



مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس

پژوهش‌های آبخیزداری

شاپا: ۲۰۳۸-۲۹۸۱



سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی

مقایسه‌ی مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو در شبیه‌سازی نفوذ به آبخوان در نیمرخ آبخوان گربایگان

مجتبی پاک‌پرور^{۱*}، محمدهادی جرعه‌نوش^۲، غلامعلی نکویان^۳، غلامرضا قهاری^۴، غلامرضا مجیدی^۵

۱ و ۴ - 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 - مربی، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز، ایران

۳ - کارشناس ارشد ایستگاه آبخیزداری کوثر، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی فارس، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، شیراز، ایران

۵ - استادیار پژوهشکده‌ی حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

چکیده‌ی مبسوط

مقدمه و هدف

یکی از مسئله‌های دشوار در ارزیابی منابع آب زیرزمینی، اندازه‌گیری نرخ تغذیه‌ی آبخوان است. ارزیابی کمی تغذیه‌ی آبخوان با سه روش عمده شامل ارزیابی ناحیه‌ی اشباع، ناحیه‌ی غیراشباع و آب سطحی دسته‌بندی می‌شود. روش ناحیه‌ی اشباع به روش‌های فیزیکی (شامل قانون داری و ردیاب‌ها)، مدل‌سازی عددی (هدف این پژوهش)، نوسان‌های سطح آب زیرزمینی و بیلان آب گروه‌بندی شده است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو در شبیه‌سازی حرکت رطوبت خاک برای شبیه‌سازی تغذیه‌ی سفره استفاده شد. سپس واسنجی مدل‌ها با بهینه‌سازی عامل‌های جریان آب لایه‌های آبخوان در عرصه‌ی گربایگان با روش راه حل معکوس، انجام شد. ویژگی‌های آبی لایه‌ی غیراشباع خاک در سه چاه با ژرفای تقریبی ۳۰ متر در یکی از نوارهای سامانه‌ی پخش سیلاب، با روش میدانی و آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. دستگاه اندازه‌گیری کننده‌ی رطوبت خاک با روش تی‌دی‌آر برای خاک منطقه‌ی پژوهش واسنجی شد. سپس حس‌گرهای آن در چاله‌هایی با

نوع مقاله: پژوهشی

*مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: pakparvar@gmail.com

استناد: پاک‌پرور، م.، جرعه‌نوش، م.، نکویان، غ.ع.، قهاری، غ.ر.، مجیدی، ع.ر. ۱۴۰۳. مقایسه‌ی مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو در شبیه‌سازی نفوذ به آبخوان در نیمرخ آبخوان گربایگان. پژوهش‌های آبخیزداری، ۳۷ (۱): ۱۳۴-۱۱۴.

شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/WMRJ.2023.361113.1517

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۳۰، تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۶، تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۸، تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۱/۰۱
پژوهش‌های آبخیزداری، سال ۱۴۰۳، دوره‌ی ۳۷، شماره‌ی ۱، شماره‌ی پیاپی ۱۴۲، بهار ۱۴۰۳، صفحه‌های ۱۱۴ تا ۱۳۴.

©نویسندگان

ناشر: مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس



دیواره‌های عایق‌بندی شده از سطح تا ژرفای یکی از چاه‌ها جاگذاری شد. اندازه‌ی حجمی آب خاک از مرداد ۱۳۸۹ تا مرداد ۱۳۹۸ به‌طور پیوسته قبل و بعد از زمان رخداد‌های سیل اندازه‌گیری شد. بلندای آبگیری و داده‌های اندازه‌ی بارش در محدوده‌ی پژوهش یادداشت‌برداری شد. تغذیه در محیط غیراشباع با روش بیلان آب خاک با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری آب خاک در لایه‌ها ارزیابی شد.

نتایج و بحث

اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی جریان با مدل‌های واسنجی‌شده‌ی هایدروس و لیچ‌دبلیو در مقایسه با اندازه‌های مشاهده‌ای انجام شد. نتایج نشان داد که مدل هایدروس و لیچ‌دبلیو با دقت زیادی جریان آب پس از رخداد سیل را برآورد کردند (R^2 و RMSE به ترتیب ۰/۹۹۴ و ۴۵/۳ سانتی‌متر در مدل هایدروس و ۰/۹۹۳ و ۳۷/۱۱ سانتی‌متر در لیچ‌دبلیو بود). افزون بر این، بر اساس آماره‌های صحت‌سنجی، نتایج مدل هایدروس به واقعیت نزدیک‌تر بود. نسبت تغذیه (اندازه‌ی نفوذ تقسیم بر مجموع سیل و بارش) در سه روش بیلان آب خاک، مدل هایدروس و مدل لیچ‌دبلیو به ترتیب در تمام رخداد‌های سیلابی ۴۷، ۴۴ و ۵۲ با میانگین ۴۸ بود و برای رخداد‌های بزرگ سیلابی ۷۵، ۷۱ و ۹۲ با میانگین ۸۰٪ به دست آمد. در رخداد بارش بدون سیل در عمل تمام بارش صرف تبخیر-تعرق شد و به این دلیل اندازه‌ی نسبت میانگین نفوذ در تمام رخداد‌ها کاهش یافت.

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی جریان با مدل‌های واسنجی‌شده‌ی هایدروس و لیچ‌ام در مقایسه با اندازه‌های مشاهده‌ای نشان داد که این مدل‌ها با دقت زیادی جریان آب پس از رخداد سیل را برآورد کردند. افزون بر این، بر اساس آماره‌های صحت‌سنجی، نتایج مدل هایدروس به واقعیت نزدیک‌تر بود. میانگین داده‌های شبیه‌سازی‌شده‌ی مدل لیچ‌دبلیو حدود ۵ واحد و مدل هایدروس کمتر از ۱ واحد بیش از اندازه‌ی واقعی برآورد شدند. در شبیه‌سازی حرکت آب در خاک با مدل‌هایی مانند هایدروس، رایج است که یک اندازه‌ی معین هدایت آبی برای کل ستون عمودی یک نیم‌رخ طولی خاک در نظر گرفته شود. نتایج این پژوهش نشان داد که چنین فرضی تا چه حد غیرواقعی است. از این رو، در خاک‌های مطبق، تفاوت لایه‌ها و استفاده از معادله‌های برآورد هدایت آبی نیاز به توجه خاصی دارد. برای منطقه‌ی پژوهش‌شده مدل هایدروس یک بعدی و نتایج صحت‌سنجی آن کاملاً مطلوب بود. بر این اساس، می‌توان این مدل را در حالت سه بعدی برای عرصه‌های بزرگ‌تر به کار برد و از آن به‌عنوان ابزار اعمال سناریوهای مختلف برای مدیریت سامانه‌ی پخش سیلاب استفاده کرد و کارآیی آن افزایش داد.

واژگان کلیدی: پخش سیلاب، تغذیه‌ی مصنوعی، حرکت انگشتی، لیچ‌دبلیو، هایدروس

مقدمه

پژوهش)، نوسان‌های سطح آب زیرزمینی و بیلان آب گروه‌بندی شده است. در آفریقا برآوردهای بلندمدت شارژ سالانه و نسبت تغذیه به بارندگی با استفاده از هشت مدل جهانی انجام شد و نتایج آن با بیش از ۱۰۰ برآورد زمینی مقایسه شد. نتایج بررسی‌ها نشان داد که در سراسر آفریقا، برآورد تغذیه‌ی آب زیرزمینی هم در پژوهش‌ها و هم در مدیریت عملیاتی، با تکیه بر نتایج یک مدل صحیح نیست، بلکه باید از توزیع برآوردهای مدل‌های گوناگون استفاده کرد. نتایج پژوهش وست و همکاران (۲۰۲۳)، در زمینه‌ی بررسی تغذیه و امنیت آب‌های زیرزمینی سبب ارائه‌ی راه‌های قابل توجهی برای تصمیم‌گیران و پژوهشگران شد. در یک بررسی مروری روی ۱۱۷ مقاله، مشخص شد که یادگیری ماشینی و روش‌های مدل ریاضی در پیش‌بینی تغییر

آبخیزداری با روش پخش سیلاب و تغذیه‌ی مصنوعی، در تبدیل یک محیط بیابانی به یک سرزمین آباد نقش مؤثری دارد. گربایگان فسا در جنوب ایران با کشت‌زارهای گسترده و پوشش سبز جنگلی و مرتعی، نمونه‌ای از طرح‌های آبخیزداری است، که اندازه‌ی کمی اثر بخشی آن بر تغذیه‌ی سفره‌ی آب زیرزمینی هدف این پژوهش بود. یکی از مسئله‌های دشوار در ارزیابی منابع آب زیرزمینی، اندازه‌گیری نرخ تغذیه‌ی آبخیز است (سافو کلیوس ۲۰۰۵). ارزیابی کمی تغذیه‌ی آبخیز به شکل‌های متنوعی مبتنی بر ارزیابی ناحیه‌ی اشباع، ناحیه‌ی غیراشباع و آب سطحی انجام شده است. روش ناحیه‌ی اشباع در پژوهش‌های پیشین (اسکنلون و همکاران ۲۰۰۲) به روش‌های فیزیکی (شامل قانون دارسی و ردیاب‌ها)، مدل‌سازی عددی (هدف این

قطعه‌ی کوچک، رطوبت خاک در محدوده‌ی غیراشباع اندازه‌گیری شد و بر این اساس مدل هایدروس یک بعدی واسنجی شد. سپس با استفاده از آمار بلندمدت ایستگاه هواشناسی منطقه از مدل مزبور برای پیش‌بینی نرخ تغذیه استفاده شد (رییس و همکاران ۲۰۱۲). همچنین، در سوییس در یک آبخیز پژوهشی برای برآورد نرخ تغذیه از روش‌های مختلفی مانند لایسیمتر، مدل رورا، روش نوسان‌های سطح ایستابی، مدل بیلان آب خاک فینچ و مدل هایدروس استفاده شد. نتایج این پژوهش نشان داد که برآورد نرخ تغذیه در هر روش متفاوت بود. همچنین، به‌علت مجهول بودن نرخ تغذیه‌ی واقعی، داده‌های لایسیمتر به‌عنوان مرجع در نظر گرفته شدند. سپس نتایج روش‌های مختلف با اندازه‌های تغذیه‌ی محاسبه‌شده از لایسیمتر مقایسه شد و نتایج این مقایسه نشان داد که مدل هایدروس و مدل بیلان آب خاک فینچ در مقیاس زمانی کوتاه‌ترین انطباق را داشتند (فان‌فرایرگ و همکاران ۲۰۱۵). در شمال‌غربی چین، فرآیندهای حرکت بخار، آب و انتقال گرما در یک خاک بیابانی بررسی شد و نرخ تغذیه‌ی آب زیرزمینی با مدل هایدروس یک بعدی شبیه‌سازی شد. در این پژوهش، برای پایش داده‌های رطوبت خاک و دما، یک نیم‌رخ از سطح زمین تا ژرفای سه متر، بررسی شد. پس از واسنجی مدل، یک دوره‌ی ۳۰ ساله تحت شرایط جوی متغیر، شبیه‌سازی شد (هاو و همکاران ۲۰۱۶). در غرب اسپانیا در پژوهشی در مالروزا، به‌منظور تهیه‌ی ابزاری برای مدیریت بهتر آبیاری و کاهش تلفات، نفوذ بر اثر آبیاری قطره‌ای بررسی شد. برای این کار چینه‌سازهای ورودی آبی به‌کار گرفته شده در مدل هایدروس با دو مدل مشابه دیگر انجام شد و نتایج مدل با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری رطوبت (با نوترون-پروب) و مکش خاک (با تانسیموتر) واسنجی شد. سپس سناریوهای مختلف اندازه و زمان آبیاری شبیه‌سازی شد تا اندازه‌ی نفوذ عمقی به کمترین اندازه‌ی ممکن برسد (دومینیگوئز-نینو و همکاران ۲۰۲۰). در جنوب شرقی ایتالیا فیومنا و همکاران (۲۰۰۸) اثر تغییر کاربری بر اندازه‌ی تغذیه‌ی سفره‌های آهکی را با استفاده از هایدروس دو بعدی بررسی کردند.

از مدل‌های دیگر در زمینه‌ی حرکت آب و املاح در خاک، مدل لیچ‌دبلیو است که کاربرد آن در پژوهش‌های منتشرشده پرشمار نیست. در مرلیند آمریکا، وب و همکاران (۲۰۰۸) برای یک دوره‌ی ۱۰ ساله تا سال ۲۰۰۴ حرکت حشره‌کش بر اثر آبشویی به سمت آبخوان را بر اساس نوع حشره‌کش و ضخامت آبخوان، با استفاده از مدل لیچ‌ام شبیه‌سازی کردند. مدل مزبور دربرگیرنده‌ی دو زیر مدل لیچ‌سی برای انتقال املاح و لیچ‌دبلیو برای انتقال آب بود.

سطح آب زیرزمینی سهم قابل توجهی داشتند. در مقایسه با روش‌های مدل ریاضی، رویکردهای یادگیری ماشین دقت بیشتری داشتند (عفیفه و همکاران ۲۰۲۲). ایشان بر این اساس، توصیه کردند برای پیش‌بینی تغییر سطح آب زیرزمینی از رویکردهای مدل ریاضی استفاده شود. در یک مقاله مروری در زمینه‌ی استفاده از روش‌های یادگیری عددی و ماشینی برای مدل‌سازی سطح آب زیرزمینی، مشخص شد که مدل‌های یادگیری ماشین، نمایش کاملی از ساختار فیزیکی، مانند برآوردهای جریان یا تعادل کل آب ارائه ندادند. بنابراین، نمی‌توان برای جایگزینی مدل‌های عددی در مناطق بزرگ از آنها استفاده کرد. با این حال، آنها ابزار با صرفه‌ای برای بهبود پیش‌بینی در چاه‌های مشاهده‌ای خاص هستند. از روش‌های یادگیری ماشین می‌توان برای بهبود واسنجی مدل‌های عددی استفاده کرد (کالوو ۲۰۲۲). در پژوهشی دیگر، یک مدل ریاضی برای تعیین غلظت رادون در یک سفره‌ی آب زیرزمینی شبیه‌سازی‌شده در شرایط آزمایشگاهی در حالت تغذیه و تخلیه به‌کار رفت. نتایج این پژوهش نشان داد که کاربرد مدل ریاضی در شرایط مختلف تغذیه و تخلیه، راهنمای قابل قبولی برای ردیابی عنصرها در آب است (کلایا و همکاران، ۲۰۲۲). در چین، در پژوهشی، برای شبیه‌سازی عددی در پیش‌بینی تأثیر کاهش انحراف آب بر تغییر پویایی سطح آب زیرزمینی تحت سناریوهای مختلف از مدل MODFLOW استفاده شد. نتایج این پژوهش نشان داد که کاهش اندازه‌ی آب منحرف‌شده به‌وسیله‌ی طرح انحراف آب، برای افزایش سطح آب زیرزمینی در منطقه‌ی پایین‌دست دشت مفید بود. همچنین، در ارزیابی تأثیر طرح‌های بهره‌برداری از منابع آب سطحی روی آب‌های زیرزمینی، مدل جریان آب زیرزمینی به‌کار برده شده در منطقه، عملکرد خوبی داشت (ژائو و همکاران ۲۰۲۲).

یکی از مدل‌های پرکاربرد در زمینه‌ی حرکت آب و املاح در خاک، برآورد تبخیر و تعرق، نیاز آبی، تعیین نرخ نفوذ و تغذیه‌ی سفره‌ی آب زیرزمینی، مدل هایدروس است. یکی از علت‌های پرکاربرد بودن این مدل، پشتیبانی دایمی و به‌روزرسانی نسخه‌های یک بعدی، دو و سه بعدی از سوی توسعه‌دهنده‌ی آن (شیمونک و همکاران ۲۰۱۰)، ایجاد تعامل دو سویه با کاربران با استفاده از وبگاه، تشکیل یک اتاق بحث فعال برای هم‌فکری میان کاربران و درج دایمی یافته‌های جدید به‌دست آمده از طرح‌ها و مقاله‌ها در اصلاح نسخه‌های جدید است. تاکنون پژوهش‌های گوناگونی در زمینه‌ی کاربرد مدل هایدروس انجام شده است. در اردن در یک منطقه‌ی کارستی، برای بررسی پویایی رطوبت خاک و برآورد تغذیه در سه

اندازه‌ی تبخیر و تعرق مشاهده‌ای ۷۷۰ میلی‌متر بود. در پژوهش‌های پیشین مدل لیچ‌دبلیو فقط در خاک‌های زراعی به‌کار گرفته شده است و مدل هایدروس نیز بندرت برای خاک‌های آبرفتی و سنگریزه‌دار استفاده شده است. وجه تمایز این پژوهش با بررسی‌های پیشین آن بود که خاک‌های منطقه‌ی گربایگان لایه‌بندی پرشماری داشت و عمدتاً حاوی سنگ و سنگریزه بود که کار تنظیم عامل‌های آبی برای مدل‌ها را دشوار می‌کرد. برای حل چالش‌های مزبور مراحل پرشماری در این پژوهش دنبال شد تا نتایج به‌دست آمده بیشترین صحت و دقت را داشته باشند. هدف این پژوهش مقایسه‌ی مدل‌های هایدروس و لیچ‌دبلیو در شبیه‌سازی حرکت رطوبت خاک و ارائه‌ی مدل واسنجی‌شده برای پیش‌بینی تغذیه‌ی سفره در عرصه‌ی گربایگان بود. همچنین بهینه‌سازی سنجه‌های آبی لایه‌های آبخوان با روش واسنجی مدل هایدروس و لیچ‌دبلیو انجام شد.

مواد و روش‌ها

موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی پژوهش

محدوده‌ی مطالعه‌شده در دشت گربایگان، میان عرض‌های $28^{\circ}35'$ و $28^{\circ}41'$ شمالی و طول‌های $53^{\circ}53'$ و $53^{\circ}57'$ شرقی و روی مخروط‌افکنه‌ی بیشه‌زرد دشت گربایگان، ۵۰ کیلومتری جنوب‌شرقی فسا و در بلندای ۱۱۲۰ تا ۱۱۶۰ متر است. اندازه‌ی بارش سالانه ایستگاه، بر اساس داده‌های ایستگاه باران‌سنجی موجود در محوطه که قدمتی ۲۰ ساله دارد، ۲۱۹ میلی‌متر است. بر اساس داده‌های هواشناسی ایستگاه گربایگان که در این پژوهش به‌کار گرفته شد، میانگین تبخیر و تعرق سالانه عرصه‌ی مطالعه‌شده، ۲۸۶۰ میلی‌متر برآورد شده است. میانگین دمای سالانه $6/2^{\circ}\text{C}$ ، کمترین و بیشترین دما نیز به ترتیب 5°C و 46°C است. دیگر ویژگی‌های منطقه‌ی پژوهش در پژوهش پاک‌پرور و همکاران (۱۴۰۰) آورده شده است.

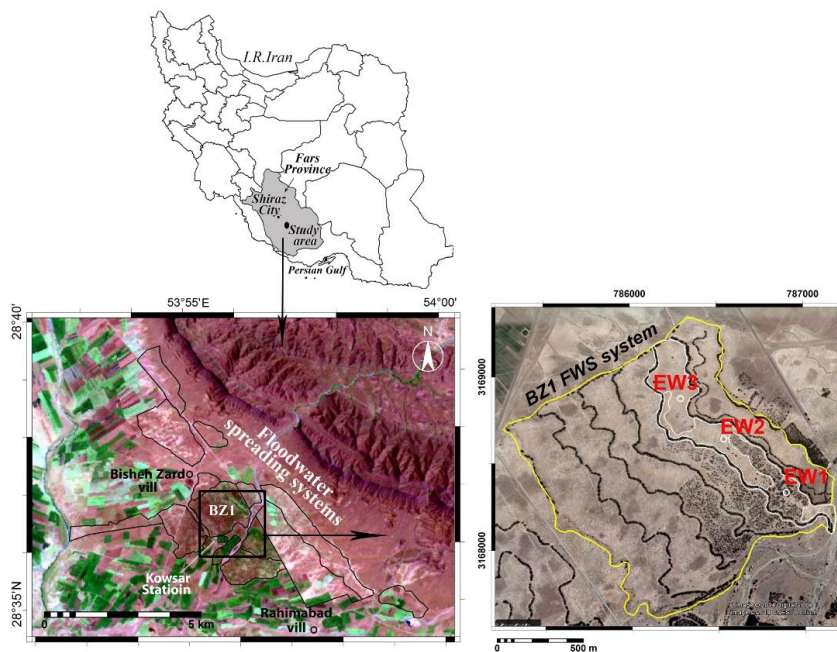
سامانه‌ی پخش سیلاب گربایگان، شامل سه بخش عمده است که هر یک بر اساس نزدیکی به یکی از روستاهای مجاور با نام‌های بیشه‌زرد (BZ)، رحیم‌آباد (RA)، چاه‌قوچ (TQ)، و بقیه که کوچک و کم مساحت هستند نیز با نام‌های دیگر خوانده شده‌اند. در هر یک از این سه بخش، شبکه‌های مستقری وجود دارد که بر اساس قدمت زمان ساخت با اعداد تقسیم‌بندی شده‌اند (شکل ۱). شبکه‌ی بیشه‌زرد ۱ (BZ1) با قدمتی بیش از دیگر شبکه‌ها به‌عنوان منطقه‌ی انجام این پژوهش برگزیده شد. این شبکه شامل شش نوار تغذیه‌ای است که ضخامت رسوب‌های نهشته‌شده در آنها از شمال به جنوب کاسته شده است و بیشترین اندازه‌ی رسوب نهشته‌شده

سپس زیر مدل لیچ‌دبلیو بر اساس داده‌های مشاهده‌ای واسنجی شد و اندازه‌ی نفوذ عمقی به آبخوان در تمام رخداد‌های بارش و برای ضخامت‌های مختلف آبخوان به‌وسیله‌ی جابرو و همکاران (۲۰۱۱) شبیه‌سازی شد تا بر این اساس انتقال حشره‌کش محاسبه شود. حرکت آب و یون نیترات نیز در یکی از مزارع ایستگاه تحقیقات کشاورزی دانشگاه پنسیلوانیا با مدل لیچ‌ام شبیه‌سازی شد (جابرو و همکاران ۲۰۱۱). بر اساس داده‌های اندازه‌گیری‌شده‌ی کشت ذرت در سال ۱۹۹۰ واسنجی مدل انجام شد. سپس مدل واسنجی‌شده برای داده‌های کشت متوالی در سه سال زراعی بعد اعتبارسنجی شد. مدل به تغییر بیشتر سنجه‌ها حساس بود، اما حساسیت آن به اندازه‌ی آب یا مکش اولیه‌ی خاک و نیز سنجه‌ی b مدل کمپل در انتقال آب و به نرخ نیترات‌زدایی در حرکت نیترات خیلی زیاد بود. مدل پس از واسنجی، در برآورد داده‌های مشاهده‌ای در دوره‌ی اعتبارسنجی بدون نیاز به واسنجی برای هر سال جدید، توان مطلوبی داشت. در جنوب‌شرق ژاپن در ایستگاه پژوهشی شیبا، انتقال آب و یون نیترات در خاک‌های آتشفشانی با کاربرد و اصلاح مدل لیچ‌ام ارزیابی شد (آسادا و همکاران ۲۰۱۳). مقایسه مدل قبل و بعد از اصلاح در مقایسه با داده‌های چهار ساله لیسیمتری نشان داد لیچ‌ام اصلاح شده برای شبیه‌سازی انتقال هر دو فاز آب و املاح توانایی خوبی داشت و نتایج مدل اصلی (پیش از اصلاح)، به‌ویژه در بخش املاح رضایت‌بخش نبود. در استان آذربایجان شرقی در منطقه‌ی مراغه زیر مدل بیلان آب خاک از مدل میدایی‌با زیر مدل لیچ‌دبلیو از مدل لیچ‌ام، مقایسه و ارزیابی شد. مقایسه‌ی اندازه‌های برآوردشده‌ی ژرفای آب نیم‌رخ خاک به‌وسیله‌ی مدل لیچ‌دبلیو با اندازه‌های مشاهده‌ای نشان داد که عملکرد این مدل بسیار مناسب بود. آقایی (۲۰۱۲) اندازه‌ی خطای میانگین در برآورد رطوبت خاک در مدل لیچ‌دبلیو را $1/52$ تا $3/31\%$ و در مدل میدایی‌با از $9/12$ تا $14/22\%$ گزارش کرد. این نتایج نشان‌دهنده برتری نسبی مدل لیچ‌دبلیو در مقایسه با مدل میدایی‌با در برآورد رطوبت خاک است. در پژوهشی خرقانی (۲۰۱۳) تأثیر بافت خاک در رابطه‌های تبخیر و تعرق گیاه را ارزیابی کرد و برای بررسی اهمیت تبخیر در مقایسه با تعرق در روزهای اولیه کشت و بالعکس شدن آن با گذشت زمان از ابتدای دوره رشد، از مدل لیچ‌دبلیو استفاده کرد. نتایج این پژوهش نشان داد که بافت خاک به‌عنوان یک سنجه‌ی مؤثر باید در رابطه‌های تبخیر و تعرق در نظر گرفته شود. همچنین، اندازه‌های تبخیر و تعرق تجمعی پیش‌بینی‌شده‌ی مدل برای تیمارهای بدون تنش آبی، تنش آبی کوتاه‌مدت و تنش آبی بلندمدت به‌ترتیب 740 ، 640 و 520 میلی‌متر بود، در حالی که

اندازه‌گیری داده‌های اقلیمی

سنججه‌های اقلیمی شامل بارش، دما، باد و رطوبت نسبی از ایستگاه اقلیم‌شناسی گربایگان در فاصله‌ی ۱۲۰۰ متری منطقه‌ی پژوهش، اندازه‌گیری و جمع‌آوری شد. تبخیر-تعرق واقعی (ETA) با ترکیبی از روش فائو پنمن-ماتیس و داده‌های سنجش از دور بر اساس مدل سبس تعیین شد (پاک‌پرور و همکاران ۲۰۱۴). تصویرهای ماهواره‌ای لازم دریافت شد و به‌وسیله‌ی آنها نقشه‌های ETA تولید شد و با میان‌یابی زمانی میان تاریخ‌های آن، گروه زمانی پیوسته‌ی اندازه‌های ETA به‌دست آمد. نخستین سیل ثبت‌شده در این پژوهش در ۸ بهمن ۱۳۹۰ رخ داد و تأثیر آن بر تغییر آب خاک لایه‌ها تا ۱ مرداد ۱۳۹۱ یعنی تا حدود ۶ ماه بعد ادامه داشت. سپس، اندازه‌ی آب خاک لایه‌ها به اندازه‌ی پیش از رخداد سیل بازگشت. این فرآیند در سیل‌های بعدی نیز به‌همین ترتیب تکرار شد.

در نوار اول آن است. نوار دوم این شبکه، به دلیل آن‌که در تمام رخداد‌های سیلابی آبیگری می‌شد و در عین حال اندازه‌ی رسوب آن حالت میانگینی از کل شبکه‌ها را داشت، برای احداث چاه‌های آزمایشی این پژوهش برگزیده شد. سه چاه آزمایشی با روش دستی در سه ناحیه از نوار دوم BZ1 با کاربری‌های جنگل دست‌کاشت آکاسیا، مرتع و بایر حفر شد. اهداف حفر این چاه‌ها، شامل تشخیص نیم‌رخ لایه‌ها، اندازه‌گیری ویژگی‌های آبی لایه‌ها و تجهیز یکی از چاه‌ها به حسگرهای تی‌دی‌آر بود. چاه‌ها تا رسیدن به سطح سفره‌ی آب زیرزمینی حفر شدند (۲۸/۸ تا ۳۱/۶ متر) و قطر دهانه‌ی آنها بزرگ‌تر از معمول (۱۲۰ سانتی‌متر) در نظر گرفته شد تا حرکت انسان در درون چاه آسان شود.



شکل ۱- موقعیت منطقه‌ی پژوهش در ایران، استان فارس و عرصه‌ی پخش سیلاب. BZ1 شبکه‌ی بیشه‌زرد، W1 تا W3 چاه‌های آزمایشی.

Figure 1- Location of study site in Iran, Fars Province and inside the floodwater spreading plan. BZ1 is Bishen Zard no. 1 system and EW1 to EW3 are experimental wells.

جمع‌آوری شد و سپس برای اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری به آزمایشگاه منتقل شد. برای اندازه‌گیری داده‌های مشخصه‌ی رطوبتی خاک‌ها، اندازه‌ی آب خاک مرتبط با نقاط مهم توان رطوبتی از صفر تا ۱۵۰۰۰- سانتی‌متر، برای خاک‌های زیر دو میلی‌متر با دستگاه جعبه‌ی شنی و صفحه‌ی فشاری اندازه‌گیری شد. به‌دلیل وجود بخش سنگریزه در خاک‌های منطقه‌ی پژوهش، اندازه‌های آب خاک با استفاده از معادله‌ی پیشنهادی باور و رایس

اندازه‌گیری ویژگی‌های آبی

در این پژوهش تعیین بافت خاک با روش الک و هیدرومتر انجام شد (گی و او ۲۰۰۲). نمونه‌برداری خاک با توجه به سنگ‌دار بودن لایه‌ها با استفاده از استوانه و به‌شکل دست‌نخورده فراهم نبود. بنابراین، با روش حفره‌ای مبتنی بر روش گراسمن و رینش (۲۰۰۲)، انجام شد. در هر ژرفا، چاله‌ای با حجم میانگین ۲۵۰۰ سانتی‌مترمکعب حفر شد و با یک لایه پلاستیک پوشانده شد. مواد خارج‌شده

اندازه‌گیری‌های پرشمار غلظت مواد معلق در سیلاب در منطقه‌ی پژوهش است.

مجموعه داده‌های مربوط به ویژگی‌های آبی با اندازه‌ی سنگ و سنگریزه استفاده شد تا لایه‌بندی نیم‌مرخ چاه‌ها تعیین شود. توصیف و تفکیک چشمی لایه‌ها با حرکت در داخل هر سه چاه انجام شد. سپس، هفت لایه‌ی منحصر بفرد تشخیص داده شد که با کدهای A تا G به‌طور قراردادی نام‌گذاری شد و به‌عنوان لایه‌های شاخص شناخته شد. آنگاه توزیع مکانی (ژرفا و موقعیت حضور لایه‌های شاخص در داخل نیم رخ چاه‌ها) تعیین و ثبت شد تا نیم‌رخ چاه‌ها به‌دست آید.

برای اندازه‌گیری رطوبت خاک از دستگاه تی‌دی‌آر واسنجی‌شده در دیواره‌ی چاه استفاده شد. روزانه از مرداد ۱۳۸۸ تا تیرماه ۱۳۹۹ زمان اندازه‌گیری، ثابت دی‌الکتریک و رطوبت محاسبه‌شده‌ی دستگاه، یادداشت‌برداری شد. در روزهای رخداد سیل یا بارش اندازه‌گیری‌ها دوبار در روز انجام شد و تا حدود ۱ ماه با این تناوب ادامه داشت. سپس، تا رسیدن رطوبت لایه‌ها به اندازه‌ی پیش از رخداد سیل اندازه‌گیری‌ها به‌طور روزانه انجام شد که گاهی تا ۷ ماه پس از سیل ادامه داشت. در غیر این زمان‌ها اندازه‌گیری‌ها با تناوب ۷ الی ۹ روز انجام شد. اندازه‌ی رطوبت خاک نمونه گرفته‌شده در محل حسگرها در آزمایشگاه با روش وزنی تعیین شد. این کار تا ۸۱ روز ادامه داشت. جرم مخصوص ظاهری هر یک از نمونه‌های خاک، قبل و بعد از پایان این مرحله هر کدام در دو تکرار اندازه‌گیری شد، تا برای تبدیل رطوبت وزنی به حجمی استفاده شود.

اندازه‌گیری داده‌های رخداد بارش سیل و آب گرفتگی پیرامون چاه

اندازه‌ی بلندی آب‌گرفتگی زمین‌های پیرامون چاه مشاهده‌ای از زمان رخداد سیل تا زمان تخلیه‌ی آب (نفوذ یا تبخیر) دوبار در روز اندازه‌گیری شد که معمولاً بیش از ۶۰ ساعت طول نکشید. اندازه‌ی آب واردشده به عرصه نیز با تعیین اندازه‌ی آب ورودی از دهانه‌ی آبگیر به سمت شبکه BZ1 و کسر آن از اندازه‌ی خروجی از این شبکه اندازه‌گیری شد.

مدل‌سازی حرکت آب در خاک

شبیه‌سازی حرکت آب در خاک با مدل هایدروس یک بعدی (H1D)

برای حل عددی معادله‌ی انتقال و محاسبه‌ی جریان انتقالی در ژرفای ۴ متر (معادل تغذیه)، بسته‌ی نرم‌افزاری مدل هایدروس یک بعدی نسخه‌ی ۴-۱۶ (شیمونک و همکاران ۲۰۱۳) استفاده شد. توضیحات تکمیلی

(۱۹۸۴) بر اساس اندازه‌ی سنگ و سنگریزه اصلاح شد. برای تعیین هدایت آبی اشباع از روش استوانه‌های دوگانه (رینولدز و همکاران ۲۰۰۲) استفاده شد. علت مهم وجود خطا، دشواری کارگذاری حلقه‌ها در کف چاه به‌دلیل وجود سنگ بود که در تکرارهای بعدی اصلاح شد. اندازه‌ی K_{fs} با روش دو سنجه‌ی فیلپ و با استفاده از رابطه‌ی ۱ محاسبه شد (باور ۱۹۸۶).

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

I_t : نفوذ عمودی، t : زمان تجمعی، S_i : جذب کنندگی، A : ضریبی مرتبط با نفوذ پذیری خاک است. برای یافتن A و S_i از روش حداقل مربعات استفاده شد و نرخ نفوذپذیری i با استفاده از مشتق معادله‌ی ۱ برای هر زمان دلخواه محاسبه شد. می‌توان در زمان‌های طولانی اندازه‌ی A را برابر با K_{fs} و در زمان‌های کوتاه برابر با $1/2 K_{fs}$ در نظر گرفت (باور ۱۹۸۶). در این پژوهش اندازه‌ی K_{fs} با استفاده از معادله‌ی ۲ محاسبه شد (رادکلیف و شیمونک ۲۰۱۰).

$$K_{fs} = i_s / [1 + (\frac{4\lambda_c}{\pi r})] \quad (2)$$

K_{fs} : هدایت آبی اشباع، i_s : اندازه‌ی نرخ به ثبات رسیده‌ی نفوذپذیری (نرخ نفوذپذیری نهایی)، r : قطر حلقه‌ی داخلی، λ_c : قطر موئینگی میکروسکوپی است. در این پژوهش آب به‌کار رفته در اندازه‌گیری نفوذ با ویژگی‌های سیلابی که در عرصه در حالت واقعی رخ می‌داد و حاوی ذرات معلق بود، متفاوت بود. برای اصلاح تأثیر ذرات معلق از پیشنهاد برنند (۱۹۶۷) و یک معادله‌ی اثر کاهندگی استفاده شد که به‌وسیله‌ی باور (۱۹۸۶) نیز تأکید شده است. از این رو، با استفاده از رابطه‌ی ۳ اثر ذرات معلق اصلاح شد.

$$i = i_0 - \alpha_i C_s I_t \quad (3)$$

I_t : 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، I_t : نفوذ تجمعی در زمان t است.

اندازه‌های α_i از ۰/۱ تا $5/5 \text{ g}^{-1} \text{ day}^{-1}$ برای سیلاب‌هایی است که غلظت مواد معلق آنها ۰/۱۴ تا ۲ گرم در لیتر گزارش شده است (باور ۱۹۸۶). از آنجایی که تأثیر غلظت مواد معلق بر نفوذ فقط در لایه‌ی سطحی مصداق دارد و آب نفوذ یافته پس از گذر از لایه‌ی سطحی مواد معلق خود را جا گذاشته و به لایه‌های زیرین می‌رسد، محاسبه‌ی اصلاح اثر غلظت رسوب، فقط برای لایه‌ی اول انجام شد. اندازه‌ی C_s برای منطقه‌ی آزمایش ۱/۲ گرم بر لیتر در نظر گرفته شد که نتیجه‌ی

شبیه‌سازی حرکت آب در خاک با مدل لیچ‌دبلیو مدل لیچ‌جام مجموعه‌ای از مدل‌های فرعی است که حرکت آب و املاح در نیم‌رخ خاک در حالت غیر اشباع یا تا حدی اشباع را شبیه‌سازی می‌کند (هاجسون و واگنت ۱۹۹۵). مدل لیچ‌دبلیو در حقیقت زیر مدل بررسی انتقال آب از مدل اصلی لیچ‌جام است که بیشتر در متن‌های پژوهش‌های فارسی با این نام رایج شده است. مدل با یک حالت قطعه‌ای (ماژولار) سازمان‌دهی شده است. یک برنامه‌ی اصلی متغیرها را تعیین می‌کند، زیر برنامه‌ها را آماده می‌کند و بیان جرمی را بازبینی می‌کند. زیر برنامه‌ها مسئول داده‌های ورودی و خروجی، محاسبه‌ی گام‌های زمانی، تبخیر-تعرق، جریان آب، انتقال املاح، منابع، آبگیرها، اثر متقابل و تبدیل‌های شیمیایی، رشد برگ و ریشه، دما، و جذب املاح به‌وسیله‌ی گیاهان هستند. این مدل یک کد رایانه‌ای در محیط فورترن است که بر اساس حل عددی یک بعدی غیرماندگار معادله‌ی ریچاردز استوار است (هاجسون و واگنت، ۱۹۹۵). در کاربرد این مدل، نیاز به یک گروه مشخصات آبی مرتبط با منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک، هدایت آبی غیراشباع، منابع تغذیه و تخلیه، آبیاری، بارندگی و تبخیر-تعرق و شرایط مرزی است که باید محاسبه یا تعریف شوند. برای تعیین رابطه‌ی میان رطوبت و توان ماتریک در این مدل از رابطه‌ی کمپل (۱۹۷۴) استفاده شد.

تفاوت عمده‌ی مرحله‌ی آماده‌سازی مدل لیچ‌دبلیو با هایدرس این است که ژرفای لایه‌ها در لیچ‌دبلیو ثابت و در هایدرس می‌تواند متغیر باشد. مدل اصلی لیچ‌دبلیو برای خاک سطحی با ژرفای کمتر از دو متر توسعه‌یافته است به‌شکلی که ژرفای لایه‌ها باید پهنای مساوی (۲۵ تا ۱۰۰ میلی‌متر) در طول نیم‌رخ داشته باشد. گام‌های زمانی به‌شکل خودکار به‌وسیله‌ی مدل به گونه‌ای تعیین می‌شود که در زمان تراکم زیاد جریان آب، تعداد گام‌ها افزایش و فاصله‌ی میان آنها کاهش یابد. در این پژوهش بیشترین ژرفای قابل‌پذیرش با تغییر کد مرجع برنامه به ۴ متر افزایش یافت تا شرایط مقایسه‌ای مشابه با هایدرس به‌وجود آید.

ارزیابی مدل‌ها

مهم‌ترین ارزیابی هر مدل شامل واسنجی و اعتبارسنجی آن است. در این پژوهش برای واسنجی مدل‌ها، تغییر آب خاک در لایه‌ها به‌عنوان شرط مرزی متغیر استفاده شد. مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو در حالت معکوس اجرا شدند تا با کاربرد آنها اندازه‌های بهینه‌یابی شده‌ی سنجه‌های آبی شناسایی شوند. برای مدل لیچ‌دبلیو، سنجه‌های معادله‌ی کمپل بهینه‌یابی شد. داده‌های

معادله‌های انتقال آب در حالت غیراشباع را می‌توان در پژوهش‌های انجام‌شده مشاهده کرد (پاک‌پرور ۲۰۱۵). یک نیم‌رخ ۳۰ متری با تعداد ۳۰۱ لایه ۱۰ سانتی‌متری قطعه‌بندی شد. تعداد هفت لایه‌ی شاخص تعیین شد و توزیع مکانی آنها در ژرفاهای گوناگون، مطابق با آنچه در طبیعت در بررسی میدانی به‌دست آمده بود، معرفی شد. وضعیت رطوبت اولیه‌ی لایه‌ها بر اساس داده‌های رطوبت اندازه‌گیری‌شده‌ی خاک لایه‌ها به مرکز هر لایه استناد داده شد. اندازه‌های بارندگی، بلندی ماندابی سیل و تبخیر-تعرق به‌عنوان شرایط مرزی متغیر به مدل معرفی شد. وضعیت حد بالا و پایین به‌ترتیب روی حالت جوی سطح خاک و زهکشی آزاد تنظیم شد. این حالت اغلب در پژوهش‌های مزرعه‌ای جریان عمودی آب و زهکشی وجود دارد (هیلل ۱۹۹۸). به‌دلیل برهنه بودن سطح خاک از پوشش گیاهی و نبود ریشه‌ها در لایه‌های سطحی، مصرف آب به‌وسیله‌ی ریشه‌ها صفر در نظر گرفته شد. مصرف عمده‌ی آب درختان آکاسیا در پیرامون چاه به‌دلیل داشتن ریشه‌های ژرف تا اعماق آبخوان مستقیم از آب زیرزمینی بود. این فرآیند در بررسی‌های تبخیر-تعرق با مدل بیان انرژی در همین منطقه‌ی پژوهشی به اثبات رسیده است (پاک‌پرور و همکاران ۲۰۱۴).

داده‌های اندازه‌گیری‌شده‌ی هدایت آبی اشباع و جرم مخصوص ظاهری در کل داده‌ها به‌شکلی ترتیب‌بندی شد تا معلوم شود چه داده‌ای مرتبط با چه لایه‌ی شاخصی است. سپس داده‌های مرتبط با هر لایه میانگین‌گیری شد و به همان لایه استناد داده شد. برخی داده‌های پرت که مربوط به مرز لایه‌ها با لایه‌های مجاور بالایی یا پایینی بودند از میانگین‌گیری حذف شدند. کاربر با استفاده از مدل HID می‌تواند از شش نوع معادله‌ی آبی خاک شامل: (a) معادله‌ی وان گنوختن معلم، (b) معادله‌ی وان گنوختن اصلاح‌شده، (c) معادله‌ی وان گنوختن با اندازه‌ی نقطه‌ی ورود هوای منفی دو سانتی‌متر، (d) معادله‌ی بروکس و کوری، (e) معادله‌ی لوگ بهنجار و (f) معادله‌ی تخلخل دوگانه استفاده کند. در این پژوهش، در یک حل مستقیم، مدل HID بارها اجرا شد تا بهترین ترکیب عملی سنجه‌ها، به‌ویژه آنهایی که با مقطع‌بندی زمانی، چرخه‌ی تکرار، و گام‌های زمانی مرتبط بودند، مشخص شوند. در اجراهای گوناگون، مدل‌های آبی a تا e برگزیده شد و سنجه‌های متناسب با آنها معرفی شد تا نتیجه‌ی مقایسه‌ی کاربرد آنها مشخص شود. اندازه‌های آب خاک شبیه‌سازی‌شده‌ی لایه‌ها در هر بار با داده‌های اندازه‌گیری‌شده مقایسه شد تا کارآمدترین معادله‌ی آبی که با شرایط پژوهش منطبق است، یافت شود.

مقایسه آماری

در این پژوهش برای مقایسه آماری نتایج شبیه سازی شده، آماره های ریشه میانگین خطای مربعات (RMSE)، ضریب تشخیص (R^2) و ضریب نش-ساتکلیف (Ce) در تعیین کارایی مدل به کار رفت. این ضریبها در ارزیابی تفاوت میان داده های برآوردی و مشاهده ای بیشترین کاربرد را دارند (نش و ساتکلیف ۱۹۷۰).

$$Ce = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2} \quad (5)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{n}} \quad (6)$$

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)(S_i - \bar{S}_i))^2}{\sum_{i=1}^n (S_i - \bar{S}_i)^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2} \quad (7)$$

O_i و S_i : به ترتیب اندازه های مشاهده ای و برآوردی در زمان i است.

آماره های Ce و R^2 زمانی رضایت بخش هستند که به عدد یک واحد نزدیک شوند (واهلینگ و همکاران ۲۰۰۸)، در حالی که RMSE باید به صفر میل کند و از انحراف معیار داده های مشاهده ای کوچک تر باشد و اگر بزرگ تر شود آنگاه ممکن است اندازه ی Ce به منفی گرایش یابد (هال ۲۰۰۱).

نتایج

تعیین و توصیف ویژگی های لایه ها

ویژگی های لایه های شاخص A تا G که در مسیر چاه های مشاهده ای توزیع شده بودند، بررسی شد. لایه ها را می توان به دو گروه ریزدانه با اندازه های اندک سنگ و سنگ ریزه (کمتر از ۱۰٪ با ابعاد کوچک) و درشت دانه با درصد زیاد سنگ و سنگ ریزه (بیش از ۵۰٪) تقسیم کرد، اما بزرگی و شکل بشقابی یا مدور سنگ ها، سبب تفاوت ویژگی های آبی آنها شده است. برای مثال، لایه ی شاخص C و F هر دو اندازه ی سنگ و سنگ ریزه مشابه داشتند اما تفاوت چشمگیری در اندازه ی آبگذری آنها مشاهده شد.

اندازه های شبیه سازی شده ی آب خاک با داده های اندازه گیری شده مقایسه شد تا منطبق ترین مدل با شرایط آزمایش، تعیین شود. مدل های بروکس-کوری و وان گنوختن اصلاح شده به ترتیب کمترین RMSE را نشان دادند. با توجه به آنکه مدل بروکس-کوری سنجه های بیشتری داشت و شرایط شبیه سازی آن پیچیده تر بود، مدل وان گنوختن اصلاح شده برای رسم منحنی های رطوبتی لایه ها انتخاب شد. (شکل ۲).

اندازه گیری شده ی آب خاک لایه های گوناگون متناظر با دوره ی زمانی بسته شدن بیلان آب خاک، به عنوان داده های مشاهده ای رطوبت حجمی استفاده شد. داده های اندازه گیری شده ی منحنی رطوبتی به عنوان داده های مشاهده ای مکش رطوبتی مرتبط با لایه های شاخص به کار گرفته شد. مدل های درس به شکل پیش فرض امکان بهینه سازی تا ۱۵ سنجه را دارد، اما با توجه به پیچیدگی های مسائل محیط اشباع افزودن تعداد سنجه ها دقت بهینه سازی را کاهش می دهد (شیمونک و همکاران ۲۰۱۳). مدل لیچ دلیو امکان بهینه سازی ۱۰ سنجه را دارد. با مقایسه ی اندازه ی شبیه سازی شده با اندازه ی محاسبه شده ی روش بیلان آب خاک مدل ها اعتبارسنجی شدند. روش بیلان آب خاک برای یک لایه ها به شکل جداگانه تکرار شد تا اندازه ی تغذیه ی مشاهده ای این لایه بندی ها به دست آید. شبیه سازی مدل برای همین لایه بندی ها نیز انجام شد و با روش تعیین درصد خطا اندازه های متناظر مقایسه ی آماری شدند.

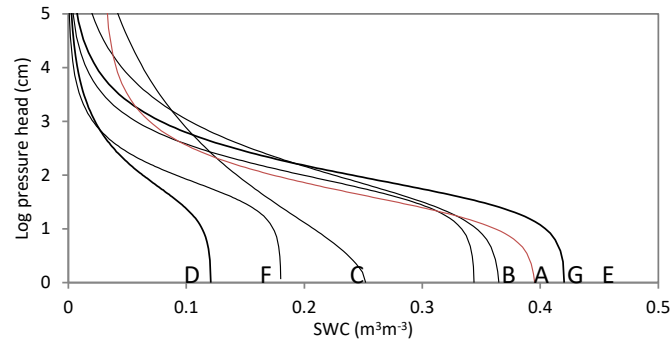
تحلیل حساسیت

تحلیل حساسیت، فرآیندی شناسایی حساس ترین یا مؤثرترین عامل هایی است که تغییر در آنها، تغییر قابل توجهی را در خروجی مدل ایجاد می کند (لاراک و همکاران ۲۰۰۲؛ مک کوئن ۱۹۷۳). برای محاسبه ابعاد تغییر در جریان آب برآوردی مدل، حساسیت آن نسبت به عامل های آبی ورودی بررسی شد. در این پژوهش شکل تغییر یافته ی معادله ی استفاده شده به وسیله ی واندر کوئست و همکاران (۲۰۰۹)، استفاده شد (رابطه ی ۴).

$$S_i(F \pm) = \left(\frac{F \pm - F_0}{F_0} \right) \times 100 \quad (4)$$

S_i : عامل حساسیت برای اندازه های مثبت یا منفی تغییر عامل خروجی مدل نسبت به تغییر عامل آبی ورودی، F_0 ، F_+ و F_- اندازه های جریان آب برآوردی مدل وقتی که عامل ورودی با اندازه ی اصلی F_0 برابر است. وقتی که برای دیگر عامل ها اندازه ی اصلی شان به کار گرفته می شود، F_0 مجموعه ای از ضریب های ۰/۵، ۰/۷۵، ۱/۲۵ و ۱/۵ است.

در این پژوهش، بر اساس داده های اندازه گیری شده ی عامل ها، F_0 در محدوده ی ۰/۵ تا ۱/۵ در نظر گرفته شد. از آنجایی که اندازه گیری های میدانی در خاک های سنگ ریزه دار پیچیدگی های زیادی داشت، تغییر پذیری در تکرارها زیاد بود، به ویژه در عامل های رطوبت اشباع و هدایت آبی اشباع، در محدوده ی ± 0.5 بود.



شکل ۲- منحنی‌های مشخصه‌ی رطوبتی لایه‌های شاخص چاه شماره‌ی ۱ بیشه‌زرد ۱.

Figure 2- Moisture characteristic curves of distinctive layers well no. 1 in Bisheh Zard1.

A, لایه‌ی خاک سطحی لوم شنی با ۷٪ سنگ‌ریزه کوچک؛ B, لایه‌ی لوم رس شنی با ۲۲٪ سنگ‌ریزه؛ C, لایه‌ی شنی با ۵۴٪ سنگ و سنگ‌ریزه متوسط؛ D, لایه‌ی لوم شنی با ۶۶٪ سنگ و سنگ‌ریزه درشت؛ E, لایه‌ی لوم شنی با ۷٪ سنگ‌ریزه کوچک؛ F, لایه‌ی شنی با ۵۳٪ سنگ‌ریزه ریز؛ G, لایه‌ی لوم شنی با اندکی سنگ‌ریزه زیر ۱٪ (A, soil surface, Sandy Loam with 7% small gravel; B, Sandy Clay Loam layer with 22% gravel; C, Sandy layer with 54% sand and medium gravel; D, Loamy Sand layer with 66% sand and coarse gravel; E, Sandy loam layer with 7% 7 small gravel; F, Sandy layer with 53% small gravel; G, Sathan 1% gravel).

اندازه‌گیری‌شده در هر لایه‌ی شاخص لزوماً نمی‌توانند نماینده‌ی خوبی از K_{fs} میانگین آن لایه شاخص باشد، زیرا برخی اندازه‌گیری‌ها در یک لایه‌ی شاخص در انتهای محل تماس آن با لایه‌ی بعدی رخ داده است و یا برخی لایه‌های شاخص در ژرفاهای گوناگون ویژگی‌های متفاوتی نشان داده است. هرچند تنوع K_{fs} در لایه‌های شاخص نسبتاً زیاد بود، هرگاه میانگین اندازه‌های متناظر با بافت خاک رسم شد یک روند منطقی از تغییر مشاهده شد. بافت ریزتر متناظر با K_{fs} کوچک‌تر بود (جدول ۱).

در هر چاه موقعیت و ضخامت لایه‌ها روند خاصی نداشت و بیشتر از دوره‌های تاریخی سیل‌های بزرگ یا کوچک در زمان شکل‌گیری مخروط‌افکنه تبعیت داشت. هفت لایه‌ی شاخص، در سه گروه بزرگ‌تر دسته‌بندی شدند تا بتوان لایه‌های سه چاه را هماهنگ‌سازی کرد. این دسته‌ها شامل، رسوب‌های سطحی، لایه‌ی زیرین ریزبافت، و لایه‌ی درشت‌دانه‌ی سنگ و سنگ‌ریزه‌دار بودند. داده‌های K_{fs} لایه‌های شاخص در ژرفاهای گوناگون، تغییرات زیادی نشان دادند. یکایک K_{fs} ‌های

جدول ۱- داده‌های هدایت آبی اشباع K_{fs} برای لایه‌های شاخص.

Table 1- Fiel saturated hydraulic conductivity of representative layes.

Layer code	Geometric Mean ⁽¹⁾		Corrected for sediment con. ⁽¹⁾	No. of measurements	
	Max.	Min.			
	----- K_{fs} / cm day ⁻¹ -----				
A	88	66	76	25	2
B	265	200	230	232	2
C	897	897	897	897	1
D	481	481	481	481	1
E	858	39	240	140	6
F	832	70	244	553	14
G	626	17	206	72	9

۱- تصحیح‌شده برای ظرفیت رسوب با کاربرد معادله‌ی ۳

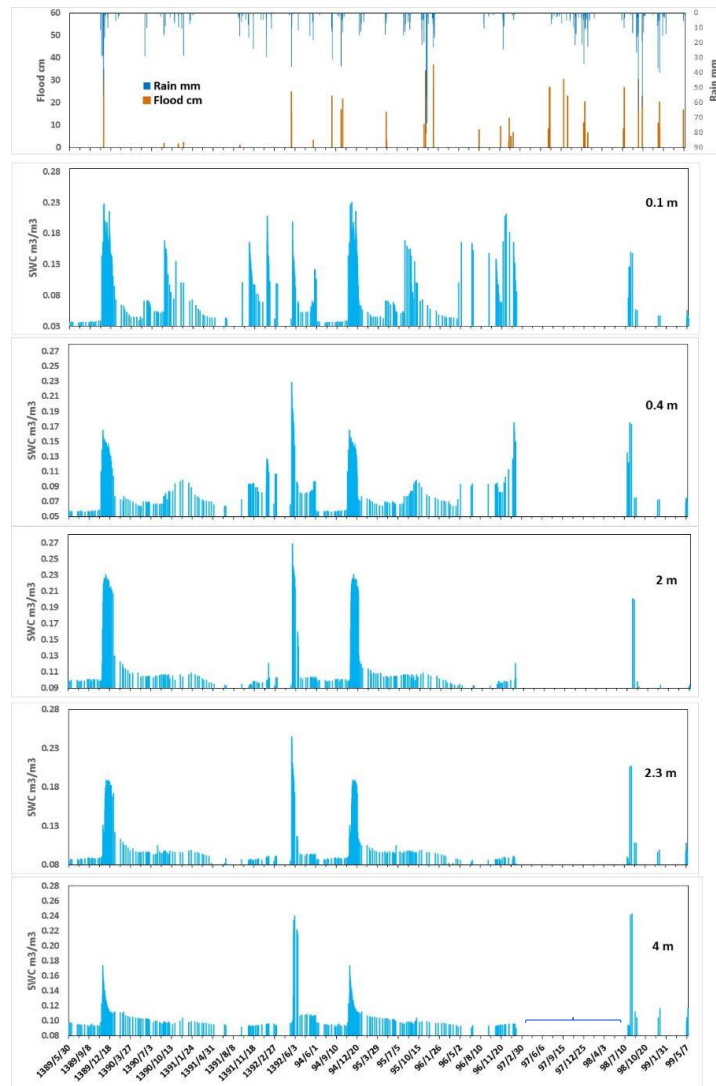
1- Correction for sediment concentration is made by using the Eq (3)

ویژگی‌های فیزیکی لایه‌ها بود. به‌طور مثال در حالی که در ژرفای ۱۰ متر اندازه‌ی رطوبت زمان خشک بودن ۰.۳٪ بود، در ژرفای ۱۲ متر این اندازه‌ی به ۰.۵٪ رسید. اندازه‌های آب خاک در دوره‌ی خشک در تمام ژرفاها، ثابت بود و بلافاصله پس از رخداد بارش و سیل، اندازه‌های آب خاک لایه‌ها به‌ترتیب افزایش یافت. بارش و سیلابی که در تاریخ ۲۶ دی‌ماه شروع شد، سبب افزایش ذخیره‌ی آب خاک شد و تا ۱۳ بهمن‌ماه ادامه یافت. ذخیره‌ی اولیه‌ی آب خاک از ۳۰/۰ به

در لایه‌های گوناگون چاه آزمایشی، اندازه‌ی آب خاک از سال ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۹ اندازه‌گیری شد. با توجه به تناوب اندازه‌گیری‌ها، تعداد اندازه‌گیری‌ها ۳۲۸ دفعه در هر لایه شد و تعداد کل آن ۶۹۰۷ بود. تعدادی استثناء در ژرفاهای ۲۹۰، ۷۰۰ و ۱۰۰۰ سانتی‌متر در داده‌های لایه‌های ۱۰ تا ۱۲۰۰ سانتی‌متر، مشاهده شد. ابعاد و تغییر آب خاک تحت تأثیر بارش و سیل، در شکل ۳ نشان داده شده است. تغییر تدریجی اندازه‌های رطوبت لایه‌ها از سطح تا ژرفا، نشان‌دهنده‌ی تفاوت در

سیل یا صرف تبخیر-تعرق شده است یا به اعماق نفوذ کرده است و از نیم‌رخ خاک خارج شده است. در این رخداد اندازه‌ی تبخیر-تعرق ۲۰/۲ سانتی‌متر و اندازه‌ی نفوذ ۲۹/۶ سانتی‌متر بود. بنابراین، از ۵۱/۸ سانتی‌متر آب وارد شده ۲۹/۶ سانتی‌متر صرف تغذیه‌ی خالص شد که معادل ۵۷٪ بود.

۶۵/۸ سانتی‌متر افزایش یافت. این یافته بیانگر ورود ۳۵/۸ سانتی‌متر آب به نیم‌رخ خاک است. این اندازه به تدریج کاهش یافت و تا تاریخ ۸ مردادماه سال بعد دوباره به اندازه‌ی اولیه یعنی ۳۲ سانتی‌متر نزدیک شد. باقی‌مانده‌ی تغییر ذخیره‌ی رطوبت خاک (ΔS) در طول دوره ۲ سانتی‌متر شد و بیانگر آن است که آب وارد شده به لایه‌های خاک (۵۱/۸ سانتی‌متر) به شکل بارش و



شکل ۳- گروه زمانی تغییر رطوبت خاک برخی لایه‌ها تا ژرفای ۴ متر متناظر با رخداد‌های سیل و بارش (مردادماه ۱۳۸۹ تا مردادماه ۱۳۹۹).

Figure 3- Time series of soil-water change of some layers for the depths of above 4m of flooding and rainfall events (September 2010 to September 2020).

بهینه، با بیشترین R^2 و کمترین RMSE، به دست آمد (جدول ۲). بهترین شرایط حدی برای محدوده‌ی بالایی در هر دو مدل، شرایط حدی جوی با لایه‌ی سطحی با شرایط اولیه، یک بار بر اساس اندازه‌ی آب خاک و بار دیگر بر اساس ترکیب آب خاک و بار مکشی بود.

واسنجی مدل‌ها

برای تنظیم عامل‌ها در اجرای حالت معکوس حالت‌های پرشماری در نظر گرفته شد. همچنین برای بررسی نتایج، از انواع معادله‌های آبی استفاده شد و انواع تغییر در سنجه‌های ورودی اعمال شد. مجموعه‌ای از سنجه‌های

بود و می‌توان آنها را نزدیک‌ترین نمایان‌گر واقعی که در طبیعت رخ می‌دهد، دانست.

بهترین شرایط حدی برای حد پایینی، شرایط حدی زهکشی آزاد در نظر گرفته شد. سنج‌های بهینه‌شده مبتنی بر تغییر واقعی آب خاک لایه‌های طبیعی خاک

جدول ۲- اطلاعات شبیه‌سازی مربوط به بهترین حالت اجرا در مدل‌های هایدروس و لیچ‌دبلیو.

Table 2- Modelling information of the final H1D and LEACHW running results.

Hydraulic parameters	Depths/ cm					
	10			60		
	Ini.	Opt. H1D	Opt. LW	Ini.	Opt. H1D	Opt. LW
$\theta_r / m^3 m^{-3}$	0.061	0.061	0.061	0.001	0.001	0.001
$\theta_s / m^3 m^{-3}$	0.34	0.47	0.41	0.34	0.34	0.38
α / m^{-1}	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
n	2.34	1.43	2.01	1.58	1.44	1.56
$K_{fs} / cm day^{-1}$	66	497	143	232	914	335
l	0.50	0.50	0.05	0.50	0.50	0.05
b (Campbell)	10.71	-	13.31	8.91	-	11.56

Hydraulic parameters	Depths/ cm					
	180			400		
	Ini.	Opt. H1D	Opt. LW	Ini.	Opt. H1D	Opt. LW
$\theta_r / m^3 m^{-3}$	0.003	0.003	0.003	0.008	0.008	0.008
$\theta_s / m^3 m^{-3}$	0.26	0.42	0.33	0.40	0.39	0.39
α / m^{-1}	0.31	0.03	0.025	0.05	0.03	0.04
n	1.18	1.50	1.21	1.58	1.34	1.53
$K_{fs} / cm day^{-1}$	897	377	755	72	248	65
l	0.50	0.50	0.05	0.50	0.50	0.05
b (Campbell)	4.71	-	5.65	1.83	-	2.31

Ini. و Opt. به ترتیب اندازه‌ی اولیه و بهینه‌ی عامل‌های θ_r ، θ_s و K_{fs} بر پایه‌ی اندازه‌گیری‌ها، α و n به دست آمده بر پایه‌ی اندازه‌ی RETC برازش-شده روی داده‌های اندازه‌گیری است. θ_r و θ_s به ترتیب اندازه‌ی رطوبت باقی‌مانده و اشباع خاک است. K_{fs} ضریب بهینه‌ی آبگذری اشباع، n، α و l به ترتیب اندازه‌ی آبی مدل هستند. مدل آبی بهینه با مدل وانگنوختن هم‌راستا است. لایه‌های خاک ۱۰، ۶۰، ۸۰ و ۴۰۰ سانتی‌متری به ترتیب نماینده‌ی لایه‌های A، B، C و G است. H1d و LW به ترتیب مدل یک بعدی هایدروس و لیچ‌دبلیو است.

The Ini. and opt. were initial and optimized values of the parameters. Initial values for θ_r ، θ_s and K_{fs} were based on measurements and for α and n are generated by RETC parameter fitting on the measured retention data. θ_r and θ_s were residual and saturated soil-water content, K_{fs} was field saturated hydraulic conductivity; α ، n and l were hydraulic models parameters. The optimal hydraulic model was determined to be the modified van Genuchten (MVG) model. The layer depths of 10، 60، 180 and 400 cm were equal to the representative layers A، B، C and G. H1d was Hydrus one dimensional and LW LEACHW model.

شد. نتایج مرتبط با هر دو مدل در شکل ۴ ارائه شده است. نتایج این بخش نشان داد که عامل‌ها را می‌توان در سه گروه تقسیم‌بندی کرد. گروه اول عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت زیادی داشت ($Si < 50\%$). این عامل‌ها شامل n و θ_s برای مدل هایدروس و عامل b در معادله‌ی کمپبل برای مدل لیچ‌دبلیو بود. گروه دوم عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت متوسطی داشت ($50\% < Si < 100\%$). این عامل‌ها شامل K_{fs} و α بود. گروه سوم عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت اندکی داشت ($Si < 10\%$). بر پایه‌ی نتایج اعمال سناریوها برای اجرای مدل‌ها (جدول ۲)، بهینه‌سازی عامل‌های حساس θ_s ، n و K_{fs} برای همه‌ی لایه‌ها انجام

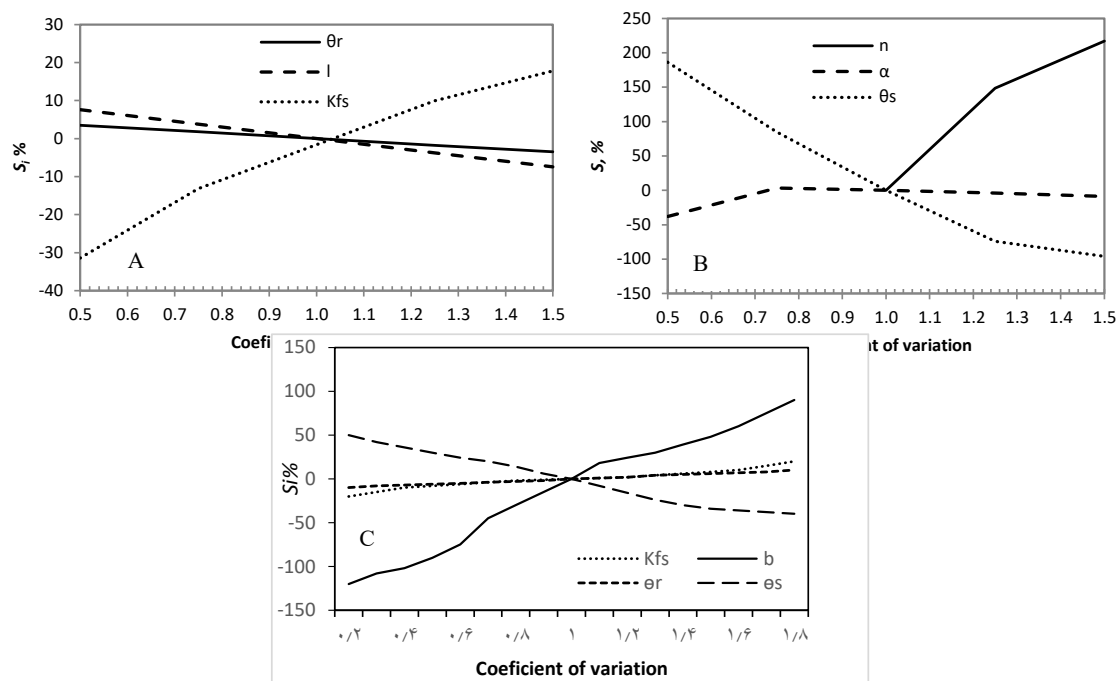
بازبینی داده‌های آب خاک پس از رخداد سیل نشان داد که رطوبت در تمام لایه‌ها هیچگاه از ۵۰٪ رطوبت اشباع بیشتر نشد. این یافته، با نتایج پژوهش داهان و همکاران (۲۰۰۸) هماهنگ است. این پژوهشگران گزارش کردند که اندازه‌ی آب خاک در لایه‌ی غیراشباع (که خاک‌هایی مشابه منطقه‌ی این پژوهش دارد) همواره کمتر از حد رطوبت اشباع بوده است. در هایدروس مدل آبی وانگنوختن اصلاح‌شده، و در لیچ‌دبلیو مدل کمپبل به‌عنوان مدل برتر تشخیص داده شد.

تحلیل حساسیت

تحلیل حساسیت جریان شبیه‌سازی‌شده با مدل‌های هایدروس و لیچ‌دبلیو نسبت به تغییر عامل‌های آبی انجام

همکاران ۲۰۱۲ اسکوپس و هایمنز ۲۰۰). نتایج پژوهش وریبست و همکاران (۲۰۰۹) در زمینه‌ی استحصال سیل در خاک‌های سنگ‌ریزه‌دار در یک منطقه‌ی خشک نشان داد که مدل هایدرس بیشترین حساسیت را به عامل‌های θ_s ، K_{fs} و α داشت و به‌همین دلیل حذف عامل‌های θ_r و l از چرخه‌ی بهینه‌یابی سبب بروز خطای افزوده‌ی مهمی در شبیه‌سازی جریان نشد.

شد. از این رو، می‌توان گفت که عامل‌های مهم از چرخه‌ی بهینه‌یابی حذف نشدند و اندازه‌ی‌های بهینه‌شده‌ی آنها در فرآیند واسنجی بر اساس داده‌های ارزشمند اندازه‌گیری آب خاک در شبیه‌سازی جریان به‌کار رفت. در نتیجه خروجی‌های مدل‌ها قابل اعتماد هستند. این یافته‌ها با نتایج پژوهش‌های انجام‌شده در خاک‌های گوناگون هماهنگ است (لائو و گنتری ۲۰۱۱؛ لی و



شکل ۴- حساسیت جریان شبیه‌سازی‌شده با مدل هایدرس (A و B) نسبت به تغییر عامل‌های آبی مدل وان‌گنوختن اصلاح‌شده θ_r ، K_{fs} و l (A) و θ_s ، α و n (B).

Figure 4- Sensitivity of simulated flux by Hydrus 1D (A and B) and LEACHW (C) models to the deviations in hydraulic parameters of modified van Genuchten model θ_r ، K_{fs} and l (A) and θ_s ، α and n (B).

*عامل‌ها به‌دلیل تفاوت در ابعادشان در دو نمودار نشان داده شده‌اند. S_i به معنای حساسیت است و اندازه‌ی اولیه برای n برابر ۱/۰ در نظر گرفته شد اما با توجه به اینکه اندازه‌ی آن نمی‌تواند از ۱/۰ کمتر باشد، اندازه‌های ۰/۵ و ۰/۷۵ برای آزمون حساسیت این عامل سبب نبودن هم‌گرایی شد و نتیجه‌ی کمتر از ۱/۰ این عامل در شکل B ارائه نشده است. حساسیت جریان شبیه‌سازی‌شده با مدل لیچ‌دبلیو (C) نسبت به تغییرات عامل‌های آبی مدل کمپبل.

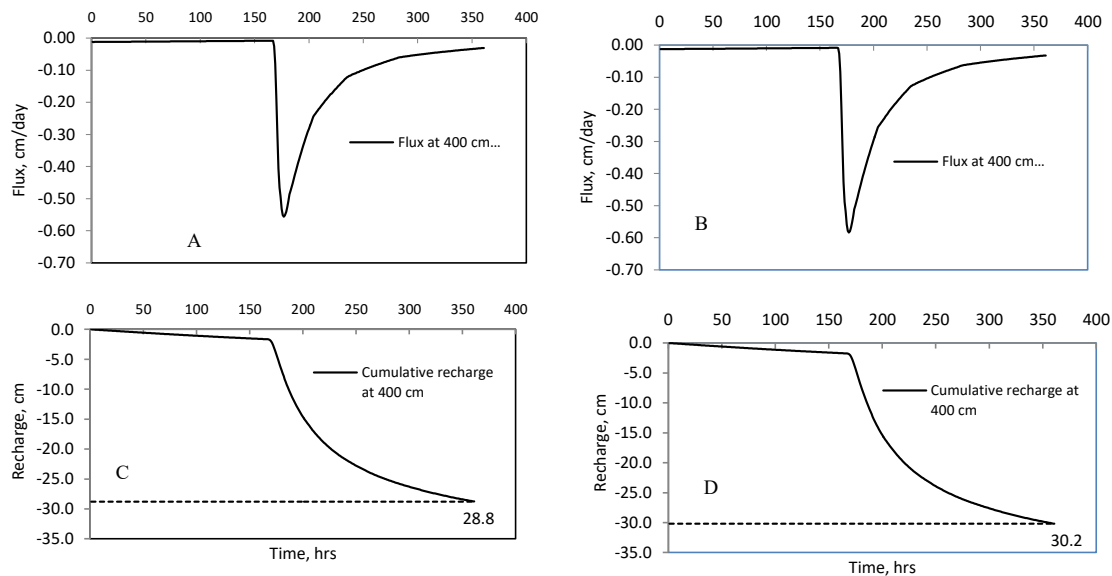
*Parameters are presented in two graphs because of different magnitudes. S_i is sensitivity. The initial value for the n parameter was 1.0 and as the n value should not be smaller than 1.0, the deviation of 0.5 and 0.75 was resulted in the model failure in convergence.

۲۰۱۱) اما در این پژوهش رتبه‌ی حساسیت مدل به این دو عامل رطوبتی عوض شده است. در این پژوهش عامل‌های حساس همگی در فرآیند بهینه‌یابی مرحله‌ی واسنجی استفاده شدند و سبب افزایش دقت نتایج شبیه‌سازی شدند.

محاسبه‌ی تغذیه

در این پژوهش اندازه‌ی تغذیه‌ی محاسبه‌شده با هایدرس در دوره‌ی واسنجی ۲۸/۸ و برای مدل لیچ‌دبلیو ۳۰/۲ به‌دست آمد (شکل ۵).

با توجه به شکل C ۴، بیش‌ترین حساسیت مدل لیچ‌دبلیو نسبت به اندازه‌ی عامل b مدل کمپبل و پس از آن به اندازه‌ی رطوبت اشباع لایه‌ی S_{θ} است و برخلاف مدل هایدرس حساسیت کمی به تغییر عامل هدایت آبی اشباع (K_{fs}) نشان داد. در پژوهش‌های انجام‌شده عامل b معادله‌ی کمپبل همواره در زمره عامل‌هایی معرفی شده است که خروجی مدل به آن حساسیت زیادی داشته است و در کنار آن رطوبت اولیه θ_0 به‌عنوان رتبه بعدی حساسیت شناخته شده است (آسادا و همکاران ۲۰۱۳؛ جابرو و همکاران



شکل ۵- شبیه سازی جریان در نیم رخ طولی (۴-۰ متر).

Figure 5- Simulated flux in vertical profile (0 -4 meters).

شبیه سازی سرعت جریان عمودی آب (سانتی متر در روز) (A و B)، شبیه سازی ژرفای نفوذ آب تجمعی (سانتی متر) (C و D)، به ترتیب برای مدل هیدرس و لیچ دلبو برای یک دوره ۱۹۵ روزه از زمان رخداد سیل تا زمان رسیدن رطوبت خاک به حد پیش از رخداد سیل در ژرفای ۴ متر.

(A and B) and the cumulative recharge (C and D) for Hydrus 1D and LEACHW, respectively for the period between 16 January to 23 July 2011 period. Dashed line in figures C and D shows the amount of total recharge in the entire period.

شبیه سازی اندازه ی تغذیه در رخداد های سیلابی که پس از دوره ی واسنجی رخ داده است، در جدول ۷ نشان داده شده است.

مقایسه ی نتایج محاسبه ی جریان آب در خاک در تمام رخداد های ثبت شده نتایج به دست آمده از محاسبه های بیلان آب خاک و

جدول ۷- محاسبه های تغذیه با روش بیلان آب خاک و نتایج مدل ها در رخداد های بارش و سیل (۱۳۹۹-۱۳۸۹).

Table 6- Recharge calculations based on soil-water balance and Hydrus model different flooding occurrences (2010 - 2020).

Ave range									Row
	8	7	6	5	4	3	2	1	Start day End day ⁽¹⁾
	98.07.23 98.09.06	96.05.04 97.01.31	95.05.01 96.01.18	94.11.03 95.02.20	92.05.16 92.06.10	91.09.16 92.03.04	90.09.03 91.03.06	89.10.26 90.05.08	
	43	268	316	107	115	170	123	195	Day number
	80.2	00.7	94.50	50.4	05.10	13.16	45.16	80.16	Rain (cm)
	40.64	83.45	32.127	20.35	60.43	20.2	30.6	00.35	Flood height (cm) ⁽²⁾
	51.56	03.17	91.137	32.25	90.24	-85.1	13.6	60.29	SWB
	25.54	65.14	46.154	99.18	91.22	-31.2	97.7	80.28	H1D Cumulative flow (cm) ⁽³⁾
	12.66	78.20	87.166	18.34	16.22	-42.2	4.78	20.30	LW
	09.84	23.32	36.77	78.63	42.46	-39.9	93.26	14.57	SWB
	73.80	72.27	65.86	84.47	71.42	-74.11	01.35	35.50	H1D Recharge rate (%) ⁽⁴⁾
	39.98	33.39	61.93	10.86	31.41	-30.12	01.21	80.52	LW
3.47									SWB
9.44									H1D All events
5.52									LW Average of recharge rate (%)
1.75									SWB
7.71									H1D High floods
7.92									LW

۱- زمان بازگشت اندازه ی آب خاک لایه های نیم رخ به اندازه ی اولیه پیش از رخداد بارش و سیل، ۲- بلندی آب سیل که در پای چاه آزمایشی شماره ۱ در زمان رخداد سیل ماندایی شده است، ۳- اعداد مثبت بیانگر نفوذ یا جریان رو به پایین و اعداد منفی بیانگر تخییر یا جریان رو به بالا است، ۴- نسبت سهم اندازه آب نفوذ یافته به اندازه سیلاب، بیلان آب خاک (SWB)، مدل هیدروس یک بعدی (H1d)، مدل لیچ دلبو (LW) است.

1-The time of soil-water returning back to the amount before starting the flooding. 2-The height of inundated floodwater around the experimental well. 3-Positive figures stands for downward flow as infiltration and negatives for upward flow as ET. 4-Proportional ratio between total height of infiltrated flow to total height of inundated water. SWB is soil water balance, H1d hydrus one dimensional and LW LEACHW model.

پایه‌ی گزارش گریس-مارتین (۲۰۲۰)، RMSE یعنی انحراف معیار پراکنش غیرقابل انتظار است و اگر نسبت میان این آماره به میانگین داده‌های مدل کمتر از ۰/۲ باشد نشان‌دهنده‌ی این است که مدل به‌خوبی قابلیت پیش‌بینی واقعی داده‌ها را دارد. در این پژوهش این نسبت برای مدل هایدرس ۰/۱۷ و برای لیچ‌دبلیو ۰/۳۱ به‌دست آمد. از این‌رو، برتری هایدرس به‌شکل کاملی متمایز بود. آماره‌ی ضریب تشخیص R^2 برای هر دو مدل در سطح ۰/۹۹ معنی‌دار شد (شکل ۱۵) و آماره‌ی نش-ساتکلیف نیز برای هر دو مدل بیشتر از ۰/۹ به‌دست آمد و اندازه‌ی (موریاسی و همکاران ۲۰۰۷). از سوی دیگر میانگین داده‌های جریان تجمعی نشان داد که داده‌های مدل هایدرس به داده‌های مشاهده‌ای نزدیک‌تر بود. میانگین داده‌های شبیه‌سازی‌شده‌ی مدل لیچ‌دبلیو حدود ۵ واحد و مدل هایدرس کمتر از ۱ واحد بیش از اندازه‌ی واقعی برآورد شدند.

بر پایه‌ی نتایج جدول ۷، در رخداد‌های هشت‌گانه‌ی که از سال ۱۳۸۹ تا ۱۳۹۸ ثبت شد، دامنه‌ی کمترین و بیشترین اندازه‌های بارش به ترتیب از ۲/۸ تا ۵۰/۹۴ سانتی‌متر، و اندازه‌های سیل متناظر آن از صفر تا ۱۲۷/۳۲ سانتی‌متر متغیر بود. نسبت تغذیه در روش‌های بیلان آب خاک، مدل هایدرس و لیچ‌دبلیو به ترتیب برای تمام رخداد‌های سیلابی ۴۷، ۴۴ و ۵۲٪ با میانگین ۴۸٪ بود و برای رخداد‌های بزرگ سیلابی ۷۵، ۷۱ و ۹۲٪ با میانگین ۸۰٪ بود. در رخداد بارش بدون سیل در عمل تمام بارش صرف تبخیر-تعرق شد و به این دلیل اندازه‌ی نسبت میانگین نفوذ در تمام رخدادها کاهش یافت. از سوی دیگر برای اعتبارسنجی شبیه‌سازی‌های جریان آب در خاک با مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو داده‌های آنها با داده‌های مشاهده‌ای مقایسه شد و میانگین مربعات خطای باقی‌مانده^۱ محاسبه شد (جدول ۸ و شکل ۶). بر این اساس اندازه‌ی RMSE برای مدل هایدرس و لیچ‌دبلیو به ترتیب ۶/۸۱ و ۱۱/۳۷ سانتی‌متر بود. بر

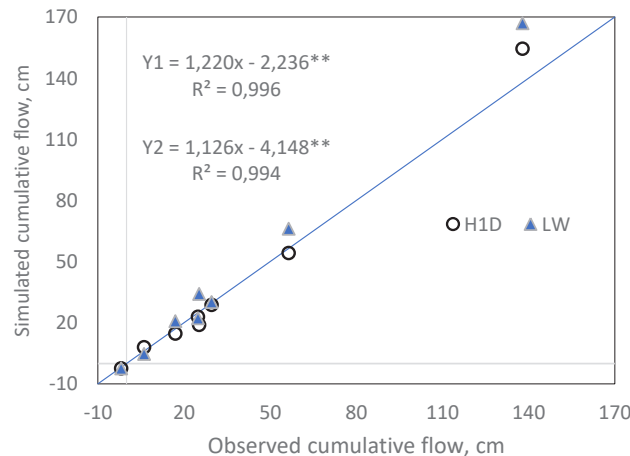
جدول ۸- نتایج مقایسه‌ی شبیه‌سازی نفوذ با هایدرس و لیچ‌دبلیو با داده‌های مشاهده‌ای در رخداد‌های گوناگون بارش و سیل.

Table 8- The simulated recharge by the H1D as compared with the soil-water budget method for different flood and rainfall events.

Cumulative flow ¹			Row
LW	H1D	Observed	
30.20	28.80	35.00	1
4.78	7.97	6.13	2
-2.42	-2.31	-1.85	3
22.16	22.91	24.90	4
34.18	18.99	25.32	5
166.87	154.46	137.91	6
20.78	14.65	17.03	7
12.66	54.25	56.51	
42.83	37.46	36.94	Average
54.21	50.10	44.34	Standard Deviation
11.37	6.45		RMSE
0.993	0.994		R^2
0.925	0.976		NS
28.80	35.00		RMSE/average

علامت مثبت بیانگر جریان رو به پایین (نفوذ) و علامت منفی بیانگر جریان رو به بالا (تبخیر-تعرق) است. R^2 ضریب پیرسون، NS شاخص نش-ساتکلیف، H1d هایدرس یک بعدی و LW مدل لیچ‌دبلیو است.

Positive figures stands for downward flow as infiltration and negatives for upward flow as ET. R^2 recognition Pearson coefficient, NS Nash Satklif coefficient, H1d Hydrus one dimensional and LW LEACHW model.



شکل ۶- نمودار مقایسه‌ی نتایج مدل هایدرس (Y1) و لیچ‌دبلیو (Y2) با داده‌های مشاهده‌ای.

Table 6- Comparison of Hydrus and LEACHW models results vs. observed flow. (** meaningful at 99% percent) (٪ معنی دار در سطح ۹۹٪)

θ_s و n برای مدل هایدرس و عامل b در معادله‌ی کمپبل برای مدل لیچ‌دبلیو بود. گروه دوم عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت متوسطی داشت ($0.50 < Si < 1.0$). این عامل‌ها شامل K_{fs} و α بود. گروه سوم عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت اندکی داشت ($Si < 0.1$). اگر چه گروه داده‌های آب خاک از نظر زمانی پایا بود و به‌خوبی تحت تأثیر رخداد بارش و سیل بود، اما تغییر محسوس در آب خاک فقط تا ژرفای ۴ متر مشاهده شد. علت اینکه از این ژرفا به پایین، اندازه‌ی آب خاک تغییر اندکی نشان داد را می‌توان تفاوت چشمگیر میان هدایت آبی اشباع دو لایه‌ی پایینی دانست که در این ژرفا حضور داشتند که سبب ایجاد حرکت انگشتی آب نفوذی به جای حرکت به‌شکل جبهه رطوبتی شد. دیگر پژوهشگران نشان دادند که حرکت انگشتی در یک جریان آب عمودی در خاک لایه لایه، زمانی شروع می‌شود که نسبت میان هدایت آبی لایه‌ی بالایی (بافت درشت) و پایینی (بافت ریز) بیشتر از ۲۰ باشد. در این پژوهش هدایت آبی دو لایه‌ی مجاور عمودی به ترتیب ۸۵۷ و ۱۷ روز/اس‌م بود و جریان رو به پایین در این ژرفا مختل شد. اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی جریان با مدل‌های واسنجی‌شده‌ی هایدرس و لیچ‌ام در مقایسه با داده‌های مشاهده‌ای نشان داد که این مدل‌ها با دقت زیادی جریان آب پس از رخداد سیل را برآورد کردند. افزون بر این، بر اساس آماره‌های صحت‌سنجی، نتایج مدل هایدرس به واقعیت نزدیک‌تر بود. از گروه داده‌های رطوبت خاک می‌توان نتیجه گرفت با گذشت ۳۷ سال از شروع کار پخش سیلاب، کاهش نفوذپذیری (به‌دلیل رسوب مواد سیلابی و بسته شدن منافذ خاک) سبب از دست رفتن

نتیجه‌گیری

مدل‌های شبیه‌سازی حرکت آب در خاک را نمی‌توان فقط با داشتن داده‌های ویژگی‌های آبی لایه‌ها اجرا کرد و نتایج واقعی از آنها به‌دست آورد، بلکه لازم است یکی از متغیرهای تغییرپذیر مانند اندازه‌ی آب خاک لایه‌ها یا مکش آنها را اندازه‌گیری کرد و سپس بر این اساس مدل را واسنجی کرد. در نتیجه با انجام این واسنجی اندازه‌ی واقعی و پویای عامل‌های آبی خاک (مانند هدایت آبی اشباع) و ضریب‌های معادله‌ی آبی (مانند n در فرمول وان‌گنوختن) به‌دست خواهد آمد و جریان آب خاک را به‌شکل واقعی می‌توان شبیه‌سازی کرد. در این پژوهش یک مجموعه منحصر‌به‌فرد از ویژگی‌های اندازه‌گیری‌شده‌ی عامل‌های آبی خاک با گروه زمانی داده‌های آب خاک تا ژرفای ۳۰ متری در عرصه‌ی فعالی از پخش سیلاب تهیه شد. به‌ویژه استفاده از تی‌دی‌آر در خاک‌های آبرفتی مانند خاک منطقه‌ی مزبور (گربایگان فسا)، نشان داد که حساسیت اندازه‌گیری بیش از آنکه به بافت خاک و تراکم مربوط باشد، به روش صحیح جاگذاری حسگرها و اطلاع داشتن از اندازه‌ی دقیق جرم مخصوص ظاهری، مرتبط است. آنچه که در رتبه بعدی برای دقت نتایج اهمیت داشت، به‌دست آوردن معادله‌ی واسنجی ثابت دی‌الکتریک دستگاه برای خاک‌های مزبور بود. حساسیت جریان شبیه‌سازی‌شده با مدل‌های هایدرس و لیچ‌دبلیو نسبت به تغییر اندازه‌های عامل‌های آبی انجام شد. نتایج حساسیت مدل هایدرس نشان داد که عامل‌ها را می‌توان در سه گروه تقسیم‌بندی کرد. گروه اول عامل‌هایی که نتایج شبیه‌سازی به تغییر آنها حساسیت زیادی داشت ($Si < 0.5$). این عامل‌ها شامل

می‌توان دست‌آورد این تحقیق را نسبت تغذیه ۲۶ تا ۸۴٪ با میانگین ۵۵٪ برای کل رخدادهای ۶۳ تا ۸۴٪ با میانگین ۷۵٪ برای سیل‌های بزرگ بر اثر سیل و بارش، دانست. معیار بزرگی سیل از نظر بلندای آب گرفتگی در عرصه را می‌توان ۵۰ سانتی‌متر در نظر گرفت. هر چند این یافته برای موقعیت خاص مکان این تحقیق قابل استناد است و برای کل عرصه پخش سیلاب نیاز به تکمیل تحقیقات دارد، با این حال چون محل‌چاه‌های آزمایشی حالت میانگینی از کل عرصه را داشت، می‌توان کارایی پخش سیلاب در کل عرصه را نیز در همین حدود دانست.

کارایی پخش سیلاب نشده است. این واقعیت که جبهه‌ی رطوبتی فقط پس از ۴۸ ساعت از شروع بارش و سیل تا ژرفای ۴ متر رسید به روشنی فرض مسدود شدن نفوذ در پخش سیلاب‌ها را به چالش می‌کشد. اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی جریان با دو مدل واسنجی شده‌ی هایدروس و لیچ‌دبلیو در مقایسه با داده‌های مشاهده‌ای نشان داد هر دو مدل با موفقیت زیادی قادر به برآورد جریان آب پس از رخداد سیل بودند. مدل هایدروس در این راستا بر پایه‌ی تمام آماره‌های صحت‌سنجی نتایج نزدیک‌تری به واقعیت نشان داد. میانگین شبیه‌سازی‌ها بیان‌گر بیش برآوردی ۵ واحدی لیچ‌دبلیو و کمتر از یک واحدی هایدروس بود.

فهرست منابع

- Aghayari F. 2012. Comparison of MEDIWY and LEACHW models for simulation of soil layers moisture in wheat agronomy. *Agronomy and Crop Breeding Journal of Iran*. 8(1):57-69. (In Persian).
- Asada K, Eguchi S, Urakawa R, Itahashi S, Matsumaru T, Nagasawa T, Aoki K, Nakamura, K, Katou H. 2013. Modifying the LEACHM model for process-based prediction of nitrate leaching from cropped Andosols. *Plant and Soil*. 373(1):609-625.
- Berend JE. 1967. An analytical approach to the clogging effect of suspended matter. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*. 12(2):42-55.
- Bouwer H. 1986. Intake rate: Cylinder infiltrometer, 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. pp. 825-844.
- Bouwer H, Rice RC. 1984. Hydraulic Properties of Stony Vadose Zones: *Ground Water*. 22(6):696-705.
- Campbell GS. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*. 117(6):311-314.
- Calvo C. 2022. Improving results of existing groundwater numerical models using machine learning techniques. *water*, 14(15), 2307.
- Celaya S, Fuente I, Rabago D, Quindos L, Sainz C. 2022. Application of a mathematical model to an artificial aquifer under different recharge/discharge conditions using ²²²Rn as a tracer. *Groundwater for Sustainable Development*. 17(2022) 100753.
- Dahan O, Tatarsky B, Enzel Y, Kullis C, Seely M, Benito G. 2008. Dynamics of flood water infiltration and ground water recharge in hyperarid desert. *Ground Water*. 46(3):450-461.
- Domínguez-Niño JM, 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.
- Filomena C, Dolores FM, 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.
- Gee GW, Or D. 2002. Particle-size analysis, in Dane, J. H., and Topp, G. C., eds., *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Soils Science Society of America, Book Series No. 5, Madison. pp. 255-293.
- Grossman RB, Reinsch TG. 2002. Bulk density and linear extensibility, in Dane, J. H., and Topp, G. C., eds., *Methods of soil analysis, part 4. Physical methods: Madison WI, Soil Science Society Book Series*. 5. pp. 201-228.
- Hall MJ. 2001. How well does your model fit the data?: *J. of Hydroinformatics*. 3(1):49-55.
- Hillel D. 1998, *Environmental soil physics. Fundamentals, applications, and environmental considerations*, Waltham, USA, Academic press.
- Hou L, Wang XS, Hu BX, 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.
- Hutson JL, Wagenet RJ. 1995. An Overview of LEACHM: A process based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone. *Chemical Equilibrium and Reaction Models*. pp. 409-422.

- Hutson JL, Wagent RJ. 1992. LEACHM. Leaching estimation and chemistry model: A process based model of water and slute movement, transformation, plant uptake and chemical reactions in unsaturated zone. Version 3. Dept. of Agronomy, Ithaca. NY, USA, Cornell University.
- Jabro JD, Hutson JL, Jabro AD. 2011. Parameterizing LEACHM model for simulating water drainage fluxes and nitrate leaching losses. *Methods of Introducing System Models into Agricultural Research*. pp. 95-115.
- Kharaghani K. 2013. Application of LEACHW sub model to evapotranspiration estimation. First National Conference on Agriculture and Environment Science.
- Berend JE. 1967. An analytical approach to the clogging effect of suspended matter. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*. 12(2):42-55.
- Larocque M, Banton O, Gagnon J, Camiré C. 2002. Using models to manage soil inorganic nitrogen in forest tree nurseries. *Soil Science Society of America Journal*. 66(2): 602-612.
- Leão TP, Gentry R. 2011. Numerical modeling of the effect of variation of boundary conditions on vadose zone hydraulic properties. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*. 35(1):263-272.
- Li Y, Kinzelbach W, Zhou J, Cheng GD, Li X. 2012. Modelling irrigated maize with a combination of coupled-model simulation and uncertainty analysis, in the northwest of China. *Hydrological Earth System. Science*. 16:1465-1480.
- McCuen RH. 1973. The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*. 18(1):37-53.
- Moriasi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD, Veith TL. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*. 50(3):885-900.
- Nash JE, Sutcliffe JV. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10(3): 282-290.
- Pakparvar M. 2021. Comparison of Hydrus and LeachW models in soil-water movement simulation for the net groundwater recharge assessment of floodwater spreading system in Kowsar station (Gareh Bygone, Fasa). Final Report of Research Project. Project code: 4-50-29-001-940078. 242 p.
- Pakparvar M. 2015. Evaluation of floodwater spreading for groundwater recharge in Gareh Bygone Plain, Southern Iran [Ph.D. Ghent University]. 252 p.
- Pakparvar M, Cornelis W, Pereira LS, Gabriels D, Hosseinimrandi H, Edraki M, Kowsar SA. 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.
- Radcliffe DE, Šimunek J. 2010. *Soil physics with Hydrus modeling and application*, Boca Raton, FL, CRC Press, 373 p.
- Reynolds WD, Elrick DE, Youngs EG. 2002. Ring or Cylinder Infiltrometers (Vadose Zone), in Dane, J. H., and Topp, G. C., eds., *Methods of soil analysis, part4: Physical methods: Madison WI, SSSA Book Ser. 5*. Soil Science Society of America. pp. 818-826.
- Ries F, Lange J, Schmidt S, Puhmann H, Sauter M. 2015. Recharge estimation and soil moisture dynamics in a Mediterranean, semi-arid karst region. *Hydrological Earth System. Science*. 19(3):1439-1456.
- Scanlon BR, Healy RW, Cook PG. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*. 10:18-39.

- Schoups G, Hopmans JW. 2006. Evaluation of model complexity and input uncertainty of field-scale water flow and salt transport. *Vadose Zone Journal*. 5(3): 951-962.
- Šimůnek J, Šejna M, Saito H, Sakai M, van Genuchten MT. 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.
- Sophocleous MA. 2005. Groundwater recharge and sustainability in the High Plains aquifer in Kansas, USA. *Hydrogeology Journal*. 13(2):351-365.
- van der Kwaast J, Timmermans W, Gieske A, Su Z, Oliso A, Jia L, Elbers J, Karssenber D, de Jong S. 2009. Evaluation of the Surface Energy Balance System (SEBS) applied to ASTER imagery with flux-measurements at the SPARC 2004 site (Barrax, Spain). *Hydrological Earth System Science*. 13(7):1337-1347.
- Verbiš K, Cornelis W, Gabriels D, Alaerts K, Soto G. 2009. Using an inverse modelling approach to evaluate the water retention in a simple water harvesting technique. *Hydrological Earth System Science*. 13(10):1979-1992.
- von Freyberg J, Moeck C, and Schirmer M. 2015. Estimation of groundwater recharge and drought severity with varying model complexity. *Journal of Hydrology*. 527(2015):844-857.
- Webb RMT, Wiczorek ME, Nolan BT, Hancock TC, Sandstrom MW, Barbash JE, Bayless ER, Healy RW, and JL. 2008. Variations in pesticide leaching related to land use, pesticide properties, and unsaturated zone thickness. *Journal of Environment Quality*. 37:1145-1157.
- Wöhling T, Vrugt JA, and Barkle GF. 2008. Comparison of three multiobjective optimization algorithms for inverse modeling of vadose zone hydraulic properties. *Soil Science Society of American Journal*. 72(2):305-319.



Assessment of Hydrus and LEACHW Models for Simulation of Gareh Bygone Aquifer Profile Infiltration

Mojtaba Pakparvar¹, Mohammad Hadi Jorenoosh², Ghlamali Nekooeian³, Ghlamreza Ghahari⁴, Alireza Majidi⁵

1 and 4- Assistant Professor, Soil Conservation and Watershed Management Department, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education, and Extension Organization (AREEO), Shiraz, Iran

2- Research Instructor, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education, and Extension Organization (AREEO), Shiraz, Iran

3- M.Sc. Resources Research and Education Center Expert of Kowsar Research, Education and Extension Station, Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Fasa, Iran

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

Extended Abstract

Introduction and Goal

The aquifer recharge rate is one of the most difficult items to measure in GW resource evaluation. The techniques used in quantifying recharge are categorized in three main groups: unsaturated zone, saturated zone and surface water techniques. The saturated zone method is divided into physical methods (including Darcy's law and tracers), numerical modeling (the purpose of this research), groundwater level fluctuations, and water balance.

Materials and methods

Hydres and LitchW models were used to simulate soil moisture movement to simulate aquifer recharge in this study. The models were then calibrated by optimizing the water flow factors of the

Article Type: Research Article

***Corresponding Author E-mail:** pakparvar@gmail.com

Citation: Pakparvar, M., Jorenoosh, M.H, Nekooeian, G.H.A., Ghahari, G.H.R., Majidi A.R. 2024. Assessment of Hydrus and LEACHW models for infiltration simulation of Gareh Bygone aquifer profile. *Watershed Management Research*. 37(1): 114-134.

DOI: 10.22092/WMRJ.2023.361113.1517

Received: 20 January 2023, **Received in revised form:** 26 January 2023, **Accepted:** 19 March 2023,

Published online: 20 March 2024

Watershed Management Research, VOL. 37, No.1, Ser. No: 142, Spring 2024, pp.114-134.

Publisher: Fars Agricultural and Natural Resources Research and Education Center

©Author(s)



aquifer layers in the Gareh Bygon with the inverse solution method. The water characteristics of the unsaturated soil layer in three wells with an approximate depth of 30 m in one of the floodwater spreading basins were measured by field and laboratory methods. The soil moisture measuring device, TDR, was calibrated for the stony soils of the research area. The sensors are then placed in holes with insulated walls from the surface to the depth. Amount of soil-water contents were continuously measured from Sep. 2010 to Sep. 2020. The height of floodwater inundation and rainfall were also recorded. Recharge through unsaturated layers was assessed based on the soil water balance method as the observed data set.

Results and discussion

Validation flow simulation results from the of Hydrus and LEACHW models with observed measurements. The results showed that the Hydrus and LEACHW model very accurately estimated the water flow after the flood event (R2 and RMSE equal to 0.994 and 45.3 cm respectively in Hydrus model and 0.993 and 37.11 cm in LEACHW, respectively). In addition, the results of the Hydrus model were closer to measurements. The discharge ratio (the amount of infiltration divided by the amount of flood + precipitation) in the three methods of soil water balance, the Hydrus model and the LEACHW model were 47, 44 and 52 respectively, with an average of 48 for all flood events and 75, 71 and 92 with an average of 80% for large flood events. In the event of precipitation without flooding, practically all precipitation was spent on evaporation-transpiration, and for this reason, the size of the average infiltration ratio decreased in all events.

Conclusion and recommendation

Validation simulated flow results with Hydrus and LEACHW were compared with the observed measurements, demonstrating that these models accurately estimated the water flow after the flood event. In addition, the results of the Hydrus model were closer to measurements. The mean data of the LEACHW and Hydrus models were overestimated by approximately 5 units less than 1 unit respectively. In simulations of water movement in soil using models such as Hydrus, a certain amount of water conductivity for the entire vertical column of the soil profile commonly considered. The results of this research showed how unrealistic such an assumption is. Therefore, in multi-layer soils, special attention should be given to the difference between layers and the use of water conductivity estimation equations. For the researched area, one-dimensional Hydrus model was recalibrated and its validation results were completely acceptable. This model can be used in three-dimensional mode for larger areas as a tool for applying different scenarios to manage the floodwater spreading system and increase their efficiency.

Key words: Artificial recharge, fingering movement, floodwater spreading, Hydrus, LEACHW