



Determining the Relative Contribution of Annual Runoff Components using a Water Tracking Model and Travel Time Distributions: The Case of Godarchay Basin in Southwestern of Lake Urmia

J. Rahmani¹ and M. Danesh-Yazdi^{2*}

Abstract

Determining the contribution of each of the effective processes to river flow plays an important role in how accurate these processes are estimated via hydrological modeling. Although water balance provides an overview of the volumetric changes of its components, the origin of the outflows and their temporal changes require utilization of approaches based on water tracking. In this study, we developed a three-dimensional physical and integrated hydrological model and coupled it to a water tracking model (ParFlow-CLM-EcoSLIM) to determine the contribution of rainfall, snowmelt, and groundwater to streamflow and evapotranspiration. Also, the distribution of the travel time of outfluxes has been simulated and studied. To demonstrate the applicability of the developed models, we chose the Godarchay basin, located in the southwest of Lake Urmia, as the study area. The results showed that snowmelt is the main source of river discharge and evapotranspiration in the region, such that the average contribution of snowmelt, rainfall and groundwater to the runoff production during a water year, is equal to 56%, 5% and 39%, respectively. Also, about 55% of the incoming snow during a water year is stored in the soil after the process of melting and infiltration, and is then removed from the system in the following years; while only 22% of new rain is stored in the system and 78% of it leaves the system in the same year.

Keywords: Hydrological Modeling, Particle Tracking, Godarchay Basin, Snowmelt, Travel Time Distribution.

Received: October 30, 2022

Accepted: January 24, 2023

تعیین سهم نسبی مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده رواناب سالانه به کمک مدل ردیابی آب و توابع زمان پیمایش: مطالعه موردی حوضه آبریز گدارچای واقع در جنوب غرب دریاچه ارومیه

جواد رحمانی^۱ و محمد دانش یزدی^{۲*}

چکیده

تعیین سهم هر یک از فرایندهای مؤثر در تشکیل جریان رودخانه، نقش مهمی در تدقیق شبیه‌سازی این فرایندها در مدل‌سازی هیدرولوژیکی حوضه آبریز دارد. اگرچه بیان آب دید کلی از تغییرات حجمی مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده آن به دست می‌دهد، منشأیابی شارهای خروجی از حوضه و تغییرات زمانی آنها نیازمند بکارگیری رویکردهای مبتنی بر ردیابی آب است. در این پژوهش با استفاده از توسعه یک مدل فیزیکی و یکپارچه هیدرولوژیکی سه بُعدی با قابلیت ردیابی آب (ParFlow-CLM-EcoSLIM)، میزان سهم هر یک از مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده جریان مانند آب حاصل از باران، آب حاصل از برف و آب زیرزمینی در تشکیل جریان رودخانه و تبخیر-تعرق بررسی شده است. همچنین، توزیع زمان پیمایش جریان‌های خروجی شبیه‌سازی و مطالعه شده است. به منظور تبیین مدل‌های توسعه داده شده، حوضه آبریز گدارچای واقع در جنوب غرب دریاچه ارومیه به عنوان منطقه مطالعه انتخاب شد. نتایج نشان داد که ذوب برف، منشأ اصلی دبی رودخانه و تبخیر-تعرق در منطقه است، به طوری که سهم برف، باران و آب زیرزمینی در تولید جریان رودخانه در طول سال آبی به طور متوسط به ترتیب برابر با ۵۶، ۵ و ۳۹ درصد است. همچنین، در حدود ۵۵ درصد از برف ورودی در طول سال آبی پس از فرایند ذوب و نفوذ در خاک ذخیره می‌شود و در سال‌های بعد از سیستم خارج می‌شود؛ در حالیکه تنها ۲۲ درصد از باران جدید در سیستم ذخیره می‌شود و ۷۸ درصد از آن در همان سال آبی از سیستم خارج می‌شود. **کلمات کلیدی:** مدل‌سازی هیدرولوژیکی، ردیابی آب، حوضه آبریز گدارچای، ذوب برف، تابع زمان پیمایش.

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۸/۸

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۴

1- M.Sc. in Water Resources Management, Department of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran.

2- Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Sharif University of Technology, Tehran, Iran. Email: danesh@sharif.edu

*- Corresponding Author

Dor: [20.1001.1.17352347.1402.19.2.5.2](https://doi.org/10.1001.1.17352347.1402.19.2.5.2)

۱- کارشناس ارشد مهندسی عمران-گرایش مهندسی منابع آب، گروه مهندسی آب و محیط‌زیست، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف.

۲- استادیار گروه مهندسی آب و محیط‌زیست، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی شریف.

*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان تابستان ۱۴۰۲ امکانپذیر است.



توسط یک بارش، و میزان ایزوتوپ‌های موجود در جریان خروجی حاصل از آن بارش تفاوت قابل توجهی وجود دارد. بعد از این مشاهده، این مسئله با عنوان پارادوکس آب قدیمی^۳ مورد مطالعه قرار گرفت (Benettin et al., 2015). بنابراین در مطالعات بعدی سعی شد تا تئوری‌ای ارائه شود که علاوه بر پاسخ هیدرولوژیکی، پاسخ شیمیایی سیستم نیز مورد مطالعه قرار گیرد. (Botter et al., 2010) به ارائه تئوری جدیدی پرداختند که در آن به بررسی زمان پیمایش و زمان اقامت ذرات پرداختند. آن‌ها در مطالعه دیگر خود یک چهارچوب استوکاستیک کلی برای محاسبه تحلیلی توابع زمان پیمایش و زمان ماندگاری در هر حوضه آبریز دلخواهی، تحت عنوان معادله اصلی^۴ ارائه دادند.

علیرغم ارائه یک چهارچوب کلی برای محاسبه توابع زمان پیمایش و زمان ماندگاری توسط (Botter et al., 2010)، و پیشرفت‌های دیگری که در مطالعات بعدی (Harman, 2015; van der Velde et al., 2012) حاصل شد، نتایج به دست آمده از حل تحلیلی توابع چگالی زمان پیمایش با چند چالش جدی مواجه هستند. اول اینکه به منظور تخمین این توابع، نیاز به آن بوده تا فرضیاتی اولیه در مورد شکل این توابع انجام پذیرد (van der Velde et al., 2015)؛ دوم اینکه واسنجی پارامترهای مربوط به تابع فرض شده نیازمند دسترسی به داده‌های هیدروشیمیایی آب در بارش و جریان رودخانه و یا تبخیر-تعرق بوده که این داده‌ها هم می‌بایست طولانی‌مدت و با تفکیک زمانی بالا بوده و هم اندازه‌گیری میدانی آنها بسیار هزینه‌بر است (Birkel and Soulsby, 2015). (Danesh-Yazdi et al., 2018) روش جدیدی برای کمی‌سازی زمان ماندگاری و زمان پیمایش معرفی کردند که محدودیت‌های بیان شده را ندارند. مدل ردیابی ذره SLIM با مبنای لاگرانژی، به دنبال کردن هر ذره از لحظه ورود تا خروج از سیستم بر مبنای اصل فرارفت می‌پردازد. اما این مدل توانایی شبیه‌سازی خروج ذرات از طریق تبخیر-تعرق را ندارد. به همین منظور در سال ۲۰۱۹ مدل پیشرفته‌تری با نام EcoSLIM معرفی شد (Reed M Maxwell et al., 2019). این مدل خروج ذرات از طریق جریان رودخانه و تبخیر-تعرق را دنبال می‌کند. در این مطالعه از مدل ردیابی ذرات EcoSLIM استفاده شده است.

توابع چگالی احتمال زمان سفر را می‌توان به وسیله دو روش مختلف از لحاظ دیدگاه زمانی، تخمین زد. توابع چگالی احتمال زمان پیمایش روبه‌جلو^۵ نشان‌دهنده توزیع زمان پیمایش ذرات ورودی به حوضه آبریز از طریق یک بارش مشخص می‌باشد؛ درحالی‌که توابع چگالی احتمال

پویایی چرخه آب در یک سیستم هیدرولوژیکی که شامل نحوه ذخیره‌سازی آب در حوضه آبریز و همچنین فرایندهای ایجاد و اختلاط شارهای مختلف جریان آب می‌شود، نقشی اساسی در تعیین پاسخ هیدرولوژیکی حوضه آبریز، از جمله نرخ جریان رودخانه و نحوه انتقال املاح دارد (Danesh-Yazdi et al., 2016). با این حال، درک روابط و اثرات پیچیده متقابل موجود بین بارش، حجم آب ذخیره‌شده در لایه‌های سطحی خاک، آب زیرزمینی و شار آب خروجی از یک حوضه آبریز (مانند تبخیر-تعرق و جریان رودخانه) همچنان یکی از چالش‌های بزرگ موجود در علم هیدرولوژی است (Berry et al., 2018). در این راستا، در سال‌های اخیر از توزیع زمان پیمایش^۱ ذرات آب خروجی از یک سیستم هیدرولوژیکی به عنوان یکی از ابزار قدرتمند به منظور بررسی و تحلیل فرایندهای حاکم بر حوضه‌های آبریز، از جمله فرآیند شکل‌گیری جریان‌های سطحی و اثر متقابل جریان‌های خروجی بر یکدیگر و پویایی پاسخ سیستم‌های هیدرولوژیکی استفاده شده است (Hrachowitz et al., 2013, 2016; Sprenger et al., 2016;) (Tetzlaff et al., 2014).

مدت زمان سپری شده توسط هر ذره آب، از لحظه ورود تا لحظه خروج از یک سیستم هیدرولوژیکی، زمان پیمایش این ذره نام دارد. از طرفی، زمان سپری شده توسط هر ذره آب، از لحظه ورود تا هر لحظه قبل از خروج از سیستم، زمان ماندگاری^۲ یا سن آن ذره است. تابع چگالی احتمال زمان پیمایش و زمان ماندگاری ذرات آب در یک سیستم هیدرولوژیکی یک توصیف استوکاستیک جامع از پویایی انتقال ذرات آب و املاح، نوع و شدت اختلاط در حجم ذخیره، توزیع مکانی مسیرهای حرکت ذرات و ناهمگنی مشخصات فیزیکی سیستم، ارائه می‌دهد (Botter et al., 2010). بنابراین، تخمین هرچه دقیق‌تر زمان پیمایش برای پیش‌بینی قابل‌اعتمادتر غلظت املاح موجود در منابع آبی سطحی و زیرزمینی حائز اهمیت است. به همین دلیل، از تابع چگالی احتمال زمان پیمایش پویا می‌توان برای فهم بهتر پاسخ هیدروشیمیایی یک سیستم، پیش‌بینی اثرات حاصل از تغییرات محیطی (چه تغییرات طبیعی مانند تغییر اقلیم و چه تغییرات حاصل از اقدامات انسانی) بر کیفیت و کمیت منابع آبی و همچنین بررسی تأثیر استراتژی‌های مختلف مدیریت محیط‌زیست و ارزیابی پایداری نتایج این استراتژی‌ها استفاده نمود (McGuire and McDonnell, 2006).

مفهوم طول عمر ذرات خروجی از یک سیستم، زمانی مورد توجه قرار گرفت که مشاهده شد بین میزان ایزوتوپ‌های آب ورودی به حوضه

۲- روش تحقیق

۲-۱- مدل هیدرولوژیکی

ParFlow یک مدل جریان آب زیرزمینی توزیعی است که معادلات آب زیرزمینی در ناحیه‌های غیر اشباع و اشباع خاک را در سه بعد به صورت ناپایا حل می‌کند. به طور مشخص، ParFlow می‌تواند برای شبیه‌سازی دامنه‌های بزرگ مقیاس روی هر تعداد پردازشگر در دسترس به طور موازی اجرا شود. در این مدل یک حوضه آبریز را می‌توان با توپوگرافی واقعی خود شبیه‌سازی نمود و تبادل بین آب سطحی و زیرزمینی به صورت پویا با توجه به تغییرات هد فشار انجام می‌پذیرد (Kollet & Maxwell, 2006, 2008; Maxwell, 2013). در این مدل برای محاسبه جریان آب زیرزمینی در ناحیه‌های اشباع و غیر اشباع از معادله ریچاردز به شکل زیر استفاده می‌شود:

$$S_s S_w (\psi_p) \frac{\partial \psi_p}{\partial t} + \phi \frac{\partial (S_w (\psi_p))}{\partial t} = \nabla \cdot \left(-K_s(x) k_r(\psi_p) \nabla (\psi_p - z) \right) + q_s + q_e \quad (1)$$

که در آن S_s ذخیره ویژه $[L^{-1}]$ ، S_w درجه اشباع نسبی $[-]$ تابعی از هد فشار ψ_p $[L]$ ، ϕ تخلخل $[-]$ ، K_s $[LT^{-1}]$ تانسور هدایت هیدرولیکی اشباع، k_r نفوذپذیری نسبی $[-]$ ، q_s ترم منبع/چاه $[T^{-1}]$ ، و z عمق پایین سطح $[L]$ است. درجه اشباع و نفوذپذیری نسبی تابعی از هد فشار هستند که از طریق رابطه‌های زیر بدست می‌آیند (Kollet & Maxwell, 2006):

$$S_w(\psi_p) = \frac{S_{sat} - S_{res}}{(1 + (\alpha \psi_p)^\theta)^{(1-1/\theta)}} + S_{res} \quad (2)$$

$$k_r(\psi_p) = \frac{\left(1 - \frac{(\alpha \psi_p)^{\theta-1}}{(1 + (\alpha \psi_p)^\theta)^{(1-1/\theta)}} \right)^2}{(1 + (\alpha \psi_p)^\theta)^{\frac{(1-1/\theta)}{2}}} \quad (3)$$

که در آن S_{sat} درصد رطوبت اشباع نسبی $[-]$ ، S_{res} درصد رطوبت باقیمانده‌ی نسبی $[-]$ ، θ پارامتر توزیع اندازه خلل و فرج $[-]$ ، و α پارامتر مربوط به میزان مکش هوای ورودی (یا فشار حباب) $[L^{-1}]$ است.

برای محاسبه جریان آب سطحی، رابطه پیوستگی در دو بعد را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\frac{\partial \psi_s}{\partial t} = \nabla \cdot \mathbf{v} \psi_s + q_r(x) + q_e(x) \quad (4)$$

زمان پیمایش روبه‌عقب بیانگر توزیع زمان پیمایش ذرات خروجی از دامنه در یک لحظه‌ی مشخص از طریق جریان‌های خروجی (جریان رودخانه و تبخیر-تعرق) است (Benettin et al., 2015b). ردیابی ذرات^۲ از لحظه ورود به سیستم هیدرولوژیکی تا خروج از آن سیستم امکان توصیف منطقی و جامع توابع چگالی احتمال زمان پیمایش را فراهم می‌آورد (Remondi et al., 2019).

در حوضه‌های آبریز برون‌ریز، بارش ورودی به یک سیستم هیدرولوژیکی عمدتاً از طریق رواناب سطحی و تبخیر-تعرق از آن خارج می‌شود؛ بنابراین، تابع چگالی احتمال زمان پیمایش در سیستم هیدرولوژیکی به دو بخش تابع چگالی احتمال زمان پیمایش جریان رودخانه و تابع چگالی احتمال زمان پیمایش تبخیر-تعرق تقسیم می‌شود. این دو تابع مستقل از یکدیگر نیستند، بلکه تابع چگالی احتمال زمان پیمایش تبخیر-تعرق تأثیر بسزایی در محاسبه تابع چگالی احتمال زمان پیمایش ذرات خروجی از طریق جریان رودخانه دارد (Hrachowitz et al., 2013; Sprenger et al., 2016). به عنوان مثال، در حوضه‌های آبریزی که در آن‌ها تبخیر-تعرق تمایل بیشتر به خروج ذرات جوان‌تر دارد، ذرات خروجی از سیستم هیدرولوژیکی از طریق جریان رودخانه از ذرات با سن بیشتر تشکیل می‌شود (van der Velde et al., 2015).

در این پژوهش تلاش بر آن بوده است تا با توسعه یک مدل فیزیکی-هیدرولوژیکی سه بعدی با قابلیت ردیابی آب (ParFlow-CLM-) و شبیه‌سازی تمامی مؤلفه‌های تأثیرگذار بر چرخه آب و انرژی (شامل بارندگی، تبخیر و تعرق، آب زیرزمینی، آب سطحی و اندرکنش بین آب سطحی و زیرزمینی، کاربری اراضی و سطح زیر کشت کشاورزی)، دو سؤال مهم در حوضه آبریز گذارچای واقع در جنوب غرب دریاچه ارومیه پاسخ داده شود: (۱) میزان سهم هر یک از مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده جریان مانند آب یک رودخانه حاصل از آب باران، آب حاصل از ذوب برف و آب زیرزمینی چقدر است؟ و (۲) چه مدت زمانی طول می‌کشد تا آب ورودی و نیز آب از قبل ذخیره شده در زیرحوضه مطالعاتی از آن خارج شود؟ جواب به سؤالات فوق در پیش‌بینی هرچه دقیق‌تر کیفیت آب رودخانه به کمک مدل‌های مبتنی بر توزیع زمان پیمایش پویا در زمان نیز حائز اهمیت می‌باشد (Maxwell et al., 2019). علاوه بر این، سهم نسبی هر یک از مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده جریان آب رودخانه بیانگر اهمیت تدقیق شبیه‌سازی مهم‌ترین مؤلفه‌ها (با بیشترین سهم) در مدل‌سازی هیدرولوژیکی حوضه آبریز است.

۲-۲- مدل ردیابی ذرات آب

مدل ردیابی ذرات آب مشخص می‌کند که چه کسری از جریان رودخانه و تبخیر-تعرق به طور جداگانه از بارندگی (به تفکیک باران و برف) و آب زیرزمینی است. همچنین این مدل، زمان ماندگاری و نیز زمان پیمایش آب و املاح را در هر مکان از قلمرو مکانی و نیز در هر زمان بدست می‌دهد. به عبارت دیگر، تابع توزیع احتمال زمان ماندگاری آب در یک حوضه آبریز و نیز تابع توزیع احتمال زمان پیمایش آب از لحظه ورود به سیستم تا لحظه خروج در هر زمان و هر نقطه از حوضه آبریز معلوم است. شایان ذکر است که این مدل به طور یکپارچه با مدل‌های ParFlow-CLM عمل می‌کند؛ به عبارتی، سرعت حرکت آب در سطح و زیر زمین، درجه اشباع، هد فشار و تبخیر-تعرق هر سلول که از خروجی‌های مدل هیدرولوژیکی ParFlow-CLM است به عنوان ورودی مدل سه بعدی ردیابی آب (EcoSLIM) استفاده می‌شود (Maxwell et al., 2019).

در مدل سه‌بعدی ParFlow-CLM چنانچه شار در پنج وجه پایینی و کناری آن صفر باشد، ذرات می‌توانند فقط از طریق وجه بالایی سیستم را ترک کنند. در صورتی که (۱) یک ذره در نیمه بالایی لایه اول باشد، (۲) درجه اشباع آن سلول یک باشد و (۳) سرعت قائم آن مثبت (جریان به سمت بالا) باشد، آن ذره سیستم را به عنوان جریان رودخانه ترک می‌کند. در این حالت موقعیت مکانی، زمان ورود، زمان خروج و منشأ ورود آن ذره ثبت می‌شود. همچنین وضعیت ذره از فعال به غیر فعال تغییر می‌کند. اگر ذره به صورت جریان رودخانه از سطح خارج نشود، احتمال خروج آن از طریق تبخیر-تعرق بررسی می‌شود. اگر مقدار آب خالص ورودی به هر سلول در لایه بالایی منفی باشد، یک عدد تصادفی طبق الگوریتم تولید عدد تصادفی (Chan and Tiwari, 2007) بر مبنای گام زمانی مورد بررسی و شماره ذره ساخته می‌شود که دارای توزیع یکنواخت و تعیین کننده احتمال باقی ماندن ذره داخل سیستم است. بنابراین، در صورتی که احتمال باقی ماندن ذره در سیستم کمتر از احتمال وقوع خروج آن از طریق تبخیر-تعرق باشد، ذره از سیستم خارج می‌شود. احتمال وقوع تبخیر-تعرق در یک سلول برابر است با نسبت مقدار آب خالص ورودی به سلول به حجم آب موجود در سلول در گام زمانی مورد نظر. در صورتی که ذره به صورت تبخیر-تعرق از سیستم خارج شود، موقعیت مکانی، زمان ورود، زمان خروج و منشأ ورود آن ثبت می‌شود. همچنین وضعیت ذره از فعال به غیر فعال تغییر می‌کند. در ادامه، در صورتی که ذره از طریق جریان رودخانه و تبخیر-تعرق از سیستم خارج نشود، موقعیت ذره بر اساس سرعت سلول (محاسبه شده توسط مدل ParFlow) تغییر می‌کند.

که در آن t زمان [T]، \vec{v} بردار سرعت (متوسط در عمق جریان) [LT^{-1}]، ψ_s عمق جریان سطحی [L]، q_r نرخ بارش [LT^{-1}] و q_e نرخ تبادل جریان با آبی زیرزمینی [LT^{-1}] است. در این رابطه، عمق جریان به صورت متوسط در جهت عمودی است و بنابراین، تغییرات عمودی مومنتوم در یک ستون آب سطحی نادیده گرفته شده است که البته این فرض برای جریان‌های کم عمق تقریب خوبی محسوب می‌شود. حال در صورت استفاده از تقریب موج سینماتیکی معادله مومنتوم که در آن مؤلفه‌های مربوط به پخش صرف نظر شده است، شیب اصطکاک (S_f) با شیب بستر (S_0) برابر خواهد بود و سرعت جریان را می‌توان به صورت زیر از طریق رابطه مانینگ بدست آورد:

$$v = \frac{1}{n} S_0^{1/2} \psi_s^{2/3} \quad (5)$$

که در آن n ضریب مانینگ [$TL^{-1/3}$] است. همچنین، به منظور شبیه‌سازی فرایندهای مربوط به بیان انرژی در سطح زمین، این مدل هیدرولوژیکی به صورت به هم پیوسته با مدل Common Land Model (CLM) عمل می‌کند که خروجی آن، متغیرهای همچون تبخیر-تعرق و ذوب برف است (Dai et al., 2003). این دو مدل حداکثر در ۱۰ لایه بالایی خاک در منطقه‌ی ریشه با یکدیگر در ارتباط هستند، به طوری که بالاترین لایه‌ی خاک در ParFlow مطابق با اولین لایه خاک در CLM است (Maxwell and Miller, 2005). ابعاد سلول‌های CLM با ابعاد شبکه افقی ParFlow برابر و بر هم منطبق است. مکانیزم حل همزمان معادلات این دو مدل به این صورت است که در هر گام زمانی ابتدا ParFlow معادلات مربوط به توازن آب را در لایه‌های سطحی و زیرزمینی حل نموده و مقدار هد فشار و رطوبت خاک در هر سلول را محاسبه می‌نماید؛ سپس مقادیر هد فشار و رطوبت خاک محاسبه شده در منطقه ریشه (که عمق آن توسط کاربر تعیین می‌شود) به مدل CLM انتقال می‌یابد و این مدل با استفاده از هد فشار و رطوبت خاک محاسبه شده توسط ParFlow، معادلات توازن انرژی در سطح زمین برای لایه‌های خاک و همچنین برف را حل می‌نماید. خروجی مدل CLM شامل تبخیر از سطح پوشش گیاهی، تبخیر از سطح زمین، تعرق توسط پوشش گیاهی، آب معادل برف، شار گرمای نهان، شار گرمای محسوس، میزان حرارت ذخیره شده در زمین، دمای لایه‌های مختلف خاک، دمای لایه‌های مختلف برف و میزان نفوذ می‌باشد. براینده مقادیر تبخیر، تعرق و نفوذ به عنوان جریان ورودی به مدل parflow انتقال داده می‌شود تا در گام زمانی بعد در نظر گرفته شوند.

$$f_p = \frac{(X_{s,p} - X_{i,p})}{\Delta S_p} \quad (7)$$

که در آن $\Delta S_p = (\Delta x_p, \Delta y_p, \Delta z_p)$ برابر اندازه سلولی است که ذره در آن قرار دارد. سرعت حرکت یک ذره در موقعیت خود از طریق درون‌یابی خطی سرعت دارسی V_f محاسبه شده توسط ParFlow در وجه سلول (یعنی $V_{F,i+1}$ و $V_{F,i}$) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$V_{s,p} = \frac{(1 - f_p) \cdot V_F(X_{i,p}) + f_p \cdot V_F(X_{i+1,p})}{\phi(X_{i,p}) \cdot S_w(X_{i,p})} \quad (8)$$

سپس از $V_{s,p}$ بدست آمده برای محاسبه‌ی زمان پیمایش بین دو نقطه $X_{n,p}$ و $X_{s,p}$ استفاده می‌شود:

$$\Delta t_p = \min \left(\left| \frac{d\tau \Delta S_p}{V_{s,p}} \right| \right) \quad (9)$$

که در آن Δt_p کمینه ورودی تابع حداقل را در جهت‌های x ، y و z بدست می‌دهد. dt ضریب زمان (ثابت کمتر از یک) برای اطمینان از ارضا شدن شرط پایداری Courant–Friedrichs–Lewy حین حل ضمنی رو به جلوی رابطه (۶) است. با حل روابط بالا، مسیرهای جریان و همچنین توزیع‌های زمان ماندگاری ذرات به طور کامل در هر نقطه از دامنه و در هر زمان مشخص می‌شود (Danesh-Yazdi et al., 2018).

شکل ۱ نمایی سه بعدی از یک دامنه فرضی تقسیم شده به سلول‌های شبکه محاسباتی و همچنین تعدادی از مسیرهای جریان را نشان می‌دهد (Danesh-Yazdi et al., 2018). طول‌های قائم L_x ، L_y و L_z ابعاد هندسه‌ی دامنه را تعریف می‌کنند که به N_x ، N_y و N_z سلول مستطیلی با ابعاد Δx ، Δy و Δz تقسیم می‌شوند (به عبارتی، $N_x \times \Delta x$ برای هر سلول شبکه، مشخصات فیزیکی خاک مانند تخلخل، هدایت هیدرولیکی و درجه اشباع نسبی در مرکز هر سلول تعریف می‌شود).

اگر $X_p = (X_{p,x}, Y_{p,y}, Z_{p,z})$ موقعیت کارترین ذره p و $X_{s,p}$ موقعیت نقطه‌ی شروع حرکت آن باشد، موقعیت ذره پس از یک گام حرکت $(X_{n,p})$ به صورت زیر بدست می‌آید:

$$X_{n,p} = X_{s,p} + V_{s,p}(X_{s,p}) \cdot \Delta t_p \quad (6)$$

که در آن بردار سرعت همرفتی ذره در موقعیت مکانی حاضر آن یعنی $X_{s,p}$ و Δt_p برابر با مدت زمانی است که ذره از موقعیت $X_{s,p}$ به موقعیت $X_{n,p}$ جابجا می‌شود. موقعیت دقیق ذره در یک سلول با کسر موقعیت (f_p) در هر سلول با درون‌یابی خطی بین سرعت جریان در وجه‌های سلول‌های شبکه محاسبه می‌شود. اگر i و $i+1$ نماینده وجه سمت چپ و راست سلولی باشند که ذره در آن قرار دارد، موقعیت دقیق ذره در یک سلول با محاسبه پارامتر f_p به صورت زیر بدست می‌آید:

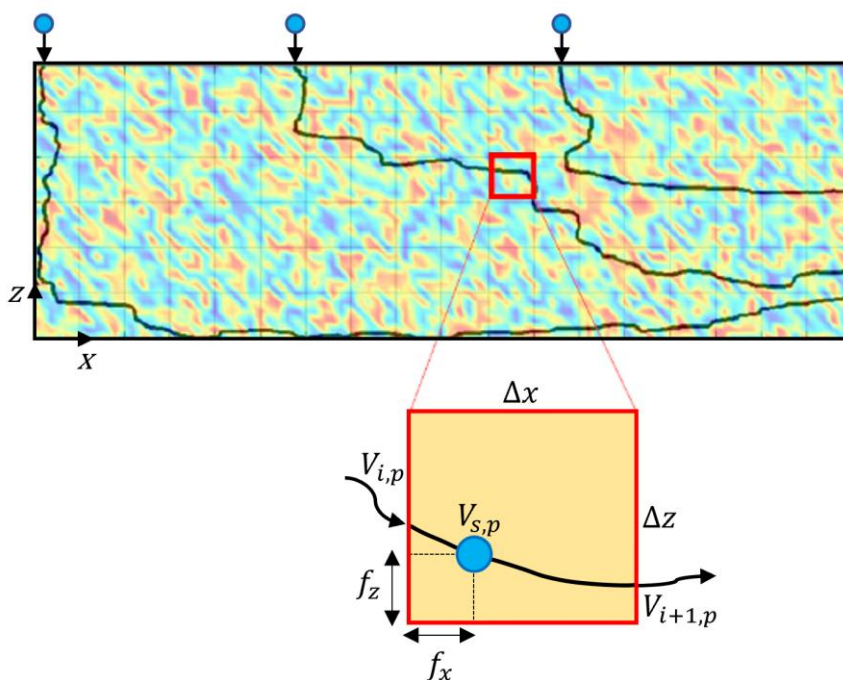


Fig. 1- Conceptual scheme of particle tracking model (taken from Danesh-Yazdi et al., 2018)

شکل ۱- شماتیک مفهومی مدل ردیابی ذرات آب (برگرفته از منبع (Danesh-Yazdi et al. (2018)

۳-۲- منطقه مطالعاتی

حوضه آبریز بالادست ایستگاه هیدرومتری پی‌قلعه با مساحت تقریبی ۲۵۲ کیلومتر مربع در بخش سراب^۱ حوضه رودخانه گذارچای (بین عرض جغرافیایی ۳۶° ۵۶' - ۳۷° ۰۸' و طول جغرافیایی ۴۴° ۴۴' - ۴۵° ۰۲') قرار دارد و بخش عمده آورد این رودخانه را تشکیل می‌دهد. این ناحیه بخشی از محدوده مطالعاتی اشنویه (کد ۳۰۰۸) است و ایستگاه هواشناسی سینوپتیک اشنویه که در شرق آن قرار دارد (شکل ۲)، نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به این ناحیه است. متوسط بارش و دمای سالانه اندازه‌گیری شده در ایستگاه سینوپتیک اشنویه به ترتیب ۴۳۰ میلی‌متر و ۱۳/۴ درجه سانتیگراد است. همچنین، متوسط سالانه آورد رودخانه گذارچای در ایستگاه هیدرومتری پی‌قلعه ۲۷۳/۴ میلیون متر مکعب است. پوشش گیاهی این منطقه عمدتاً به شکل مراتع طبیعی است و سطح کشاورزی در آن قابل چشم‌پوشی است. بر اساس داده‌های آماربرداری دور دوم منابع و مصارف آب نیز تنها دو عدد چاه بهره‌برداری در این منطقه وجود دارد که مجموع برداشت سالانه آن‌ها حدود ۱۳۶ هزار متر مکعب است.

۴-۲- داده تحقیق

داده‌های مورد نیاز مدل هیدرولوژیکی ParFlow-CLM به سه دسته کلی زیر تقسیم می‌شوند: (۱) داده‌های هواشناسی شامل دمای هوا (کلوین)، رطوبت ویژه (درصد)، فشار جو (پاسکال)، سرعت باد در جهت شرق به غرب (متر بر ثانیه)، سرعت باد در جهت جنوب به شمال (متر

بر ثانیه)، تابش رو به پایین با طول موج کوتاه (وات بر متر مربع)، تابش رو به پایین با طول موج بلند (وات بر متر مربع) و بارش (میلی‌متر بر ثانیه)؛ (۲) داده‌های پوشش گیاهی شامل شاخص سطح برگ، شاخص سطح ساقه، ارتفاع جابه‌جایی و طول زبری؛ و (۳) داده‌های خاک شناسی شامل هدایت هیدرولیکی، تخلخل، پارامترهای van Genuchten (آلفا و تتا)، ضریب مانینگ و ذخیره ویژه. مدل هیدرولوژیکی برای سال‌های آبی ۲۰۱۰-۱۱ تا سال آبی ۲۰۱۷-۱۸ به صورت ساعتی اجرا شده است. مقادیر داده‌های فوق و نحوه تهیه آن‌ها به تفصیل در مطالعه (Rahmani and Danesh-Yazdi (2022) ارائه شده است. جدول ۱ به طور خلاصه داده‌های هواشناسی مورد استفاده در این مطالعه به همراه منبع، قدرت تفکیک مکانی و قدرت تفکیک زمانی هر یک را نمایش می‌دهد.

هدایت هیدرولیکی و تخلخل از پایگاه داده Land-Atmosphere Interaction Research Group at Sun Yat-Sen University (2021) برای هشت لایه خاک تا عمق ۲/۳ متری (۰-۰/۴۵، ۰/۴۵-۰/۹۱، ۰/۹۱-۰/۱۶۶، ۰/۱۶۶-۰/۲۸۹، ۰/۲۸۹-۰/۴۹۳، ۰/۴۹۳-۰/۸۲۹، ۰/۸۲۹-۰/۱۳۸۳، ۰/۱۳۸۳-۰/۲۹۶۶، ۰/۲۹۶۶-۰/۴۹۳۰) با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ ثانیه (تقریباً یک کیلومتر) تهیه شده است. پارامتر تخلخل به صورت همگن و همسانگرد وارد مدل گردیده است و مقدار آن برابر با میانگین تخلخل تمام سلول‌های مدل است؛ اما هدایت هیدرولیکی به شکل ناهمگن و همسانگرد وارد مدل شده است.

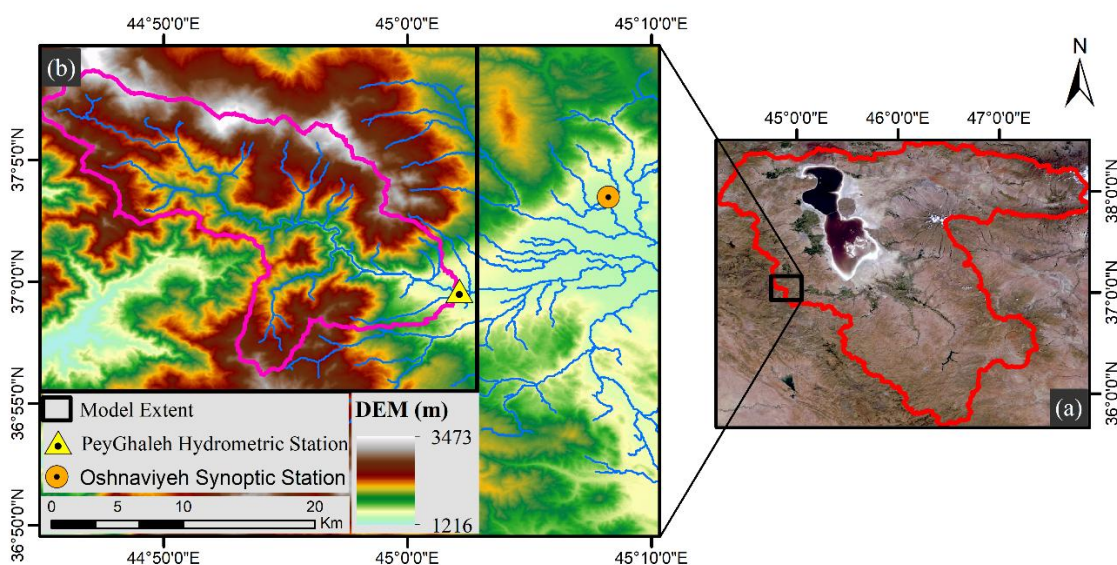


Fig. 2- The geographic location of the study area and the selected hydrometric station

شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعه و ایستگاه هیدرومتری منتخب

تحقیقات منابع آب ایران، سال نوزدهم، شماره ۲، تابستان ۱۴۰۲، ویژه‌نامه تخصصی: دریاچه ارومیه
Volume 19, No. 2, Summer 2023 (IR-WRR), Special Issue: Urmia Lake

Table 1- The source, spatial resolution and temporal resolution of meteorological data used in this study

Data	Source	Spatial Resolution	Temporal Resolution
Air Temperature	Oshvaviyeh Synoptic Station	-	daily
Wind Speed	Oshvaviyeh Synoptic Station	-	daily
Atmospheric Pressure	Oshvaviyeh Synoptic Station	-	daily
Precipitation	Synoptic Station and Rain Gages	-	daily
Specific Humidity	GLDAS Dataset	0.25° × 0.25°	3-hour
Downward Shortwave Radiation	GLDAS Dataset	0.25° × 0.25°	3-hour
Downward Longwave Radiation	GLDAS Dataset	0.25° × 0.25°	3-hour

است که خروجی یک سال از مدل هیدرولوژیکی ParFlow-CLM را به عنوان ورودی به مدل ردیابی وارد شده و با همان داده‌های یک سال، اجرای مدل را بارها تکرار می‌شود تا شرط مذکور ارضا شود. در این مطالعه، داده‌های سال آبی ۱۳-۲۰۱۲ (دوره نرمال حوضه آبریز)، برای مدل‌سازی ردیابی ذرات در نظر گرفته شده است. جهت رسیدن به شرایط پایا، مدل ردیابی ذرات به مدت ۱۶۰ سال (۱۶۰ بار اجرای پیوسته مدل با استفاده از داده‌های مربوط به سال آبی ۱۳-۲۰۱۲) اجرا شده است.

لازم به ذکر است که مدل توسعه داده شده در این مطالعه، با قدرت تفکیک مکانی یک کیلومتر، دارای ۲۶ سلول در راستای شرق-غرب، ۲۴ سلول در راستای شمال-جنوب و ۶ لایه خاک با ضخامت ۰/۱ متر، ۰/۲ متر، ۰/۳ متر، ۱/۴ متر، ۱۱ متر و ۱۳۷ متر است. بنابراین، ابعاد کل مدل به شکل ۲۶ کیلومتر در ۲۴ کیلومتر در ۱۵۰ متر است که توسط ۳۷۴۴ سلول شبیه‌سازی شده است. به منظور شبیه‌سازی دقیق‌تر فرایندهای تبادلی بین اتمسفر، جریان سطحی و جریان زیرسطحی، پنج لایه بالایی خاک با ضخامت کمتری گسسته‌سازی شده‌اند.

۳- نتایج و بحث

۳-۱- صحت‌سنجی مدل هیدرولوژیکی

مقایسه بین دبی شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در ایستگاه هیدرومتری پی‌قلعه در شکل ۳ انجام شده است. مشاهده می‌شود که مقدار ضریب کارایی Nash Sutcliffe، ضریب کارایی Nash Sutcliffe اصلاح شده و مجذور میانگین خطاها به ترتیب برابر با ۰/۷۱، ۰/۶۴ و ۷/۳۴ متر مکعب بر ثانیه است که حاکی از دقت بالای مدل هستند. نحوه حصول به این نتایج و واسنجی مدل هیدرولوژیکی به تفصیل در مقاله (Rahmani and Danesh-Yazdi (2022) ارائه شده است.

مشاهده می‌شود که داده‌های پایگاه داده‌ای مذکور تنها تا عمق ۲/۲۹۶ متری را پوشش می‌دهند اما در این مطالعه تا عمق ۱۵۰ متری (عمق سنگ بستر) مدل سازی شده است. مقدار هدایت هیدرولیکی برای اعماق بیشتر از ۲/۲۹۶ متر برابر با مقدار هدایت هیدرولیکی مربوط به پایین‌ترین لایه خاک این پایگاه داده در نظر گرفته شده است. پارامترهای van Genuchten نیز از پایگاه داده‌ای Montzka et al. (2017) با قدرت تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه تهیه شده است. در نهایت، برای داده ضریب مانینگ از لایه ضریب مانینگ حاصل از مطالعه جایکا (Japan International Cooperation Agency,) استفاده شده است. (2020)

همانطور که در بخش ۲-۲ بیان شده است، تمامی ورودی‌های مدل ردیابی ذرات خروجی‌های حاصل از اجرای مدل هیدرولوژیکی ParFlow-CLM هستند؛ این خروجی‌ها عبارتند از سرعت حرکت آب، درجه اشباع، هد فشار و تبخیر-تعرق هر سلول. همچنین میزان جریان خالص ورودی به سیستم از طریق سلول‌های لایه بالایی و نوع آن (بارش یا برف) در هر گام زمانی نیز از مدل هیدرولوژیکی دریافت می‌شود و وارد مدل ردیابی ذرات می‌گردد. بر خلاف مدل هیدرولوژیکی، مدل ردیابی باید برای سال‌های متمادی تکرار شود. علت طولانی بودن زمان اجرای مدل ردیابی ذرات این است که انتظار می‌رود ذره‌ای که در پایین‌ترین لایه و در دورترین فاصله از نقطه خروجی قرار دارد نیز امکان خارج شدن از سیستم در طول اجرای مدل را داشته باشد. به همین دلیل، تکرار اجرای این مدل باید به اندازه‌ای باشد که اختلاف میانگین سن ذرات خروجی از طریق جریان رودخانه و تبخیر-تعرق در دو سال متمادی کمتر از یک حد آستانه‌ای باشد. برای ارضای این شرط، مدل ردیابی ذرات به مدل ۱۶۰ سال اجرا شده است. از آنجایی که اجرای مدل هیدرولوژیکی برای این مدت طولانی امکان‌پذیر نمی‌باشد (به دلیل عدم وجود داده‌های ورودی و طولانی شدن زمان اجرای مدل)، نحوه آماده‌سازی^۹ مدل ردیابی بدین صورت

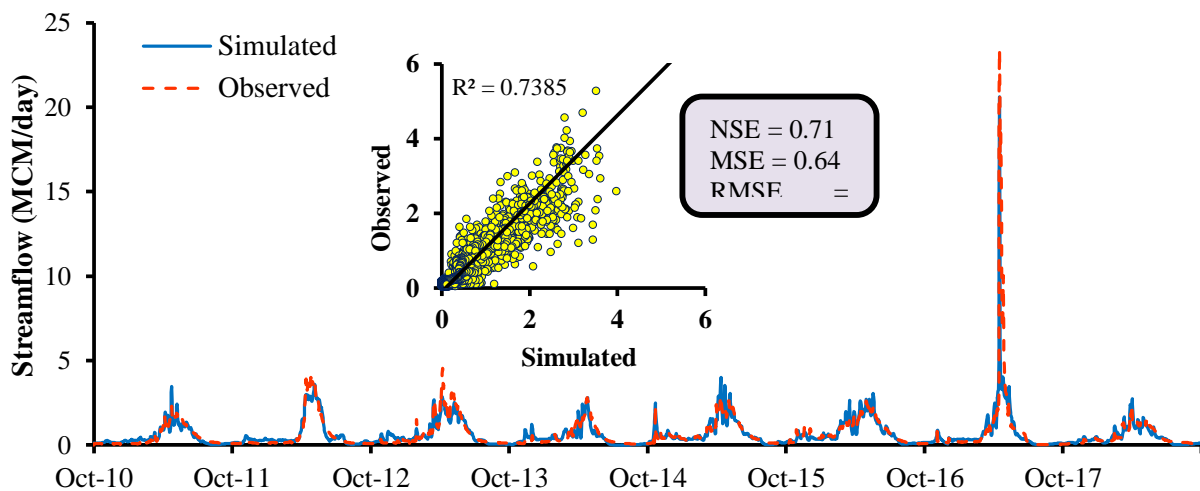


Fig. 3- Comparison of simulated and observed streamflow at the Peyghaleh hydrometric station

شکل ۳- مقایسه دبی شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در ایستگاه هیدرومتری پی‌قلعه

دلیل افزایش دمای هوا، سرعت ذوب برف افزایش یافته و در نتیجه سهم ذوب برف در تشکیل جریان رودخانه، تبخیر-تعرق و آب ذخیره شده در سیستم افزایش یافته است. در این دوره به دلیل دمای هوای بالا، نزولات جوی اغلب به صورت بارش رخ داده‌اند، بنابراین مشاهده می‌شود که سهم باران در جریان رودخانه و تبخیر-تعرق نیز افزایش یافته است. از اواسط ماه جولای، سهم برف در جریان رودخانه صفر شده است و تنها جریان ناشی از آب زیرزمینی در رودخانه وجود داشته است؛ اما همچنان بخش قابل توجهی از تبخیر-تعرق از برف شکل گرفته است.

جدول ۲ سهم برف، باران و آب زیرزمینی در تشکیل جریان رودخانه و تبخیر-تعرق در طول یک سال آبی را نمایش می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود منشأ اصلی جریان رودخانه و تبخیر-تعرق ذوب برف بوده است. حجم آب حاصل از برف، باران و آب زیرزمینی در تشکیل جریان رودخانه به ترتیب ۱۴۹/۲، ۱۲/۷ و ۱۰۲/۷ میلیون متر مکعب بوده است. همچنین حجم آب حاصل از برف، باران و آب زیرزمینی در تشکیل تبخیر-تعرق به ترتیب ۶۹، ۵/۴ و ۴۶ میلیون متر مکعب بوده است.

در مطالعات هیدرولوژیکی حوضه‌های آبریز، تغییرات مقادیر دبی پایه (مجموع جریان ناشی از ذوب برف و آب زیرزمینی) رودخانه در مقایسه با جریان کل از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد. برای بررسی این موضوع از شاخص جریان پایه^{۱۰} (BFI) که برابر با حاصل تقسیم حجم دبی پایه به رواناب کل در یک دوره می‌باشد، استفاده می‌شود.

۳-۲- بررسی منشأ شارهای خروجی

شکل ۴ سهم باران، برف و آب زیرزمینی در جریان رودخانه، تبخیر-تعرق و آب ذخیره شده در سیستم را نمایش می‌دهد. منظور از آب زیرزمینی، آبی است که از سال‌های قبل در سیستم مانده است و خارج نشده است. بنابراین، منظور از باران و برف، باران و برفی است که در سال آخر وارد سیستم شده است. در سری زمانی آب ذخیره شده در سیستم، سهم آب زیرزمینی همواره در حال کاهش بوده است. دلیل این اتفاق این است که بخشی از آب زیرزمینی در مناطق پایین دست، وارد لایه‌های بالایی شده است؛ در نتیجه یا به شکل تبخیر-تعرق از سیستم خارج شده‌اند یا جریان‌های سطحی را شکل داده‌اند. بنابراین مشاهده می‌شود که در سری زمانی جریان رودخانه، آب زیرزمینی همواره بخشی از جریان را شکل می‌دهد. مشاهده می‌شود که مقدار این جریان در طول سال نسبتاً ثابت بوده است و تنها در اواخر فصل بهار و تابستان کاهش یافته است. از طرف دیگر در همین دوره مقدار تبخیر-تعرق ناشی از آب زیرزمین نیز افزایش یافته است که دلیل آن افزایش دمای هوا می‌باشد. در اوایل فصل پاییز به دلیل اینکه دمای هوا نسبت به زمستان بالاتر بوده است بیشتر نزولات جوی به صورت باران رخ داده است، در نتیجه سهم باران در تشکیل جریان رودخانه و تبخیر-تعرق قابل توجه بوده است. اما از اواسط ماه نوامبر تا اواسط ماه آپریل، به دلیل کاهش دمای هوا، نزولات جوی اغلب به شکل برف اتفاق افتاده است. در این دوره، در روزهایی که دمای هوا نسبتاً بالا بوده و امکان ذوب برف وجود داشته است، بخشی از جریان رودخانه و تبخیر-تعرق را ذوب برف تشکیل داده است. از اواسط ماه مارچ به

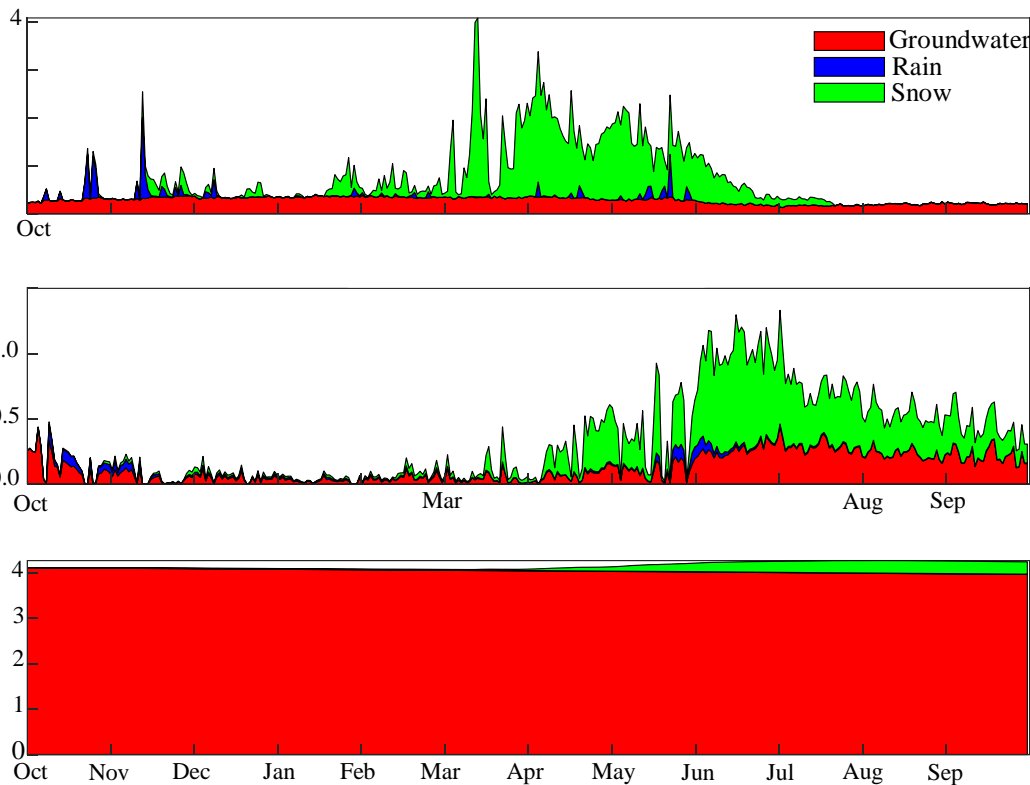


Fig. 4- Rain, snow and grounwater contributions to discharge fluxes and the stored water in the system
 شکل ۴- سهم منابع باران، برف و آب زیرزمینی در شارهای خروجی و آب ذخیره شده در سیستم

و ۰/۸۵ محاسبه کرده‌اند که تطابق قابل قبولی با نتایج این مطالعه دارند.

شکل ۶ سری زمانی ذرات برف ورودی به سیستم در سال آخر و همچنین سری زمانی ذراتی که در سال آخر به شکل برف وارد سیستم شده‌اند و در همان سال آخر از سیستم خارج شده‌اند را نمایش می‌دهد. مشاهده می‌شود که تنها ۴۵ درصد از برف وارد شده به سیستم در طول یک سال، در همان سال از سیستم خارج شده است و ۵۵ درصد آن در سیستم ذخیره شده است. شکل ۷ نیز سری زمانی ذرات باران ورودی به سیستم در سال آخر و سری زمانی ذرات بارانی که در سال آخر وارد سیستم شده‌اند و در همان سال آخر از سیستم خارج شده‌اند را نمایش می‌دهد. مشاهده می‌شود که بر خلاف سری زمانی برف که بخش عظیمی از آن در سیستم ذخیره شده است، ۷۸ درصد از بارش ورودی به سیستم در یک سال در همان سال از سیستم خارج شده است و تنها ۲۲ درصد از آن در سیستم ذخیره شده است.

Table 2- Rain, snow and grounwater contributions to streamflow and evapotranspiration (%)
 جدول ۲- سهم باران، برف و آب زیرزمینی در تشکیل جریان رودخانه و تبخیر-تعرق (%)

Source	Streamflow	Evapotranspiration
Snow	56.4	57.3
Rain	4.8	4.5
Groundwater	38.8	38.2

شکل ۵ تغییرات این شاخص را در طول سال نمایش می‌دهد. مقدار این شاخص در اکثر روزهای سال برابر با یک می‌باشد و تنها در روزهایی که جریان ناشی از بارش باران شکل می‌گیرد مقدار آن کمتر از یک می‌شود. مقدار سالانه شاخص جریان پایه برای منطقه مورد مطالعه ۰/۹۵ محاسبه شده است که با توجه به قرار گرفتن منطقه مورد مطالعه در ارتفاعات و رخداد اکثر نزولات جوی به شکل برف این عدد منطقی به نظر می‌رسد. Hessari et al. (2019) با استفاده از روش محدوده زمانی ثابت^{۱۱}، روش جابه‌جا شونده^{۱۲} و روش حداقل موضعی^{۱۳} مقدار شاخص جریان پایه در ایستگاه پی‌قلعه را به ترتیب ۰/۹۱، ۰/۹۴ و

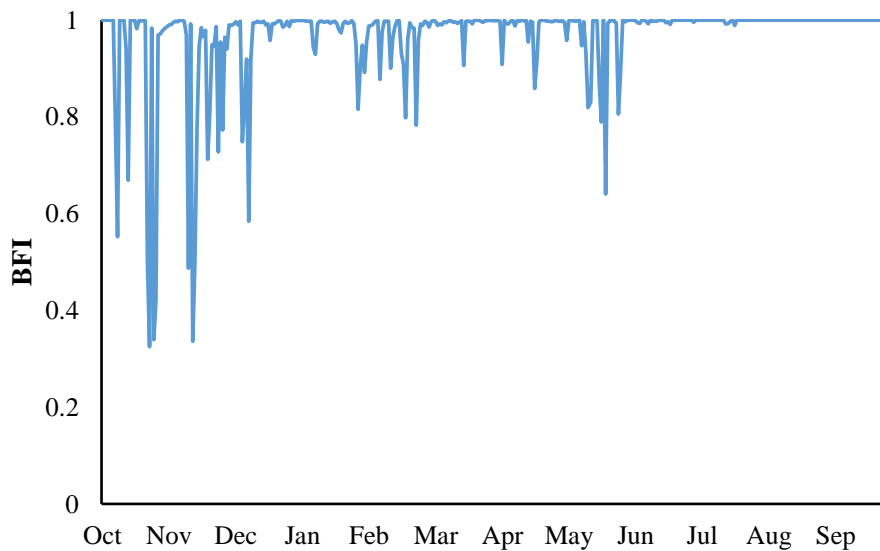


Fig. 5- Intra-annual fluctuation in the Base Flow Index

شکل ۵- تغییرات شاخص جریان پایه در طول سال آبی

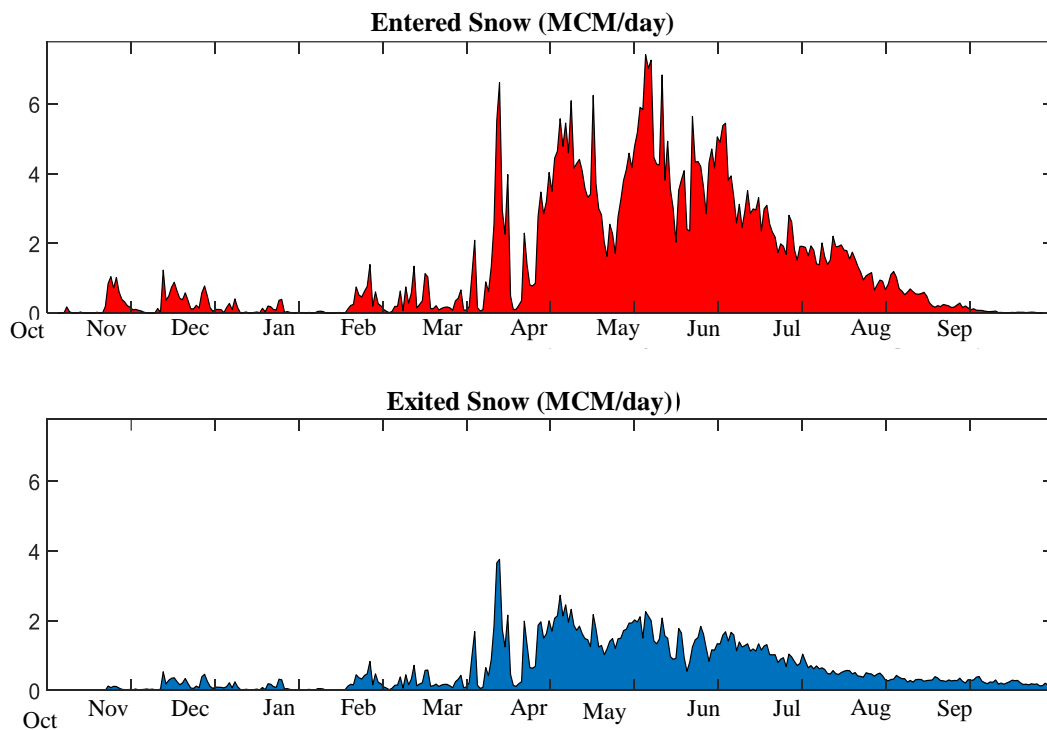


Fig. 6- Time series of the entering and exiting snow

شکل ۶- سری زمانی برف ورودی و خروجی

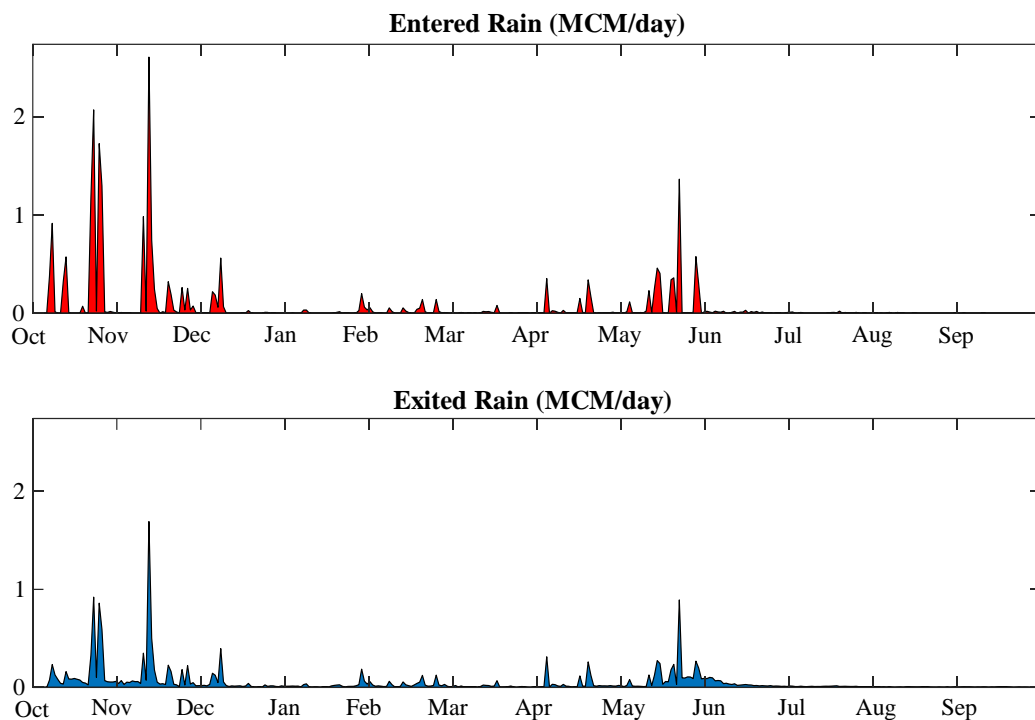


Fig. 7- Time series of the entering and exiting rainfall

شکل ۷- سری زمانی بارش ورودی و خروجی

شدن هستند. در اواخر فصل زمستان به دلیل افزایش دمای هوا ذوب برف افزایش یافته است؛ همچنین، در این دوره نزولات جوی غالباً به شکل باران اتفاق افتاده‌اند. بنابراین مشاهده می‌شود که حجم ذرات ورودی به سیستم افزایش یافته است و باعث افزایش حجم آب ذخیره شده در سیستم و کاهش میانگین سن ذرات موجود در سیستم شده است. ذوب برف و ورود ذرات جدید به سیستم تا اوایل ماه آگوست ادامه دارد؛ به همین دلیل مشاهده می‌شود که تا اوایل ماه آگوست میانگین سن ذرات موجود در سیستم در حال کاهش می‌باشد. بر خلاف سن ذرات که در این دوره همواره در حال کاهش می‌باشد، حجم آب ذخیره شده در سیستم از اواخر فصل زمستان تا ماه ژوئن در حال افزایش است و بعد از آن شروع به کاهش می‌کند. دلیل کاهش حجم ذخیره از ابتدای ماه ژوئن تا ماه آگوست، با وجود ذوب برف و ورود ذرات جدید به سیستم، این است که در این دوره میزان تبخیر-تغرق افزایش می‌یابد و همچنین نرخ ذوب برف کاهش یافته است. بعد از ماه آگوست تا انتهای سال آبی، به دلیل اتمام برف موجود در منطقه و عدم ورود ذره جدید به سیستم، ذرات موجود در سیستم شروع به پیر شدن می‌کنند.

۳-۳- میانگین زمان پیمایش و زمان ماندگاری

شکل ۸ سری زمانی میانگین زمان ماندگاری در برابر حجم آب ذخیره شده در سیستم را نمایش می‌دهد. مشاهده می‌شود که میانگین سن ذرات موجود در سیستم و حجم آب ذخیره شده در سیستم همبستگی منفی با یکدیگر دارند. ذرات آب موجود در سیستم در فصل پاییز با شیب نسبتاً ثابتی در حال افزایش زمان ماندگاری هستند و حجم آب ذخیره شده در سیستم نیز نسبتاً ثابت است. در این دوره در سری زمانی سن ذرات و حجم آب ذخیره شده در سیستم نواساناتی مشاهده می‌شود که مهم‌ترین آن‌ها افزایش آب ذخیره شده در سیستم و کاهش سن ذرات آب در اواخر ماه اکتبر می‌باشد. دلیل این اتفاق این است که در انتهای ماه اکتبر، نزولات جوی به شکل بارش رخ داده‌اند و وارد سیستم شده‌اند. ذرات جدید از یک طرف حجم آب ذخیره شده در سیستم را افزایش داده‌اند، و از طرفی چون جوان هستند، میانگین سن ذرات موجود در سیستم را نیز کاهش داده‌اند. در فصل زمستان چون نزولات جوی غالباً به شکل برف رخ داده‌اند، هنوز وارد سیستم نشده‌اند. به همین دلیل حجم آب ذخیره شده در سیستم با شیب نسبتاً ثابتی در حال کاهش است. همچنین ذرات موجود در سیستم نیز در حال پیر

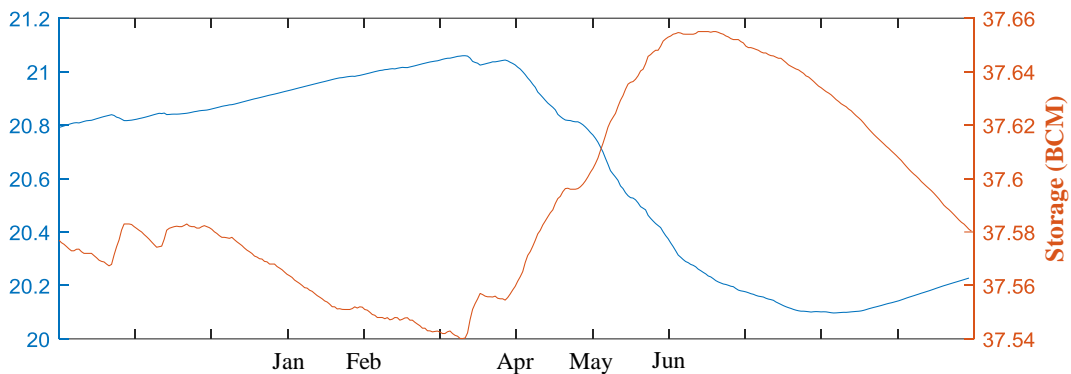


Fig. 8- Time series of the mean residence time and the stored water
شکل ۸- سری زمانی میانگین زمان ماندگاری و حجم آب ذخیره شده در سیستم

پاییز و بخشی از زمستان) نسبتاً ثابت می‌شود، اما در این دوره به دلیل عدم وجود بارش، نوسانات فصل سرد را مشاهده نمی‌کنیم. با وجود اینکه بیش از ۶۰ درصد ذرات خروجی دارای سن کمتر از یک سال هستند، میانگین زمان پیمایش کل ذرات خروجی از طریق جریان رودخانه در طول یک سال، ۹/۷ سال می‌باشد؛ دلیل این تفاوت زیاد این است که مسیر حرکت ذرات به دو بخش کلی تقسیم می‌شود. بخش اول ذراتی هستند که بعد از ورود در همان لایه‌های بالایی قرار می‌گیرند و بدون اینکه وارد مسیرهای طولانی شوند، از همان لایه بالایی خارج می‌شوند. سن این ذرات کمتر از یک سال می‌باشد. دسته دوم ذراتی هستند که پس از ورود به سیستم وارد لایه‌های پایینی شده و عملاً مسیر حرکت آن‌ها بسیار طولانی‌تر خواهد بود. اگرچه سهم ذرات دسته دوم در تشکیل رودخانه نسبتاً پایین است، اما به دلیل سن بالایی که دارند، میانگین سن ذرات خروجی را افزایش می‌دهند.

۳-۴- بررسی اثر حجم ذخیره معکوس و هیستریزیس در روابط بین نرخ و نسبت سن خروج ذرات جریان رودخانه

نسبت سن ذرات خروجی^{۱۵} (EAR) عبارت است از نسبت میانگین سن ذرات خروجی به میانگین سن ذرات موجود در سیستم؛ مقادیر کوچک‌تر آن نشان می‌دهد که سیستم تمایل بیشتری برای خروج ذرات جوان‌تر دارد و بالعکس. اثر حجم ذخیره مستقیم بیان می‌کند که در یک مخزن ایده‌آل که در آن ذرات آب با سنین مختلف به خوبی مخلوط شده‌اند، سهم نسبی ذرات جدید وارد شده به مخزن در جریان خروجی زمانی حداکثر است که حجم آب ذخیره شده در مخزن کم باشد، و با افزایش حجم آب ذخیره شده، به دلیل اختلاط با آب‌های

شکل ۹ سری زمانی میانگین زمان پیمایش جریان رودخانه در برابر دبی جریان رودخانه را نمایش می‌دهد. مشاهده می‌شود که با افزایش دبی و سطح آب زیرزمینی (شکل ۷) از اواسط ماه مارچ تا اواخر فصل بهار، میانگین زمان پیمایش ذرات خروجی از طریق جریان رودخانه کاهش می‌یابد. همچنین از اواخر فصل بهار تا انتهای سال آبی که دبی و سطح آب زیرزمینی کاهش می‌یابد، میانگین زمان پیمایش ذرات خروجی از طریق جریان رودخانه افزایش می‌یابد. این پدیده با نام اثر ذخیره معکوس^{۱۴} شناخته می‌شود (Harman, 2015). در فصل پاییز و زمستان به دلیل آنکه دبی رودخانه غالباً از دبی پایه شکل گرفته است (شکل ۴) ذرات خروجی دارای سن بالایی هستند. در این دوره نوسانات شدیدی نیز مشاهده می‌شود که در آن‌ها میانگین سن ذرات خروجی کاهش یافته است. دلیل این نوسانات، رخداد نزولات جوی به شکل بارش و یا ذوب شدید برف است. در اواخر ماه ژانویه تا پایان ماه فوریه به دلیل افزایش دمای هوا نسبت به ماه‌های قبل ذوب برف بیشتر شده است؛ در نتیجه زمان پیمایش ذرات خروجی در این دوره نسبت به ماه‌های قبل کاهش یافته است. با شروع فصل بهار و افزایش دمای هوا، ذوب برف شدت می‌گیرد و دبی رودخانه نیز افزایش می‌یابد. همچنین، به دلیل ورود ذرات جدید به سیستم، میانگین زمان پیمایش ذرات خروجی کاهش می‌یابد. با شروع فصل تابستان و ذوب بخش عظیمی از برف منطقه در فصل بهار، به دلیل کاهش برف موجود در منطقه، ذوب برف کم‌تر می‌شود و دبی رودخانه کاهش می‌یابد. همچنین، در این دوره، به دلیل کاهش ورود ذرات جدید به سیستم، ذرات پیرتر از سیستم خارج می‌شوند و در نتیجه زمان پیمایش ذرات خروجی افزایش می‌یابد. نکته قابل توجه این است که گرچه در پایان سال آبی میانگین زمان پیمایش جریان رودخانه همچون فصل سرد

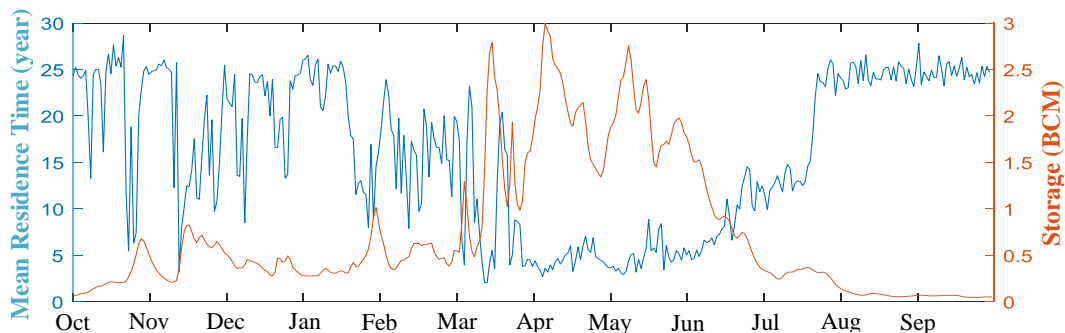


Fig. 9- Time series of the discharge mean travel time and the streamflow
شکل ۹- سری زمانی میانگین زمان پیمایش و جریان رودخانه

معکوس است. برای بررسی پدیده هیستریزیس در روابط بین نرخ جریان رودخانه و نسبت سن خروج، نسبت سن خروج در دوره‌های خشک و مرطوب با هم مقایسه شده است. همچنین، برای مشخص کردن مرطوب یا خشک بودن دوره از میانگین رطوبت خاک در عمق دو متری استفاده شده است. در شکل ۱۰ رنگ‌بندی نشان دهنده رطوبت خاک در عمق دو متر است. همانطور که مشاهده می‌شود، شاخه پایینی (دوره مرطوب) در این شکل دارای رطوبت بالاتری نسبت به شاخه بالایی (دوره خشک) است. به عبارتی برای یک نرخ جریان ثابت، زمانی که رطوبت خاک بالا می‌باشد، نسبت به حالتی که رطوبت خاک پایین است، سیستم تمایل دارد که ذرات جوان‌تر را خارج کند.

قدیمی، سهم ذرات جدید در جریان خروجی کاهش می‌یابد. در صورتی که معکوس این رفتار صادق باشد، یعنی با افزایش حجم آب ذخیره شده در مخزن، ذرات جوان بیشتری از طریق جریان خروجی خارج شود، اثر حجم ذخیره معکوس بر آن مخزن صادق است (Harman, 2015).

شکل ۱۰ نسبت سن خروج جریان خروجی در برابر نرخ جریان خروجی را نمایش می‌دهد. همانطور که مشاهده می‌شود، با افزایش نرخ جریان خروجی، نسبت سن خروج کاهش می‌یابد. بنابراین، سیستم تمایل دارد که ذرات جوان‌تر را خارج کند. این رفتار سیستم، نشان‌دهنده اثر ذخیره

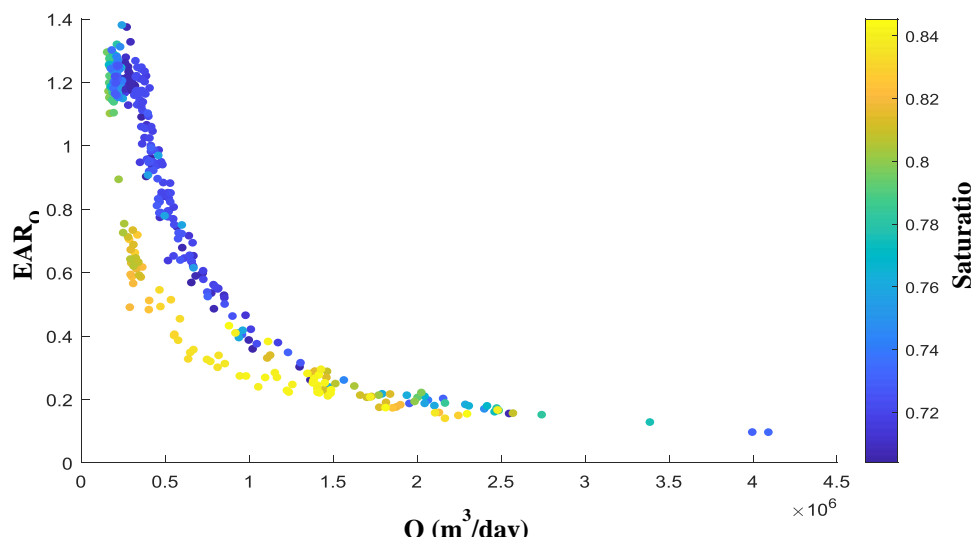


Fig. 10- EAR of streamflow against streamflow rate. The colorbar illustrates the average soil moisture within the depth of 2 m

شکل ۱۰- نسبت سن خروج جریان رودخانه در برابر جریان رودخانه، رنگ‌بندی نشان دهنده متوسط رطوبت خاک تا عمق دو متر است

۴- نتیجه گیری

با توجه به نتایج این پژوهش و محدودیت‌های مدل‌سازی انجام شد، پیشنهاد می‌شود موارد زیر در مطالعات آتی در نظر گرفته شود:

● شرایط مرزی دامنه مطالعه شده در این تحقیق به صورت پنج وجه کناری و پایینی بسته بوده و تنها مسیر خروج ذرات وجه بالایی دامنه است. در اثر این شرایط مرزی، ذرات قدیمی‌تر به منظور خروج از دامنه از طریق جریان خروجی به سطح بالایی دامنه می‌آیند. بنابراین، احتمال خروج آن‌ها از طریق تبخیر-تعرق به دلیل نزدیک‌تر شدن به سطح زمین، افزایش می‌یابد. به همین دلیل، شرایط مرزی اعمال شده سبب ایجاد عدم قطعیت در نتایج این پژوهش شده است. بنابراین، پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آینده از شرایط مرزی متفاوتی استفاده شود؛

● مدل EcoSLIM توانایی ردیابی ذرات در سطح مدل به عنوان آب سطحی را ندارد. به عبارتی، اگر ذره‌ای وارد رودخانه شود، دیگر نمی‌تواند به سیستم برگردد و فرض می‌شود که ذره قطعاً به شکل جریان رودخانه از دامنه خارج می‌شود، در حالی که در واقعیت احتمال دارد که ذره دوباره به درون خاک و لایه‌های پایینی نفوذ کند یا از سطح رودخانه تبخیر شود. پیشنهاد می‌شود در مطالعات بعدی با توسعه مدل، این قابلیت نیز افزوده شود.

۵- قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب تشکر و قدردانی خود را از حمایت‌های انجام شده توسط معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه صنعتی شریف و ستاد احیای دریاچه ارومیه ابراز می‌دارند.

پی‌نوشت‌ها

- 1- Travel Time Distribution
- 2- Residence Time
- 3- The Old Water Paradox
- 4- Master Equation
- 5- Forward Travel Time Distribution
- 6- Backward Traveltime Distribution
- 7- Particle Tracking
- 8- Headwater
- 9- Warm-Up
- 10- Base Flow Index
- 11- Fixed Interval Method
- 12- Sliding Interval Method
- 13- Local Minimum Method
- 14- Inverse Storage Effect
- 15- Exit Age Ratio

در این مطالعه، با استفاده از قابلیت ردیابی آب توسط مدل EcoSLIM که به طور یکپارچه با مدل‌های هیدرولوژیکی ParFlow-CLM عمل می‌کند، میزان سهم هر یک از مؤلفه‌های تشکیل‌دهنده جریان خروجی از طریق جریان رودخانه و تبخیر-تعرق، مانند آب حاصل از باران، آب حاصل از برف و آب زیرزمینی مشخص شده است. علاوه بر این، توزیع زمان پیمایش جریان‌های خروجی شبیه‌سازی شده است. مهم‌ترین نتایج حاصل از این پژوهش عبارت‌اند از:

● در فصل پاییز سهم آب زیرزمینی و بارش در تشکیل جریان رودخانه بیش‌تر از سهم برف است، اما در فصل زمستان به دلیل رخداد نزولات جوی به شکل برف، سهم باران کاهش یافته و غالباً جریان رودخانه از آب زیرزمین تشکیل شده است. در اواخر فصل زمستان و فصل بهار بخش اصلی جریان رودخانه از ذوب برف تشکیل شده است. در تابستان به دلیل اتمام برف ذخیره شده در سیستم، بخش اصلی جریان رودخانه از آب زیرزمینی تشکیل می‌شود؛

● به طور کلی سهم برف، باران و آب زیرزمینی در تولید جریان رودخانه در طول یک سال آبی به ترتیب ۵۶، ۵ و ۳۹ درصد است. همچنین سهم برف، باران و آب زیرزمینی در تولید جریان تبخیر-تعرق به ترتیب ۵۷، ۵ و ۳۸ درصد است. بنابراین مشاهده می‌شود که منشأ اصلی جریان رودخانه و تبخیر-تعرق، ذوب برف است؛

● بخش عظیمی (۵۵ درصد) از برف ورودی در طول یک سال در سیستم ذخیره می‌شود و در سال‌های بعد از سیستم خارج می‌شود؛ در حالیکه تنها ۲۲ درصد از باران در سیستم ذخیره می‌شود و ۷۸ درصد از آن در همان سال آبی از سیستم خارج می‌شود؛

● شاخص جریان پایه سالانه محاسبه شده برای حوضه آبریز مورد مطالعه ۰/۹۵ است؛ که نشان از اهمیت بالای جریان پایه در تشکیل رواناب را نشان می‌دهد؛

● میانگین زمان پیمایش جریان رودخانه در طول یک سال آبی حدود ۱۰ سال است در حالیکه ذرات جوان‌تر از یک سال، بیش از ۶۰ درصد از حجم جریان رودخانه را تشکیل می‌دهند. همین اتفاق برای ذرات خروجی از طریق تبخیر-تعرق نیز می‌افتد؛

● نسبت سن خروج (EAR) جریان خروجی همواره رابطه‌ای معکوس با نرخ جریان خروجی دارد که نشان دهنده اثر ذخیره معکوس است؛

● در ارتباط نسبت سن خروج جریان خروجی در مقابل نرخ جریان خروجی، پدیده هیستریزیس به خوبی مشاهده می‌شود، بدین صورت که دو مقدار مختلف نسبت به سن خروج برای یک نرخ جریان خروجی وجود دارد.

۶- مراجع

- Benettin P, Kirchner JW, Rinaldo A, Botter G (2015a) Modeling chloride transport using travel time distributions at Plynlimon, Wales. *Water Resources Research* 51(5):3259–3276
- Benettin P, Rinaldo A, Botter G (2015b) Tracking residence times in hydrological systems: Forward and backward formulations. *Hydrological Process* 29(25):5203–5213
- Berry ZC, Evaristo J, Moore G, Poca M, Steppe K, Verrot L, Asbjornsen H, Borma LS, Bretfeld M, Hervé-Fernández P, Seyfried M, Schwendenmann L, Sinacore K, De Wispelaere L, McDonnell J (2018) The two water worlds hypothesis: Addressing multiple working hypotheses and proposing a way forward. *Ecohydrology* 11(3):1–10
- Birkel C, Soulsby C (2015) Advancing tracer-aided rainfall–runoff modelling: A review of progress, problems and unrealised potential. *Hydrological Processes* 29(25):5227–5240
- Botter G, Bertuzzo E, Rinaldo A (2011) Catchment residence and travel time distributions: The master equation. *Geophysical Research Letters* 38(11):1–6
- Botter G, Bertuzzo E, Rinaldo A (2010) Transport in the hydrologic response: Travel time distributions, soil moisture dynamics, and the old water paradox. *Water Resources Research* 46(3):1–18
- Chan F, Tiwari M (2007) Swarm Intelligence: Focus on ant and particle swarm optimization. *BoD–Books on Demand*
- Dai Y, Zeng X, Dickinson RE, Baker I, Bonan GB, Bosilovich MG, Denning AS, Dirmeyer PA, Houser PR, Niu G (2003) The common land model. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84(8):1013–1024
- Danesh-Yazdi M, Klaus J, Condon LE, Maxwell RM (2018) Bridging the gap between numerical solutions of travel time distributions and analytical storage selection functions. *Hydrological Processes* 32(8):1063–1076
- Danesh-Yazdi M, Foufoula-Georgiou E, Karwan DL, Botter G (2016) Inferring changes in water cycle dynamics of intensively managed landscapes via the theory of time-variant travel time distributions. *Water Resources Research* 52(10):7593–7614
- Harman CJ (2015) Time-variable transit time distributions and transport: Theory and application to storage-dependent transport of chloride in a watershed. *Water Resources Research* 51(1):1–30
- Hessari B, Yousefi P, Alinia M (2019) Comparing the effects of different filtering formulas on base flow separation based on daily flow data (Case study: West Rivers of Urmia Lake). *Iranian journal of Ecohydrology* 6(2):305–321
- Hrachowitz M, Savenije H, Bogaard TA, Tetzlaff D, Soulsby C (2013) What can flux tracking teach us about water age distribution patterns and their temporal dynamics? *Hydrology and Earth System Sciences* 17(2):533–564
- Japan International Cooperation Agency (2020) Data collection survey on the improvement of hydrological cycle model of Lake Urmia Basin In the Islamic Republic of Iran. Final Report (Issue June)
- Jones JE, Woodward CS (2001) Newton-Krylov-multigrid solvers for large-scale, highly heterogeneous, variably saturated flow problems. *Advances in Water Resources* 24(7):763–774
- Kollet SJ, Maxwell RM (2008) Capturing the influence of groundwater dynamics on land surface processes using an integrated, distributed watershed model. *Water Resources Research* 44(2):1–18
- Kollet SJ, Maxwell RM (2006) Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* 29(7):945–958
- Land-Atmosphere Interaction Research Group at Sun Yat-sen University (2021) (<http://globalchange.bnu.edu.cn/research/soil4.jsp>)
- Maxwell RM (2013) A terrain-following grid transform and preconditioner for parallel, large-scale, integrated hydrologic modeling. *Advances in Water Resources* 53:109–117
- Maxwell RM, Condon LE, Danesh-Yazdi M, Bearup LA (2019) Exploring source water mixing and transient residence time distributions of outflow and evapotranspiration with an integrated hydrologic model and Lagrangian particle tracking approach. *Ecohydrology* 12(1):1–10
- Maxwell RM, Miller NL (2005) Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology* 6(3):233–247

- McGuire KJ, McDonnell JJ (2006) A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology* 330(3-4):543-563
- Montzka C, Herbst M, Weihermüller L, Verhoef A, Vereecken H (2017) A global data set of soil hydraulic properties and sub-grid variability of soil water retention and hydraulic conductivity curves, link to model result files in NetCDF format. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.870605>. In Supplement to: Montzka C et al. (2017): A global data set of soil hydraulic properties and sub-grid variability of soil water retention and hydraulic conductivity curves. *Earth System Science Data* 9(2):529-543
- Osei-Kuffuor D, Maxwell RM, Woodward CS (2014) Improved numerical solvers for implicit coupling of subsurface and overland flow. *Advances in Water Resources* 74:185-195
- Rahmani J, Danesh-Yazdi M (2022) Quantifying the impacts of agricultural alteration and climate change on the water cycle dynamics in a headwater catchment of Lake Urmia Basin. *Agricultural Water Management* 270:107749
- Remondi F, Botter M, Burlando P, Fatichi S (2019) Variability of transit time distributions with climate and topography: A modelling approach. *Journal of Hydrology* 569:37-50
- Sprenger M, Seeger S, Blume T, Weiler M (2016) Travel times in the vadose zone: Variability in space and time. *Water Resources Research* 52(8):5727–5754
- van Der Velde Y, Heidbüchel I, Lyon SW, Nyberg L, Rodhe A, Bishop K, Troch PA (2015) Consequences of mixing assumptions for time-variable travel time distributions. *Hydrological Processes* 29(16):3460-3474
- Van Der Velde Y, Torfs P, Van Der Zee S, Uijlenhoet R (2012) Quantifying catchment-scale mixing and its effect on time-varying travel time distributions. *Water Resources Research* 48(6)