

Direct measurement and simulation of flooding amount effect on recharge rate in Gareh Bygone floodwater spreading system

Mojtaba Pakparvar^{1*} , Gholamali Nekooeian² , Gholamreza Ghahari¹ , Seyed Ali Mohammad Cheraghi¹ , Alireza Majidi³ 

¹ Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Department, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Shiraz, Iran

² Researcher, Soil Conservation and Watershed Management Research Department, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Shiraz, Iran

³ Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Research Institute (SCWMRI), Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran

Abstract

Introduction

Water scarcity due to climate change and growing water demand in different consumption sectors is a major environmental crisis that drives arable lands to a state of degradation, especially in dry regions. Artificial recharge of groundwater (ARG) through floodwater spreading (FWS) which is a potential measure for reversing this emerging trend is investigated in this research. Floodwater harvesting has become an increasingly important technique to improve water security and caused a renewed interest in research and implementation. According to the diverse objectives and methods of implementing artificial recharge of groundwater (ARG) systems, various factors must be considered when choosing a method for quantifying recharge. Therefore, the rate of aquifer recharge is one of the most difficult items to measure in groundwater (GW) resources evaluation. In the soil water balance method (and in the Zero Flux Plane method), soil water movement is inferred by measuring the changes in water content of the soil profile by gravimetric sampling or automatic devices. These methods have not been proven satisfactory in low flow conditions, as there is often insufficient resolution to detect the movement of small quantities of water. Therefore, other methods, based on hydraulic conductivity, potential gradients, and directly calculated water fluxes for unsaturated flow were developed. The Buckingham-Darcy law can be used under the steady flow condition where water contents and fluxes change with depth but do not vary as a function of time. It has been employed in arid and semiarid conditions for recharge estimation. or for assessing the exchange flow between the surface water reservoir and GW. The method requires measurements or estimates of the vertical total head gradient and the unsaturated hydraulic conductivity at the ambient soil water content following the Buckingham-Darcy equation. The overall objective is to evaluate a floodwater spreading system that was installed in 1981 at the Gareh Bygone Plain, southern Iran for recharging the groundwater table.

Materials and Methods

To assess the artificial recharge of groundwater through turbid floodwater spreading, three wells, ~30 m deep, were dug in a 37-year-old recharge basin in planted Acacia forest, bare soil, and pasture land uses, respectively. Soil hydraulic parameters of the vadose zone layers (30 m thickness) were measured in the field and laboratory. One well was equipped with pre-calibrated TDR sensors throughout the well profile for measuring the changes in soil water content along the vadose zone. The volumetric soil-water content was measured continuously from Sep. 2010 to Sep. 2020 with closer temporal increments after floodwater spreading events. Rainfall, ponding water depth, and duration were also measured. Recharge through the vadose zone was assessed by the soil-water balance (SWB) method, as measured in the field as well as by calibrating the Hydrus-1D (H1D) model through the inverse solution.

Results and discussion

Results showed that the wetting front was interrupted at a layer with fine soil accumulation over a coarse-textured gravely layer at a depth of ~4 m. The large differences in hydraulic conductivity of the two successive

layers seemed to cause the transformation of the wetting front water movement into fingering flow. The changes in downward water flux complicated TDR measurement after the depth of 4 m. However, noticeable but temporary changes in the soil water content were detected in some of the layers below the 4 m was evidence for fingering flow after the flood events. Validation of the simulated flow by the H1D model vs. the one observed by SWB (with RMSE 3.45; R2 0.994) showed that the model performed well in flux estimation. The recharge ratio was calculated for the 2010 to 2020 events as 26 to 84 average of 55 % for all events and 63 to 84 average of 75 % for large impounded floodwater in the basin, respectively.

Conclusion

Although a reliable set of data is obtained for calculating recharge at the very location of this study, up-scaling of the results for the entire floodwater systems and for the other flooding events with extreme volume and flow rate needs an extended investigation period and thorough identification of the underlying layers. The determined hydraulic properties of the RLs obtained in this study will be utilized in future research works in the FWS systems in our study site. The contributions of this thesis can be summarized as a) development of approaches for application, calibration, and validation of existing models with limited available data, b) the incorporation of new concepts into the models used, c) generating a unique and robust field data set to support the modeling approaches and d) provision of new information in the context of floodwater harvesting and its impact on groundwater recharge. Floodwater harvesting, especially in the form of FWS, is an emerging issue in water management in dry regions, which needs a better understanding and evaluation of its impact on the surrounding environment. Small-scale but nature-friendly water management plans, such as FWS systems, are seriously criticized since there are numerous methods, which are more attractive in terms of investments and money return to investors. However, they are rarely investigated. This study provided quantitative evidence that proves the effectiveness of FWS systems.

Keywords: Artificial recharge, Floodwater spreading, Fingering movement, Hydrus1D, Soil water balance

Article Type: Research Article

*Corresponding Author, E-mail: m.pakparvar@areeo.ac.ir

Citation: Pakparvar, M., Nekooeian, Gh., Ghahari, Gh., Cheraghi, S.A.M., & Majidi, A.(2023). Direct measurement and simulation of flooding amount effect on recharge rate in Gareh Bygone floodwater spreading system. *Water and Soil Management and Modeling*, 3(3), 256-276.

DOI: 10.22098/mmws.2022.11883.1183

DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.3.16.8

Received: 4 December 2022, Received in revised form: 28 December 2022, Accepted: 30 December 2022, Published online: 30 December 2022

Water and Soil Management and Modeling, Year 2023, Vol. 3, No. 3, pp. 256-276

Publisher: University of Mohagheh Ardabili

© Author(s)





اندازه‌گیری مستقیم و شبیه‌سازی اثر میزان سیلاب بر نرخ تغذیه به آبخوان در سامانه پخش سیلاب گربایگان

مجتبی پاک‌پرور^{۱*}، غلامعلی نکوییان^۲، غلامرضا قهاری^۱، سید علی محمد چراغی^۱، علیرضا مجیدی^۳

^۱ استادیار، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آب‌خیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس، سازمان تحقیقات آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز، ایران

^۲ کارشناس پژوهشی، بخش تحقیقات حفاظت خاک و آب‌خیزداری، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس، سازمان تحقیقات آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز، ایران

^۳ استادیار، پژوهشکده حفاظت خاک و آب‌خیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

چکیده

ارزیابی نرخ واقعی تغذیه به سفره بر اثر روش‌های مختلف استحصال سیل از موارد مهم پژوهشی است. برای آگاهی از میزان تغذیه مصنوعی آب زیرزمینی بر اثر عملیات آبخوانداری سه چاه با عمق تقریبی ۳۰ متر در یکی از نوارهای سامانه پخش سیلاب گربایگان، با قدمت ۳۹ سال، به‌ترتیب در کاربری‌های جنگل دست‌کاشت آکاسیا، زمین بایر، و پوشش مرتعی حفر شد. ویژگی‌های هیدرولیکی لایه غیراشباع خاک در تمام نیمرخ آبخوان به‌صورت میدانی و آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. یکی از چاه‌ها با حس‌گرهای TDR که از پیش برای خاک محل پژوهش واسنجی شده بود تجهیز شد. حس‌گرها در حفره‌هایی که در دیواره چاه (از پیش عایق‌بندی شده) آماده شده بود از سطح تا عمق ۳۰ متر کارگذاری کابل‌های آن‌ها تا بالای چاه کشیده شد. مقدار حجم آب خاک از مرداد ۱۳۸۹ تا خرداد ۱۳۹۹ به‌طور پیوسته یک نوبت در هفته در زمان‌های فاقد رخداد سیل و بارش و یک نوبت در روز در هنگام بعد از رخداد سیل و بارش اندازه‌گیری شد. داده‌های بارش و ارتفاع آبگیری نوار تغذیه در کنار چاه مشاهده‌ای یادداشت شد. تغذیه در محیط غیراشباع با روش بیلان آب خاک با کمک داده‌های اندازه‌گیری آب خاک در لایه‌ها ارزیابی شد. مقدار تغذیه با راه‌حل معکوس به‌وسیله مدل Hydrus یک بعدی شبیه‌سازی شد. نتایج نشان داد که جبهه رطوبتی پس از وقوع سیل در عمق چهار متر جایی که یک لایه خاک ریزبافت روی لایه درشت بافت سنگ‌ریزه‌دار قرار دارد، مختل شده است. تفاوت زیاد در میزان هدایت هیدرولیکی دو لایه متوالی سبب تبدیل حرکت جبهه‌ای به حرکت انگشتی در این عمق شده است. اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی جریان با مدل واسنجی شده Hydrus در برابر مقادیر مشاهده‌ای (با RMSE، ۳/۴۵ سانتی‌متر و R^2 ، ۰/۹۹۴) نشان داد مدل با موفقیت قادر به تخمین جریان آب پس از وقوع سیل بوده و آماره‌های صحت‌سنجی نتایج نزدیکی به واقعیت ارائه کرده است. نسبت تغذیه بین ۲۶-۸۴ درصد با میانگین ۵۵ درصد برای کل وقایع و ۸۴-۶۳ درصد با میانگین ۷۵ درصد برای سیل‌های بزرگ (با ارتفاع ماندابی بیش از ۵۰ سانتی‌متر و در طول بیش از ۲۴ ساعت) بر اثر سیل و بارش را می‌توان یکی از دست‌آوردهای پژوهش حاضر دانست.

واژه‌های کلیدی: بیلان آب خاک، پخش سیلاب، حرکت انگشتی، تغذیه مصنوعی، Hydrus1D

نوع مقاله: پژوهشی

*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: m.pakparvar@areeo.ac.ir

استناد: پاک‌پرور، مجتبی، نکوییان، غلامعلی، قهاری، غلامرضا، چراغی، سیدعلی محمد، و مجیدی، علیرضا (۱۴۰۲). اندازه‌گیری مستقیم و شبیه‌سازی اثر میزان سیلاب بر نرخ تغذیه به آبخوان در سامانه پخش سیلاب گربایگان. *مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک*، ۳(۳)، ۲۷۶-۲۵۶.

DOI: 10.22098/mmws.2022.11883.1183

DOR: 20.1001.1.27832546.1402.3.3.16.8

تاریخ دریافت: ۱۳/۰۹/۱۴۰۱، تاریخ بازنگری: ۰۷/۱۰/۱۴۰۱، تاریخ پذیرش: ۰۹/۱۰/۱۴۰۱، تاریخ انتشار: ۰۹/۱۰/۱۴۰۱

مدل‌سازی و مدیریت آب و خاک، سال ۱۴۰۲، دوره ۳، شماره ۳، شماره صفحه ۲۵۶ تا ۲۷۶

ناشر: دانشگاه محقق اردبیلی

© نویسنده‌گان



۱- مقدمه

فشار برداشت از سفره‌های آب زیرزمینی در تمام مناطق کشور امری رایج و بحرانی است. این امر در دشت‌هایی که سامانه‌های گسترش سیلاب بر آبخوان احداث شده با شدت تمام وجود داشته و در این عرصه‌ها با وجود انجام پدیده تغذیه مصنوعی سفره‌ها در محل پخش سیلاب، اما مطالعات سطح آب زیرزمینی نشان از آفت سطح آن‌ها دارد. این موضوع جای یک مطالعه دقیق را که سهم تغذیه آبخوان از طریق پخش سیلاب در طی آن مشخص شود ایجاد کرده است. به بیان دیگر تأثیرگذاری آبخوانداری از طریق پخش سیلاب برای تغذیه سفره باید مورد پژوهش قرار گیرد. از سویی لازم است تا با مقایسه مقادیر نفوذ عمقی شبیه‌سازی شده با مدل واسنجی شده هایدروس با داده‌های صحرائی، مدلی برای پیش‌بینی‌های آینده و کارهای پژوهشی و برآورد اثربخشی و راندمان طرح، ارائه شود.

اندازه‌گیری نرخ تغذیه آبخوان از جمله دشوارترین موارد در ارزیابی منابع آب زیرزمینی است. طبقه‌بندی روش‌های ارزیابی کمی تغذیه آبخوان به شکل‌های متنوعی انجام شده است. در یک طبقه‌بندی رایج، این روش‌ها به سه گروه مبتنی بر ناحیه اشباع، ناحیه غیراشباع و آب سطحی تقسیم شده و روش ناحیه غیراشباع به نوبه خود به دو دسته روش‌های فیزیکی (شامل قانون دارسی، لایسیمتری، سطح جریان صفر، بیلان آب خاک و ردیاب‌ها) و مدل‌سازی عددی طبقه‌بندی شده است (Scanlon et al., 2006). روش‌های مدل‌سازی عددی و بیلان آب خاک در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج رضایت‌بخشی از کاربرد بیلان آب خاک در مناطق خشک در بررسی‌های تبخیر-تعرق (Bellot and Chirino, 2013) و نیز در محاسبه تغذیه (Westenbroek et al., 2018) به‌دست آمده است.

از موارد بنیادی و پیش‌تاز در زمینه محاسبه تغذیه، پژوهش (Enfield et al., 1973) است که بنیان خیلی از پژوهش‌ها بعد از خود بوده و در آن حرکت عمقی آب در بیابانی واقع در واشینگتن مورد مطالعه قرار گرفته است. در این کار با حفر چاهی به عمق ۹۴ متر و محاسبه هدایت هیدرولیکی و شیب پتانسیل در محیط غیراشباع در فاصله‌های ۰/۳ متری انجام گرفت. هدایت هیدرولیکی از روی منحنی مشخصه رطوبتی و با استفاده از رابطه Quirk and Milington محاسبه شد. انتقال بر اثر شیب دمایی نیز با تعیین انتشارپذیری دمایی سیال محاسبه شد. آن‌ها تأثیر اهمیت انتقال بر اثر شیب دمایی را در کل جریان عمودی آب را نشان دادند و نتیجه گرفتند که در ناحیه مورد مطالعه و در دوره

اندازه‌گیری، جریانی به کندی یک سانتی‌متر در سال رو به پایین برقرار است. در این راستا، نسبت بین تغذیه مصنوعی به کل تغذیه در گربایگان ایران برای وقایع سیل با شدت کم در حدود ۸۰ درصد و برای وقایع شدید (بیش از ۱۰۰ مترمکعب بر ثانیه) حدود ۴۱ درصد تعیین شده است (Hashemi et al., 2013). از طرفی این مقدار در گربایگان توسط Pakparvar et al. (2016b) در محیط اشباع آبخوان با استفاده از بیلان هیدرولوژیک، بین ۵۷ تا ۶۱ درصد به‌دست آمده است. کاربرد مدل Hydrus در زمینه‌های متعددی از حرکت آب و املاح در خاک تا برآورد تبخیر-تعرق، نیاز آبی و تعیین نرخ نفوذ و تغذیه سفره آب زیرزمینی گسترش زیادی داشته است (Tonkul et al., 2019). یکی از علل استقبال زیاد از کاربرد این مدل، پشتیبانی دائمی و به‌روزرسانی نسخه‌های یک، دو و سه بعدی از سوی توسعه‌دهنده آن یعنی Šimůnek et al. (2013) از دانشگاه ریورساید کالیفرنیا، ایجاد تعامل دو سویه با کاربران (www.pc-progress.com)، وجود اتاق بحث فعال برای هم‌فکری بین کاربران و درج دائمی یافته‌های جدید حاصل از پروژه‌ها و مقاله‌ها در اصلاح نسخه‌های جدید است.

از مثال‌های مهم و مرتبط با پژوهش حاضر می‌توان به پژوهش (Von Freyberg et al., 2015) اشاره کرد. آن‌ها در یک حوزه آبخیز پژوهشی در سوئیس با هدف تخمین نرخ تغذیه روش‌های مختلفی شامل لایسیمتر، مدل RORA، روش نوسانات سطح ایستابی، مدل بیلان آب خاک FINCH (برگرفته از نام توسعه‌دهنده: W.J. Finch) و مدل HYDRUS را به‌کار بردند. نتایج نشان داد که تخمین نرخ تغذیه در هر روش متفاوت بوده و به‌علت مجهول بودن نرخ تغذیه واقعی، داده‌های لایسیمتر به‌عنوان مرجع در نظر گرفته شده است. از مقایسه نتایج روش‌های مختلف با مقادیر تغذیه محاسبه شده از لایسیمتر، نتایج مدل Hydrus و مدل بیلان آب و خاک FINCH بهترین انطباق را در مقیاس زمانی کوتاه داشتند. در پژوهش دیگری در شمال‌غربی چین با شبیه‌سازی فرآیندهای حرکت بخار، آب و انتقال گرما در یک خاک بیابانی نرخ تغذیه آب زیرزمینی با مدل Hydrus یک بعدی تخمین زده شد. در این پژوهش، یک نیمرخ (پروفیل) سه متری از سطح زمین برای پایش داده‌های رطوبت خاک و دما مورد بررسی قرار گرفته و پس از واسنجی مدل، یک دوره ۳۰ ساله تحت شرایط جوی متغیر، شبیه‌سازی انجام شده است (Hou et al., 2016).

در کرج یک پژوهش متکی بر داده‌های مفصل آزمایشگاهی و میدانی بر روی خاک‌های مزرعه‌ای انجام شده و در ستونی با ارتفاع ۲۰۰ سانتی‌متر شامل چهار لایه متمایز از خاک‌های مزرعه

1 Effectiveness

2 Hydrus

3 Fluid thermal diffusivity

بنابراین، هدف اساسی این پژوهش جداسازی سهم تغذیه خالص از کل آب نفوذ یافته در منطقه تحت تأثیر مستقیم پخش سیلاب است و برای دستیابی به آن باید اهداف جزئی‌تر زیر دنبال شد که شامل (۱) بهینه‌سازی عامل‌های هیدرولیک لایه‌های آبخوان از طریق واسنجی و حل معکوس مدل Hydrus (۲) ارزیابی مدل Hydrus در شبیه‌سازی حرکت رطوبت خاک و ارائه مدل واسنجی شده برای پیش‌بینی تغذیه سفره در عرصه گربایگان در آینده (۳) مقایسه تأثیر رخدادهای سیل با ابعاد مختلف بر میزان نسبت تغذیه است.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

دشت گربایگان، شن‌زاری در بین عرض‌های شمالی $28^{\circ} 35'$ و $28^{\circ} 41'$ و طول‌های شرقی $53^{\circ} 53'$ و $53^{\circ} 57'$ ، و بر روی مخروط افکنه بیشه زرد، ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرقی فسا در استان فارس واقع شده است. ارتفاع محل بررسی از سطح دریا ۱۱۶۰-۱۱۲۰ متر می‌باشد. پهنه شن‌زار حدود ۶۰۰۰ هکتار است. فرسایش سازندهای آغاچاری (شامل لایه‌های متناوب ماسه سنگ، سنگ لای و آهک‌رس) و جوش سنگ بختیاری، آبخوانی را با پهنه پنج تا شش هزار هکتار و بیش‌ترین ژرفای ۴۲ متر به‌وجود آورده است (Pakparvar et al., 2021). بر اساس داده‌های ایستگاه اقلیم‌شناسی موجود در محوطه ایستگاه گربایگان که قدمتی ۲۰ ساله دارد، میانگین بارش حدود ۲۱۹ و میانگین تبخیر-تعرق سالانه ۲۸۶۰ میلی‌متر برآورد شده است. میانگین حرارت سالانه $16/2^{\circ}\text{C}$ کم‌ترین و بیش‌ترین دما 5°C (دی-بهمن) و 46°C (تیر-مرداد) درجه سانتی‌گراد است. سامانه پخش سیلاب گربایگان در دی ماه ۱۳۶۲ احداث شده و تا سال ۱۳۶۷ و ۱۳۷۹ به‌ترتیب به مساحت ۱۳۶۵ و ۲۰۳۳ هکتار رسیده است. بخشی از سامانه حدود ۱۳۳ هکتار زیر پوشش درختان دست کاشت است که بیش‌از ۹۰ درصد آن را گونه‌های اکالیپتوس کامالدونسینس (*Eucalyptus camaldulensis*) و کم‌تر از ۱۰ درصد آکاسیا ویکتوریا و برخی دیگر از گونه‌های اکالیپتوس شامل می‌شود که از سال ۱۳۶۴-۱۳۶۲ کاشته شده است. سامانه شامل سه بخش عمده است که هر یک بر اساس نزدیکی به یکی از روستاهای مجاور با نام‌های بیشه زرد (BZ)، رحیم‌آباد (RA)، چاه قوچ (TQ)، و بقیه که کوچک و کم مساحت هستند با نام‌های دیگر خوانده شده‌اند. در هر یک، شبکه‌های مستقلى وجود دارد که بر اساس قدمت زمان ساخت با اعداد تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۱). بیشه زرد یک (BZ1) به‌عنوان محل انجام این پژوهش انتخاب شد چرا که نخستین شبکه‌ای است که در گربایگان در دی و بهمن ۱۳۶۲ ساخته شده و قدمتی بیش از سایر شبکه‌ها دارد تا بتوان تأثیر رسوب‌گذاری را بر روی نفوذ بهتر دنبال نمود. این شبکه شامل

در آزمایشگاه شبیه‌سازی شد تا توان تغذیه آب زیرزمینی مورد بررسی قرار گیرد (Altafi Dadgar et al., 2018). سه سناریو شامل بارش به‌همراه آبیاری بر روی کشت کامل، آبیاری به تنهایی و بارش به تنهایی بر روی خاک بدون پوشش به‌کار رفت تا درصد تغذیه نسبت به میزان آب ورودی ارزیابی شود. پژوهش یاد شده از نظر مفاهیم به‌کار رفته شباهت زیادی با پژوهش حاضر دارد با این تفاوت که داده‌های آن متکی بر ستون آزمایشگاهی و داده‌های پژوهش حاضر برگرفته از اندازه‌گیری در خاک دست نخورده در نیمرخ طبیعی خاک بوده است. هم‌چنین، Domínguez-Niño et al. (2022) نفوذ بر اثر آبیاری قطره‌ای در غرب اسپانیا را بررسی کردند تا ابزاری برای مدیریت بهتر آبیاری و کاهش تلفات فراهم کنند. برای این کار تنظیم عامل‌های هیدرولیکی به‌کار رفته در مدل Hydrus با دو مدل مرتبط دیگر انجام داده و نتایج با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری رطوبت و مکش خاک به‌ترتیب با نوترون پروب و تانسومتر مورد واسنجی قرار دادند. با این ابزار، سناریوهای مختلف مقدار و زمان آبیاری شبیه‌سازی شد تا میزان نفوذ عمقی به حداقل ممکن برسد. هم‌چنین، Stafford et al. (2022) در کانادا مقدار تغذیه به آبخوان نامحدود^۱ پس از واسنجی و اعتبارسنجی با کاربرد Hydrus یک بُعدی تعیین کردند که نتیجه آن برآورد ۸۶ میلی‌متر در سال بود، مقداری نزدیک به دو برابر آن چه پیش از این تخمین زده شده بود.

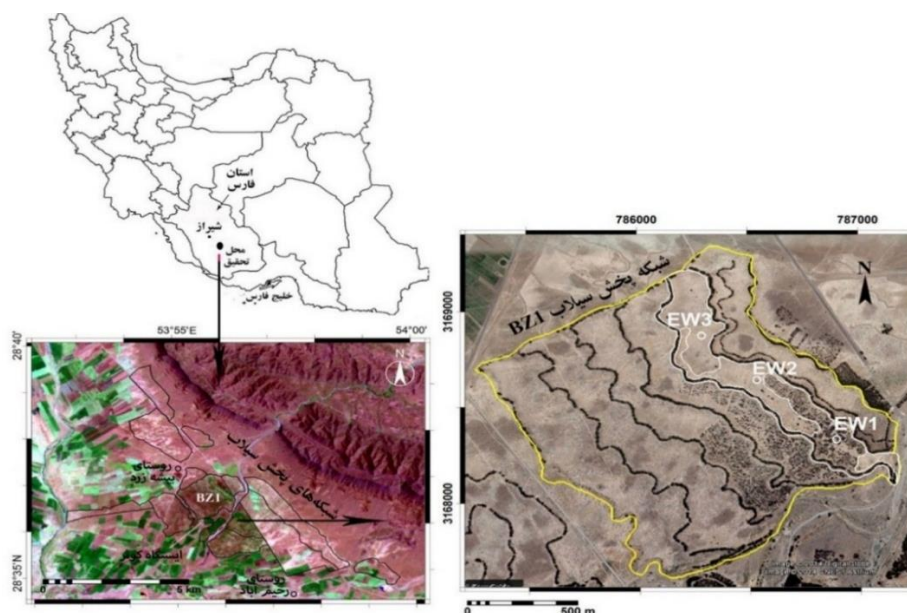
از مجموعه پژوهش‌های پیشین می‌توان چنین نتیجه گرفت که واسنجی و تحلیل حساسیت برای هر مدل Hydrus ضروری است. مفهومی با نام یک مدل فراگیر بی‌معناست و داشتن مدلی که برای تمام شرایط بدون واسنجی مناسب باشد مقدور نیست. واسنجی مدل‌ها بدون داشتن داده‌های مشاهده‌ای (آزمایشگاهی و یا ترجیحاً مزرعه‌ای) امکان‌پذیر نیست. اعتبارسنجی پس از دوره واسنجی با داده‌های جدید از ضروریات یک شبیه‌سازی موفق است. داده‌های مورد استفاده در تنظیم عامل‌های هیدرولیکی باید در محدوده منطقه و به لحاظ فیزیکی معنادار باشد. از مواردی که در پژوهش‌های پیشین مشاهده نشد و وجه تمایز با پژوهش حاضر است این است که مدل Hydrus در خاک‌های زراعی به‌کار رفته و به‌ندرت برای خاک‌های ابرفتی و سنگ‌ریزه‌دار استفاده شده است. خاک‌های محل این پژوهش دارای لایه‌بندی متعدد عمدتاً حاوی سنگ و سنگ‌ریزه است که کار تنظیم عامل‌های هیدرولیکی برای مدل‌ها را دشوار می‌نماید. برای حل چالش‌های یاد شده مراحل متعددی در این پژوهش دنبال شد تا نتایج به‌دست آمده از حداکثر صحت و دقت برخوردار باشد.

¹ Potential groundwater recharge

² Unconfined aquifer

میانگینی از کل شبکه‌ها را دارد. مساحت شبکه BZ1 و نوار دوم آن به ترتیب ۱۸۹ و ۲۹ هکتار است. خاک‌ها از نظر طبقه‌بندی آمریکایی یک اریدیسول بوده و با coarse-loamy skeletal, carbonatic (hyper) thermic, Typic/Haplocalcids نام‌گذاری شده است (Kowsar, 1991).

شش نوار تغذیه‌ای است که ضخامت رسوب‌های نهشته شده در آن‌ها از شمال به جنوب کاسته شده و بیش‌ترین مقدار رسوب نهشته شده در نوار اول آن می‌باشد. نوار دوم این شبکه برای احداث چاه‌های آزمایشی این پژوهش انتخاب شد به این دلیل که در تمام وقایع سیلابی آب‌گیری شده و در عین حال میزان رسوب آن حالت



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در عرصه پخش سیلاب استان فارس و ایران (BZ1؛ شبکه ییشه زرد یک و EW؛ چاه آزمایشی)
Figure 1- The location of the studied area in the flood spreading area of Fars province and Iran (BZ1; Bisheh Zard 1 network and EW; test well)

هدایت هیدرولیکی اشباع در مزرعه (K_{fs}) با روش استوانه‌های دوگانه (Reynolds et al., 2002) اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری کاهش ارتفاع آب در زمان‌های یک، سه، پنج، ۱۰، ۱۵، ۲۵، ۳۵، ۵۵ و ۷۵ دقیقه حداقل تا زمان ۷۵ دقیقه یا تا زمانی که دو اندازه‌گیری در دو تکرار پیاپی عملاً مقدار نفوذ ثابتی را نشان دهد ادامه یافت. هرگاه اندازه‌گیری در خاکی با بافت سبک و نفوذ زیاد منجر به رسیدن ارتفاع آب داخل حلقه به پنج سانتی‌متر شد، اندازه‌گیری متوقف شد و دوباره ارتفاع آب به ۳۰ سانتی‌متر افزوده و اندازه‌گیری ادامه یافت.

برای انجام این مراحل، اندازه‌گیری اول بر روی خاک سطحی در محل حفر چاه انجام شد. سپس خاک ۳۰ سانتی‌متر اول با قطر ۱۲۰ سانتی‌متر برداشت و در کف آن اندازه‌گیری تکرار شد. زمانی که اندازه‌گیری‌ها نشان از ارقام غیرمنطقی نفوذ داشت با تغییر شرایط کارگذاری حلقه‌ها تکرار می‌شد. دلیل عمده خطا دشواری کارگذاری حلقه‌ها در کف چاه وجود سنگ بود که در تکرارهای بعدی سعی در اصلاح آن شد. این کار برای عمق‌های بعدی با همان ترتیب عمقی قبلی تکرار شد تا به عمق ۲۸/۸ که

۲-۲- آماده‌سازی چاه‌های آزمایشی

سه چاه آزمایشی با روش دستی در سه ناحیه از نوار دوم BZ1 با کاربری‌های جنگل دست‌کاشت آکاسیا، مرتع و بایر طبق شکل ۱ حفر شد. چاه‌ها با هدف تشخیص نیمرخ لایه‌ها، اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی لایه‌ها و تجهیز یکی از چاه‌ها به حس‌گرهای TDR حفر شدند. در ادامه تنها چاه آزمایشی شماره ۱ به این حس‌گرها مجهز شد از این‌رو نتایج شبیه‌سازی نفوذ مربوط به این چاه و کاربری جنگل دست‌کاشت آکاسیا است. چاه‌ها تا رسیدن به سطح سفره آب زیرزمینی حفر شدند (۲۸/۸ تا ۳۱/۶ متر) و قطر دهانه آن‌ها بزرگ‌تر از معمول (۱۲۰ سانتی‌متر) در نظر گرفته شد تا حرکت در درون چاه آسان شود. ویژگی‌های عمومی چاه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. تفاوت عمق چاه‌ها به تفاوت سطح آب زیرزمینی در زمان حفر (اردیبهشت تا شهریور) چاه‌ها برمی‌گردد. چاه مشاهده‌ای که در درون آن، داده‌های رطوبت لایه‌های نیمرخ اندازه‌گیری شد در فاصله ۵۰ متری نهر گسترشی بالادست و ۶۰ متری خاکریز پایین‌دست واقع شده است.

۲-۳- اندازه‌گیری عامل‌های هیدرولیک

¹ Field saturated hydraulic conductivity (K_{fs})

سطح آب زیرزمینی در آن زمان بود رسیدیم. مقدار K_{fs} با روش دو پارامتری فیلیپ (رابطه‌های ۱ تا ۳) محاسبه شد (Bouwer, 1986).

جدول ۱- موقعیت جغرافیایی، عمق، ارتفاع و کاربری محل حفر چاه‌های آزمایشی

Table 1- Geographic location, depth, height, and the land use of experimental wells location

ردیف	موقعیت (UTM) (متر)		ارتفاع لبه چاه از سطح دریا (متر)	عمق چاه (متر)	ارتفاع سطح آب چاه* از سطح دریا (متر)	کاربری اراضی اطراف چاه
	X	Y				
1	786919	3168378	53.1157	80.28	1128.73	درختان دست‌کاشت (<i>Acacia victoriae</i>)
2	786543	3168617	30.1157	60.30	1126.70	اراضی بایر
3	786291	3168873	00.1157	60.31	1125.40	اراضی مرتعی (گونه‌های مختلف)

* زمان حفر چاه (مرداد ۱۳۸۵)

۰/۱ تا ۵/۵ لیتر بر گرم بر روز برای سیلاب‌هایی با غلظت موارد معلق بین ۰/۱۴ تا ۲ گرم بر لیتر گزارش شده است (Bouwer, 1986). از آنجایی که تأثیر غلظت مواد معلق بر نفوذ تنها در لایه سطحی مصداق دارد و آب نفوذ یافته پس از گذر از لایه سطحی مواد معلق خود را جا گذاشته و به لایه‌های زیرین می‌رسد، محاسبه اصلاح اثر غلظت رسوب تنها برای لایه اول انجام گرفت. مقدار C_s برای محل آزمایش برابر ۱/۲ گرم بر لیتر در نظر گرفته شد که حاصل اندازه‌گیری‌های متعدد غلظت مواد معلق در سیلاب در محل پژوهش است.

در هر عمق اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع، پس از انجام آن، نمونه‌برداری برای جرم ویژه ظاهری انجام شد. با توجه به سنگ‌دار بودن لایه‌ها امکان استفاده از روش نمونه‌برداری دست نخورده با استوانه مخصوص فراهم نبود و روش حفره‌ای که مبتنی بر روش Grossman and Reinsch (2002) است استفاده شد. در هر عمق، حفره‌ای با حجم متوسط ۲۵۰۰ سانتی‌متر مکعب حفر، با یک لایه پلاستیک پوشانیده و با مقدار آبی که حجم آن مشخص بود پر شد. وزن مواد آون خشک (شامل خاک و سنگ و سنگ‌ریزه) تقسیم بر حجم به‌دست آمده از حفره، جرم ویژه ظاهری را به‌دست داد. برای اندازه‌گیری بافت خاک دو کیلوگرم از مواد برداشت شده از هر عمق از الک دو میلی‌متری عبور داده شد و مواد زیر دو میلی‌متر آن برای اندازه‌گیری بافت خاک استفاده شد. برای این کار از روش الک و هیدرومتر استفاده شد (Gee and Or, 2002). بخش سنگ و سنگ‌ریزه با روش الک اندازه‌گیری شد.

برای اندازه‌گیری داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک‌ها مقدار آب خاک مرتبط با پتانسیل‌های صفر، ۱۰۰-، ۲۰۰-، ۳۳۰-، ۱۰۰۰-، ۳۰۰۰-، ۵۰۰۰- و ۱۵۰۰۰- سانتی‌متر برای خاک‌های زیر دو میلی‌متر با دستگاه جعبه شنی^۱ و صفحه فشاری^۲

$$I_t = S_i t^{0.5} + At \quad (1)$$

در آن I_t : نفوذ عمقی، t : زمان تجمعی، S_i : جذب کنندگی، A : ضریب مرتبط با نفوذپذیری خاک است. روش حداقل مربعات برای یافتن A و S_i به کار رفت و نرخ نفوذپذیری i با استفاده مشتق رابطه بالا برای هر زمان دلخواه محاسبه شد:

$$i = 0.5 S_i t^{-0.5} + A \quad (2)$$

مقدار A در زمان‌های طولانی می‌تواند برابر با K_{fs} در نظر گرفته شود و در زمان‌های کوتاه برابر ۱/۲ K_{fs} (Bouwer, 1986). در پژوهش حاضر مقدار K_{fs} با استفاده از رابطه (۳) محاسبه شد (Radcliffe and Šimunek, 2010):

$$K_{fs} = i_s / [1 + (\frac{4\lambda_c}{\pi r})] \quad (3)$$

در آن K_{fs} : هدایت هیدرولیکی اشباع، i_s : مقدار نرخ به ثبات رسیده نفوذپذیری (نرخ نفوذپذیری نهایی)، r : قطر حلقه داخلی، و λ_c : قطر موینگی میکروسکوپی که هرچه عدد آن بالاتر در نظر گرفته شود نیروی موینگی بر نیروی ثقلی غلبه است و بالعکس. در این راستا Elrick and Reynolds (1992) جدول راهنمایی برای اختصاص ارقام λ_c به هر یک از گروه‌های بافت و ساختمان خاک ارائه کردند. با توجه به ویژگی‌های مشخص هر یک از لایه‌ها مقدار مناسب λ_c برای محاسبه هدایت هیدرولیک اشباع برگزیده شد.

از سوئی آب به کار رفته در اندازه‌گیری نفوذ در این پژوهش با ویژگی‌های سیلابی که در عرصه به صورت واقعی رخ می‌دهد و دارای ذرات معلق است متفاوت بود. برای اصلاح تأثیر ذرات معلق از پیشنهاد Berend (1976) برای کاربرد یک رابطه اثر کاهندگی استفاده شد (رابطه (۴)) که توسط Bouwer (1986) نیز مورد تأکید قرار گرفته است.

$$i = i_0 - \alpha_i C_s I_t \quad (4)$$

در آن i : نرخ نفوذ در زمان t ، i_0 : نرخ نفوذ اولیه، α_i : ضریبی است که به ویژگی ناتراوایی لایه‌ها بستگی دارد، C_s : غلظت مواد معلق در آب نفوذ یافته و I_t : نفوذ تجمعی در زمان t است. مقادیر α_i بین

¹ Bulk density

² Sand box apparatus

³ Pressure plate

آب سیل به داخل چاه جلوگیری شود. در جداره بیرونی درب فلزی شاخص درجه‌دار نصب شد تا اندازه‌گیری مقدار سیلاب باقی‌مانده در کنار چاه را تسهیل کند. از مرداد ۱۳۹۹-۱۳۸۸ مقدار آب خاک لایه‌ها به‌طور مداوم اندازه‌گیری شده است. در ایام وقوع سیل یا بارش هر روز دو بار این اندازه‌گیری انجام و تا حدود یک ماه با این تناوب ادامه یافت و از آن پس تا زمانی که رطوبت لایه‌ها به مقدار پیش از وقوع سیل برسد به‌طور روزانه اندازه‌گیری شد که گاه تا هفت ماه پس از سیل به طول انجامید. همچنین، اندازه‌گیری‌ها با تناوب هفت الی نه روز انجام شد. ارزیابی صحت سری زمانی داده‌های رطوبت خاک لایه‌ها با TDR بر اساس تأثیرپذیری آن‌ها از وقایع بارش، سیل و تغییرات زمانی آن‌ها پس از وقوع سیلاب انجام شد (Pakparvar et al., 2018).

۲-۶- اندازه داده‌های هیدرولوژی و هواشناسی

مقدار ارتفاع آب‌گرفتگی اراضی کنار چاه مشاهده‌ای از زمان وقوع سیل تا زمان تخلیه آب (نفوذ یا تبخیر) دو بار در روز اندازه‌گیری شد که معمولاً بیش از ۶۰ ساعت نبود. مقدار آب وارده به عرصه نیز با تعیین مقدار آب ورودی از دهانه آبگیر به سمت شبکه BZ1 و کسر آن از مقدار خروجی این شبکه اندازه‌گیری شد. پارامترهای اقلیمی بارش، دما، باد و رطوبت نسبی در ایستگاه اقلیم‌شناسی که در محل گربایگان و در مسافت ۱۲۰۰ متری محل پژوهش مستقر است اندازه‌گیری و جمع‌آوری شد. تبخیر-تعرق واقعی ETa عرصه محل پژوهش با ترکیبی از روش فائو پنمن-مانتیس و داده‌های سنسور از دور بر اساس مدل سبب به نقشه تبدیل و پراکنش مکانی و زمانی آن تعیین شد. توضیحات کامل این مرحله و نتایج آن در پژوهش Pakparvar et al. (2014) ارائه شده است.

۲-۷- ارزیابی میزان تغذیه

۲-۷-۱- روش بیلان آب خاک

مقدار آب خاک لایه‌ها (ضخامت هر لایه $\times \theta_v$) با یک‌دیگر جمع و به‌عنوان کل ذخیره آب خاک کل نیمخ غیراشباع (S) در هر روز در نظر گرفته شد. تغییر در آب خاک (ΔS) با تفریق میزان S در روزهای پیاپی حاصل شد. سپس برای محاسبه ذخیره آب خاک بخش غیراشباع در دوره‌های پس از سیل استفاده شد. مقدار آب آبگیر شده در منطقه مجاور چاه به‌عنوان باقی‌مانده رواناب ورودی منهای خروجی به عرصه محل پژوهش نوار دوم BZ1 در نظر گرفته شد. سپس رابطه (۶) برای یافتن مقدار تغذیه به سفره (R) به‌طور روزانه حل شد. رابطه بیلان آب خاک را می‌توان به این شکل نوشت (Evet et al., 2012a).

$$R = P + I + F + \Delta S + ETa + \varepsilon R \quad (6)$$

اندازه‌گیری شد. به دلیل وجود بخش سنگ‌ریزه در خاک‌های محل پژوهش، مقادیر آب خاک با کمک رابطه پیشنهادی Bouwer and Rice (1984) (رابطه (۵)) بر اساس مقدار سنگ و سنگ‌ریزه اصلاح شد.

$$\theta_b = (1 - V_r) \theta_f \quad (5)$$

در آن θ_b رطوبت حجمی مواد خاکی سنگ‌ریزه‌دار، V_r درصد حجمی سنگ و سنگ‌ریزه، و θ_f درصد رطوبت حجمی بخش ریز خاک است. شایان ذکر است که این آزمایش‌ها با دو تکرار بر روی خاک لایه‌های شاخص که در مبحث پیش‌رو توصیف خواهد شد انجام گرفت.

۲-۴- تشخیص لایه‌های شاخص

مجموعه داده‌های مربوط به ویژگی‌های هیدرولیکی به همراه مقدار سنگ و سنگ‌ریزه مورد استفاده قرار گرفت تا لایه‌بندی نیمخ چاه‌ها تعیین شود. این کار با حرکت در داخل هر سه چاه برای توصیف و تفکیک چشمی لایه‌ها انجام و در طی آن هفت لایه منحصر به فرد تشخیص داده شد که با کدهای A تا G به‌طور قراردادی نام‌گذاری و به‌عنوان لایه‌های شاخص شناخته شد.

۲-۵- تجهیز چاه مشاهده‌ای به حسگر TDR و اندازه‌گیری داده‌های رطوبت خاک

ابتدا برای خاک‌های سنگ و سنگ‌ریزه‌دار لایه‌های آبخوان دستگاه TDR مورد واسنجی قرار گرفت. سپس دیواره چاه شماره ۱ که در کاربری جنگل دست‌کاشت آکاسیا قرار داشت با حلقه‌های سیمانی عایق‌بندی شد تا از حرکت جانبی آب نفوذ یافته به داخل چاه پرهیز شود. حسگرهای TDR برای این پژوهش و توسط تیم پژوهش‌گران طرح ساخته و صحت کار آن‌ها آزمایش شد که نتایج آن در مطالعه Pakparvar et al. (2016a) قابل مشاهده است. برای نصب حسگرها در دیواره چاه، حفره‌هایی بر روی جداره سیمانی شده چاه با دریل ایجاد و پس از عبور از سیمان و رسیدن به خاک طبیعی نیمخ چاه، ابتدا با یک نمونه فولادی که با اندازه‌های حسگر از فولاد سخت ساخته شده بود. جای ورود میله‌های حسگر در درون خاک آماده شد و سپس میله‌های حسگر اصلی به داخل آن فرو برده شد. این کار، سبب قرار گرفتن میله‌های حسگر با سهولت و با حالت سفت در درون خاک شد. حسگرها به کابل‌هایی با طول متناسبی متصل شدند تا ادامه آن‌ها به سطح چاه برسد. پس از اتمام کارگذاری حسگرها و منظم کردن کابل‌های متصل به آن‌ها که بالغ بر ۲۶ عدد شد، درب مخصوصی برای چاه طراحی شده بود کارگذاری شد تا علاوه بر حفاظت حسگرها از تخریب و سرقت احتمالی و ورود

¹ Representative layers

به‌طور متوسط برای بیش‌تر خاک‌ها ۰/۵ در نظر گرفته می‌شود. شناسایی شوند. مقادیر اندازه‌گیری شده آب خاک لایه‌های مختلف متناظر با دوره زمانی بسته شدن بیلان آب خاک، به‌عنوان داده‌های مشاهده‌ای θ_v و داده‌های اندازه‌گیری شده منحنی رطوبتی به عنوان داده‌های مشاهده‌ای $\theta(h)$ مرتبط با لایه‌های شاخص به کار گرفته شد. مدل Hydrus به‌طور پیش‌فرض امکان بهینه‌سازی تا ۱۵ پارامتر را می‌دهد اما با توجه به پیچیدگی‌های مسایل محیط اشباع افزودن تعداد پارامترها از دقت بهینه‌سازی می‌کاهد (Šimůnek et al., 2013).

۲-۷-۳- اعتبارسنجی مدل

با توجه به مبحث واسنجی مدل، داده‌های آب خاک اندازه‌گیری شده با TDR مبنای واسنجی قرار گرفت و در موضوع اعتبارسنجی میزان نفوذ نهایی محاسبه شده از بیلان آب خاک با مقدار شبیه‌سازی شده با مدل مقایسه شد. بنابراین، جنس داده‌های مورد استفاده در مرحله واسنجی و اعتبارسنجی متفاوت است. در بسیاری از مطالعات در رابطه با کار با مدل‌های شبیه‌سازی نفوذ از جمله Hydrus اشاره شده است (Šimůnek et al., 2013).

شبیه‌سازی مقدار تغذیه در وقایع سیلابی که پس از دوره واسنجی رخ داده بود با مقادیر حاصل از بیلان آب خاک مورد مقایسه آماری قرار گرفت. آماره‌های ضریب تشخیص (R^2)، و ضریب نش-ساتکلیف، ریشه میانگین خطای مربعات ($RMSE$) (Hall, 2001) در تعیین کارایی مدل (Ce) (Nash and Sutcliffe, 1970) که بیش‌ترین کاربرد را در ارزیابی تفاوت بین داده‌های برآوردی و مشاهده‌ای دارند به کار رفتند.

۳- نتایج و بحث

۳-۱- ویژگی‌های لایه‌ها و توصیف آن‌ها

توصیف لایه‌های شاخص که در طول چاه‌های مشاهده‌ای توزیع شده‌اند بر پایه کدهایی است که به‌طور دلخواه بر اساس ترتیب حضور در نیم‌رخ چاه شماره ۳ با حروف الفبا در این پژوهش به لایه‌ها اختصاص داده شده است (توصیف بیش‌تر ویژگی‌ها در پژوهش Pakparvar et al. (2021) ارائه شده است. لایه‌ها را می‌توان به دو گروه ریزدانه با مقادیر اندک سنگ و سنگ‌ریزه (کم‌تر از ۱۰ درصد با ابعاد کوچک) و درشت دانه با درصد زیاد سنگ و سنگ‌ریزه (بیش از ۵۰ درصد) تقسیم‌بندی کرد، اما بزرگی سنگ‌ها و نیز شکل آن‌ها که بشقابی بوده یا مدور سبب تفاوت در ویژگی‌های هیدرولیکی آن‌ها شده است. برای مثال، لایه شاخص C و F هر دو مقدار سنگ و سنگ‌ریزه مشابه داشته اما تفاوت چشم‌گیری در مقدار آب‌گذری آن‌ها مشاهده شده است.

در آن R: تغذیه عمیق به سفره، P: بارش، I: آبیاری، F: سیل، ΔS : تغییرات ذخیره آب خاک، ETa و ER: تابع خطا در برآورد هر یک از پارامترهای مجهول است. بیلان آب خاک در بسیاری از مناطق به‌ویژه در مناطق معتدل به کار رفته است. برخی پژوهش‌گران کاربرد این روش را در مناطق خشک به‌ویژه در جایی که نفوذ خیلی کم‌تر از ETa است ناکارآمد می‌دانند (Gee and Hillel, 1988).

محدوده زمانی که در آن مقدار آب خاک لایه‌ها بر اثر سیل شروع به افزایش کرده تا زمانی که به میزان اولیه خود بازگشته به‌عنوان زمان محاسبه در نظر گرفته شد. تغذیه خالص به سفره، حاصل جمع جبری مقادیر روزانه تغذیه در این دوره که گاهی منفی و گاهی مثبت بود تلقی شد. مقادیر منفی نشان از حرکت روبه بالا بر اثر ET و مثبت بیان‌گر اضافه شده به سفره بود. محدوده زمانی که در آن مقدار آب خاک لایه‌ها بر اثر سیل شروع به افزایش کرده تا زمانی که به میزان اولیه خود بازگشته به‌عنوان زمان محاسبه در نظر گرفته شد. تغذیه خالص به سفره، حاصل جمع جبری مقادیر روزانه تغذیه در این دوره که گاهی منفی و گاهی مثبت بود تلقی شد. مقادیر منفی نشان از حرکت روبه بالا بر اثر ET و مثبت بیان‌گر اضافه شده به سفره بود.

۲-۷-۲- شبیه‌سازی با مدل Hydrus یک بعدی^۱

در یک حل مستقیم، مدل Hydrus بارها اجرا شد تا بهترین ترکیب عملی پارامترها، به‌ویژه آن‌هایی که مرتبط با مقطع‌بندی زمانی، چرخه تکرار و گام‌های زمانی هستند مشخص شود. در اجراهای مختلف، مدل‌های آبی هیدرولیک وان گنوختن-معلم، وان گنوختن اصلاح شده، وان گنوختن با مقدار نقطه ورود هوای ۲- سانتی‌متر، بروکس و کوری، لوگ نرمال، تخلخل دوگانه (Radcliffe and Šimůnek, 2010) برگزید شد و پارامترهای متناسب با آن‌ها معرفی شدند تا نتیجه کاربرد آن‌ها مشخص شود. مقادیر آب خاک شبیه‌سازی شده لایه‌ها هر بار با مقادیر اندازه‌گیری شده مقایسه شد تا مدل آبی دارای بیش‌ترین کارایی که با شرایط پژوهش منطبق یافت شود. برای واسنجی مدل Hydrus با داشتن داده‌های تغییرات آب خاک در لایه‌ها به‌عنوان شرط مرزی متغیر؛ دو مدل Hydrus در حالت معکوس اجرا شد تا به کمک آن مقادیر بهینه‌یابی شده عامل‌های هیدرولیکی که شامل θ_r و θ_s معرف مقادیر آب خاک باقی‌مانده (نزدیک نقطه پژمردگی) و اشباع، k_s هدایت هیدرولیکی اشباع، α معکوس مقدار ورود هوا (یا فشار معادل نقطه ایجاد حباب)، n یک شاخص توزیع اندازه خلل و فرج، و I پارامتر مرتبط بودن خلل و فرج که معمولاً

¹ Hydrus one dimension (H1D)

² Variable boundary condition

³ Root Mean Square Error

تا عمق را نشان می‌دهد که دلیل آن تفاوت در ویژگی‌های فیزیکی لایه‌ها است. به‌طور مثال در حالی که در عمق ۱۰ متر مقدار رطوبت زمان خشک بودن حدود دو درصد است، در عمق ۱۲ متر این مقدار حدود ۵ درصد است. اما یک حالت ثابت در مقادیر برای یک لایه معین در طول زمان مشهود است. مقادیر آب خاک در دوره خشک در تمام اعماق، ارقام ثابتی را نشان می‌دهد و بلافاصله پس از وقوع بارش و سیل، مقادیر آب خاک لایه‌ها به ترتیب شروع به افزایش می‌کند. با این حال، مقادیر رطوبت لایه‌های عمق پنج متر و پایین‌تر در زمان بارش و سیل تقریباً ثابت باقی ماندند. به این دلیل می‌توان قضاوت نمود که سری داده‌های رطوبت خاک لایه‌ها از نظر زمانی حالت ثابت داشته و نسبت به ورود آب بارش و سیل به نیمرخ کاملاً پاسخ‌دهی داشته‌اند.

۳-۳- تحلیل علت عدم تغییر رطوبت لایه‌ها در اعماق پایین‌تر از چهار متر

تغییرات مقدار آب خاک در اعماق صفر تا ۲۸ متر در شکل ۴ نشان داده شده است. با توجه به شکل تغییرات قابل‌توجهی تا عمق چهار متر پس از رخداد سیل در مقدار آب خاک به‌وجود آمده، در حدود چهار تا هشت روز پس از سیل به حداکثر مقدار خود رسیده و از آن پس شروع به کاهش در اعماق بالایی و افزایش در اعماق پایینی می‌کند، اما در عمق‌های پایین‌تر از چهار متر تغییر پیوسته‌ای در تاریخ‌های مختلف پس از سیل در آب خاک مشاهده نمی‌شود. دو لایه شاخص G و E که در این عمق به هم می‌رسند. لایه G تا عمق ۴۲۰ سانتی‌متر ادامه داشته و پس از آن لایه E جای گرفته است. با آن‌که این دو لایه منحنی مشخصه رطوبتی نزدیکی دارند از لحاظ بافت تقریباً شبیه هم هستند، اما دارای هدایت هیدرولیکی اشباع ۱۷ و ۸۵۷ سانتی‌متر بر روز هستند که علت آن تفاوت در مقدار سنگ و سنگ‌ریزه است. در لایه E حدود هفت و در G تقریباً صفر و از سویی لایه G در حالت دست نخورده و طبیعی متراکم است. حرکت انگشتی در خاک‌های لایه‌ای در پژوهش‌های مختلفی مطالعه و فرموله شده است (Hillel and Baker, 1988; Kawamoto et al., 2004). این پدیده در محل اتصال دو لایه با هدایت هیدرولیکی بسیار متفاوت ریزدانه در بالا و درشت‌دانه در پایین با نسبت اختلاف هدایت هیدرولیکی حدود ۲۰ برابر یا بیش‌تر رخ می‌دهد (Samani et al., 1989).

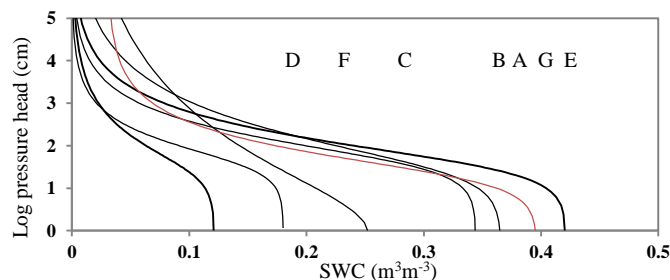
خاک لایه‌های A و F هر دو ریزدانه و حاوی مقادیر کم سنگ و سنگ‌ریزه است اما تراکم لایه F منجر به مقدار کم‌تر نفوذپذیری آن نسبت به لایه A شده است. لایه‌های E و G به ترتیب واجد بیش‌ترین میزان نگهداری آب در مکش‌های پایین بوده و از همین رو نگهداشت رطوبت آن‌ها به نسبت سایر لایه‌ها بیش‌تر است (شکل ۲). چگونگی توزیع لایه‌ها در نیمرخ هر سه چاه در Pakparvar et al. (2018) و جزئیات بیش‌تر در مطالعه Pakparvar et al. (2021) قابل مشاهده است.

داده‌های اندازه‌گیری شده منحنی رطوبتی خاک‌ها بهتر می‌تواند تفاوت ویژگی‌های هیدرولیک را نشان دهد. با اجرای مدل Hydrus در حالت حل روبه‌جلو (مستقیم)، مدل‌های هیدرولیکی a تا e به ترتیب انتخاب و پارامترهای مناسب برای آن‌ها در هر اجرای مستقل برای هر مدل اختصاص داده شد. مقادیر شبیه‌سازی شده آب خاک با مقدار مشاهداتی مقایسه شد تا منطبق‌ترین مدل با شرایط آزمایش تعیین شود. چنان‌چه در شکل ۳ دیده می‌شود مدل‌های بروکس-کوری و وان گنوختن اصلاح شده به ترتیب کم‌ترین RMSE را نشان داده‌اند. با توجه به آن‌که مدل بروکس-کوری از پارامترهای بیش‌تری برخوردار بوده و شرایط شبیه‌سازی آن پیچیده‌تر است، مدل وان گنوختن اصلاح شده برای ترسیم منحنی‌های رطوبتی لایه‌ها انتخاب شد (شکل ۲). منحنی‌ها در محیط کد RetC 6.2 با انتخاب این مدل ترسیم شد.

۳-۲- اعتبار داده‌های آب خاک

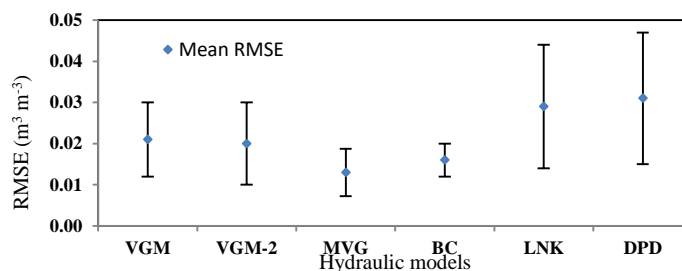
اندازه‌گیری مقدار آب خاک از مرداد ۱۳۸۹ تا زمان تدوین پژوهش حاضر در لایه‌های مختلف چاه آزمایشی انجام شده، کماکان ادامه خواهد داشت. نتایج تا مرداد ۱۳۹۹ در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به تناوب اندازه‌گیری‌ها تعداد دفعات آن به ۳۲۸ در هر لایه رسیده که تعداد کل آن به ۶۹۰۷ اندازه‌گیری رسیده است (جدول ۲). داده‌های لایه ۱۰ تا ۱۲۰۰ س‌م کامل با تعدادی استثناهای محدود در عمق‌های ۲۹۰، ۷۰۰ و ۱۰۰۰ س‌م هستند. داده‌های لایه‌های پایین‌تر از ۱۴۰۰ تا ۲۸۰۰ س‌م ارقام جا افتاده زیادی دارند که دلیل آن قطع اتصال کابل‌های افزایش طول حس‌گرهای TDR در برخی بارهای اندازه‌گیری بوده است. رابطه نزدیکی که بین داده‌های آب و خاک لایه‌های مختلف با هم وجود داشت، روابط همبستگی ایجاد و داده‌های جا افتاده تکمیل شد تا مجموعه‌ای کامل از داده‌های لایه‌ها ایجاد شود. بررسی‌های مختلفی برای تعیین اعتبار داده‌ها انجام شد.

ابعاد و تغییرات آب خاک تحت تأثیر بارش و سیل در شکل ۴ ارائه شده است. مقادیر رطوبت لایه‌ها تغییرات تدریجی از سطح



شکل ۲- منحنی‌های مشخصه رطوبتی لایه‌های شاخص چاه شماره ۱ در بیشه زرد یک (A تا G کدهای لایه‌ها هستند)

Figure 2- Moisture characteristic curves of distinctive layers well No. 1 in Bisheh Zard 1 (A to G are the codes of the layers)



شکل ۳- مقدار RMSE مدل‌های برازش داده شده با داده‌های مشاهداتی آب خاک (VGM, VGM-2, MVG, BC, LNK, و DPD, به ترتیب نمایانگر مدل‌های وان‌گنوختن معلم، وان‌گنوختن معلم با نقطه ورود هوای معادل دو سانتی‌متر، وان‌گنوختن اصلاح شده، بروکس-کوری، لوگ نرمال کازوگی و تخلخل دوگانه دورنر)

Figure 3- RMSE value of fitted models with observed soil water data (VGM, VGM-2, MVG, BC, LNK, and DPD represent the Mueller bath, Mueller bath with two-cm air entry point, modified bath, Brooks-Curry, Log-Normal Casugi, and Dorner dual porosity models, respectively.)

جدول ۲- آماره‌های برگزیده از داده‌های اندازه‌گیری آب خاک در اعماق چاه شماره ۱ از مرداد ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۹

Table 2- Statistics selected from the soil water measurements data in depths of well No. 1 from Sep. 2010 to 2020

عمق (cm)	تعداد اندازه‌گیری‌ها		متوسط	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
	اصلی	پس از بازسازی				
10	328	328	10.9	5.8	3.1	22.6
40	328	328	10.3	3.7	4.7	22.9
60	328	328	14.3	5.8	6.6	25.8
80	328	328	7.5	2.8	4.8	12.6
110	328	328	10.5	5.5	5.1	21.6
140	328	328	8.5	4.2	5.0	18.0
170	328	328	12.7	6.2	5.4	22.8
200	328	328	14.3	5.6	7.9	26.9
230	318	328	11.9	4.0	7.9	24.5
260	328	328	10.7	2.4	8.4	25.4
290	320	328	8.9	2.1	7.2	23.2
400	322	328	11.1	2.6	0.0	24.0
500	328	328	6.6	0.5	6.1	9.9
600	326	328	6.8	0.2	6.3	8.7
700	166	328	10.0	0.4	9.3	12.2
800	326	328	13.9	1.2	9.5	16.5
900	326	328	11.6	1.9	8.7	39.3
1000	300	328	16.4	1.4	11.7	20.6
1200	307	328	7.0	1.3	5.4	30.0
1400	120	328	5.2	0.5	3.4	7.5
1600	242	328	7.0	1.4	5.6	23.7
2000	134	328	6.0	0.4	3.7	7.0
2400	152	328	6.3	0.3	3.9	7.2
2600	96	328	7.7	1.9	3.5	19.1
2800	172	328	21.2	1.1	18.1	29.0

هدایت هیدرولیکی این دو لایه بیش‌تر از ۵۰ بوده و به خوبی می‌تواند شرایط این تغییر حالت حرکت را داشته باشد. بنابراین، جای‌گذاری حس‌گرهای TDR از عمق پنج متر به پایین ممکن

در این حالت حرکت آب از شکل جبهه رطوبتی به حرکت یک بعدی تبدیل و ضمن از دست دادن حالت پیوسته، به صورت میله‌هایی یا انگشت‌هایی به لایه‌های پایین منتقل می‌شود. نسبت

محدوده بالایی^۳ در هر دو مدل، شرایط حدی جوی با لایه سطحی^۴ شرایط اولیه^۵ یک بار بر اساس مقدار آب خاک و بار دیگر بر اساس ترکیب آب خاک و بار مکشی، و برای حد پایینی^۶ شرایط حدی زهکشی آزاد^۷ نظر گرفته شد. پارامترهای بهینه شده مبتنی بر تغییرات واقعی آب خاک، لایه‌های طبیعی خاک بوده و می‌توان آن‌ها را نزدیک‌ترین نمایان‌گر واقعی در عالم طبیعت دانست و با آن‌چه در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده مشابه نیست. در پژوهشی، Solone et al. (2012) نیز چنین نتیجه‌ای را گزارش کرده‌اند که کاربرد منحنی رطوبتی برآمده از صفحه فشاری، سبب بروز خطاهایی در محاسبه تغذیه می‌شود.

۳-۵- محاسبه تغذیه

با توجه به شکل ۷ مقدار تغذیه بر اساس روندیابی جریان روبه پایین توسط مدل Hydrus در دوره واسنجی ۲۸/۸ به دست آمد.

۳-۶- اعتبار نتایج مدل‌ها

۳-۱-۶- مقایسه جریان در یک واقعه در لایه‌های مختلف
مقایسه میزان تغذیه شبیه‌سازی شده مدل Hydrus با روش بیان آب خاک در واقعه بارش و سیل در ۲۷ دی تا ۱۴ بهمن ۱۳۸۹ که اثرات آن بر نیمرخ خاک تا ۸ مرداد ۱۳۹۰ ادامه داشته در جدول ۵ ارائه شده است. شبیه‌سازی‌ها هر دو حالت بیش و کم برآوردی بین ارقام مشاهده‌ای و برآوردی را نشان می‌دهند. مقادیر RMSE ۷/۴ برای Hydrus به دست آمده است. چنان‌چه Hosmer et al. (2020) بیان می‌کند که RMSE به معنای انحراف معیار واریانس غیر قابل انتظار است و اگر نسبت بین این آماره به میانگین داده‌های مدل کم‌تر از ۰/۲ باشد نشان از این دارد که مدل به خوبی قابلیت پیش‌بینی واقعی داده‌ها را دارد. نتایج این پژوهش نشان از نسبت ۰/۱۹ بین RMSE و میانگین داشته و گویای مطلوبیت پیش‌بینی مدل است.

۳-۶-۲- مقایسه نتایج محاسبه جریان آب در خاک در تمام وقایع ثبت شده

مقادیر حاصل از محاسبات بیان آب خاک و شبیه‌سازی مقدار تغذیه در وقایع سیلابی پس از دوره واسنجی در جدول ۶ ارائه شده است. چنان‌چه مشاهده می‌شود در رخداد‌های هشت‌گانه‌ای که از سال ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۸ ثبت شده مقادیر بارش از کمینه ۲/۸ تا بیشینه ۵۰/۹۴ سانتی‌متر، و مقادیر سیل متناظر آن بین صفر تا ۱۲۷/۳۲ سانتی‌متر در تغییر بوده است.

است به‌طور استثنایی و اتفاقی با حرکت انگشتی برخورد داشته اما، به دلیل نبود یک حرکت یکنواخت و پیوسته جبهه رطوبتی، تضمینی نیست.

با توجه به شکل ۶ برخی افزایش‌های ناگهانی در مقدار رطوبت لایه‌های پایینی خاک از جمله پنج، هشت و ۱۶ متر دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل برخورد مقطعی حس‌گر TDR در آن لایه مشخص با حرکت انگشتی آب در خاک باشد. این در حالی است که برای سایر اعماق پنج متر به پایین روند تغییرات یکسان بوده است (مانند عمق ۲۰ متر).

۳-۴- ارزیابی تغذیه

۳-۴-۱- روش بیان آب خاک

داده‌های بیان آب خاک مربوط به یک واقعه بارش و سیل در جدول ۳ ارائه شده است. چنان‌چه مشاهده می‌شود بارش و سیلاب ۲۶ دی ماه، سبب افزایش ذخیره آب خاک شده و تا ۱۳ بهمن ادامه یافته و از ۳۰ ابتدایی به ۶۵/۸ سانتی‌متر رسیده که حاکی از ورود ۳۵/۸ سانتی‌متر آب به نیمرخ است. به عبارت دیگر تا قبل از شروع بارش و سیل، مجموع رطوبت نیمرخ، که جمع کل حاصل ضرب رطوبت حجمی در ضخامت لایه‌هاست، ۳۰ سانتی‌متر بوده است. با شروع بارش و بروز سیل این مقدار افزایش یافته و در حداکثر خود به رقمی که تفاوت آن با مقدار اولیه به ۳۵/۸ سانتی‌متر رسیده است. این مقدار به تدریج کاهش یافته و تا تاریخ هشت مرداد سال بعد دوباره به نزدیک مقدار اولیه (۳۲/۰) بازگشته است. باقی‌مانده تغییرات ذخیره رطوبت خاک ΔS در طول دوره به دو س‌م رسیده و به این معناست که آب وارد شده در قالب بارش و سیل به لایه‌های خاک (۵۸/۸ سانتی‌متر)، نیمرخ را ترک کرده، به مصرف تبخیر-تعرق رسیده و یا به اعماق نفوذ کرده است. تبخیر-تعرق به میزان ۲۰/۲ سانتی‌متر، و مقدار نفوذ به ۲۹/۶ سانتی‌متر در این واقعه رسیده است. از ۵۱/۸ آب وارده نیز ۲۹/۶ سانتی‌متر صرف تغذیه خالص (۵۷ درصد) شده است.

۳-۴-۲- مدل Hydrus (واسنجی مدل)

حالت‌های متعددی برای تنظیم عامل‌ها در اجرای حالت معکوس^۲ در نظر گرفته شد تا در آن‌ها انواع تغییرات در پارامترهای ورودی و به‌کارگیری انواع معادلات هیدرولیکی اعمال و شرایط حدی مختلفی را تغییر داده تا نتایج آن مورد بررسی قرار گیرد. مجموعه‌ای از پارامترهای بهینه، با بالاترین r^2 و پایین‌ترین RMSE به دست آمد (جدول ۴). بهترین شرایط حدی برای

³ Upper boundary condition

⁴ Atmospheric boundary condition with surface layer

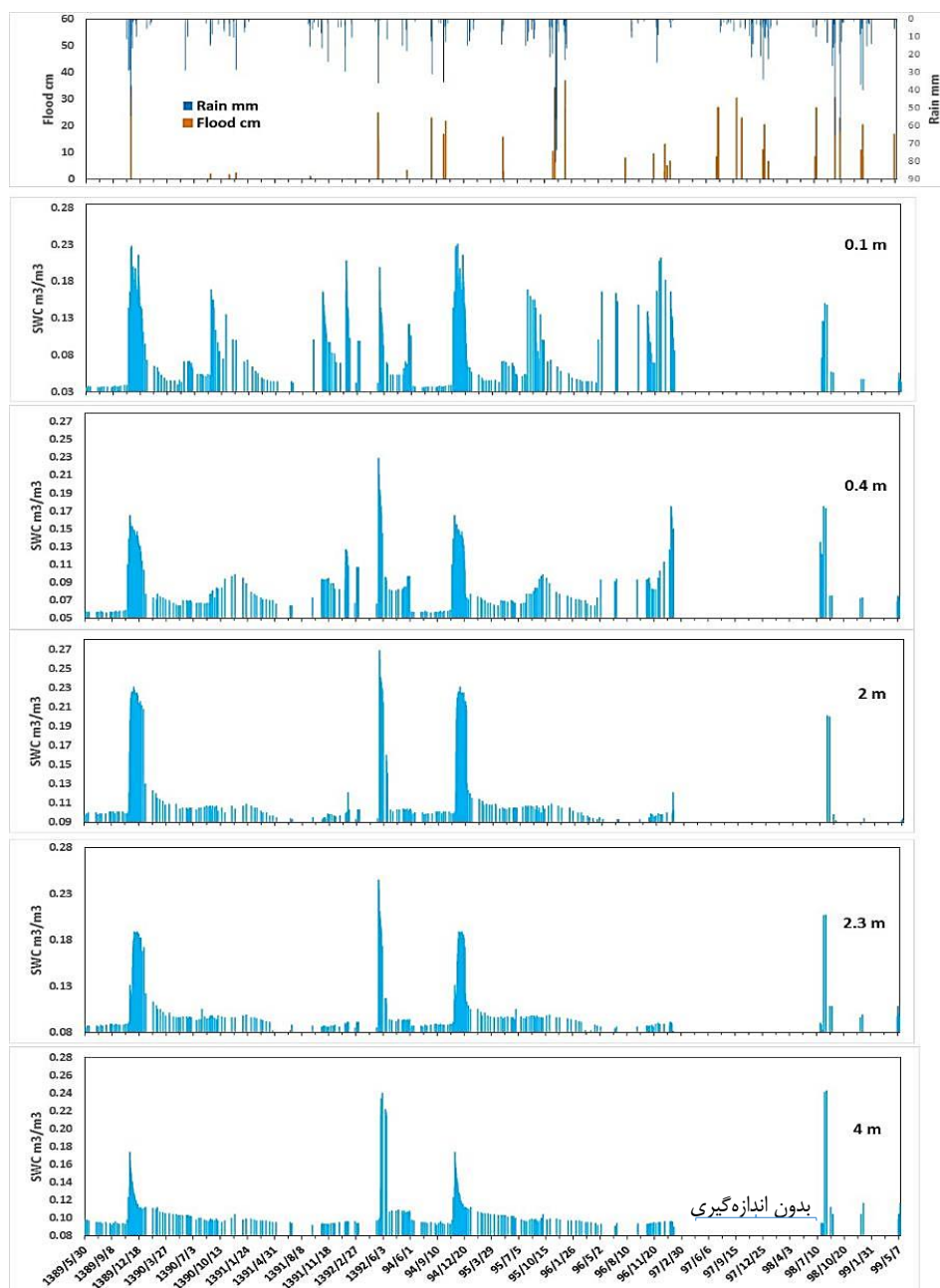
⁵ Initial condition

⁶ Lower boundary condition

⁷ Free drainage

¹ Model parameterization

² Inverse solution



شکل ۴- سری زمانی تغییرات رطوبت خاک برخی لایه‌های تا عمق چهار متر متناظر با رخدادهای سیل و بارش از مرداد ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۹

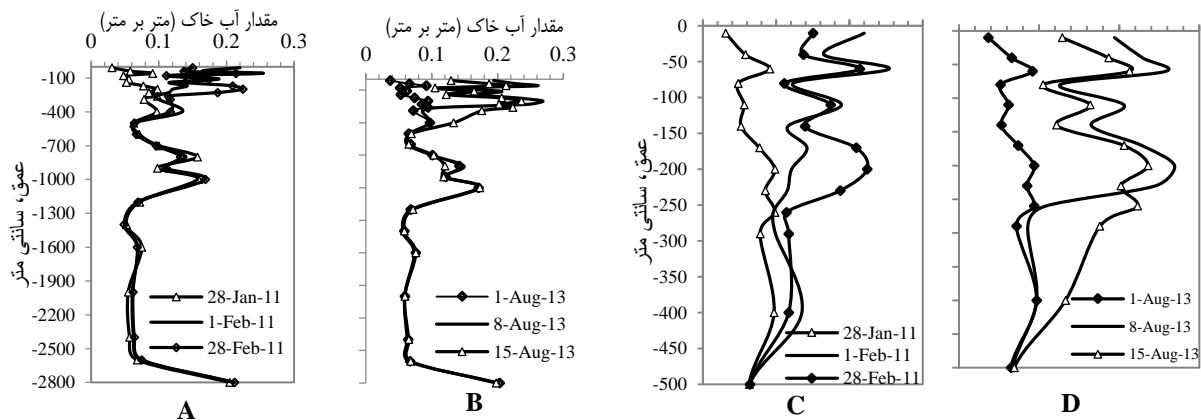
Figure 4- Time series of soil moisture changes in some layers up to four meter depth, corresponding to flood and rainfall events from Sep. 2010 to 2020

ثبت می‌شود، اما سیل قابل توجهی حاصل از بارش حوزه آبخیز در خشکه رود جاری می‌شود. برعکس آن نیز رخ داده که بارش قابل توجهی ثبت شده، اما یا سیل رخ نداده یا مقدار آن اندک بوده است. برای اعتبارسنجی شبیه‌سازی‌های جریان آب در خاک با مدل Hydrus ارقام آنها در برابر مشاهده‌ای قرار داده و میانگین مربعات خطای باقیمانده محاسبه شد (جدول ۷). چنانچه ملاحظه می‌شود ارقام RMSE مدل ۶/۴۵ سانتی‌متر است که نشان‌گر ناچیز بودن خطا در مدل است چرا که فاصله آنها از انحراف معیار داده‌های مشاهده‌ای (۴۴/۲۵) بسیار زیاد است و از سویی نسبت

رابطه بین میزان بارش و سیل خطی نبوده، هر چند بالاترین میزان بارش با بالاترین مقادیر سیل متناظر بوده، اما گاهی در برابر بارش اندک مقدار سیل زیاد (رخداد شماره ۵؛ به ترتیب ۴/۵ در برابر ۳۵/۲ سانتی‌متر) و گاهی در برابر بارش قابل توجه سیل ناچیز بوده (رخداد شماره ۳؛ به ترتیب ۱۶/۱۳ در برابر ۲/۳ سانتی‌متر) است. علت این امر که در بسیاری رخدادها در ایستگاه کوثر مشاهده می‌شود آن است که بارش اندازه‌گیری شده با ادوات موجود در محوطه ایستگاه لزوماً با بارشی که در حوزه آبخیز بالادست می‌بارد هماهنگ نیست. گاهی بارشی اندک در ایستگاه

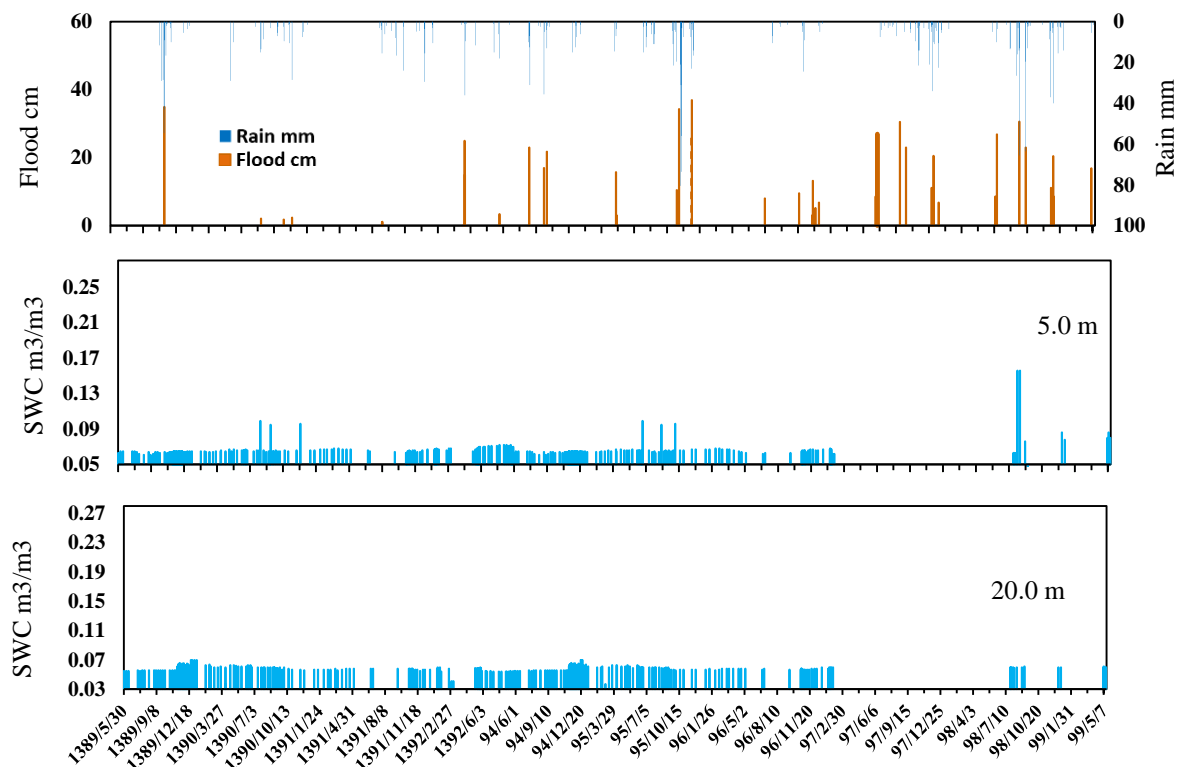
حد بالاتر از ۰/۹ است و مقدار بین ۰/۷۵ تا ۱/۰ برای این آماره بسیار خوب ارزیابی می‌شود (Moriassi et al., 2007).

آن با میانگین داده‌ها (نسبت ۶/۴۵ به ۳۶/۹۴) برابر ۰/۱۷ است که نشان از اعتبار کافی مدل دارد. آماره ضریب تشخیص r^2 در سطح ۹۹ درصد معنادار و آماره ناش-ساتکلیف برای هر مدل در



شکل ۵- تغییر در مقادیر آب خاک لایه‌های خاک در دو واقعه مختلف (A و C رخداد ۸ بهمن تا ۹ اسفند ۱۳۸۸ و B و D رخداد ۱۰ مرداد تا ۲۵ مرداد ۱۳۹۲ که به ترتیب برای اعماق صفر تا ۲۸ متر و صفر تا چهار متر ترسیم شده است. شکل‌های B و D برای مشاهده بهتر تغییرات تا عمق چهار متر تدارک است)

Figure 5- Change in soil water values of soil layers in two different events (A and the event of 28 Jan. to 28Feb. 2010 and B and D of 1August to 15 August 2013 , which are respectively for depths of zero to 28 m and zero to four meter (B and D are provided for better viewing of changes up to a depth of four meters)



شکل ۶- سری زمانی تغییرات آب خاک برخی لایه‌های عمیق‌تر از چهار متر متناظر با رخدادهای سیل و بارش از مرداد ۱۳۸۹ تا مرداد ۱۳۹۹

Figure 6- Time series of soil water change for some layers below the 4 m corresponding in flood and rainfall events from Sep. 2010 to Sep. 2021

۳-۷-۱- رخدادهای بارش بدون سیل

رخداد بارش به تنهایی تأثیر ناچیزی بر نفوذ داشته و عملاً در طول مدت زمان بازگشت نیم‌رخ به مقدار پیش از رخداد، به

۳-۷-۲- تحلیل جریان آب در خاک

با مرور جدول ۶ رخدادها را می‌توان به سه گروه زیر تقسیم کرد:

در این رخدادهای ارتفاع سیل بیش از ۵۰ سم بوده و نفوذ زیادی اتفاق افتاده که در این موارد، نسبت نفوذ (نسبت درصد میزان آب ورودی به میزان نفوذ) از ۵۷ تا ۸۴ درصد بوده است (رخدادهای شماره ۱، ۵، ۶ و ۸). نکته با اهمیت این است که سیل ماه‌های سرد تأثیر بیشتری بر نفوذ داشته تا آن‌که در ماه‌های گرم رخ داده است. در رخداد شماره ۸ که از اواسط مهر ماه رخ داده و تا آخر آذر ۱۳۹۸ اثر آن بر میزان آب خاک نیم‌رخ پایان یافته و اجد بالاترین نسبت نفوذ بوده و مقدار آن ۸۴ درصد محاسبه شده است.

مصرف تبخیر-تعرق رسیده و در عمل میزان نفوذ صفر و بخشی از ذخیره آب نیم‌رخ هم به صرف تبخیر-تعرق رسیده است (رخدادهای شماره ۳). مشاهده ارقام تغییر رطوبت خاک لایه‌ها در این رخدادهای نشان می‌دهد که نفوذ آب باران تا عمق بیش از ۱۰۰ سانتی‌متر نبوده و به همین دلیل این امکان که بر اثر خیز مؤبینه دوباره به سطح برگشته و تبخیر شود فراهم بوده است.

۳-۲-۳- رخدادهای همراه با سیل بزرگ

جدول ۳- خلاصه داده‌های بیان آب خاک شامل ذخیره رطوبت خاک، بارندگی، سیل و تبخیر-تعرق (سانتی‌متر) در نیم‌رخ چاه آزمایشی شماره ۱

Table 3- Summary of soil water balance data including soil moisture storage, rainfall, flooding, and evaporation-transpiration (cm) in the profile of experimental well No. 1

Dates	S	ΔS	P	F	ET	Dates	S	ΔS	P	F	ET
89.10.26	30.0	0.0	1.2	0.0	0.0	89.12.08	58.1	-0.8	0.0	0.0	0.1
89.11.03	35.4	5.4	2.9	0.0	0.9	89.12.09	60.3	2.2	0.0	0.0	0.1
89.11.08	40.1	4.7	2.9	0.0	1.0	89.12.10	58.0	-2.3	0.0	0.0	0.1
89.11.12	55.5	15.4	5.5	0.0	1.0	89.12.11	61.6	3.6	0.0	0.0	0.1
89.11.13	65.8	10.3	0.0	35.0	0.0	89.12.12	59.6	-2.0	0.0	0.0	0.1
89.11.14	64.8	-1.0	0.0	0.0	0.3	89.12.12	58.7	-0.8	0.0	0.0	0.1
89.11.15	63.2	-1.6	0.0	0.0	0.3	89.12.13	58.7	0.0	0.0	0.0	0.1
89.11.16	62.5	-0.7	0.0	0.0	0.3	89.12.14	57.5	-1.2	0.0	0.0	0.2
89.11.17	61.6	-0.8	1.8	0.0	0.0	89.12.16	57.5	0.0	0.0	0.0	0.4
89.11.18	60.3	-1.3	0.2	0.0	0.0	89.12.19	57.4	-0.1	0.0	0.0	0.2
89.11.20	59.4	-0.9	0.0	0.0	0.5	89.12.21	56.1	-1.3	0.0	0.0	0.2
89.11.21	62.9	3.6	0.0	0.0	0.2	89.12.23	55.8	-0.3	0.0	0.0	0.4
89.11.22	61.2	-1.7	0.0	0.0	0.2	89.12.27	55.1	-0.6	0.0	0.0	0.7
89.11.23	60.9	-0.3	1.0	0.0	0.0	90.01.05	51.7	-3.4	0.0	0.0	0.8
89.11.24	61.1	0.2	0.0	0.0	0.2	90.01.12	49.9	-1.9	0.0	0.0	1.3
89.11.25	60.8	-0.3	0.0	0.0	0.2	90.02.08	39.4	-10.5	0.0	0.0	5.3
89.11.26	59.4	-1.4	0.0	0.0	0.2	90.02.20	37.2	-2.2	0.0	0.0	0.5
89.11.27	59.8	0.3	0.0	0.0	0.2	90.02.24	37.2	0.0	0.0	0.0	0.0
89.11.28	58.7	-1.1	0.0	0.0	0.2	90.03.03	35.7	-1.4	0.0	0.0	0.9
89.11.29	59.0	0.3	0.4	0.0	0.0	90.03.14	34.6	-1.1	0.0	0.0	0.7
89.11.30	61.6	2.6	1.0	0.0	0.0	90.03.23	34.5	-0.1	0.0	0.0	0.1
89.12.01	60.7	-0.9	0.0	0.0	0.2	90.04.06	33.2	-1.3	0.0	0.0	0.8
89.12.02	59.9	-0.9	0.0	0.0	0.1	90.04.07	32.9	-0.3	0.0	0.0	0.2
89.12.03	59.5	-0.3	0.0	0.0	0.1	90.04.21	33.0	0.0	0.0	0.0	0.0
89.12.04	58.6	-1.0	0.0	0.0	0.1	90.05.01	32.5	-0.5	0.0	0.0	0.3
89.12.05	59.0	0.5	0.1	0.0	0.1	90.05.08	32.0	-0.5	0.0	0.0	0.3
89.12.06	58.7	-0.4	0.0	0.0	0.1						
89.12.07	58.8	0.1	0.0	0.0	0.1	1389/10/26-1390/05/08		2.0	16.8	35.0	20.2

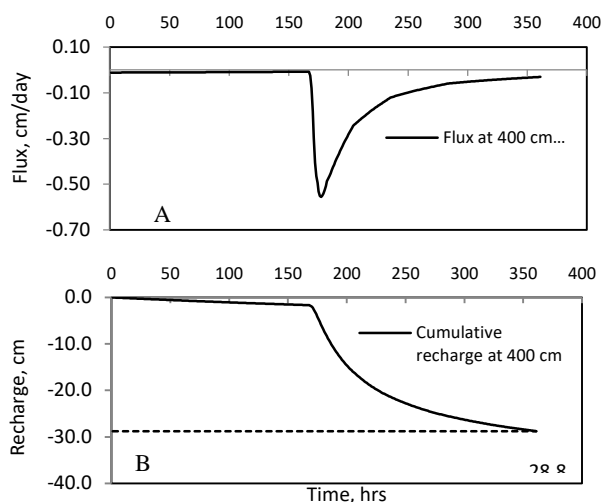
S: ذخیره رطوبت خاک، ΔS: تغییر در ذخیره رطوبت خاک، P: بارش، F: سیلاب، ET: تبخیر-تعرق، نفوذ بر اساس رابطه $R=P+F-\Delta S-ET$ به مقدار ۲۹/۶ محاسبه شده است.

جدول ۴- نتایج بهینه‌سازی عامل‌های هیدرولیکی مربوط به بهترین حالت اجرا در مدل Hydrus

Table 4- Results of optimization of hydraulic factors related to the best execution mode in the Hydrus model

عامل‌های هیدرولیکی	Depths, cm				عامل‌های هیدرولیکی	Depths, cm			
	10		60			180		400	
	Ini.	Opt. Hydrus	Ini.	Opt. Hydrus		Ini.	Opt. Hydrus	Ini.	Opt. Hydrus
$\theta_r, m^3 m^{-3}$	0.061	$\theta_r, m^3 m^{-3}$	0.001	0.001	$\theta_r, m^3 m^{-3}$	0.003	0.003	0.008	0.008
$\theta_s, m^3 m^{-3}$	0.34	$\theta_s, m^3 m^{-3}$	0.34	0.34	$\theta_s, m^3 m^{-3}$	0.26	0.42	0.40	0.39
α, m^{-1}	0.01	α, m^{-1}	0.02	0.02	α, m^{-1}	0.31	0.03	0.05	0.03
n	2.34	n	1.58	1.44	n	1.18	1.50	1.58	1.34
$K_{fs}, cm day^{-1}$	66	$K_{fs}, cm day^{-1}$	232	914	$K_{fs}, cm day^{-1}$	897	377	72	248
l	0.50	l	0.50	0.50	l	0.50	0.50	0.50	0.50

عامل‌های Opt. و Ini. به ترتیب مقادیر اولیه و بهینه‌سازی شده هستند. مقادیر اولیه θ_r و θ_s و K_{fs} مبتنی بر اندازه‌گیری‌ها بوده، مقادیر اولیه α و n با کمک کد RETC و بر اساس بافت تخمین زده شده و مقادیر نهایی با مدل‌های Hydrus بهینه‌یابی شده است. θ_r و θ_s مقادیر باقی‌مانده (برابر با رطوبت خاک هواخشک) و اشباع رطوبت خاک، K_{fs} هدایت هیدرولیکی در شرایط اشباع مزرع‌های؛ α ، n و پارامترهای مدل هیدرولیکی وان گنوتخن مدل برتر بر اساس Hydrus، وان گنوتخن اصلاح شده بود.



شکل ۷- شبیه‌سازی جریان آب در نیم‌رخ طولی صفر تا چهار متر با مدل Hydrus. (A و B به ترتیب برای سرعت جریان عمودی آب (سانتی‌متر در روز) و برای عمق نفوذ آب تجمعی (سانتی‌متر) برای یک دوره ۱۹۵ روزه از زمان وقوع سیل تا زمان رسیدن رطوبت خاک به حد پیش از وقوع سیل در عمق چهار متر)

Figure 7- Simulation of water flow in the longitudinal profile of zero to four meters with the Hydrus model (A and B, respectively, for the speed of vertical water flow (cm d^{-1}) and for the cumulative water infiltration depth (cm) for a period of 195 days from the time of the flood until the soil moisture reaches the level before the flood at a depth of four meter)

جدول ۵- خطای برآورد مدل‌ها در مقایسه با بیلان آب خاک در اعماق مختلف نیم‌رخ آبخوان

Table 5- Estimated error of the models as compared to soil water balance in different depth of the aquifer profile

SWB	تغذیه (سانتی‌متر)	عمق (سانتی‌متر)	
		Hydrus	
39.5	36.1	0-10	
38.3	38.7	0-60	
35.6	40.9	0-80	
33.2	47.6	0-110	
25.2	26.5	0-200	
23.0	30.3	0-230	
43.0	31.3	0-290	
29.6	28.8	0-400	
33.4	35.0	میانگین	
1.7	1.7	SD	
	0.7	RMSE	

SWB روش بیلان آب خاک، SD انحراف معیار، و RMSE ریشه میانگین خطای مربعات.

جدول ۶- محاسبات تغذیه با روش بیلان آب خاک و نتایج مدل در رخدادهای بارش و سیل از ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۹

Table 6- Nutrition calculations using the soil water balance method and model results in rainfall and flood events from 2010 to 2020

8	7	6	5	4	3	2	1	ردیف
98.7.23	96.05.04	95.05.01	94.11.03	92.05.16	91.09.16	90.09.03	89.10.26	روز شروع رخداد
98.9.6	97.01.31	96/01.18	95.02.20	92.06.10	92.03.04	91.01.06	90.05.08	روز پایان تأثیر بر نیم‌رخ آب خاک ^(۱)
43	268	316	107	115	170	123	195	تعداد روز
2.80	7.00	50.94	4.50	10.05	16.13	16.45	16.80	بارش (سانتی‌متر)
64.40	45.83	127.32	35.20	43.60	2.20	6.30	35.00	ارتفاع سیل ^(۲) (سانتی‌متر)
67.20	52.83	178.26	39.70	53.65	19.70	22.75	51.80	جمع (سانتی‌متر)
2.20	1.50	1.60	1.40	1.60	-0.85	1.80	2.00	تغییر ذخیره آب خاک (سانتی‌متر)
8.49	34.30	38.76	12.98	27.15	22.40	14.82	20.20	تبخیر-تعرق (سانتی‌متر)
56.51	56.51	17.03	137.91	25.32	24.90	-1.85	6.13	SWB
54.25	54.25	14.65	154.46	18.99	22.91	-2.31	7.97	Hydrus
84.09	84.09	32.23	77.36	63.78	46.42	-9.39	26.93	SWB
80.73	80.73	27.72	86.65	47.84	42.71	-11.74	35.01	Hydrus

۱- زمان بازگشت مقدار آب خاک لایه‌های نیم‌رخ به مقدار اولیه پیش از رخداد بارش و سیل، ۲- ارتفاع آب سیل که در پای چاه آزمایشی شماره ۱ در مدت زمان رخداد سیل ماندایی شده است، و ۳- اعداد مثبت به معنای نفوذ یا جریان رو به پایین و منفی به معنای تبخیر یا جریان رو به بالا است

جدول ۷- نتایج مقایسه شبیه‌سازی نفوذ با Hydrus با ارقام مشاهده‌ای در رخدادهای مختلف بارش و سیل

Table 7- Results of the comparison of infiltration simulation with Hydrus with observation figures in different rainfall and flood events

جریان تجمعی ^(۱) (سانتی‌متر)	مشاهده‌ای	ردیف
Hydrus		
28.80	35.00	1
7.97	6.13	2
-2.31	-1.85	3
22.91	24.90	4
18.99	25.32	5
154.46	137.91	6
14.65	17.03	7
54.25	56.51	8
37.46	36.94	میانگین
50.10	44.34	انحراف معیار
6.45		RMSE
0.994		R ²
0.976		NS

اعداد مثبت به معنای نفوذ یا جریان رو به پایین و منفی به معنای تبخیر یا جریان رو به بالا است. R² ضریب تشخیص پیرسون، NS مقدار آماره ناش سانتیکلیف

۳-۷-۳- رخدادهای همراه با سیل کوچک

در این موارد که میزان سیل کم‌تر از ۵۰ سانتی‌متر بوده نفوذ انجام شده اما نسبت نفوذ کاهش داشته و بین ۲۶ تا ۴۶ درصد بوده است (رخدادهای دو، چهار و هفت). تأثیر ماه‌های سرد بر افزایش سهم نفوذ در این گروه نیز مشهود است. به‌طور مثال رخدادهای شماره ۲ و ۷ به‌ترتیب سبب ۶/۳ و ۴۵/۸ سانتی‌متر سیل شده است. با این حال نسبت نفوذ آن‌ها به‌هم نزدیک است (۲۷ در برابر ۳۲ درصد). علت این امر را باید در این دانست که سیل شماره ۲ در آذر ۱۳۹۰ رخ داده و تا اوایل فروردین ۹۱ (۱۷۰ روز) اثر آن در نیمرخ از بین رفته است و از این رو تبخیر-تعرق هم‌زمان آن اندک بوده است. در حالی که رخداد شماره ۷ در ابتدای مرداد ۱۳۹۶ ماه رخ داده و در مدت زمان طولانی تا آخر فروردین (۲۶۸ روز) اثرش در نیمرخ پایان یافته، تبخیر-تعرق هم‌زمان آن قابل توجه شده و نسبت نفوذ را کاهش داده است (۳۲ درصد). مورد خاص در این گروه، رخداد شماره ۴ است که از نیمه مرداد ۱۳۹۲ شروع شده و اثر آن در نیمرخ تا اواسط شهریور ۱۳۹۲ پایان یافته است. با آن‌که سیل آن کم‌تر از ۵۰ سانتی‌متر است (۴۶ سانتی‌متر) بوده اما نسبت نفوذ آن قابل توجه است (۴۶/۴ درصد). علت این امر را باید در این دانست که رخداد یاد شده در زمانی به وقوع پیوسته که مدت زمان زیادی از تأثیر سیل و بارش قبلی بر روی نیمرخ نگذشته (تنها ۴۳ روز) است. از این رو خشکی بیش از حد نیمرخ را در بر نداشته و بیش‌تر آب ورودی به مصرف جریان روبه پایین رسیده است. در نتیجه می‌توان نسبت نفوذ را برای سیل‌های بزرگ بین ۵۷ تا ۸۴ درصد در نظر گرفت. به‌طور مثال در رخداد شماره ۱ از ۵۱/۸ سانتی‌متر آب ورودی (۱۶/۸ و ۳۵ سانتی‌متر به‌ترتیب بارش و سیل)، ۲۹/۸ سانتی‌متر

(۵۷ درصد) از زیر عمق چهار متر به پایین نفوذ کرده تا حرکت

روبه پایین خود را به سمت سفره آب زیرزمینی ادامه دهد. مقدار تغذیه محاسبه شده در این پژوهش، با آنچه توسط Pakparvar et al. (2016b) با راهبرد بیلان هیدرولوژیک در همین محل پژوهش محاسبه شده بود کاملاً قابل مقایسه است. در آن پژوهش با سه روش متفاوت مقدار تغذیه خالص به آبخوان بین ۵۶ تا ۶۱ درصد تعیین شده که با مقادیرهای به‌دست آمده در پژوهش حاضر مشابهت نزدیکی دارد. در پژوهش‌های دیگری مقدار تغذیه کم‌تر به‌دست آمده است. مثلاً در یک ناحیه نیمه‌خشک نیومکزیکو حرکت آب در مقطع‌های ۲۵ سانتی‌متر تا عمق ۵/۵ متر برای بررسی نفوذ احتمالی آب باران به سفره آب زیرزمینی مطالعه شد (Stephens and Knowlton, 1986). بر این اساس که میزان تغذیه با هدایت آبی غیراشباع برابر است از روی آن تغذیه را محاسبه کردند و نتیجه گرفتند که در هر دو روش جریانی به اندازه ۳/۷ (سال/سانتی‌متر) یا ۲۰ درصد آب بارندگی به سمت سفره برقرار است. در همین راستا، در جنوب شرق اسپانیا با بارش متوسط ۲۳۳ میلی‌متر در یک خاک لوم لای، مقدار تغذیه به نسبت بارش را ۴ تا ۲۵ درصد با روش مشاهده‌ای بیلان آب خاک و ۶ تا ۲۶ درصد با مدل هیدروبال در کاربری‌های مختلف به‌دست آوردند (Touhami et al., 2013). هم‌چنین، در ناحیه دیگری در جنوب شرق اسپانیا با بارش متوسط ۲۹۱ میلی‌متر، مقدار تغذیه به آبخوان از بارش خالص را ۲۲ تا ۴۳ درصد در پوشش‌های گیاهی مختلف با متوسط ۲۸ درصد در سال‌های مرطوب و پنج تا ۲۴ درصد با متوسط ۱۰ درصد در سال‌های خشک در یک خاک لوم-رسی با پوشش‌های جنگلی و مرتعی به‌دست آوردند (Bellot and Chirino, 2013).

دارد. در بررسی دیگری در غرب آمریکا این رقم (نسبت تغذیه) برای مواد رسی آبخوان ۱۶ درصد و برای مواد دانه‌درشت ۵۸ درصد بارندگی بوده است. همچنین، بیش‌ترین تغذیه مربوط به فصل زمستان و برای فصول دیگر کم‌تر بوده است (Naylor et al., 2016). این ارقام در پژوهش انجام یافته در نوار غزه بر روی نهشته‌های لسی با خاک لوم تا لوم لای برای شرایط خاک بدون گیاه به‌طور متوسط ۶۳ میلی‌متر، برای حالت تراکم گیاهی کم ۲۸ میلی‌متر و برای شرایط خاک با تراکم گیاهی بالا بین دو تا سه میلی‌متر در سال که به‌ترتیب ۳۹، ۱۷ و ۲ درصد از بارش سالانه ۱۸۵ میلی‌متر بوده است (Dafny and Šimůnek, 2016). نتایج این پژوهش نشان داد که نرخ تغذیه از بارندگی، کاملاً به پوشش گیاهی منطقه وابسته بوده است. آن‌ها در پژوهش خود انطباق معناداری بین تغذیه و بارندگی همان سال و حتی بارندگی سال بعد مشاهده نکردند و دلیل این امر را ضخامت بالای رسوبات لسی و تغییرات پوشش و تراکم گیاهی در تأخیر دادن حرکت آب ذکر نموده‌اند. همچنین، نتایج پژوهش انجام یافته در کرج که در آن سه سناریو شامل بارش+آبیاری بر روی کشت کامل، آبیاری به تنهایی و بارش به تنهایی بر روی خاک بدون پوشش به‌کار رفته تا درصد تغذیه نسبت به میزان آب ورودی ارزیابی شود (Altafi Dadgar et al., 2018)، این نسبت به‌ترتیب ۳۲/۴، ۱۰/۸ و ۴/۳ درصد به‌دست آمده است. مشابهت نتایج پژوهش حاضر با بیش‌تر پژوهش‌های اشاره شده در بالا در چند نکته است. با افزایش میزان آب ورودی نسبت تغذیه افزایش می‌یابد، نسبت تغذیه در فصل سرد بالاتر از فصل گرم است و دیگر این‌که نسبت تغذیه بر اثر بارش بسیار کم‌تر از بارش به همراه سیل است. در همه کارها، این فرض را پذیرفته‌اند که آب خارج شده از یک عمق معین از نیمرخ را می‌توان به‌عنوان تغذیه به آبخوان حساب کرد. منتها این عمق را متفاوت در نظر گرفته و ۱/۲ تا ۳ متر در میان آن‌ها دیده می‌شود. تفاوت عمده آن‌هایی که رقم تغذیه را کم‌تر به‌دست آورده‌اند با پژوهش حاضر در تفاوت نوع آب ورودی است که در آن‌ها فقط بارش بوده و در محل این پژوهش، بارش+سیل است که بر روی سطح خاک به آهستگی پخش شده و امکان نفوذ را فراهم می‌کند. همچنین، تفاوت دیگر در بافت خاک است که در موارد برشمرده بافت متوسط تا سنگین است و با آن‌چه در عرصه‌های پخش سیلاب مطرح و آبرفت‌های درشت‌دانه با بافت سبک سنگ‌ریزه‌دار است تفاوت اساسی دارد. آن‌چه از بررسی کارهای دیگران در قیاس با این پژوهش قابل‌توجه است میزان نسبت تغذیه در سیل‌های بزرگ است که تا ۷۷ و ۸۴ درصد نیز به‌دست آمده که عملاً در میان نتایج کارهای منتشر شده کم‌نظیر است. اگر نتایج پژوهش حاضر را با توجه به روش‌های متقن و متکی بر داده‌های منحصر

در جنوب ایتالیا برای تعیین اثر لایه خاک بر روی سطح سنگی اراضی کارستیک شبیه‌سازی با Hydrus دو بعدی نشان داد وجود پوشش خاکی نسبت نفوذ به بارش در سطح بستر را کاهش داده و از ۶۷ به ۵۴ درصد رسانیده است (Filomena et al., 2008). علت این امر را به پر کردن درز و ترک‌های سنگ‌های کارستیک به‌وسیله ذرات خاک نسبت داده‌اند. در پژوهشی مشابه پژوهش حاضر، نرخ تغذیه آب زیرزمینی در شمال چین بر روی آبخوانی با بافت لوم لای تا عمق ۴/۸ متری و بافت لوم شنی و لوم لای به تناوب در اعماق پایین‌تر همگی بدون سنگ‌ریزه با روش مدل‌سازی در زون غیراشباع ارزیابی شد (Min et al., 2015). با حفر چاهی به عمق هشت متر در آبخوانی با ضخامت نسبتاً زیاد زون غیراشباع (حدود ۴۲ متر) رطوبت و مکش خاک اندازه‌گیری شد. نتایج این پژوهش نشان داد که تغییرات نرخ تغذیه نسبت به عمق در دوره‌های کوتاه مدت زیاد بوده و برای دوره‌های بیش از ۱۲ سال مقدار بیشینه انحراف معیار از میانگین بلندمدت به کم‌تر از ۲۰ درصد خواهد رسید. در این مطالعه مدل‌سازی دوره زمانی ۳۸ ساله پیش‌بینی تغذیه نشان داد که زهکشی در زیرعمق دو متری سطح زمین می‌تواند برای تخمین نرخ تغذیه استفاده شود. زمان رسیدن آب نفوذ یافته از زیرلایه دو متری به سفره ۴۲ متری بیش از یک سال نبوده و سرعت حرکت آب را ۰/۱۳ متر در روز برآورد کردند. بر اساس داده‌های مفصل شبیه‌سازی تغذیه (مبتنی بر مدل واسنجی شده) رابطه‌ای به شکل $R = 0.001x^2 + 1.25x + 566$ برای تخمین تغییرات نرخ تغذیه از روی داده‌های آب ورودی ارائه کردند که با کاربرد آن، میزان آب ورودی (آبیاری + بارش) از ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ میلی‌متر می‌تواند منتج به تغذیه بین ۱۰۰ تا ۶۰۰ سال/میلی‌متر بشود. در شرایط محل پژوهش آن‌ها نسبت تغذیه به آب ورودی با افزایش میزان آب ورودی افزایش داشته و از ۲۵ به ۴۲ درصد می‌رسد. برای این افزایش نیز، یک رابطه خطی ساده پیشنهاد دادند. در پژوهش دیگری که آن هم با مفاهیم به‌کار رفته در بررسی‌های ما مشابهت دارد یک پروفیل سه متری از سطح زمین جهت پایش داده‌های رطوبت خاک و دما مورد بررسی قرار گرفته و پس از واسنجی مدل، یک دوره ۳۰ ساله تحت شرایط جوی متغیر شبیه‌سازی شده است (Hornero et al., 2016). نتایج این پژوهش که بر روی یک خاک با کلاس بافت سطحی و عمقی شنی (بیش از ۹۶ درصد شن) نشان داد که مقدار تغذیه سالانه در طول سال‌های ۲۰۱۲-۱۹۸۳ بین ۱۱ تا ۳۰ میلی‌متر با متوسط ۱۷ سال/میلی‌متر متغیر بوده درحالی‌که مقدار بارندگی سالانه در همین دوره بین ۶۸ تا ۱۷۲ میلی‌متر بوده و متوسط نسبت تغذیه به بارش بالغ بر ۱۷ درصد بوده که نشان از کم‌تر بودن نتایج روش‌های قبلی با ردیابی شیمیایی نسبت به واقعیت

به روشنی فرض مسدود شدن نفوذ در پخش سیلاب‌ها را به چالش می‌کشد. دستیابی به روند بلندمدت ثبت تغذیه در طول ۱۰ سال داده‌برداری را می‌توان دستاورد کلیدی این پژوهش دانست که در مراجع داخلی و خارجی کمتر می‌توان نمونه آن را یافت. نسبت تغذیه بین ۲۶ تا ۸۴ درصد با میانگین ۵۵ درصد برای کل وقایع و ۶۳ تا ۸۴ درصد با میانگین ۷۵ درصد برای سیل‌های بزرگ بر اثر سیل و بارش به‌دست آمده است. معیار بزرگی سیل از نظر ارتفاع آب گرفتگی در عرصه را می‌توان ۵۰ سانتی‌متر در نظر گرفت. هر چند این یافته برای موقعیت خاص محل این پژوهش قابل استناد است، با این حال چون محل چاه‌های آزمایشی حالت میانگینی از کل عرصه دارد، کارایی پخش سیلاب در کل عرصه را نیز در همین حدود باید دانست.

سپاسگزاری

در انجام این پژوهش، حمایت‌های علمی بخش مدیریت خاک دانشکده مهندسی علوم زیستی دانشگاه گنت بلژیک در زمان تحصیل دکتری و نیز حمایت مالی طرح بین‌المللی سوماماد (Sustainable Management of Marginal Drylands-) از طریق انجمن پژوهش‌گران احیای پایدار مناطق خشک نقش به‌سزایی داشتند. استاد دکتر سید آهنگ کوثر نقش استادی در انجام این پژوهش ایفا کرده‌اند. پروفیسور ویم کورنلیس، دکتر حسین هاشمی، مهندس غلامعلی نکوییان، آقای علی‌نظر فریدونیان و قلی آرکیا در ارائه پیشنهادات و در برداشت‌های میدانی و داده‌های سیل نقش داشتند.

منابع

پاک‌پرور، مجتبی، چراغی، سیدعلی محمد، مجیدی، علیرضا، قهاری، غلامرضا، و نکوییان، غلامعلی (۱۴۰۰). مقایسه مدل‌های Hydrus و LEACHW در شبیه‌سازی حرکت آب در خاک برای بررسی میزان تغذیه خالص به آبخوان در سامانه گسترش سیلاب ایستگاه کوثر، پروژه تحقیقاتی شماره ۹۴۰۰۷۸-۱-۰۰۱-۴-۵۰-۲۹، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۹۶ صفحه.

به فرد اندازه‌گیری شده میدانی معتبر بدانیم، گویای اهمیت و تأثیر سامانه پخش سیلاب بر تغذیه سفره است که در گربایگان نزدیک به چهار دهه از عمر آن می‌گذرد و دفعات متمادی از دریافت سیل و نهشته شدن رسوب را پشت‌سر گذاشته است.

۴- نتیجه‌گیری

مجموعه منحصر به فرد از ویژگی‌های اندازه‌گیری شده عامل‌های هیدرولیکی خاک به همراه سری زمانی داده‌های آب خاک تا عمق ۳۰ متری در عرصه فعالی از پخش سیلاب در این پژوهش تولید شد. مدل‌های شبیه‌سازی حرکت آب در خاک را نمی‌توان با اجرای جلودرورنده استفاده کرد بلکه فقط با داشتن داده‌های ویژگی‌های هیدرولیکی لایه‌ها به کار می‌روند و نباید انتظار نتایج واقعی از آن‌ها داشت بلکه لازم است یکی از متغیرهای تغییر یابنده نظیر مقدار آب خاک لایه‌ها یا مکش آن‌ها را اندازه‌گیری و بر اساس آن مدل را واسنجی کرد. در نتیجه این واسنجی مقدار واقعی و پویای عامل‌های هیدرولیکی خاک و ضرایب معادلات هیدرولیکی (مانند n در فرمول وان گنوختن) به‌دست آمده و جریان آب خاک به‌طور واقعی شبیه‌سازی شود. عامل‌های هیدرولیکی بهینه شده در این پژوهش مبتنی بر تغییرات واقعی آب خاک لایه‌های طبیعی خاک بوده و می‌توان آن‌ها را نزدیک‌ترین نمایان‌گر آن‌چه در عالم واقعی در طبیعت رخ می‌دهد دانست و لزوماً با آن‌چه در آزمایشگاه اندازه‌گیری شده مشابه نبوده بلکه گاهی اختلاف چشم‌گیری داشتند. علت اساسی آن دست خورده بودن خاک مورد آزمایش در آزمایشات هیدرولیکی خاک‌هاست. هر چند سری داده‌های آب خاک از نظر زمانی پایا بوده و به‌خوبی تحت تأثیر وقوع بارش و سیل قرار دارد، تغییر محسوس در آب خاک تنها تا عمق چهار متری مشاهده شد. علت این‌که از این عمق به پایین‌تر، مقدار آب خاک تغییر اندکی نشان می‌دهد را می‌توان به تفاوت چشم‌گیر بین هدایت هیدرولیکی اشباع دو لایه پیاپی دانست که در این عمق حضور دارند که سبب ایجاد حرکت انگشتی آب نفوذی به جای حرکت به‌صورت جبهه رطوبتی می‌شود. هدایت هیدرولیکی دو لایه مجاور عمودی در این پژوهش به‌ترتیب ۸۵۷ و ۱۷ روز بر سانتی‌متر بوده و جریان روبه پایین در این عمق مختل می‌شود. از سری داده‌های رطوبت خاک می‌توان استنباط نمود که کاهش نفوذپذیری به‌دلیل رسوب مواد سیلابی و بسته شدن منافذ توانسته در طی ۳۷ سال از شروع کار پخش سیلاب، سبب از دست رفتن کارایی آن بشود. این واقعیت که جبهه رطوبتی تنها پس از ۴۸ ساعت از شروع بارش و سیل به عمق چهار متر رسیده

References

- Altafi Dadgar, M., Nakhaei, M., Porhemmat, J., Biswas, A., & Rostami, M. (2018). Transient potential groundwater recharge under surface irrigation in semi arid environment: An experimental and numerical study. *Hydrological Processes*, 32(25), 3771-3788. doi:10.1002/hyp.13287
- Bellot, J., & Chirino, E. (2013). Hydrobal: An eco-hydrological modelling approach for assessing water balances in different vegetation types in semi-arid areas. *Ecological Modelling*, 266, 30-41. doi:10.1016/j.ecolmodel.2013.07.002
- Berend, J.E. (1967). An analytical approach to the clogging effect of suspended matter. *Hydrological Sciences Journal*, 12(2), 42-55. doi:10.1080/02626666709493523
- Bouwer, H. (1986). Intake rate, cylinder infiltrometer. Pp. 825-844. In: Klute, A., Ed., *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*, Madison WI, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America.
- Bouwer, H., & Rice, R.C. (1984). Hydraulic Properties of Stony Vadose Zones. *Ground Water*, 22(6), 696-705. doi:10.1111/j.1745-6584.1984.tb01438.x
- Dafny, E., & Šimůnek, J. (2016). Infiltration in layered loessial deposits: Revised numerical simulations and recharge assessment. *Journal of Hydrology*, 538, 339-354. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.04.029
- Domínguez-Niño, J.M., Arbat, G., Rajj-Hoffman, I., Kisekka, I., Girona, J., & Casadesús, J. (2020). Parameterization of soil hydraulic parameters for hydrus-3d simulation of soil water dynamics in a drip-irrigated orchard. *Water*, 12(7), 1858. doi:10.3390/w12071858
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., 1992. Infiltration from Constant-Head Well Permeameters and Infiltrometers. Pp. 1-24, In: Topp, G.C., Reynolds, W.D., Green, R.E. (Eds.), *Advances in Measurement of Soil Physical Properties: Bringing Theory into Practice*, SSSA, Madison WI.
- Enfield, C., Hsieh, J., & Warrick, A. (1973). Evaluation of water flux above a deep water table using thermocouple psychrometers. *Soil Science Society of America Journal*, 37(6), 968-970.
- Evet, S.R., Schwartz, R.C., Casanova, J.J., & Heng, L.K. (2012a). Soil water sensing for water balance, ET and WUE. *Agricultural Water Management*, 104, 1-9. doi:10.1016/j.agwat.2011.12.002
- Filomena, C., Dolores, F.M., Antonella, S., & Giuseppe, S. (2008). Variation of infiltration rate through karstic surfaces due to land use changes: A case study in Murgia (SE-Italy). *Engineering Geology*, 99(3-4), 210-227. doi:10.1016/j.enggeo.2007.11.018
- Gee, G.W., & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions. Review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2(3), 255-266. doi:10.1002/hyp.3360020306
- Gee, G.W., & Or, D. (2002). Particle-size analysis. Pp. 255-293, In: Dane, J.H., & Topp, G.C., eds., *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods*, Madison, WI, American Society of Agronomy.
- Grossman, R.B., & Reinsc, T.G. (2002). Bulk density and linear extensibility. Pp. 201-228, In: Dane, J. H., & Topp, G.C., eds., *Methods of soil analysis, part4: Physical methods*, Madison WI, SSSA Book Ser. 5. SSSA.
- Hall, M.J. (2001). How well does your model fit the data?. *Journal of Hydroinformatics*, 3, 49-55. 10.2166/hydro.2001.0006:doi
- Hashemi, H., Berndtsson, R., Kompani-Zare, M., & Persson, M. (2013). Natural vs. artificial groundwater recharge, quantification through inverse modeling. *Hydrology Earth System Sciences*, 17(2), 637-650. doi:10.5194/hess-17-637-2013
- Hillel, D., & Baker, R.S. (1988). A descriptive theory of fingering during infiltration into layered soils. *Soil Science*, 146(1), 51-56. doi:10.1097/00010694-198807000-00008
- Hornero, J., Manzano, M., Ortega, L., & Custodio, E. (2016). Integrating soil water and tracer balances, numerical modelling and GIS tools to estimate regional groundwater recharge: Application to the Alcaozo Aquifer System (SE Spain). *Science of The Total Environment*, 568, 415-432. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.06.011
- Hosmer, D.W., Jr., S.L., & Sturdivant, R.X. (2013). *Assessing the Fit of the Model*. Wiley Series in Probability and Statistics.
- Hou, L., Wang, X.-S., Hu, B.X., Shang, J., & Wan, L. (2016). Experimental and numerical investigations of soil water balance at the hinterland of the Badain Jaran Desert for groundwater recharge estimation. *Journal of Hydrology*, 540, 386-396. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.036
- Kawamoto, K., Mashino, S., Oda, M., & Miyazaki, T. (2004). Moisture structures of laterally expanding fingering flows in sandy soils. *Geoderma*, 119(3-4), 197-217. doi:10.1016/j.geoderma.2003.07.001
- Kowsar, S.A. (1991). Floodwater spreading for desertification control: an integrated approach. *Desertification Control Bulliten*, 19, 3-18.
- Min, L., Shen, Y., & Pei, H. (2015). Estimating groundwater recharge using deep vadose zone data under typical irrigated cropland in the piedmont region of the North China Plain. *Journal of Hydrology*, 527, 305-315. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.04.064

- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., & Veith, T.L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885-900. doi:10.13031/2013.23153
- Nash, J.E., & Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290. doi:10.1016/0022-1694(70)90255-6
- Naylor, S., Letsinger, S.L., Ficklin, D.L., Ellett, K.M., & Olyphant, G.A. (2016). A hydrogeological approach to quantifying groundwater recharge in various glacial settings of the mid-continent USA. *Hydrological Processes*, 30(10), 1594-1608. doi:10.1002/hyp.10718
- Pakparvar, M., Cornelis, W., Gabriels, D., Mansouri, Z., & Kowsar, S.A. (2016a). Enhancing modelled water content by dielectric permittivity in stony soils. *Soil Research*, 54(3), 360-370. doi:10.1071/SR15154
- Pakparvar, M., Cornelis, W., Pereira, L.S., Gabriels, D., Hosseinimrandi, H., Edraki, M., & Kowsar, S.A. (2014). Remote sensing estimation of actual evapotranspiration and crop coefficients for a multiple land use arid landscape of southern Iran with limited available data. *Journal of Hydroinformatics*, 16(6), 1441-1460. doi:10.2166/hydro.2014.140
- Pakparvar, M., Hashemi, H., Rezaei, M., Cornelis, W. M., Nekooeian, G., & Kowsar, S.A. (2018). Artificial recharge efficiency assessment by soil water balance and modelling approaches in a multi-layered vadose zone in a dry region. *Hydrological Sciences Journal*, 63(8), 1183-1202. doi:10.1080/02626667.2018.1481962
- Pakparvar, M., Walraevens, K., Cheraghi, S.A. M., Ghahari, G., Cornelis, W., Gabriels, D., & Kowsar, S.A. (2016b). Assessment of groundwater recharge influenced by floodwater spreading: an integrated approach with limited accessible data. *Hydrological Sciences Journal*, 62(1), 147-164. doi:10.1080/02626667.2016.1183164
- Radcliffe, D.E., & Šimůnek, J. (2010). *Soil physics with Hydrus modeling and application*. Boca Raton, FL, CRC Press, 373 pages.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., & Youngs, E.G. (2002). Ring or Cylinder Infiltrometers (Vadose Zone), Pp. 818-826, In: Dane, J.H., & Topp, G.C., eds., *Methods of soil analysis, part 4: Physical methods*, Madison WI, SSSA Book Ser. 5. SSSA.
- Samani, Z., Cheraghi, A., & Willardson, L. (1989). Water Movement in Horizontally Layered Soils. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 115, 449-456.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15), 3335-3370. doi:10.1002/hyp.6335
- Šimůnek, J., Šejna, M., Saito, H., Sakai, M., & van Genuchten, M.T. (2013). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. version 4.16, Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside, USA.
- Solone, R., Bittelli, M., Tomei, F., & Morari, F. (2012). Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. *Journal of Hydrology*, 470-471, 65-74. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.08.017
- Stafford, M.J., Holländer, H.M., & Dow, K. (2022). Estimating groundwater recharge in the assiniboine delta aquifer using HYDRUS-1D. *Agricultural Water Management*, 267, 107514. doi:10.1016/j.agwat.2022.107514
- Stephens, D.B., & Knowlton, R. (1986). Soil water movement and recharge through sand at a semiarid site in New Mexico. *Water Resources Research*, 22(6), 881-889. doi:10.1029/WR022i006p00881
- Tonkul, S., Baba, A., Şimşek, C., Durukan, S., Demirkesen, A.C., & Tayfur, G. (2019). Groundwater recharge estimation using HYDRUS 1D model in Alaşehir sub-basin of Gediz Basin in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191(10), 610. doi:10.1007/s10661-019-7792-6
- Touhami, I., Andreu J.M., Chirino, E., Sánchez, J.R., Pulido-Bosch, A., Martínez-Santos, P., Moutahir, H., & Bellot, J. (2013). Comparative performance of soil water balance models in computing semiarid aquifer recharge: *Hydrological Sciences Journal*, 59(1), 193-203. doi:10.1080/02626667.2013.802094
- Von Freyberg, J., Moeck, C., & Schirmer, M. (2015). Estimation of groundwater recharge and drought severity with varying model complexity: *Journal of Hydrology*, 527, 844-857. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.05.025
- Westenbroek, S.M., Engott, J.A., Kelson, V.A., & Hunt, R.J. (2018). *SWB Version 2.0-A soil-water-balance code for estimating net infiltration and other water-budget components*. U.S. Geological Survey, 6-A59, 118 pages.