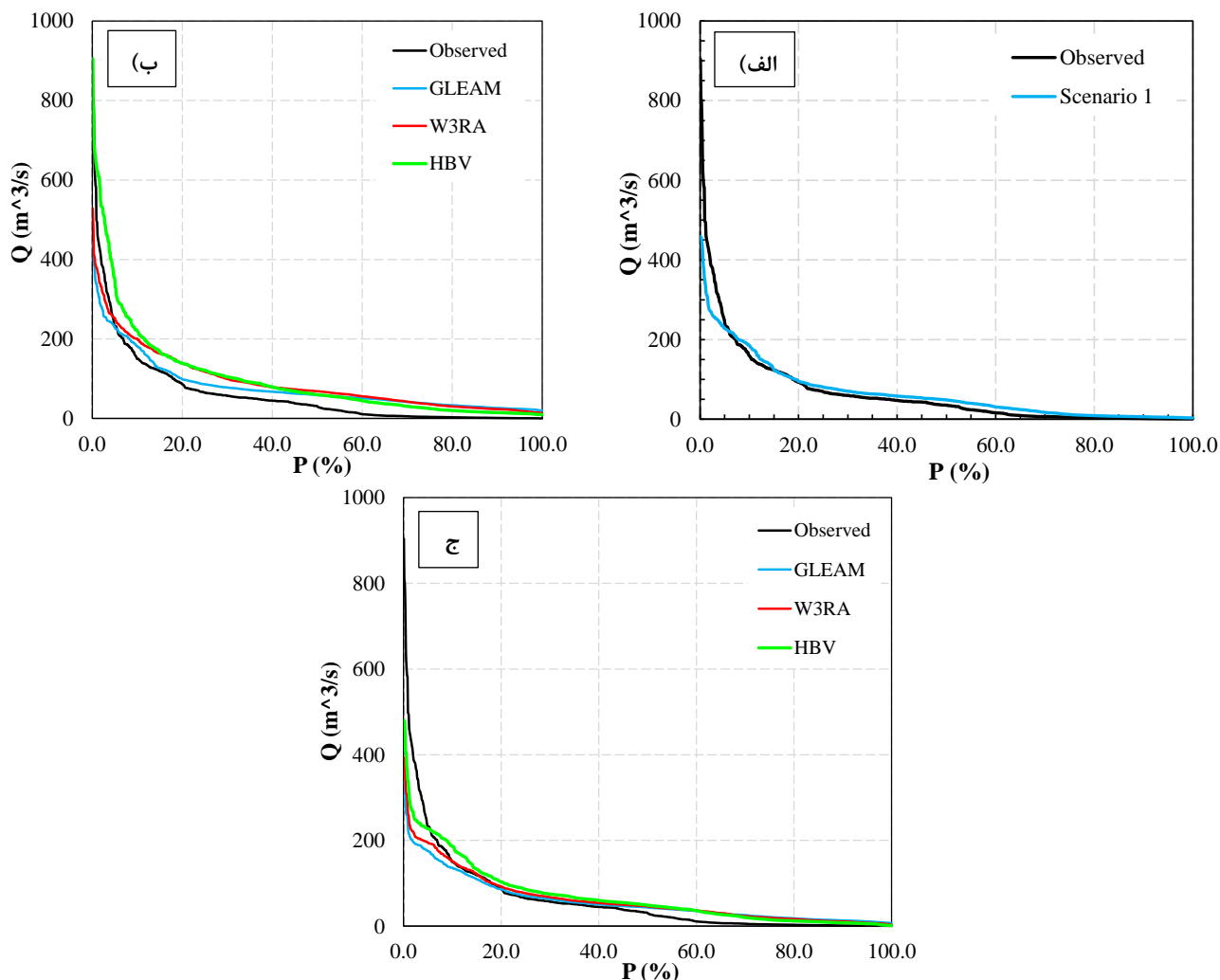
به منظور بررسی دقیق تر، میزان خطای نسبی مدل VIC-3L در تخمین حجم رواناب نیز محاسبه و به تفکیک سناریوی مطالعاتی و منبع مورد استفاده در جدول (۳) ارائه شده است. با توجه به جدول (۳) مشخص است که کاربرد منابع تبخیر و تعرق و واسنجی سلول به سلول مدل هیدرولوژیکی از موفقیت چندانی در برآورد حجم رواناب توسط این مدل هیدرولوژیکی برخوردار نبوده است. همچنین نتایج به دست آمده بیانگر آن است که برای محاسبه حجم رواناب، کاربرد سناریوی سوم نسبت به رویکرد

### ارزیابی عملکرد مدل VIC-3L در شبیه سازی منحنی تداوم جریان<sup>۱</sup>

در این بخش با توجه به اهمیت کاربرد منحنی تدام جریان (FDC) در نمایش پاسخ هیدرولوژیکی حوضه و بررسی تحلیل های خشکسالی هیدرولوژیکی-زیست محیطی بر اساس شاخص های به دست آمده از آن، اقدام به ترسیم FDC پس از شبیه سازی جریان حوضه شد که نتایج آن در شکل (۱۱) ارائه شده است. شکل (۱۱-الف) حاکی از تطابق نسبتا مناسب منحنی تداوم جریان در این سناریو با منحنی تداوم جریان مشاهده ای حوضه می باشد. با توجه به این شکل می توان چنین عنوان کرد که کاربرد مدل VIC-3L در شبیه سازی جریان حوضه با کاهش جریان های بالا و مقداری افزایش در برآورد جریان های پایین همراه بوده است. در صورتی که بررسی منحنی ارائه شده در شکل (۱۱-ب) گویای بیش برآورد

۴/۰ درصد بسیار مناسب و بهتر از واسنجی بر اساس سری زمانی رواناب خروجی از حوضه (متوسط خطای ۴/۵ درصد) ارزیابی می‌شود. هرچند لازم به ذکر است که عملکرد منبع HBV نیز با برخورداری از متوسط خطا در حدود ۱۴ درصد در برآورد حجم رواناب نسبتاً خوب می‌باشد.

توزیعی منجر به بهبود چشمگیر عملکرد مدل در برآورد این مهم شده است؛ به طوری که استفاده از منبع W3RA در سناریوی ۳ با متوسط خطای نسبی ۲/۵ درصد در تخمین حجم رواناب حوضه بسیار مناسب ارزیابی می‌شود. همچنین کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق GLEAM در این سناریو با برخورداری از متوسط خطای



شکل ۱۱- منحنی تداوم جریان مربوط به اجرای مدل VIC-3L: (الف) سناریو ۱، (ب) سناریو ۲، (ج) سناریو ۳

جدول ۳- درصد خطای نسبی مدل VIC-3L در برآورد حجم رواناب برای سناریوهای مورد مطالعه

شماره سناریو	منبع واسنجی	حجم رواناب (مترمکعب)		متوسط خطای نسبی (%)
		مشاهده‌ای	شبیه‌سازی	
۱	جریان خروجی حوضه		$6/6986 \times 10^9$	۴/۹
	GLEAM		$8/3419 \times 10^9$	۳۰/۶
	W3RA		$9/5719 \times 10^9$	۴۹/۹
۲	HBV	$6/4734 \times 10^9$	$10/4300 \times 10^9$	۶۳/۴
	GLEAM		$6/1284 \times 10^9$	۴/۰
۳	W3RA		$6/5444 \times 10^9$	۲/۵
	HBV		$7/2778 \times 10^9$	۱۳/۹

## نتیجه‌گیری

پژوهش نشان داد که کاربرد منبع بازتحلیل شده HBV در سناریوی ۳ (واسنجی بر اساس متوسط پارامترهای مدل VIC-3L در سطح حوضه) با ضریب نش-ساتکلیف ۰/۶۴ منجر به بهترین عملکرد مدل هیدرولوژیکی VIC-3L نسبت به سایر منابع و سناریوی ۲ شده است. این مورد گویای کاربرد مناسب فرآیند میانگین‌گیری در کاهش نوسانات مولفه‌های بیلان شبیه‌سازی شده در سطح حوضه می‌باشد. بررسی منحنی تداوم جریان شبیه‌سازی در سناریوی ۳ و با استفاده از منابع بازتحلیل شده GLEAM و W3RA، بیانگر تطابق مناسب آن با مقادیر مشاهده‌ای به‌ویژه در محدوده جریان‌های ۴۰ تا ۱۵۰ مترمکعب بر ثانیه بود. طبق محاسبات انجام شده در صورت استفاده از مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل‌های بازتحلیل شده W3RA و GLEAM، متوسط خطای نسبی در برآورد حجم رواناب حوضه آبریز به ترتیب معادل ۲/۵ و ۴/۰ درصد بود و این در حالی است که در صورت واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L با روش متداول (بر اساس مقادیر جریان خروجی از حوضه)، مقدار این خطا در حدود ۴/۵ درصد می‌باشد. در یک نتیجه‌گیری کلی و با توجه به عملکرد مدل در شبیه‌سازی سری زمانی رواناب، منحنی تداوم جریان و تخمین حجم رواناب می‌توان عنوان کرد که کاربرد منابع بازتحلیل شده تبخیر و تعرق برای واسنجی مدل‌های هیدرولوژیکی می‌تواند به عنوان یک راهکار مناسب و کاربردی به ویژه در حوضه‌های فاقد آمار که در آن امکان دسترسی به اطلاعات ایستگاه هیدرومتری میسر نمی‌باشد، مدنظر قرار گیرد. همچنین در صورت کاربرد این منابع می‌توان دید بهتری از تغییرات مکانی پارامترهای مدل در سطح حوضه و فرآیندهای هیدرولوژیکی حاکم بر آن به دست آورد.

تبخیر و تعرق یکی از مولفه‌های اصلی بیلان آب یک حوضه به شمار می‌رود و از جمله خروجی‌های مهم مدل‌های هیدرولوژیکی می‌باشد. با توجه به گسترش روز افزون منابع سنجش از دور و بازتحلیل شده که به تخمین مقدار تبخیر و تعرق می‌پردازند، کاربرد این مولفه برای واسنجی مدل‌های هیدرولوژیکی می‌تواند یکی از روش‌های غلبه بر محدودیت‌هایی که در مسیر دستیابی به مقادیر جریان مشاهداتی (در محل ایستگاه‌های هیدرومتری) وجود دارند، باشد. پژوهش حاضر با هدف ارزیابی کاربرد مقادیر تبخیر و تعرق محاسبه شده توسط سه منبع بازتحلیل شده GLEAM، W3RA و HBV به منظور واسنجی مدل هیدرولوژیکی VIC-3L در سطح حوضه آبریز سفیدرود به انجام رسید. نتایج حاکی از عملکرد قابل قبول کاربرد منابع تبخیر و تعرق بازتحلیل شده برای واسنجی مدل VIC-3L حتی نسبت به واسنجی مدل در سناریو پایه (بر اساس مقادیر جریان مشاهداتی در خروجی حوضه) بود. همچنین نتایج نشان داد که در صورت استفاده از مقادیر تبخیر و تعرق به دست آمده از مدل بازتحلیل شده HBV در سناریوی سوم در مقیاس روزانه، مقدار شاخص کارایی نش-ساتکلیف معادل ۰/۶۴ می‌باشد و این در حالی است که مقدار این شاخص در صورت واسنجی مدل بر اساس مقادیر جریان مشاهداتی حوضه آبریز ۰/۶۷ است. در صورت کاربرد این منبع در مقیاس ماهانه نیز مقدار شاخص ارزیابی کلینگ‌گوپتا و نش-ساتکلیف به ترتیب برابر با ۰/۶۴ و ۰/۷۵ می‌باشد؛ در حالی که واسنجی بر اساس مقادیر جریان در این مقیاس از عملکرد ضعیف تری برخوردار است و مقدار شاخص KGE و NS در سناریوی پایه به ترتیب معادل ۰/۵۹ و ۰/۷۴ می‌باشد. همچنین یافته‌های

## REFERENCES

- Abbott, M.B., Refsgaard, J.C. (1996). Distributed Hydrological Modelling.
- Azizian, A. and Shokohi, A. (2017). Evaluating and Sensitivity Analysis of a Macro Scale Hydrological Model (VIC-3L) for Simulation of Stream Flow at Different Time Scales. *Journal of Civil and Environmental Engineering*. 47(2), 39–52. (In Farsi)
- Bergström, S. and Forsman, A. (1973). Development of a Conceptual Deterministic Rainfall-Runoff Model. *Nordic Hydrology*. 4(3), 147–170.
- Beven, K. and Binley, A. (1992). The Future of Distributed Models: Model Calibration and Uncertainty Prediction. *Hydrological Processes*. 6(3), 279–298.
- Blondin, C. (1991). Parameterization of Land-Surface Processes in Numerical Weather Prediction. Land Surface Evaporation: Measurements and Parameterization. edited by T. J. Schmugge and J. C. Andre.
- Ducoudre, N.I., Laval, K. and Perrier, A. (1993). SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*. 6(2), 248–273.
- Franchini, M. and Pacciani, M. (1991). Comparative Analysis of Several Conceptual Rainfall-Runoff Models. *Journal of Hydrology*. 122(1), 161–219.
- Franco, A.C.L. and Bonumá, N.B. (2017). Multi-Variable SWAT Model Calibration with Remotely Sensed Evapotranspiration and Observed Flow. *Brazilian Journal of Water Resources*. 22(35).
- Guo, J., Liang, X. and Leung, L. (2004). Impacts of Different Precipitation Data Sources on Water Budgets. *Journal of Hydrology*. 298, 311–334.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K.K. and Martinez, G.F. (2009). Decomposition of the mean squared

- error and NSE performance criteria: implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*. 377(1-2), 80–91.
- Hyndman, R.J. and Koehler, A.B. (2006). Another look at measures of forecast accuracy. *International Journal of Forecasting*. 22(4), 679–688.
- Immerzeel, W.W. and Droogers, P. (2007). Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 349, 411–424.
- Kunnath-Poovakka, A., Ryu, D., Renzullo, L.J. and George, B. (2016). The Efficacy of Calibrating Hydrologic Model Using Remotely Sensed Evapotranspiration and Soil Moisture for Streamflow Prediction. *Journal of Hydrology*. 535(February), 509–524.
- Liang, X., Lettenmaier, D.P., Wood, E.F. and Burges, S. (1994). A simple hydrologically based of land-surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 99(D7), 14415–14428.
- Lohmann, D., Raschke, E., Nijssen, B., Lettenmaier, D.P. (1998). Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Science Journal*, 43(1), 131-141.
- López López, P., Sutanudjaja, E.H., Schellekens, J., Sterk, G. and Bierkens, M.F.P. (2017). Calibration of a Large-Scale Hydrological Model Using Satellite-Based Soil Moisture and Evapotranspiration Products. *Hydrology and Earth System Sciences*. 21(6), 3125–44.
- Mahdavi, M. (1995) Applied Hydrology, 1(2). University of Tehran Press. (In Farsi).
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10, 282–290.
- Pearson, K. (1896). Mathematical Contributions to the Theory of Evolution.—On a Form of Spurious Correlation Which May Arise When Indices Are Used in the Measurement of Organs. *Proceedings of the Royal Society of London*. 60, 489–498.
- Rientjes, T.H.M., Muthuwatta, L.P., Bos, M.G., Booij, M.J. and Bhatti, H.A. (2013). Multi-variable calibration of a semi-distributed hydrological model using streamflow data and satellite-based evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 505, 276–290.
- Shuttleworth, W.J. (1993). Potential Evapotranspiration. edited by D. R. Maidment. New York: Handbook of Hydrology, McGraw-Hill Book Company.
- Van Dijk, A.I.J.M. (2010). The Australian Water Resources Assessment System: Technical Report 3. Landscape Model (version 0.5) Technical Description. *WIRADA/CSIRO Water for a Healthy Country Flagship, Canberra*. 86.
- Zhang, Y., Zheng, H., Chiew, F.H.S., Arancibia, J.P. and Zhou, X. (2016). Evaluating Regional and Global Hydrological Models against Streamflow and Evapotranspiration Measurements. *Journal of Hydrometeorology*. 17(3), 995–1010.