

مقاله پژوهشی

شبیه‌سازی جریان در حوضه‌های فاقد آمار با استفاده از روش‌های منطقه‌بندی در حوضه هامون - جازموریان

افشین جهانشاهی^{۱*}، کاکا شاهدی^۲، کریم سلیمانی^۳، علیرضا مقدم‌نیا^۴، رالف مرتس^۵

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۷/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۳۰

- ۱- دانش آموخته دکتری آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
 - ۲- دانشیار گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
 - ۳- استاد گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
 - ۴- دانشیار گروه احیاء مناطق خشک و کوهستانی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران
 - ۵- استاد گروه هیدرولوژی حوزه آبخیز، مرکز تحقیقات علوم محیط زیست هلمهولتس، آلمان
- *مسئول مکاتبه: پست الکترونیکی: afshin.jahanshahi@yahoo.com

چکیده

در این مطالعه، به منظور شبیه‌سازی سری‌های زمانی جریان در حوضه‌های فاقد آمار، پارامترهای مدل‌های مفهومی بارش رواناب HBV و IHACRES با استفاده از سه روش اصلی منطقه‌بندی شامل: تشابه فیزیکی (PS)، مجاورت مکانی (SP)، رگرسیون چندمتغیره (MR) و یک روش ترکیبی (IDW-PS)، از حوضه دارای آمار به حوضه فاقد آمار انتقال داده شدند. این مطالعه با استفاده از داده‌های روزانه شامل بارش، دما و تبخیر مربوط به ۲۱ زیرحوضه واقع در حوضه رودخانه‌ای هامون-جازموریان واقع در جنوب‌شرق ایران در یک دوره چهارده ساله (۱۳۸۳ تا ۱۳۹۷) انجام شد. روش‌های منطقه‌بندی تحت سه حالت: زمانی (انتقال بین دوره‌های زمانی مختلف)، مکانی (انتقال بین دوره‌های واسنجی یکسان اما حوضه‌های مختلف) و مکانی-زمانی (انتقال بین دوره‌ها و حوضه‌های مختلف) مطالعه شدند. نتایج نشان داد که: (۱) مدل پیچیده‌تر HBV عملکرد بهتری نسبت به مدل ساده‌تر IHACRES دارد، بطوریکه میانگین آماره NSE در دوره‌های مختلف در مدل HBV برای واسنجی، اعتبارسنجی و مناسب‌ترین روش منطقه‌بندی (تشابه فیزیکی) به ترتیب برابر با ۰/۶۲۵، ۰/۵۷ و ۰/۵۰ بود، در حالیکه این مقادیر برای مدل IHACRES برابر با ۰/۵۷، ۰/۵۱ و ۰/۴۶ بدست آمد، (۲) روش رگرسیون چندمتغیره با میانگین ضرایب NSE برابر با ۰/۲ و ۰/۲۴ به ترتیب برای مدل‌های HBV و IHACRES بدترین نتایج منطقه‌بندی را نشان داد و (۳) در مدل HBV پارامترهای مربوط به روال برف و رواناب به ترتیب بیشترین و کمترین عدم قطعیت را داشتند، در حالیکه در مدل IHACRES بیشترین و کمترین عدم قطعیت‌ها به ترتیب مربوط به پارامترهای آستانه تنش گیاهی (v_s) و سهم جریان آهسته در جریان کل (f) بود.

واژه‌های کلیدی: انتقال پارامتر، حوضه‌های فاقد آمار، مدل بارش-رواناب، مدل مفهومی، منطقه‌بندی جریان

Streamflow Simulation in Ungauged Catchments Using the Regionalization Methods in Hamoun-Jazmourian River Basin

A Jahanshahi^{1*}, K Shahedi², K Solaimani³, A Moghaddam Nia⁴, R Merz⁵

Received: September 26, 2020

Accepted April 19, 2021

1-Ph.D. Graduate, Dept. of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Iran

2- Assoc. Prof., Dept. of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Iran

3-Prof., Dept. of Watershed Management Engineering, Faculty of Natural Resources, Sari Agricultural Sciences and Natural Resources University, Iran

4-Assoc. Prof., Dept. of Reclamation of Arid and Mountainous Regions, Faculty of Natural Resources, University of Tehran, Iran

5-Prof., Dept. of Catchment Hydrology, Helmholtz-Centre for Environmental Research, Germany

*Corresponding Author, Email: afshin.jahanshahi@yahoo.com

Abstract

In this study, to simulate streamflow time series in ungauged catchments, the parameters of two HBV and IHACRES hydrological models were transfer from gauged (donor) to ungauged catchments using three main regionalization methods including Physical Similarity (PS), Multiple Regression (MR), Spatial Proximity (SP) and an integrated method (IDW-PS). This study was carried out using daily data including precipitation, temperature and evaporation related to at 21 sub-catchments in Hamoun-Jazmourian River Basin in southeast Iran over a 14-year period (2004-2016). Regionalization methods were studied under three modes: temporal (transferring across different periods), spatial (transferring between same calibration periods but different sites) and spatiotemporal (transferring across both different periods and sites). The results indicated that: (1) the more complex HBV model showed better results than the simple model, so that the average NSE coefficients in two different periods in the HBV model were 0.625, 0.57 and 0.5 for calibration, validation and the most appropriate regionalization method (physical similarity) respectively, while these values for IHACRES model were 0.57, 0.51 and 0.46, (2) multiple regression method with mean NSE coefficients equal to 0.2 and 0.24 for HBV and IHACRES models showed the worst regionalization results and (3) the HBV parameters related to snow and runoff components, were associated with the highest and the lowest uncertainties respectively, while for the IHACRES, the most and least robustness parameters were plant stress threshold factor, f and the proportion of slow flow to total flow, vs, respectively.

Keywords: Conceptual model, Parameter transfer, Rainfall-runoff model, Streamflow regionalization, Ungauged catchments.

مقدمه

متغیرهای هیدرولوژیکی به دلیل عدم اندازه‌گیری (فاقد آمار بودن) یا اندازه‌گیری ناقص در حال کاهش است و اندازه‌گیری متغیرهای هیدرولوژیکی برای اکثر

مدیریت منابع آب سطحی و زیرزمینی نیاز به تحلیل علمی دقیق اطلاعات در مورد سری‌های زمانی پیوسته جریان از ایستگاه‌های اندازه‌گیری دبی در رودخانه و تراز آب زیرزمینی دارد، اما مشاهدات

حوضه خاص وجود ندارد. تاکنون، روش های منطقه بندی زیادی در سرتاسر جهان استفاده شده اند که دارای پایه و اساس متفاوتی بوده و بنابراین عملکرد متفاوتی هم داشته اند (ژانگ و چيو ۲۰۰۹، ساموئل و همکاران ۲۰۱۱). در مطالعات، سه روش اصلی منطقه بندی شامل: مجاورت مکانی^۶ (SP)، تشابه فیزیکی^۷ (PS) و رگرسیون چندمتغیره^۸ (MR) مطرح بوده که در این مطالعه در حوضه آبریز هامون-جازموریان مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته اند. مطالعه حاضر با پرداختن به مسئله پیش بینی جریان در حوضه های فاقد آمار^۹ (PUB) اطلاعات بیشتری را به مطالعات قبلی می افزاید. در این مطالعه روش های مختلفی برای منطقه بندی در دو منطقه مجزای اقلیمی بررسی می شوند. ایران نمونه ای از کشورهایی است که به دلیل تراکم کم ایستگاه های سنجش هواشناسی و اقلیمی، منطقه بندی جریان از اهمیت بالایی برخوردار است.

مطالعات زیادی در زمینه منطقه بندی جریان در سرتاسر جهان انجام شده است. آرسنالت و همکاران (۲۰۱۴) از مدل هیدرولوژیکی مفهومی^۸ HSAMI برای منطقه بندی جریان در ۲۶۸ حوضه در اُنتاریو (کانادا) استفاده کردند. نتایج مطالعه آن ها نشان داد روش های تشابه فیزیکی و مجاورت مکانی تحت گزینه های میانگین خروجی مدل عملکرد بهتری در شبیه سازی جریان در حوضه های فاقد آمار دارند. یانگ و همکاران (۲۰۱۸) در مطالعه ای با استفاده از مدل^۹ WASMOD روش های عمده منطقه بندی جریان را در ۱۱۸ حوضه در نروژ را بررسی کردند. نتایج نشان داد که روش های تشابه فیزیکی و مجاورت مکانی دارای بهترین عملکرد و روش ترکیبی IDW-PS منجر به بهبود نتایج مجاورت مکانی گردید. همچنین نتایج آن ها نشان داد که خوشه بندی حوضه ها به نواحی همگن منجر به بهبود نتایج نگردید. یانگ و همکاران (۲۰۲۰) از مدل های هیدرولوژیکی^{۱۰} GR4J, XAJ, HBV و

رودخانه های غیردائمی و خشکه رودهای جهان در دسترس نمی باشند (بلوشل و همکاران ۲۰۱۳). به منظور تعیین تشابه هیدرولوژیکی، علاوه بر داده های مربوط به رژیم هیدرولوژیکی حوضه، داده های اقلیمی و فیزیوگرافیکی حوضه ها نیز مورد نیاز است (رضوی و کولیبالی ۲۰۱۳). بسیاری از حوضه های رودخانه های غیردائمی و خشکه رودها در سرتاسر جهان فاقد آمار^۱ می باشند (سیوآپالان و همکاران ۲۰۰۳). با این حال، مدل سازی یک ابزار به منظور تخمین نسبتاً واقعی از میزان آب در دسترس در حوضه های دارای آمار و فاقد آمار می باشد. فرآیندی که بوسیله آن می توان سری های زمان جریان در حوضه های فاقد آمار را شبیه سازی کرد منطقه بندی^۲ نام دارد. با منطقه بندی فرآیند انتقال اطلاعات هیدرولوژیکی (از قبیل مجموعه پارامترهای^۳ واسنجی شده) از حوضه های دارای آمار به حوضه های فاقد آمار به منظور شبیه سازی سری های زمانی انجام می شود (سیوآپالان و همکاران ۲۰۰۳). اگر حوضه ها از نظر ویژگی های اقلیمی، هیدرولوژیکی، توپوگرافیکی و اکولوژیکی مشابه باشند فرآیند منطقه بندی می تواند قابل قبول باشد، اما در صورت عدم وجود تشابه همراه با خطا خواهد بود (رضوی و کولیبالی ۲۰۱۳). در طی دو دهه گذشته مطالعات منطقه بندی جریان در حوضه های فاقد آمار که از مدل های هیدرولوژیکی استفاده کرده اند، افزایش یافته است (پیرین و همکاران ۲۰۰۱، مرتس و بلوشل ۲۰۰۴، واز و همکاران ۲۰۱۰)، با این حال نیاز به بهبود و درک کاربرد روش های مختلف وجود دارد (هراچوویتس و همکاران ۲۰۱۳).

علیرغم اینکه پیشرفت های زیادی در شبیه سازی جریان در حوضه های فاقد آمار با استفاده از مطالعات منطقه بندی در دهه اخیر وجود داشته است (ژانگ و چيو ۲۰۰۹)، اما یک رویکرد مشترک جهانی برای یک ناحیه یا

⁶ Multiple Regression

⁷ Prediction in Ungauged Basin (PUB)

⁸ Hydro- météorologique Apports Modules Intermédiaires

⁹ Water and Snow Balance Modeling System

¹⁰ Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model

¹ Ungauged Catchment

² Regionalization

³ Parameters set

⁴ Spatial Proximity

⁵ Physical Similarity

GLUE مشابه یک روش بهینه‌سازی عمل کرده و ۵ درصد تعداد کل شبیه‌سازی‌ها مناسب تشخیص داده شدند. در این مطالعه ارزیابی جامعی از عملکرد چهار روش رایج منطقه‌بندی در ترکیب با دو مدل هیدرولوژیکی متداول با پیچیدگی متفاوت (HBV و IHACRES) در مناطقی با خصوصیات فیزیوگرافیکی متفاوت انجام می‌شود. ارزیابی بر اساس ۲۱ زیرحوضه در حوضه آبریز رودخانه‌ای هامون-جازموریان واقع در جنوب‌شرق ایران، که بر اساس طبقه‌بندی دومارتن (۱۹۲۰) متعلق به دو منطقه آب و هوایی خشک و نیمه‌خشک می‌باشند، انجام می‌شود. این مطالعه نحوه تغییر عملکرد انتقال پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی بین دو ناحیه مجزا اقلیمی را با هدف دستیابی به برآورد قابل قبول از مقادیر جریان را نشان می‌دهد.

بنابراین با توجه به مطالب ذکر شده و نبود مطالعات منطقه‌بندی کافی در ایران، هدف این مطالعه یافتن پاسخ به دو سوال زیر است:

- ۱) کدام روش منطقه‌بندی بهترین عملکرد در انتقال پارامترهای مدل از حوضه‌های دارای آمار به فاقد آمار را دارد؟
- ۲) عملکرد انتقال‌پذیری^۴ پارامترهای مدل هیدرولوژیکی در ارتباط با پیچیدگی مدل چگونه می‌باشند؟

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز هامون-جازموریان در جنوب‌شرق ایران در استان‌های کرمان و سیستان و بلوچستان واقع شده است. مساحت کل آن حدود ۶۹۴۰۰ کیلومتر مربع است. هامون-جازموریان یکی از ۳۰ حوضه رودخانه‌ای بزرگ ایران است. کلاس‌های کاربری اراضی این حوضه شامل: کشاورزی (۲۱/۸)، مرتع (۳۳/۲)، صخره‌ای

WASTMOD برای منطقه‌بندی جریان در ۸۶ حوضه در نروژ استفاده کردند. نتایج مطالعه آن‌ها نشان داد روش‌های تشابه فیزیکی و مجاورت مکانی تحت گزینه‌های میانگین خروجی مدل (PS-out و SP-out) با دو مدل HBV و XAJ عملکرد بهتری نسبت به این دو روش تحت میانگین‌گیری پارامترهای مدل (PS-par و SP-par) دارند و روش رگرسیون چندمتغیره ضعیف‌ترین عملکرد را نشان داد.

مسیح و همکاران (۲۰۱۰) تشابه هیدرولوژیکی را بر اساس چهار معیار تشابه شامل مجاورت مکانی، مساحت حوضه، خصوصیات حوضه آبخیز و منحنی تداوم جریان^۱ در ۱۱ زیر حوضه کرخه تعریف کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که روش تشابه فیزیکی بر اساس تشابه چندک‌های منحنی تداوم جریان در مدل HBV منجر به بهترین عملکرد شد. در مطالعه‌ای دیگر، چوبین و همکاران (۲۰۱۹) تشابه حوضه‌ای^۲ را بر اساس ویژگی‌های مورفولوژیکی، توپوگرافیکی، نوع خاک، کاربری اراضی و ویژگی‌های مبتنی بر سنجش از دور در چهار زیرحوضه کرخه تعریف کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که تشابه فیزیکی با استفاده از مدل نیمه‌توزیعی SWAT^۳ یک روش کارآمد برای تخمین سری‌های زمانی جریان در حوضه‌های فاقد آمار می‌باشد. خسروی و همکاران (۲۰۱۹) در مطالعه‌ای به منظور منطقه‌بندی جریان در ۱۴ زیرحوضه فاقد آمار در منطقه البرز مرکزی با استفاده از مدل HBV از روش‌های تشابه هیدرولوژیکی شامل مجاورت مکانی، مشابهت سطح زهکشی و شاخص تشابه فیزیکی استفاده کردند. نتایج نشان داد که منطقه‌بندی بر اساس روش مجاورت مکانی عملکرد بهتری نسبت به دو روش دیگر دارد. معیری و دین‌پژوه (۲۰۲۰) با استفاده از مدل‌های HBV و Hymod و با بکارگیری روش GLUE عدم قطعیت شبیه‌سازی جریان در حوضه آبریز چهل‌چای در استان گلستان را بررسی کردند. نتایج نشان داد که روش

³ Soil and Water Assessment Tool

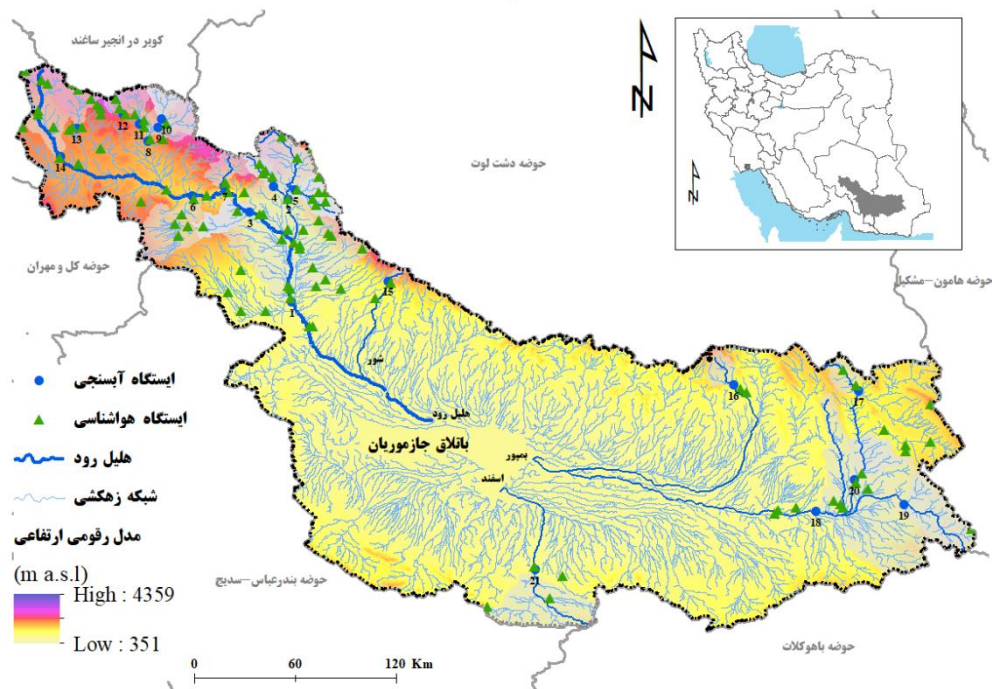
⁴ Transferability

¹ Flow Duration Curve (FDC)

² Catchment Similarity

تغییرات زمانی و مکانی زیادی را نشان می دهند. در یک دوره ۲۳ ساله، میانگین بارش سالانه در شرق از ۷۰ تا ۲۲۴ میلی متر (انحراف معیار برابر با ۸۶ میلی متر) و در غرب تقریباً از ۲۹۰ تا ۵۴۸ (انحراف معیار برابر با ۱۳۴ میلی متر) میلی متر متغیر است. همچنین مقادیر دما تغییرپذیری مکانی زیادی را نسبت به ارتفاع نشان می دهند، بطوریکه حداقل و حداکثر دمای سالانه در غرب از ۴ تا ۱۱ درجه سانتی گراد و در شرق تقریباً از ۲۲ تا ۲۸ درجه سانتی گراد است. میانگین تبخیر و تعرق پتانسیل سالانه در دراز مدت برای این منطقه ۱۵۰۰ میلی متر (غرب) و ۵۰۶۲ میلی متر (شرق) است (بی نام ۲۰۱۶). مشخصات زیرحوضه های مورد مطالعه و ویژگی های هواشناسی و هیدرواقليمی (دوره ۲۸ ساله) در جدول ۱ آورده شده است. شکل ۱ موقعیت حوضه هامون- جازموریان در ایران، رودخانه های اصلی و ایستگاه های هیدرومتری مورد مطالعه را نشان می دهد.

(۲۱٪/۴)، تالاب فصلی (۴٪)، مسکونی (۵/۶٪)، اراضی جنگلی پراکنده (۳/۱٪)، محیط های آبی (۰/۹٪)، اراضی شور و بیابانی (۹/۱٪) و اراضی بلااستفاده (۰/۹٪) می باشند. مناطق کوهستانی در غرب، شمال غربی و بخش هایی از شرق واقع شده اند (۵۵/۳٪). محدوده ارتفاعی از ۳۵۱ متر تا ۴۳۵۹ متر متغیر می باشد. طولانی ترین رودخانه در این منطقه رودخانه هلیل است که منطقه ای با مساحت ۴۷۰۰ کیلومتر مربع را زهکشی می کند. این رودخانه در مناطق کوهستانی شمال غربی این منطقه (کوه های هزار و شاه)، یکی از مناطق آسیب پذیر در برابر خسارات ناشی از سیل است (سرحدی و همکاران ۲۰۱۲). شور، اسفند و بامپور دیگر رودخانه های مهم این منطقه هستند که به باتلاق جازموریان واقع در مرکز می ریزند (بی نام ۲۰۱۶). مطابق طبقه بندی دومارتن دو منطقه اقلیمی خشک حوضه های کم ارتفاع در قسمت شرقی و نیمه خشک حوضه های کوهستانی در قسمت های غربی و شمال- غربی در هامون- جازموریان وجود دارد. مقادیر بارش



شکل ۱- موقعیت حوضه بسته هامون- جازموریان در ایران، رودخانه های اصلی و ایستگاه های هیدرومتری مورد مطالعه.

جدول ۱- ویژگی های آماری توصیف کننده های زیرحوضه های مورد مطالعه هامون- جازموریان.

دسته	توصیف کننده	حداقل	حداکثر	میانگین
فیزیوگرافی	مساحت (کیلومترمربع)	۴۸/۶۵	۷۶۵۴	۱۱۷۳/۴
	ارتفاع میانگین (متر)	۳۵۱	۴۳۵۹	۱۹۵۴
	شیب میانگین (%)	۰	۲۱/۱	۸/۶۱
موقعیت جغرافیایی	طول آبراهه اصلی (کیلومتر)	۴۷/۹	۵۵۵/۴	۱۶۵/۷
	عرض جغرافیایی مرکز ثقل حوضه (درجه)	۲۶/۵	۲۹/۱	۲۸/۳
هواشناسی	بارش (میلی‌متر)	۷۰	۵۴۸	۳۷۷
	دما (درجه)	۴/۲	۲۷/۸	۱۲/۲
هیدرواقليمی	دبی (مترمکعب بر ثانیه)	۱/۰۳	۱۱/۸۶	۴/۳۸
	شاخص خشکی (-)	۱/۴۸	۲/۶۶	۱/۸۸
کاربری اراضی	مساحت مرتع (%)	۳/۲	۸۳/۴	۳۳/۲
	مساحت کشاورزی (%)	۳/۸۱	۴۴/۵۲	۲۱/۸

داده‌های مورد استفاده

مجموعه داده‌های (روزانه) مورد استفاده در این مطالعه بارش، دما، تبخیر و سری‌های زمانی جریان (دبی) می‌باشند که از سازمان هواشناسی و وزارت نیرو اخذ گردیدند. بازه زمانی برای مجموعه داده‌های روزانه از سال آبی ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۷ انتخاب شد. یک تحلیل مبادله‌ای^۱ (کلمس ۱۹۸۶) برای واسنجی مدل‌ها استفاده شد. بطوریکه از دو دوره واسنجی و دو دوره اعتبارسنجی استفاده گردید. دلیل استفاده از دو دوره واسنجی و دو دوره اعتبارسنجی در نظر گرفتن اثر احتمالی ناشی از دوره‌های خشک و مرطوب در نتایج می‌باشد. بنابراین دوره آماری ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۷ به دو زیر دوره تقسیم گردید: ۱۳۸۳ تا ۱۳۹۲ و ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۷ دوره‌های واسنجی و ۱۳۹۲ تا ۱۳۹۷ و ۱۳۸۳ تا ۱۳۸۹ دوره‌های اعتبارسنجی می‌باشند. سال اول در هر دوره برای گرم کردن مدل^۲ استفاده شد.

مدل‌های بارش رواناب

در این تحقیق از مدل‌های بارش-رواناب HBV و IHACRES استفاده گردید. مدل HBV یک مدل بارش-رواناب مفهومی نیمه-توزیعی است (برگشتروم ۱۹۹۲).

این مدل در موسسه هواشناسی و هیدرولوژیکی سوئد در اوایل سال ۷۰ میلادی توسعه داده شد. این مدل بطور گسترده‌ای در نواحی نیمه‌خشک (مسیح و همکاران ۲۰۱۰) و نواحی مرطوب (ساموئل و همکاران ۲۰۱۱، کلارک و همکاران ۲۰۱۷) استفاده شده است. مدل HBV یک مدل مفهومی برای فرآیندهای هیدرولوژیکی در مقیاس حوضه است و در حکم مدل نیمه‌توزیعی با تقسیم حوضه به چندین زیرحوضه قابل اجرا است. دلایل کاربرد این مدل به شرح زیر است: (۱) ساختار ساده ولی انعطاف‌پذیر آن قابلیت تقسیم‌بندی به ناحیه‌های گوناگون ارتفاعی و گیاهی را دارد، (۲) داده‌های ورودی آن در دسترس است و (۳) در شرایط مختلف آب و هوایی قابلیت استفاده دارد.

این مدل ۱۵ پارامتر و چهار روال^۳ (برف، خاک، رواناب و روندیابی) دارد.

۱- روال برف: در این مرحله بارش در دمای کمتر از دمای آستانه تعیین شده (T_T) به صورت برف در نظر گرفته می‌شود. محاسبه ذوب برف به روش درجه-روز طبق معادلات زیر انجام شد:

$$\text{Melt} = C_{\text{FMAX}} (T(t) - T_T) \quad [1]$$

$$\text{Refreezing} = C_{\text{FR}} \cdot C_{\text{FMAX}} (T(t) - T_T) \quad [2]$$

³ Routine

¹ Swapped analysis

² Model warm-up

که در آن: $Q(t)$ دبی رواناب ترکیبی (میلی متر بر روز)، K ضرایب ذخیره (عکس واحد زمانی)، SLZ ذخیره در لایه پایینی (میلی متر)، SUZ ذخیره در لایه بالایی (میلی متر) و UZL پارامتر آستانه (میلی متر) می باشند (سیبرت ۱۹۹۷).

۴- روندیابی: برای روندیابی جریان رواناب خروجی از یک تابع وزنی مثلثی به کمک پارامتر $MAXBAX$ جهت روندیابی جریان محاسبه شده در خروجی حوضه استفاده می شود (دریسن و همکاران ۲۰۱۰).

مدل IHACRES یک مدل مفهومی و یکپارچه است که در استرالیا توسعه یافته است (جاکن و همکاران ۱۹۹۰). این مدل در مناطق خشک به علت اینکه جریان های زودگذر وجود دارند و واکنش به متغیرهای اقلیمی سریع تر صورت می گیرد، قابل اجرا است. هدف اصلی مدل IHACRES تعیین رفتار هیدرولوژیکی حوضه با استفاده از تعداد کمی پارامتر است. اساس این روش از مدول غیرخطی کاهش و مدول خطی هیدروگراف تشکیل می شود. در ابتدا بارندگی با مدول غیرخطی تلفات، به بارندگی موثر تبدیل و سپس به کمک مدول خطی، بارندگی موثر آب نگاشت واحد به رواناب سطحی در همان گام زمانی تبدیل می شود (شکل ۲). در این مطالعه از نسخه تابع انتقال خطی کمبود رطوبت حوضه^۱ استفاده شد. در نسخه مذکور از شش پارامتر ورودی شامل: آستانه جریان (d)، فاکتور تبدیل دما به تبخیر و تعرق پتانسیل (e)، فاکتور آستانه تنش گیاهی (f)، ثابت زمانی کنترل کننده نرخ کاهش جریان سریع (τq)، ثابت زمانی کنترل کننده نرخ کاهش جریان آهسته (τs) و بخش جریان آهسته در جریان کل (vs) استفاده شد (کروک و جاکن ۲۰۰۴).

بخش تلفات غیرخطی

بخش تلفات غیرخطی از الگوریتم محاسباتی کمبود رطوبت حوضه که بارندگی را به زهکشی (بارندگی موثر)،

که در آن: $Melt$ مقدار ذوب برف (میلی متر) در روز، C_{FMAX} فاکتور درجه-روز (میلی متر بر روز بر درجه سانتی گراد)، T_T دمای آستانه ذوب (صفر درجه سانتی گراد)، $T(t)$ میانگین دمای روزانه و C_{FR} ضریب تصحیح انجماد آب ذوب شده و $Refreezing$ عمق آب یخ زده داخل توده برف (میلی متر) می باشد (سیبرت ۱۹۹۷).

۲- روال خاک: این روند تغذیه آب زیرزمینی و تبخیر واقعی به صورت تابعی از ذخیره آب شبیه سازی می شود. این قسمت اصلی ترین بخش کنترل رواناب است و دارای ۵ پارامتر در معادله زیر است:

$$\frac{Recharge}{P} = \left(\frac{SM}{FC} \right)^{BETA} \quad [3]$$

که در آن: $Recharge$ میزان عمق تغذیه (ورودی آب به خاک) (میلی متر در واحد زمان)، P مجموع بارش (باران و برف) (میلی متر)، SM ذخیره واقعی (میلی متر)، $BETA$ سهمی از رواناب (تابع عکس العمل یا افزایش رطوبت خاک) است که هر میلی متر بارش یا ذوب برف را کنترل می کند (بدون واحد) و FC ظرفیت زراعی یا حداکثر ظرفیت ذخیره رطوبت در خاک (میلی متر) می باشند (سیبرت ۱۹۹۷).

۳- روال رواناب: در این مرحله رواناب و دبی در خروجی حوضه ها محاسبه می شوند. با فرض دو لایه خاک (مخزن بالایی و مخزن پایینی)، بارش ورودی در حالت های زیر طبق معادله ۴ بصورت رواناب از آنها خارج می شود. اگر پارامتر آستانه از حالت ذخیره تجاوز کند مازاد آن با ضریب ذخیره خیلی سریع K_0 از لایه اول خارج می شود. همچنین در صورتی که پارامتر آستانه از حالت ذخیره کمتر باشد خروج رواناب از لایه اول با ضریب ذخیره سریع K_1 اتفاق می افتد و در نهایت نفوذ مازاد آب به لایه دوم خاک با نرخ ثابت به صورت رواناب با توجه به ضریب ذخیره آهسته این لایه (K_2) خارج می شود.

$$Q_t = K_2 SLZ + K_1 SUZ + K_0 MAX(SUZ - ULZ, 0) \quad [4]$$

¹ Catchment Moisture Deficit (CMD)

تبخیر و تعرق (ET) و تغییرات رطوبت حوضه تقسیم می‌کند، استفاده می‌کند. در هر مرحله مقدار کمبود رطوبت حوضه CMD به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$M[t]=M[t-1]-P[t]+E[t]+U[t] \quad [5]$$

که در آن: t گام زمانی، M برابر با مقدار کمبود رطوبت حوضه، P بارندگی (میلی‌متر)، E تبخیر و تعرق واقعی^۱ (میلی‌متر)، U زهکشی (بارندگی موثر) می‌باشند. واحدها میلی‌متر در بازه زمانی (روزانه) می‌باشند. حداقل مقدار M صفر می‌باشد، به این معنی که حوضه کاملاً اشباع شده است، در حالیکه مقدار بیشتر از صفر نشان‌دهنده وجود کمبود رطوبت است (کروک و جاکمن ۲۰۰۴). بارندگی موثر بطور لحظه‌ای در نظر گرفته می‌شود و بصورت تابع خطی از مقدار کمبود رطوبت حوضه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{dU}{dP}=1-\min\left(1,\frac{M}{d}\right) \quad [6]$$

که در آن: d آستانه جریان (میلی‌متر) است. اگر کمبود رطوبت حوضه بیشتر از آستانه باشد، هیچ جریانی تولید نمی‌شود (کروک و جاکمن ۲۰۰۴). میزان واقعی بارندگی موثر در هر واحد زمانی در هر مرحله با انتگرال از رابطه ۶ بدست می‌آید. تبخیر و تعرق با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$E[t]=eT[t]\exp\left(2\left(1-\frac{M_f[t]}{g}\right)\right) \quad [7]$$

که در آن: T دما، M_f مقدار کمبود رطوبت حوضه قبل از در نظر گرفتن تلفات eT و e ضریب تبدیل دما به تبخیر و تعرق پتانسیل^۲ می‌باشند. پارامتر g مقدار کمبود رطوبت حوضه را نشان می‌دهد که بالاتر از آن سرعت ET به دلیل عدم دسترسی کافی آب برای تعرق گیاه شروع به کاهش می‌کند (کروک و جاکمن ۲۰۰۴)، که به منظور کاهش همبستگی پارامترها، از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$g=fd \quad [8]$$

که در آن: f فاکتور ضریب در آستانه جریان d است (کروک و جاکمن ۲۰۰۴).

بخش روندیابی خطی

بخش روندیابی خطی از طریق روندیابی، بارندگی موثر را توسط دو ذخیره خطی و موازی به جریان تبدیل می‌کند. این بر اساس مفهوم هیدروگراف واحد لحظه‌ای است که برای یک منطقه زهکشی، هیدروگراف رواناب مستقیم ناشی از بارندگی موثر با مدت زمان بی‌نهایت کم است. در بخش روندیابی خطی، از تئوری هیدروگراف واحد لحظه‌ای برای توصیف رواناب مستقیم (جریان سریع) و جریان پایه (جریان آهسته) استفاده می‌شود. در شکل ۲ ذخیره بالایی و ذخیره پایینی به ترتیب نشان‌دهنده جریان سریع و جریان آهسته می‌باشند. روابط جریان سریع و آهسته بصورت زیر می‌باشند:

$$Q_q[t]=\alpha_q Q_q[t-1]+(1-\alpha_q)v_q U[t] \quad [9]$$

$$Q_s[t]=\alpha_s Q_s[t-1]+(1-\alpha_s)v_s U[t] \quad [10]$$

که در آن‌ها: Q_q و Q_s به ترتیب جریان سریع و جریان آهسته می‌باشند. U بارندگی موثر، α_q و α_s پارامترهای واسنجی، v_q و v_s نسبت بارندگی موثر که به ترتیب به جریان سریع و جریان آهسته تبدیل می‌شود (کروک و جاکمن ۲۰۰۴). جریان کل (Q) مجموع جریان سریع و جریان آهسته می‌باشد:

$$Q[t]=Q_q[t]+Q_s[t] \quad [11]$$

که در آن: ثابت‌های زمانی τ_q و τ_s نشان‌دهنده زمان موردنیاز برای پاسخ جریان‌های سریع و آهسته می‌باشند تا پس از یک بارندگی به $1/e$ از مقادیر اولیه برسند. آن‌ها مشروط به $\tau_q < \tau_s$ می‌باشند، که نشان می‌دهد جریان سریع باید سریع‌تر از جریان آهسته پسروی کند. ثابت‌های زمانی τ_q و τ_s از روابط زیر بدست می‌آیند (کروک و جاکمن ۲۰۰۴):

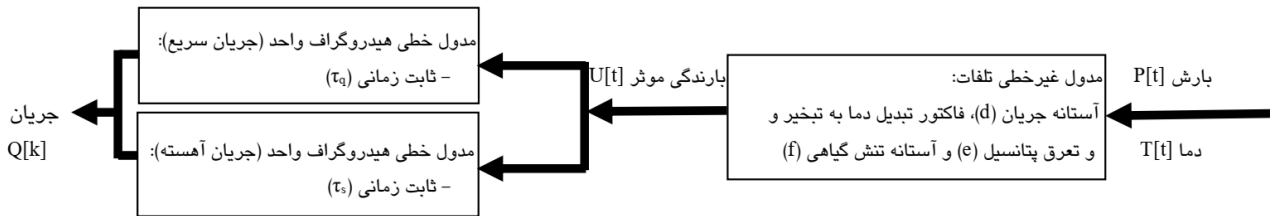
$$\tau_q = \frac{-\Delta t}{\log_e(-\alpha_q)} \quad [12]$$

$$\tau_s = \frac{-\Delta t}{\log_e(-\alpha_s)} \quad [13]$$

² PET

¹ ET

که در آن ها: Δt اندازه گام زمانی (یک روز) می باشد. α_s و α_q پارامترهای واسنجی (بین ۰ و ۱) می باشند.



شکل ۲- طرح مفهومی مدل IHACRES-CMD (جاکمن و همکاران ۱۹۹۰).

واسنجی مدل و روش ارزیابی عملکرد

در این مطالعه، دو آماره پرکاربرد در نظر گرفته شده است: (۱) نش-ساتکلیف (NSE) (نش و ساتکلیف ۱۹۷۰) و (۲) لینگ-گوپتا (KGE) (گوپتا و همکاران ۲۰۰۹). به منظور ارزیابی عملکرد روش های منطقه بندی، رویکرد ارزیابی متقابل (leave-one-out) استفاده شد. در این رویکرد الگوریتم یادگیری (روش های منطقه بندی) یک بار برای هر نمونه (زیرحوضه فاقد آمار) با استفاده از دیگر نمونه ها (زیرحوضه های دارای آمار) استفاده می شود. به این صورت که به ترتیب یک حوضه به عنوان فاقد آمار در نظر گرفته شده و سپس پارامترهای واسنجی شده ۲۰ حوضه دیگر تحت روش های منطقه بندی برای تخمین جریان به حوضه فاقد آمار انتقال داده شدند (افرون ۱۹۸۲). الگوریتم بهینه سازی تکاملی اختلافی^۱ (DEoptim) به منظور بهینه سازی تابع هدف (NSE) استفاده شد. در این الگوریتم بهینه سازی پارامترهای مدل های هیدرولوژیکی با کمینه سازی تابع هدف انجام شد (اردیا و همکاران ۲۰۱۱). ضرایب کارایی NSE و KGE به ترتیب زیر می باشند (گوپتا و همکاران ۲۰۰۹):

$$NSE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{mean})^2} \quad [14]$$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2} \quad [15]$$

در رابطه ۱۴، Q_i^{sim} و Q_i^{obs} به ترتیب مقادیر دبی مشاهداتی و شبیه سازی شده و Q_i^{mean} مقادیر میانگین دبی برای مشاهده نام می باشند. در رابطه ۱۵، r ضریب همبستگی بین مقادیر مشاهداتی و شبیه سازی شده، σ_{sim} و σ_{obs} به ترتیب انحراف معیار مقادیر شبیه سازی شده و مشاهداتی و μ_{obs} و μ_{sim} مقادیر دبی شبیه سازی شده و مشاهداتی می باشند.

فرایند بررسی اولیه و آماده سازی داده ها

در ابتدا داده های بارش و جریان به دقت بررسی و نقاط پرت آن ها حذف و مقادیر صحیح با استفاده از بازسازی جایگزین گردیدند. سپس فرایند بررسی هر سه ورودی مدل ها (بارش، دما و تبخیر و تعرق پتانسیل) با استفاده از آزمون های نرمال و همگن بودن داده ها انجام شد. بررسی مقادیر ضریب چولگی در مقیاس سالانه نشان داد که مقادیر سالانه (دوره ۲۳ ساله) داده های ورودی مدل ها دارای توزیع نرمال می باشند. همچنین آزمون استاندارد همگنی نرمال (SNHT) (هایمبرگر ۲۰۰۷) نشان داد که سری زمانی هر سه ورودی همگن می باشند و هیچ نقطه شکستگی^۲ در سری های زمانی آن ها مشاهده نشد. نواقص آماری در مجموعه داده ها بر اساس مقادیر

² Break point

¹ Differential Evolution optimization

(۲) تشابه فیزیکی (PS) - در این روش، مجموعه پارامترها از حوضه‌های دارای آمار^۲ به حوضه‌های فاقد آمار مشابه انتقال داده شدند. رایج ترین معیار برای تعیین تشابه بین حوضه‌ها معیار فاصله اقلیدسی^۳ می‌باشد که در این مطالعه نیز استفاده شده است (کای و همکاران ۲۰۰۷). در این مطالعه از هشت توصیف کننده حوضه در چهار دسته شامل مساحت، ارتفاع میانگین، شیب میانگین، طول آبراهه اصلی، عرض جغرافیایی مرکز ثقل حوضه، شاخص خشکی، مساحت مرتع و مساحت اراضی کشاورزی به منظور محاسبه تشابه بین حوضه‌ها استفاده شد (جدول ۱).

(۳) رگرسیون چندگانه (MR) - این روش یک رابطه رگرسیونی بین مقادیر پارامترهای واسنجی شده و توصیف کننده‌های حوضه^۴ در حوضه‌های دارای آمار ایجاد و سپس مقادیر پارامترهای مدل برای حوضه‌های فاقد آمار با استفاده از توصیف کننده‌های آن‌ها و رابطه رگرسیونی ایجاد شده، تخمین زده شدند (سفتون و هوآرت ۱۹۹۸).

(۴) روش ترکیبی IDW-PS - این روش که به عنوان یک روش جداگانه در نظر گرفته می‌شود، اساسا گسترش روش PS است که در آن فاصله مکانی بین حوضه‌ها یک متغیر ورودی اضافه شده از طریق روش IDW است (ژانگ و چپو ۲۰۰۹).

تمامی روش‌های منطقه‌بندی تحت دو حالت مکانی^۵ (انتقال پارامترهای واسنجی شده بین دوره‌های یکسان اما حوضه‌های مختلف) و مکانی-زمانی^۶ (انتقال پارامترهای واسنجی شده بین دوره‌های مختلف در حوضه‌های مختلف) انجام شدند. سه روش تشابه فیزیکی، مجاورت مکانی و روش ترکیبی IDW-PS تحت دو گزینه میانگین-گیری: شامل (الف) میانگین‌گیری خروجی مدل^۷ (OA) و (۲) میانگین‌گیری پارامترهای مدل^۸ (PA) (جزئیات بیشتر

متناظر از سه ایستگاه مجاور بر اساس روش رگرسیونی تخمین زده شدند ($R^2 > 0.94$). در مورد داده‌های دما این آماره $R^2 > 0.92$ می‌باشد. بطور متوسط، به ترتیب ۶/۸ درصد و ۷/۲ درصد داده‌های بارش و دما بازسازی شدند. تبخیر و تعرق پتانسیل (PET) با استفاده از روش هارگریوز (هارگریوز و همکاران ۱۹۸۵) با استفاده از میانگین، حداقل و حداکثر دمای روزانه ۷۳ ایستگاه هواشناسی محاسبه شد.

روش‌های منطقه‌بندی

چهار گروه اصلی از روش‌های منطقه‌بندی استفاده شده در این مطالعه به شرح زیر است:

(۱) مجاورت مکانی (SP)، این رویکرد شامل انتقال پارامترهای مدل از حوضه آبخیز مجاور به حوضه آبخیز فاقد آمار می‌باشد (ژانگ و چپو ۲۰۰۹). دو روش درونیابی در این رویکرد عبارتند از: (الف) روش وزن‌دهی معکوس فاصله (IDW) - در این روش مجموعه پارامترهای واسنجی شده با استفاده از روش IDW به حوضه فاقد آمار انتقال داده شدند (شپرد ۱۹۶۸). (ب) تاپ کریجینگ یا کریجینگ توپولوژیکی^۱ (TK) یک روش زمین‌آماری برای تخمین متغیرهای مربوط به جریان در حوضه‌های فاقد آمار می‌باشد. این روش دو گروه از متغیرهای تغییرپذیر هیدرولوژیکی را ترکیب می‌کند. گروه اول شامل متغیرهایی هستند از قبیل بارش که در فضا پیوسته و مربوط به تولید رواناب محلی هستند. تغییرپذیری این فرآیندهای پیوسته در فضا توسط واریوگرام نشان داده می‌شود. استفاده از واریوگرام امکان تجزیه و تحلیل ساختار مقیاس و شدت تغییرات مکانی متغیرهای ناحیه‌ای را فراهم می‌آورد. گروه دوم متغیرهایی از قبیل رواناب، که به روندیابی جریان در شبکه جریان مربوط می‌شوند (اسکوئین ۲۰۰۶).

⁵ Spatial mode

⁶ Spatio-temporal mode

⁷ Output averaging option

⁸ Parameter averaging option

¹ Topkriging

² Gauged catchemnt

³ Euclidean distance

⁴ Catchment descriptors

در دوره های واسنجی (۱۳۸۳ تا ۱۳۹۲ و ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۷) و اعتبارسنجی (۱۳۹۲ تا ۱۳۹۷ و ۱۳۸۳ تا ۱۳۸۹) در شکل ۳ آورده شده است. مقادیر این ضرایب برای دوره های واسنجی و اعتبارسنجی ارتباط منطقی^۲ بین آن ها را نشان داد. بطوریکه برای هر دو مدل HBV و IHACRES در دوره های واسنجی، نتایج NSE به ترتیب در محدوده های ۰/۳۹ تا ۰/۸۳ و ۰/۳۵ تا ۰/۸۱ قرار دارند. همچنین مقادیر KGE، عملکرد مناسب مدل را نشان داد. در دوره های واسنجی، مقادیر میانه برای مدل HBV برابر با ۰/۶۲ و ۰/۶۳ و برای مدل IHACRES برابر با ۰/۵۶ و ۰/۵۸ می باشند. در دوره های اعتبارسنجی، این مقادیر برای مدل HBV برابر با ۰/۵۳ و ۰/۵۶ و برای مدل IHACRES برابر با ۰/۵۱ و ۰/۵ می باشند. مطابق انتظار، ضرایب کارایی در دوره های اعتبارسنجی نسبت به دوره های واسنجی کاهش یافتند. حداقل و حداکثر مقادیر NSE و KGE نشان می دهند که دامنه ها در مدل HBV به مقدار جزئی کمتر از دامنه مقادیر در مدل IHACRES است.

با مقایسه حوضه ها مشخص گردید که مدل IHACRES عملکرد بهتری نسبت به مدل HBV در شش حوضه در دوره واسنجی دارد. در تمامی حوضه های کوهستانی واقع در غرب و شمال غرب منطقه مورد مطالعه، عملکرد HBV بهتر از IHACRES است. دلیل احتمالی این برتری وجود روند برف در مدل HBV می باشد. تعداد سه زیرحوضه از ۲۱ زیرحوضه مورد مطالعه در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه عملکرد ضعیف تری در واسنجی برای هر دو مدل نشان دادند. عملکرد ضعیف تر این سه حوضه را می توان به خطا در ورودی های مدل نسبت داد، زیرا که حدود ۱۹٪ از داده های بارش آن ها با استفاده از آمار متناظر ایستگاه های مجاور بازسازی شده اند.

در مطالعه اودین و همکاران ۲۰۰۸ ارائه شده است) اجرا شدند تا اطلاعات حاصل از چندین حوضه آبخیز را ترکیب کنند.

بررسی عدم قطعیت پارامترهای مدل های هیدرولوژیکی
در این مطالعه عدم قطعیت پارامترهای مدل های هیدرولوژیکی بوسیله: (الف) واسنجی منطقه ای^۱ و (ب) توزیع فواصل پارامترها^۲ بررسی گردیدند. در واسنجی منطقه ای، عدم قطعیت پارامترهای مدل با مقایسه پارامترهای واسنجی شده برای دو دوره واسنجی (واسنجی منطقه ای)، با استفاده از دو معیار بررسی گردیدند. ضریب تبیین (R^2) و کسری از حوضه های آبخیز که نشان دهنده اختلاف (DP) در پارامترهای واسنجی شده برای دو دوره کمتر از ۵، ۱۰ و ۵۰ درصد محدوده ممکن پارامترها می باشند (مرتس و بلوشل ۲۰۰۴).

در این روش ابتدا فواصل بین مقدار پارامترهای اصلی (واسنجی شده) و مقدار پارامتر منطقه بندی شده (بهترین روش) برای هر یک از پارامترها تعیین گردید، سپس توزیع فاصله مقدار پارامتر (اختلاف بین دو سری پارامتر مذکور) رسم گردید. این روش بطور جداگانه برای هر حوضه در حالت مکانی (بهترین حالت) انجام شد تا بیشترین و کمترین تفاوت مربوط به پارامترها تعیین گردد. این روش بینش بیشتری علاوه بر مقادیر NSE را فراهم می آورد. با توجه به متفاوت بودن واحدها و محدوده هر پارامتر، در این روش از مقادیر استاندارد شده پارامترها (در محدوده صفر و یک) استفاده گردید.

نتایج و بحث

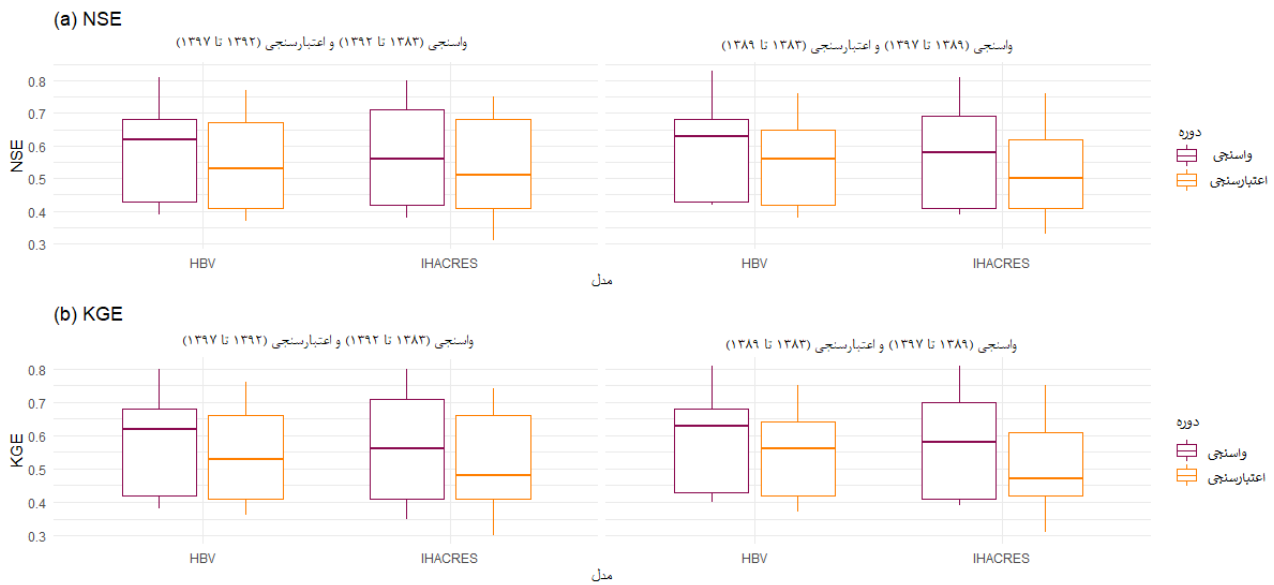
عملکرد مدل ها در دوره های واسنجی و اعتبارسنجی

نمودار جعبه ای ضرایب کارایی NSE و KGE در حوضه های دارای آمار برای مدل های HBV و IHACRES

³ Reasonable agreement

¹ Regional calibration

² Parameter distance distribution



شکل ۳- نمودار جعبه‌ای ضرایب کارایی (NSE و KGE) مدل‌های بارش-رواناب در حوضه‌های دارای آمار.

نتایج برخی دیگر از مطالعات منطقه‌بندی سازگار نیست. به عنوان مثال، ژانگ و چپو (۲۰۰۹) در ۲۱۰ حوضه آبریز استرالیا، مرتس و بلوشل (۲۰۰۴) در ۳۰۸ حوضه آبریز در اتریش، اودین و همکاران (۲۰۰۸) در ۹۱۳ حوضه آبریز در فرانسه، لی و همکاران (۲۰۱۴) در هشت حوضه آبریز در فلات تبت (TP) در جنوب و شرق آسیا و یانگ و همکاران (۲۰۱۹) در ۱۰۸ حوضه آبریز در نروژ.

نتایج گزینه میانگین‌گیری نشان داد که میانگین خروجی مدل عملکرد بهتری نسبت به میانگین پارامترهای مدل برای تمامی روش‌های منطقه‌بندی دارد و تعداد مناسب حوضه‌های بخشنده بین ۲ تا ۴ حوضه متغیر می‌باشند. در مدل HBV میانگین مقادیر میانه NSE در حالت مکانی برای روش تشابه فیزیکی با چهار حوضه بخشنده حدود ۰/۱۲ کمتر از میانگین مقادیر NSE دوره‌های واسنجی بود، در حالیکه این تفاوت برای مدل IHACRES برابر با ۰/۱۱ می‌باشد. این تفاوت‌ها در حالت مکانی-زمانی برای مدل‌های HBV و IHACRES به ترتیب برابر ۰/۱۱ و ۰/۱۳ می‌باشند. بنابراین روش تشابه فیزیکی با استفاده از تعداد ۴ حوضه بخشنده بهترین عملکرد را نشان می‌دهد، در حالیکه این تعداد حوضه‌های بخشنده

مقایسه روش‌های منطقه‌بندی تحت تعداد بهینه حوضه(های) بخشنده^۱

پس از واسنجی مدل‌ها در حوضه‌های دارای آمار، پارامترهای واسنجی شده تحت روش‌های منطقه‌بندی به حوضه های فاقد آمار انتقال داده شدند. شکل ۴ نمودار جعبه‌ای مقادیر NSE مربوط به روش‌های منطقه‌بندی در دو حالت مکانی (دوره‌های واسنجی) و مکانی-زمانی (دوره‌های اعتبارسنجی) تحت تعداد بهینه حوضه (های) بخشنده (حوضه‌های دارای آمار) را نشان می‌دهند. از آنجا که ضریب کارایی KGE اختلاف جزئی با NSE نشان می‌دهد، نتایج منطقه‌بندی تنها بر اساس معیار NSE ارائه می‌شود.

روش تشابه فیزیکی برای هر دو مدل و حالات مکانی و مکانی-زمانی عملکرد بهتری نسبت به تمامی روش‌های مجاورت مکانی (IDW و TK)، روش ترکیبی (IDW-PS) و رگرسیون چندمتغیره نشان داد. روش تشابه فیزیکی با بیشترین مقدار NSE به ترتیب به مقدار ۰/۰۹ تا ۰/۱۳ کمتر از مقادیر NSE مربوط به واسنجی و اعتبارسنجی می‌باشد. این برتری روش تشابه فیزیکی با

¹ Donor catchment(s)

ضعیفی را نشان داد (حداقل در بعضی موارد). بیشترین مقادیر R^2 برای مدل های HBV و IHACRES به ترتیب برابر با ۰/۵۱ و ۰/۵۲ بدست آمد. این مقادیر ضعیف R^2 با مقادیر R^2 در سایر مطالعات توسط مرتس و بلوشل (۲۰۰۴)، اودین و همکاران (۲۰۰۸) و مک اینتایر و همکاران (۲۰۰۵) اختلاف کمتر، اما با مقادیر قابل قبول R^2 در مطالعه کلارک و همکاران (۲۰۱۷) در ۱۵ زیرحوضه از حوضه رودخانه ای Deerfield در ایالات متحده و یاداو و همکاران (۲۰۰۷) در منطقه بندی پاسخ های^۱ حوضه در ۳۰ حوضه واقع در بریتانیا، اختلاف نسبتاً زیادی دارند. بطور کلی، روابط پیچیده موجود بین پارامترهای واسنجی شده مدل های هیدرولوژیکی و توصیف کننده ها بخوبی نتوانست ویژگی های پاسخ دینامیکی^۲ زیرحوضه مورد مطالعه را نشان دهد. از دلایل احتمالی عملکرد ضعیف MR در این مطالعه می توان به این مطلب اشاره کرد که توصیف کننده های انتخاب شده ممکن است مرتبط با فرآیندهای غالب در حوضه های آبخیز نباشند، که در نتیجه پارامترهای مدل ممکن است به خوبی تعریف نشده باشند. دلایل احتمالی دیگر شامل: (۱) عدم قطعیت بالای پارامترها (پارامترهای SCF و Tm در مدل HBV و f در مدل IHACRES)، (۲) تعداد کم حوضه های مورد مطالعه می باشند.

در روش MR مدل پیچیده تر با تعداد پارامترهای بیشتر (HBV) عملکرد ضعیف تری نسبت به مدل ساده تر با تعداد پارامترهای کمتر (IHACRES) نشان داد، این عملکرد ضعیف تر در مدل HBV احتمالاً به دلیل: (۱) تاثیر متقابل قوی تر^۳ هنگام افزایش تعداد پارامترها (به عنوان مثال، پویسانت و همکاران ۲۰۱۷، یانگ و همکاران ۲۰۱۹) و (۲) خطاهای تجمعی که ناشی از عدم پیروی توابع تمامی پارامترهای مدل از فرض خطی است (بلوشل و همکاران ۲۰۱۳) می باشد.

برای دیگر روش های منطقه بندی از ۱ تا ۳ حوضه متفاوت می باشد. بنابراین، با استفاده از حوضه های آبخیز بخشیده چندگانه، اثرات حوضه هایی که بطور ضعیف واسنجی شده اند (حوضه هایی که پارامترهای واسنجی شده آن ها عدم قطعیت بالاتری دارند) کاهش می یابد و در نتیجه خطاهای موجود در شبیه سازی جریان را کاهش می دهد (آرسنالت و بریست ۲۰۱۴). از این رو، برای روش های PS و SP، انتخاب دو تا چهار حوضه بخشیده تحت گزینه میانگین خروجی مدل ترجیح داده شد. این یافته مطابق با نتایج مطالعات پیش تر در اروپا، استرالیا و آمریکا می باشد (به عنوان مثال، مک اینتایر و همکاران ۲۰۰۵، پاتیل و اشتگلیتس ۲۰۱۲، ژانگ و چو ۲۰۰۹، ژانگ و همکاران ۲۰۱۵، اودین و همکاران ۲۰۰۸، یانگ و همکاران ۲۰۱۹).

دو روش مجاورت مکانی IDW و TK عملکرد ضعیف تری نسبت به تشابه فیزیکی نشان دادند و به ترتیب به عنوان مناسب ترین و ضعیف ترین روش های مجاورت مکانی انتخاب شدند. روش TK عملکرد بهتری در قسمت غربی هامون-جازموریان در مقایسه با شرق آن نشان داد، اما به طور کلی، نتایج آن راضی کننده نمی باشد و به عنوان دومین روش از لحاظ عملکرد ضعیف انتخاب شد. شاید عملکرد ضعیف تر TK نسبت به IDW به دلیل: (الف) ساختار پیچیده تر آن نسبت به ساختار ساده تر روش IDW و (ب) پیچیدگی توپوگرافی این منطقه باشد. این یافته با یافته های وورمور و همکاران (۲۰۱۱) در نروژ سازگار نیست. روش IDW-PS از لحاظ عملکرد در منطقه بندی بین روش تشابه فیزیکی و IDW قرار گرفت.

در روش MR برای ساخت معادلات رگرسیونی، از هشت توصیف کننده حوضه (جدول ۱) و پارامترهای واسنجی شده (به ترتیب ۱۵ و ۶ پارامتر برای مدل های HBV و IHACRES) استفاده شد. مقدار R^2 (معادلات رگرسیون) بین توصیف کننده های حوضه و پارامترهای واسنجی شده (میانگین دو دوره واسنجی) روابط نسبتاً

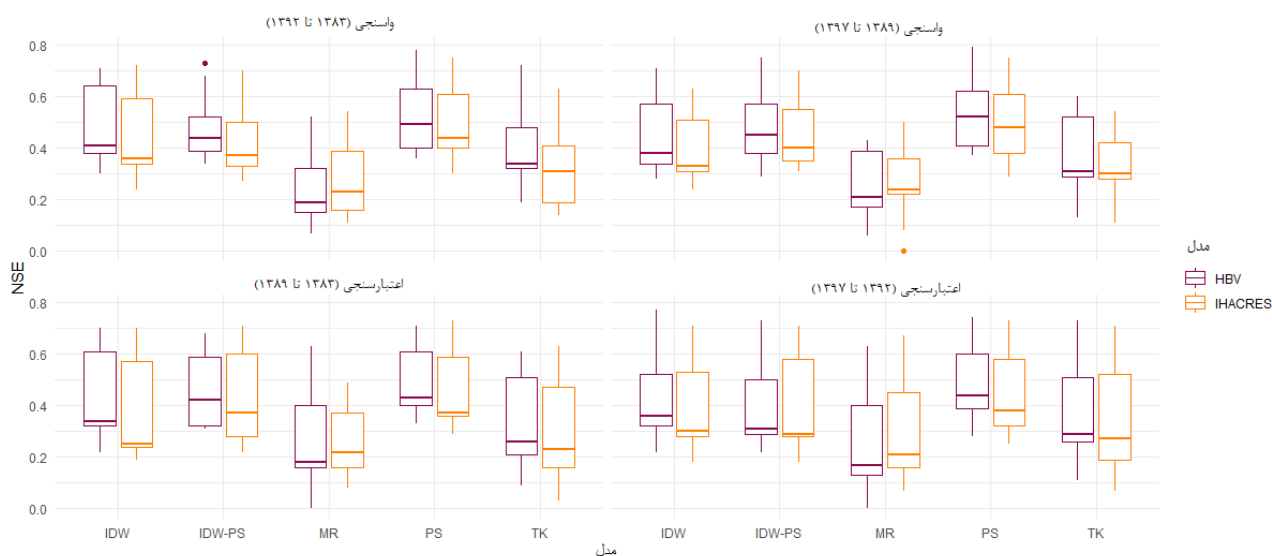
³ Stronger interaction influence

¹ Signature

² Dynamic response characteristics

روند می‌باشد. اگر تجمع/ذوب برف فرآیند مهمی در حوضه‌های آبخیز مرطوب/سرد باشد، این تفاوت می‌تواند یکی از دلایل عملکردهای مختلف مدل‌ها باشد. این یافته با مطالعه اودین و همکاران (۲۰۰۸) که نشان دادند مدل‌های ساده‌تر بهتر از مدل‌های پیچیده‌تر می‌باشند، مطابقت ندارد.

بطور کلی، نتایج واسنجی و منطقه‌بندی این ادعا را تایید می‌کند که مدل هیدرولوژیکی صرفه‌جو^۱ (IHACRES) به مدل با پیچیدگی کافی^۲ (HBV) ترجیح داده نمی‌شود (پویسانت و همکاران ۲۰۱۷). یک تفاوت اساسی بین این دو مدل این است که مدل HBV دارای یک روند مجزا برای برف می‌باشد، در حالی که IHACRES فاقد این



شکل ۴- نمودار جعبه‌ای نتایج منطقه‌بندی در حوضه هامون-جزموریان (حالات مکانی و مکانی-زمانی).

حالی که به ترتیب پارامترهای DDF، DDF و K1 کمترین عدم قطعیت را نشان دادند. در مدل IHACRES، قوی‌ترین و ضعیف‌ترین پارامترها به ترتیب vs و f می‌باشند (شکل ۵). ژو و همکاران (۲۰۱۸) در مطالعه‌ای در حوضه رودخانه لیژیانگ^۳ (جنوب چین) نتایج نشان داد که پارامترهای d، f و ts دارای بیشترین عدم قطعیت می‌باشند. بطور کلی عدم قطعیت بالای بعضی از پارامترهای مدل‌ها را می‌توان به بعضی دلایل احتمالی در این منطقه نسبت داد از جمله: (۱) غیر قابل دسترس بودن ایستگاه بارانسنج داخل بعضی حوضه‌ها (به ویژه در حوضه‌های کوچکتر)، (۲) شرایط نسبتاً پیچیده مربوط به ارتباط بین آب‌های سطحی و سفره‌های آب زیرزمینی (بی‌نام ۲۰۱۶) و (۳) بازسازی داده‌های بارش و دما می‌باشد.

تحلیل عدم قطعیت

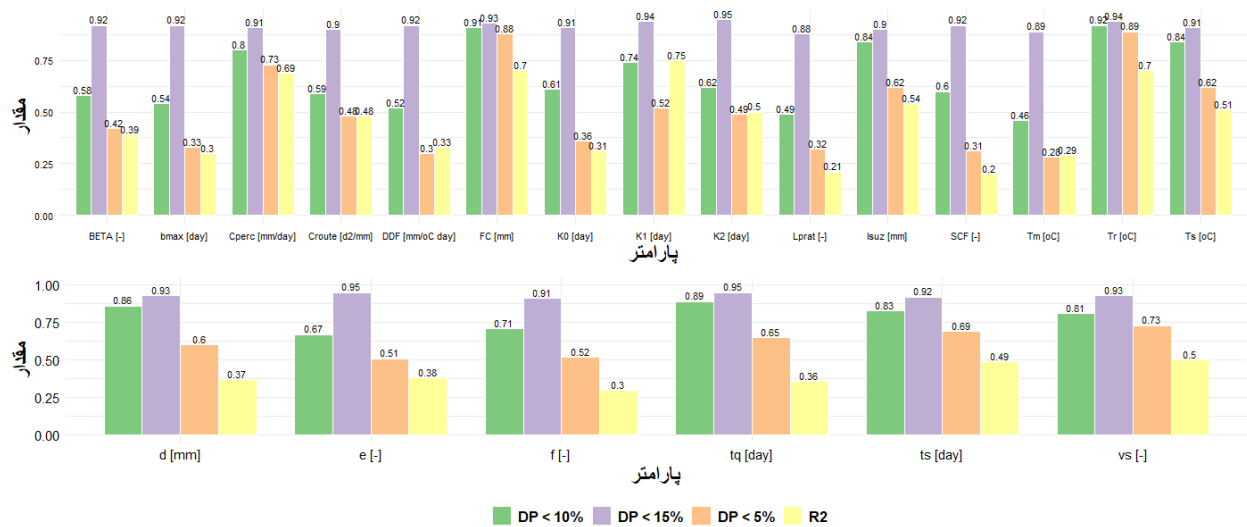
ارزیابی ثبات زمانی پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی

در این قسمت نتایج ارزیابی ثبات زمانی پارامترها نشان داد در مدل HBV پارامترهای SCF (مربوط به روند برف) و Lprat (مربوط به روند خاک) دارای بیشترین عدم قطعیت بوده (دارای کوچکترین مقادیر R^2)، در حالی که پارامترهای K1 (مربوط به روند رواناب)، Tr (مربوط به روند برف) و FC (مربوط به روند خاک) دارای کمترین عدم قطعیت (دارای بزرگترین مقادیر R^2) می‌باشند (شکل ۵). در مطالعه‌های سیبرت (۱۹۹۷)، اولنبروک و همکاران (۱۹۹۹) و مرتس و بلوشل (۲۰۰۴) به ترتیب پارامترهای Cperc، FC و k2 دارای بیشترین عدم قطعیت می‌باشند، در

³ Lijiang

¹ Parsimonious

² Adequate complexity

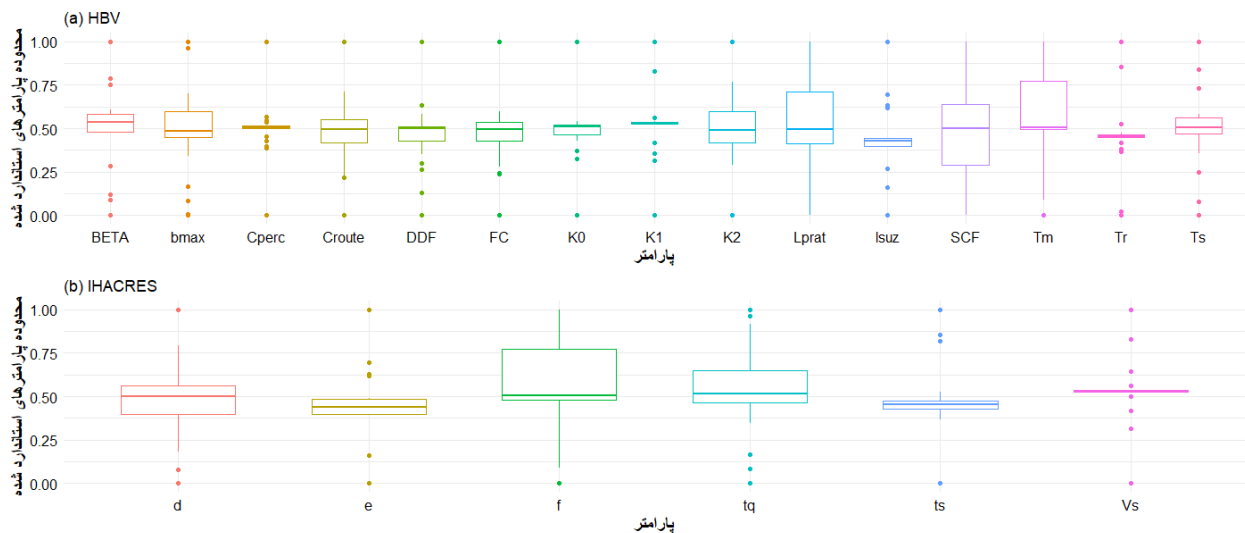


شکل ۵- ضرایب تبیین (R^2) و اختلاف پارامتر (DP) برای پارامترهای واسنجی شده مدل HBV (بالا) و IHACRES (پایین).

0.31) می باشند. در مدل IHACRES، قوی ترین پارامترها (کمترین مقدار اختلاف بین مقادیر واسنجی و منطقه بندی) vs ($r = 0.62$) و ts ($r = 0.51$)، و ضعیف ترین پارامترها (بیشترین مقدار اختلاف بین مقادیر واسنجی و منطقه بندی) f ($r = 0.28$) و tq ($r = 0.31$) انتخاب شدند (شکل ۶). بنابراین، تجزیه و تحلیل عدم قطعیت پارامترهای مدل نشان داد که سازگاری بالایی بین عملکرد مدل های هیدرولوژیکی در دوره های واسنجی و موفقیت در منطقه بندی وجود دارد. پایدارترین پارامترها از نظر تغییرپذیری زمانی (پارامترهایی که خوب واسنجی شده اند) پارامترهایی هستند که عملکرد بهتری در منطقه بندی دارند (پارامترهایی که خوب منطقه بندی شده اند).

بررسی توزیع فواصل پارامتری به منظور ارزیابی قابلیت شناسایی پارامترها

شکل ۶ نمودار جعبه ای محدوده (اختلاف بین مقادیر پارامترهای واسنجی شده و منطقه بندی شده) پارامترهای استاندارد شده به ترتیب برای مدل های HBV و IHACRES را نشان می دهد. با توجه به این توزیع فاصله، قوی ترین پارامتر مدل HBV پارامتر k1 (ضریب پیرسون r بین دو مقدار واسنجی و منطقه بندی شده برابر با ۰.۶۹ می باشد)، و بعد از آن پارامترهای Tr ($r = 0.68$)، Cperc ($r = 0.66$) و Isuz ($r = 0.64$) می باشند، در حالیکه ضعیف ترین پارامتر SCF ($r = 0.27$)، و بعد از آن پارامترهای Tm ($r = 0.29$)، Lprat ($r = 0.29$) و bmax ($r =$



شکل ۶- نمودار جعبه‌ای فاصله پارامتری در مدل‌های HBV (بالا) و IHACRES (پایین) مربوط به ۲۱ زیرحوضه در حوضه هامون-جازموریان.

نتیجه‌گیری کلی

هدف اصلی این مطالعه، به عنوان گسترده‌ترین مطالعه منطقه‌بندی جریان با استفاده از دو مدل مفهومی هیدرولوژیکی در اقلیم خشک و نیمه‌خشک در ایران، بررسی چگونگی تأثیر ترکیبات مختلف مدل‌های هیدرولوژیکی و روش‌های منطقه‌بندی بر عملکرد شبیه‌سازی جریان در حوضه‌های آبخیز فاقد آمار می‌باشد. این مطالعه با استفاده از داده‌های ۲۱ زیرحوضه واقع در حوضه هامون-جازموریان در جنوب‌شرق ایران، انجام شد.

نتایج اصلی به شرح زیر می‌باشند: (۱) استفاده از مدل‌های مفهومی بارش-رواناب برای شبیه‌سازی جریان در حوضه‌های آبخیز فاقد آمار در هامون-جازموریان قابل استفاده می‌باشد (حداقل برای حوضه‌های مرطوب در قسمت غربی هامون-جازموریان قابلیت کاربرد بیشتری دارند)، (۲) مدل ساده‌تر با تعداد پارامتر کمتر (IHACRES) در مقایسه با مدل پیچیده‌تر با تعداد پارامتر بیشتر (HBV) عملکرد ضعیف‌تری در واسنجی، اعتبارسنجی و منطقه‌بندی نشان داد، (۳) نتایج منطقه‌بندی نشان داد که استفاده از تنها یک حوضه بخشیده منجر به

خطاهای بیشتری نسبت به استفاده از حوضه‌های بخشیده چندگانه می‌شود. بنابراین، حوضه‌های بخشیده و تعداد آن‌ها نقش مهمی در عملکرد منطقه‌بندی دارند، (۴) روش‌های تشابه فیزیکی (انتخاب حوضه‌های بخشیده بر اساس شباهت آن‌ها به حوضه گیرنده از نظر توصیف کننده‌ها) تحت گزینه میانگین‌گیری خروجی مدل و رگرسیون چندمتغیره به ترتیب بهترین و بدترین عملکرد در میان روش‌های بررسی شده را نشان دادند. روش ترکیبی IDW-PS از لحاظ عملکرد منطقه‌بندی به عنوان دومین روش انتخاب شد، و (۵) برخی از منابع عدم قطعیت در عملکرد نتایج منطقه‌بندی مشاهده شد که می‌توان آن‌ها را تا حدی به عدم قطعیت پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی نسبت داد. این مطالعه، دو مطالعه دیگر منطقه‌بندی جریان در حوضه کرخه در ایران (مسیح و همکاران ۲۰۱۰؛ چوبین و همکاران ۲۰۱۹) را از لحاظ: (۱) تعداد زیرحوضه‌های مورد مطالعه (۲۱ زیرحوضه)، (۲) تنوع و پیچیدگی مدل‌های هیدرولوژیکی، (۳) تنوع روش‌های منطقه‌بندی و (۴) تجزیه و تحلیل دقیق‌تر پارامترهای مدل‌های مورد بررسی، را گسترش داد.

تقدیر و تشکر

نویسندگان این مقاله مراتب سپاس و تشکر خود را از مسئولان محترم شرکت سهامی آب منطقه ای و اداره هواشناسی کرمان، شرکت مدیریت منابع آب ایران و شرکت مهندسين مشاور بررسی منابع آب (WRI) به جهت همکاری صمیمانه به منظور ارائه آمار و اطلاعات لازم و همچنین همکاری های بی دریغ دپارتمان هیدرولوژی حوزه آبخیز در مرکز تحقیقاتی هلمهولتس در آلمان (UFZ) در چهارچوب دوره فرصت مطالعاتی نویسنده مسئول اعلام می دارند.

از آنجا که وزارت نیرو در ایران از کمبود آمار دقیق مربوط به جریان در حوضه های فاقد آمار، ممکن است ضررهای غیرقابل جبرانی را متحمل شود (بخصوص خسارات سیل در نواحی خشک)، بنابراین، یافته های این مطالعه می توانند به منظور شبهه سازی سری های زمانی جریان در دیگر حوضه های فاقد آمار جنوب شرق ایران و همچنین در سایر حوضه های آبخیز در دیگر نواحی ایران که شرایط اقلیمی متفاوتی دارند، استفاده شوند. با این حال، برای استفاده از روش های منطقه بندی جریان در دیگر حوضه های رودخانه ای بزرگ ایران، تحقیقات بیشتری لازم است.

منابع مورد استفاده

- Anonymous, 2016. Comprehensive assessment of surface and groundwater resources balance of Hamoun-Jazmourian river basin. Water Resources Investigation Consulting Engineers (WRI), Technical Report.
- Ardia D, Boudt K, Carl P, Mullen KM and Peterson BG, 2011. Differential Evolution with DEoptim: An Application to Non-Convex Portfolio Optimization. The R Journal 3(1):27-34.
- Arsenault R and Brissette FP, 2014. Continuous streamflow prediction in ungauged basins: The effects of equifinality and parameter set selection on uncertainty in regionalization approaches. Water Resources Research 50(7):6135-6153.
- Bergström S, 1992. The HBV Model-its Structure and Applications. SMHI, No. 4. Norrköping, Sweden.
- Blöschl G, Sivapalan M, Wagener M, Viglione A and Savenije H, 2013. Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis Across Processes, Places and Scales. Cambridge University Press Cambridge. UK.
- Choubin B, Solaimani K, Rezanezhad F, Habibnejad Roshan M, Malekian A and Shamshirband Sh, 2019. Streamflow regionalization using a similarity approach in ungauged basins: Application of the geo-environmental signatures in the Karkheh River Basin, Iran. Catena 182:104-128.
- Clark GE, Ahn KH and Palmer RN, 2017. Assessing a regression-based regionalization approach to ungauged sites with various hydrologic models in a forested catchment in the Northeastern United States. Journal of Hydrologic Engineering 22(12):1-14.
- Croke BFW and Jakeman AJ, 2004. A catchment moisture deficit module for the IHACRES rainfall-runoff model. Environmental Modelling & Software 19(1):1-5.
- Driessen TLA, Hurkmans RTWL, Terink W, Hazenberg P, Torfs PJJF and Uijlenhoet R, 2010. The hydrological response of the Ourthe catchment to climate change as modelled by the HBV model. Hydrology and Earth System Science (14):651-665.
- Efron B, 1982. The Jackknife, the Bootstrap and other resampling plans. In CBMS-NSF Regional Conference Series in Applied Mathematics. February 26, Philadelphia, USA.
- Guo B, Zhang J, Xu T, Croke B, Jakeman A, Song Y, Yang Q, Lei X and Liao W, 2018. Applicability Assessment and uncertainty analysis of multi-precipitation datasets for the simulation of hydrologic models. Water 10(11):1-26.
- Gupta, HV, Kling H, Yilmaz KK and Martinez GF, 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. Journal of Hydrology 377(1-2):80-91.
- Haimberger L, 2007. Homogenization of radiosonde temperature time series using innovation statistics. Journal of Climate 20(7):1377-1403.

- Hargreaves GL, Hargreaves GH and Riley JP, 1985. Agricultural benefits for Senegal River basin. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 111(2):113-124.
- Hrachowitz M, Savenije HHG, Blöschl G, McDonnell JJ, Sivapalan M, Pomeroy JW, Arheimer B, Blume T, Clark MP, Ehret U, Fenicia F, Freer JE, Gelfan A, Gupta HV, Hughes DA, Hut RW, Montanari A, Pande S, Tetzlaff Troch PA and Uhlenbrook S, 2013. A decade of predictions in ungauged basins (PUB)-a review. *Hydrological Sciences Journal* 58(6):1198-1255.
- Jahanshahi A, Shahedi K, Solaimani K and Moghaddamnia A, 2019. Determination of hydrological homogenous regions in the West of Hamoun-Jazmourian River Basin. *Water Resources Research*. 15(1): 223-235. (In Persian with English abstract)
- Jakeman AJ, Littlewood IG and Whitehead PG, 1990 Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. *Journal of Hydrology* 117(1-4):275-300.
- Khosravi M, Salajegheh A, Mohseni Saravi M and Malekian A, 2019. Estimation of daily runoff in ungauged catchments using regionalization of HBV model parameters. *Watershed Management Science & Engineering* 12(3):11-21.
- Klemeš V, 1986. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal* 31(1):13-24.
- Kay, AL, Jones DA, Crooks SM, Kjeldsen TR and Fung CF, 2007. An investigation of site-similarity approaches to generalization of a rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences* 11(1):500-515.
- Li F, Zhang Y, Xu Z, Liu C, Zhou Y and Liu W, 2014. Runoff predictions in ungauged catchments in southeast Tibetan Plateau. *Journal of Hydrology* 511:28-38.
- Masih I, Uhlenbrook S, Maskey S and Ahmad MD, 2010. Regionalization of a conceptual rainfall-runoff model based on similarity of the flow duration curve: A case study from the semi-arid Karkheh basin, Iran. *Journal of Hydrology* 391(1-2):188-201.
- McIntyre N, Lee H, Wheeler H, Young A and Wagener T, 2005. Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments. *Water Resources Research* 41(12):1-14.
- Merz R and Blöschl G, 2004. Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* 287(1-4):95-123.
- Moayeri MM and Dinpajoo Y, 2020. Appraisal of the generalized likelihood uncertainty estimation in HyMod and HBV models (Case study: Chehelchai catchment in Golestan province). *Journal of Water and Soil Conservation* 27(3):23-43. (In Persian with English abstract)
- Nash JE and Sutcliffe JV, 1970. River flow forecasting through conceptual models: I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3):282-290.
- Oudin, L, Andréassian A, Perrin C, Michel C and Le Moine N, 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research* 44:1-15.
- Patil S and Stieglitz M, 2012. Controls on hydrologic similarity: role of nearby gauged catchments for prediction at an ungauged catchment. *Hydrological Earth and System Sciences* 16(2):551-562.
- Perrin C, Michel C and Andréassian V, 2001. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* 242(3-4):275-301.
- Poissant D, Arsenault R and Brissette F, 2017. Impact of parameter set dimensionality and calibration procedures on streamflow prediction at ungauged catchments. *Journal of Hydrology: Regional Study* 12:220-237.
- Razavi T and Coulibaly P, 2013. Streamflow prediction in ungauged basins: Review of regionalization methods. *Journal of Hydrologic Engineering* 18:958-975.
- Sarhadi A, Soltani S and Modarres R, 2012. Probabilistic flood inundation mapping of ungauged rivers: Linking GIS techniques and frequency analysis. *Journal of Hydrology* 458-459:68-86.
- Sefton CEM and Howarth SM, 1998. Relationships between dynamic response characteristics and physical descriptors of catchments in England and Wales. *Journal of Hydrology* 211(1-4):1-16.
- Seibert J, 1997. Estimation of Parameter Uncertainty in the HBV Model. *Hydrology Research* 28(4-5):247-262.

- Shepard D, 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. Proceeding of the ACM National Conference. August 27-28, New York, USA.
- Sivapalan M, Takeuchi K, Franks SW, Gupta VK, Karambiri H, Lakshim V, Liang X, McDonnell J.J, Mendiondo E.M, O'Connell PE, Oki T, Pomeroy J.W, Schertzer D, Uhlenbrook S and Zehe E, 2003. IAHS decade on prediction in ungauged basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the Hydrological Sciences. *Hydrological Sciences Journal* 48:857-880.
- Skøien JO, Merz R and Blöschl G, 2006. Top-kriging – geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences* 10:277-287.
- Uhlenbrook S, Seibert J, Leibundgut Ch and Rodhe A, 1999. Prediction uncertainty of conceptual rainfall-runoff models caused by problems in identifying model parameters and structure. *Hydrological Sciences Journal* 44(5):779-797.
- Vaze J, Chiew FHS, Perraud JM, Viney N, Post DA, Teng J, Wang BD, Lerat J and Goswami M, 2010. Rainfall-runoff modelling across southeast Australia: datasets, models and results. *Australian Journal of Water Resources* 14(2):101-116.
- Vormoor K, Skaugen T, Langsholt E, Diekkrüger B and Skøien JO, 2011. Geostatistical regionalization of daily runoff forecasts in Norway. *International Journal of River Basin Management* 9(1):3-15.
- Yadav M, Wagener T and Gupta H, 2007. Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins. *Advances in Water Resources* 30(8):1756-1774.
- Yang X, Magnusson J, Rizzi J and Xu C, 2018. Runoff prediction in ungauged catchments in Norway: comparison of regionalization approaches. *Hydrology Research* 49(2):487-505.
- Yang X, Magnusson J and Xu C, 2019. Transferability of regionalization methods under changing climate. *Journal of Hydrology* 568:67-81.
- Yang X, Magnusson J, Huang S, Beldring S and Xu C, 2020. Dependence of regionalization methods on the complexity of hydrological models in multiple climatic regions. *Journal of Hydrology* 582:1-16.
- Zhang Y and Chiew FHS, 2009. Relative merits of different methods for runoff predictions in ungauged catchments. *Water Resources Research* 45(7):1-13.
- Zhang Y, Vaze J and Chiew FHS, 2015. Comparing flow duration curve and rainfall-runoff modelling for predicting daily runoff in ungauged catchments. *Journal of Hydrology* 525:72-86.