

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از روش معکوس

مهدی ذاکری‌نیا، فربرز عباسی و تیمور سهرابی*

* به ترتیب دانشجوی دکتری گروه آبیاری و زهکشی دانشگاه تهران، نشانی: کرج، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، تلفن:

۲۲۴۱۱۱۹ (۰۲۶۱)، پیام نگار: a_zakerinia@yahoo.com؛ استادیار موسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی؛ و دانشیار گروه

آبیاری زهکشی دانشگاه تهران

تاریخ دریافت مقاله: ۸۴/۳/۲۸؛ تاریخ پذیرش: ۸۶/۳/۱۲

چکیده

یکی از مسائل عمده در پیش‌بینی کارایی سامانه‌های آبیاری، تغییرات زمانی ویژگی‌های خاک از جمله مشخصات هیدرولیکی آن است. در این تحقیق، برای بررسی تغییرات زمانی ویژگی‌های هیدرولیکی یک خاک لوم رسی در اثر آبیاری با آب شور و سدیمی، ده نوبت آبیاری با دور هفت روز با آب حاوی کلرید سدیم با SAR و EC به ترتیب ۳۲ و ۱۲ دسی زیمنس بر متر اجرا و سه آزمایش نفوذپذیری به ترتیب در آبیاری‌های سوم، ششم و دهم اندازه‌گیری شد. مقایسه مقادیر نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ در سه نوبت اندازه‌گیری نشان داد که نفوذپذیری خاک به دلیل افزایش سدیم و پراکندگی خاکدانه‌ها به شدت کاهش می‌یابد. برای شبیه‌سازی رفتار خاک در اثر آبیاری‌های متوالی با آب شور و تخمین پارامترهای هیدرولیکی تأثیرگذار، از مدل ریاضی HYDRUS-1D استفاده شد. قبل از تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، جهت آگاهی از میزان حساسیت پارامترهای هیدرولیکی، آزمون حساسیت اجرا شد. آزمون حساسیت نشان داد که نفوذ تجمعی به ترتیب نسبت به هدایت آبی اشباع (K_s)، پارامتر شکل n ، و رطوبت اشباع (θ_s) حساس است. با عنایت به محدودیت داده‌های اندازه‌گیری شده و حساسیت مدل‌های ریاضی در تخمین تعداد زیادی پارامتر به روش معکوس، و با توجه به همبستگی بالای پارامترهای K_s و n در فرمول وان‌گنوختن، با وجود حساسیت بیشتر مدل به n در مقایسه با θ_s ، فقط K_s و θ_s در بهینه‌سازی بررسی شدند. اجرای مدل در مرحله اول، برای تخمین معکوس K_s به تنهایی و در مرحله دوم برای تخمین همزمان K_s و θ_s انجام شد. در هر مرحله، سایر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک از مدل ROSETTA تعیین شدند. نتایج اجرای مرحله اول نسبت به مرحله دوم مدل، همخوانی بیشتری با مقادیر اندازه‌گیری شده در هر آبیاری نشان داد. نتایج این تحقیق نشان داد که روش معکوس در صورت وجود داده‌های کافی می‌تواند روشی مناسب برای برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی و تغییرات زمانی آنها باشد. همچنین، داده‌های مزرعه‌ای نفوذ تجمعی در آبیاری سوم و ششم به خوبی با معادله فیلپ برازش یافت، اما دقت آن در آبیاری دهم چندان مناسب نبود.

کلمات کلیدی

حل معکوس، مدل HYDRUS-1D، نفوذ تجمعی، هدایت هیدرولیکی اشباع

مقدمه

دلیل پژوهشگران به سمت روش‌های غیر مستقیم روی آورده‌اند که کم‌هزینه و نسبتاً سریع‌اند. روش‌های غیر مستقیم به چند دسته از جمله روش‌های مبتنی بر توابع انتقالی، روش‌های نیمه‌فیزیکی، و روش‌های معکوس تقسیم می‌شوند. در این تحقیق به بررسی روش معکوس

روش‌های تعیین پارامترهای هیدرولیکی خاک به دو دسته، مستقیم و غیر مستقیم، تقسیم‌بندی می‌شوند. روش‌های مستقیم تعیین ویژگی‌های هیدرولیکی نظیر روش‌های آزمایشگاهی، وقت گیر و پرهزینه است. به همین

در شرایط غیراشباع، ویژگی‌های هیدرولیکی خاک حتی در فواصل کوتاه تا چندین درصد تغییر می‌کنند. تغییرات شدید زمانی و مکانی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک را برسلر و همکاران (Bresler *et al.*, 1984) نیز گزارش کرده‌اند. این تغییرات، یکنواختی توزیع آب را در مزرعه تحت تأثیر قرار می‌دهد و مدیریت آبیاری را پیچیده‌تر می‌کند؛ و تخمین آنها گام مهمی در بهبود مدیریت آبیاری به شمار می‌رود. روش مدلسازی معکوس را اولین بار زچمن و همکاران (Zachman *et al.*, 1981) به کار بردند تا ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را در شرایط غیراشباع تعیین کنند. روش‌های معکوس بر پایه بهینه‌سازی یک تابع هدف قرار دارند که اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و پیش‌بینی شده را کمینه می‌کند. تخمین معکوس ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح خاک، عمدتاً محدود به تحلیل آزمایش‌های یک بعدی در شرایط یکنواخت و محیط آزمایشگاهی است و در مسایل عملی کمتر استفاده شده است که دلیل آن عمدتاً هزینه زیاد و مشکلات اجرایی، اندازه‌گیری، جمع‌آوری داده‌های مزرعه‌ای، و تغییرات مکانی و زمانی ویژگی‌های مذکور است. روش‌های معکوس اغلب با محدودیت تعداد پارامترهای تخمینی مواجه هستند که این موضوع یکی از معایب آنهاست (Kool *et al.*, 1987).

مدل HYDRUS-1D یکی از مدل‌های پیشرفته برای شبیه‌سازی حرکت آب، املاح، و گرما در خاک است که سیمونک و همکاران (Simunek *et al.*, 1998a) آن را بسط داده‌اند. این مدل قابلیت تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را به روش معکوس دارد و محققان مختلف از آن نیز استفاده کرده‌اند. سیمونک و وان گنوختن (Simunek & van Genuchten, 1996) از این

برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی خاک و تغییرات زمانی آنها پرداخته می‌شود.

یکی از روش‌های غیرمستقیم برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح، روش بهینه‌سازی معکوس است که در سال‌های اخیر به آن توجه بیشتری شده است. این روش در مقایسه با سایر روش‌ها، نظیر روش‌های مستقیم و توابع انتقالی، از امتیازات ویژه‌ای برخوردار است. این روش، ارزان و سریع است و در آن پارامترهای موثر^۱ برآورد می‌شود، به طوری که نتایج آن را می‌توان برای کل پروفیل خاک به عنوان یک مقدار متوسط تعمیم داد. در حالی که نتایج اندازه‌گیری‌های موضعی، منحصر به همان نقاط اندازه‌گیری شده است. همچنین، با این روش می‌توان به طور همزمان^۲ ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال را به دست آورد که در بین روش‌های مختلف امتیازی مهم به شمار می‌رود زیرا می‌توان اثر متقابل این پارامترها را بر یکدیگر نیز مشاهده کرد. علاوه بر این، امکان تعیین جداگانه پارامترهای هیدرولیکی و انتقال املاح نیز وجود دارد.

از محدودیت‌های اصلی روش مدلسازی معکوس می‌توان به ناپایداری و غیر منحصراً به فرد بودن جواب‌ها^۳ و نیز محدودیت در تخمین تعداد پارامترهای مورد نظر اشاره کرد. غیر منحصراً به فرد بودن جواب‌ها بیشتر در روش‌های موضعی^۴ شایع است. به این ترتیب که برای دو دسته پارامتر ورودی متفاوت، دو جواب بهینه تولید می‌شود. این مشکل را می‌توان با تنوع داده‌های مزرعه‌ای اندازه‌گیری شده تا حدود زیادی حل کرد. برای کاهش محدودیت تعداد پارامترهای تخمینی نیز می‌توان پارامترهای حساس را از طریق آنالیز حساسیت^۵ انتخاب و برآورد کرد.

بیگر و نیلسون (Biggar & Nielsen, 1976) می‌گویند

1- Effective Parameters
4- Local Method

2- Simultaneous
5- Sensitivity Analysis

3- Non Uniqueness

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...

مدل برای تعیین پارامترهای هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های استوانه نفوذ با یک سطح ثابت آب استفاده کردند و اظهار داشتند که اندازه‌گیری نفوذ با یک استوانه نفوذ که در آن سطح ثابت آب اعمال شده است، اطلاعات کافی برای تعیین ویژگی‌های هیدرولیکی به روش معکوس تولید نمی‌کند. در تحقیق دیگر، این محققان از مدل مذکور برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های استوانه نفوذ با چند عمق مختلف آب، به خوبی استفاده کردند. گریب (Gribb, 1996) برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی در یک خاک شنی از روش معکوس استفاده کرد. اینو و همکاران (Inoue *et al.*, 2000) نیز برای تخمین توأمان ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح از این روش استفاده کردند. عباسی و همکاران (Abbasi *et al.*, 2003a, b) ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح را زیر جویچه‌های آبیاری با استفاده از روش معکوس به کمک مدل HYDRUS-2D برآورد کردند و نشان دادند که عمق آب در جویچه‌ها و زمان کاربرد آب و املاح تأثیر بسزایی روی توزیع آب و املاح زیر جویچه‌های آبیاری دارد.

هدف اصلی این تحقیق، استفاده از توانایی مدل HYDRUS-1D برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به روش معکوس و بررسی تغییرات زمانی آنها در اثر شور و قلیایی‌شدن تدریجی خاک بود. داده‌های اندازه‌گیری و پیش‌بینی‌شده نفوذ تجمعی با مدل مذکور نیز در این تحقیق مقایسه شدند.

مواد و روش‌ها

مدل HYDRUS-1D

این مدل یکی از مدل‌های پیشرفته در شبیه‌سازی حرکت آب، املاح، و گرما در خاک است. در این مدل، معادلات حرکت آب در خاک (ریچاردز)، انتقال-انتشار املاح^۱، و معادله انتقال حرارت به کمک تکنیک اجزای محدود حل شده است. یکی از مشخصه‌های مهم این مدل که آن را از نرم‌افزارهای مشابه متمایز می‌کند، قابلیت تخمین پارامترهای هیدرولیکی و انتقال املاح با روش معکوس است. در این مدل، تابع هدف (رابطه^۱) با

مدل برای تعیین پارامترهای هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های استوانه نفوذ با یک سطح ثابت آب استفاده کردند و اظهار داشتند که اندازه‌گیری نفوذ با یک استوانه نفوذ که در آن سطح ثابت آب اعمال شده است، اطلاعات کافی برای تعیین ویژگی‌های هیدرولیکی به روش معکوس تولید نمی‌کند. در تحقیق دیگر، این محققان از مدل مذکور برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک به کمک داده‌های استوانه نفوذ با چند عمق مختلف آب، به خوبی استفاده کردند. گریب (Gribb, 1996) برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی در یک خاک شنی از روش معکوس استفاده کرد. اینو و همکاران (Inoue *et al.*, 2000) نیز برای تخمین توأمان ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح از این روش استفاده کردند. عباسی و همکاران (Abbasi *et al.*, 2003a, b) ویژگی‌های هیدرولیکی و انتقال املاح را زیر جویچه‌های آبیاری با استفاده از روش معکوس به کمک مدل HYDRUS-2D برآورد کردند و نشان دادند که عمق آب در جویچه‌ها و زمان کاربرد آب و املاح تأثیر بسزایی روی توزیع آب و املاح زیر جویچه‌های آبیاری دارد.

لمبوت و همکاران (Lambot *et al.*, 2004) با استفاده از مقادیر رطوبت اندازه‌گیری‌شده در سه عمق در ستون‌های آزمایشگاهی تحت شرایط پایدار، ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را با مدل WAVE و یک الگوی بهینه‌سازی عمومی^۱ برآورد کردند. هوپت و همکاران (Hupet *et al.*, 2003) پارامترهای جذب آب از طریق ریشه را به کمک مدل‌سازی معکوس با استفاده از رطوبت خاک تخمین زدند. زو و همکاران (Zuo & Zhang, 2002; Zuo *et al.*, 2004) با استفاده از داده‌های پتانسیل اسمزی و نیز چگالی طول ریشه گندم، پارامترهای هیدرولیکی و جذب آب از طریق ریشه را با

1- Global

2- Convection Dispersion Equation (CDE)

الگوریتم مارکواردت (Marquardt, 1963) بهینه می‌شود:

$$\phi(q, b) = \sum_{i=1}^n w_i [q^*(z, t_i) - q(z, t_i, b)]^2 \quad (1)$$

که در آن، ϕ = تابع هدف؛ b = بردار مجهولات؛ w_i = فاکتور وزنی برای هر یک از داده‌های اندازه‌گیری شده؛ $q(z, t_i, b)$ = مقادیر شبیه‌سازی شده با مدل در زمان t_i و عمق z (برای تحقیق حاضر نفوذ تجمعی است)؛ و $q^*(z, t_i)$ = مقادیر اندازه‌گیری شده (نفوذ تجمعی) در زمان t_i و عمق z است.

در مدل HYDRUS-1D برای بیان کمی منحنی رطوبتی و هدایت آبی از جمله مدل فیزیکی ون‌گنوختن و معلم (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976) از معادلات مختلفی استفاده می‌شود (روابط ۲ و ۳):

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad (2)$$

$$n > 1 \quad m = 1 - \frac{1}{n} \quad (3)$$

$$K(S_e) = K_s S_e^l [1 + (1 - S_e^{1/m})^m]^2$$

در این روابط، θ_r ، θ_s ، $\theta(h)$ ، (L^3/L^3) و $(L^3/L^3)\theta_s$ = به ترتیب رطوبت در مکش h ، رطوبت باقیمانده، و رطوبت اشباع؛ α و n = پارامترهای برازش؛ S_e ، $(-)$ ، l = به ترتیب هدایت هیدرولیکی، درجه اشباع نسبی، و پارامتر شکل هستند. شرایط مرزی بالادست عمق آب روی سطح خاک در زمان‌های مختلف و شرط مرزی پایین‌دست نیز از نوع زهکشی آزاد^۱ انتخاب شد. با استفاده از داده‌های زودیاقت

خاک نظیر درصد ذرات خاک (ماسه، سیلت، و رس)، جرم مخصوص ظاهری و نیز مقادیر رطوبت خاک در مکش‌های ۳۳۰ سانتی‌متر و ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر (مقادیر رطوبت ظرفیت زراعی و رطوبت نقطه پژمردگی) و با کمک نرم‌افزار ROSETTA (Schaap et al., 2001) پارامترهای هیدرولیکی خاک برآورد شدند.

تحلیل حساسیت

تحلیل حساسیت برای تعیین حساس‌ترین پارامترهای ورودی مدل صورت گرفت. در تحلیل حساسیت، درصد ضرایب حساسیت از رابطه ۴ تعیین شد (Simunek et al., 1998b):

$$S(z, t, b_j) = \frac{|Y(b + \Delta b) - Y(b_j)|}{Y(b_j)} \times 100 \quad (4)$$

که در آن، S = ضریب حساسیت به ازای ۱ درصد تغییر در بردار b_j ؛ $Y(b_j)$ = داده مورد بحث (مثلاً نفوذ تجمعی)؛ e = بردار یکه؛ و b_j = پارامتر هیدرولیکی خاک (θ_s, θ_r و ...) است. از رابطه ۴ برای تعیین ضرایب حساسیت کلیه پارامترهای روابط ۲ و ۳ استفاده می‌شود.

آزمایش‌های مزرعه‌ای

به منظور بررسی تأثیر آب شور و سدیمی بر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، ۱۰ نوبت آبیاری با آب با شوری ۱۲ دسی‌زیمنس بر متر و SAR حدود ۳۲، روی یک پلات با بافت لوم رسی با هدایت الکتریکی اشباع ۱/۵ دسی‌زیمنس بر متر انجام شد. خاک تحت آزمایش دستخورد و طول، عرض، و ارتفاع آن به ترتیب ۴، ۳، و

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...

سانتی‌متر مکعب، $0/019$ لیتر بر سانتی‌متر، $1/31$ ، و $6/24$ سانتی‌متر بر روز و در بانک داده رالز و همکاران (Rawls *et al.*, 1982) به ترتیب $0/0758$ سانتی‌متر و $0/39$ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب، $0/039$ لیتر بر سانتی‌متر، $1/194$ ، و $5/52$ سانتی‌متر بر روز برآورد شده‌اند. برای برخی پارامترها از جمله θ_s و α ، اختلاف مقادیر برآوردشده با مدل ROSETTA و مقادیر موجود در بانک داده‌ها برای خاک با بافت مشابه قابل توجه است. معمولاً، نمای l در رابطه 3 برای اغلب خاک‌ها $0/5$ در نظر گرفته می‌شود (Mualem, 1976).

نتایج آزمون حساسیت نشان داد که حساسیت نفوذ تجمعی به K_s ، n ، θ_s ، و α به ترتیب $1/15$ ، $1/75$ ، $0/75$ ، و $0/2$ درصد است. در آزمون حساسیت از مقادیر برآوردشده با مدل ROSETTA استفاده شد.

در روش‌های حل معکوس، تخمین همزمان تعداد زیادی پارامتر به سختی امکان‌پذیر است، به این دلیل از این تکنیک فقط برای تخمین پارامترهای حساس استفاده شد. بدین ترتیب که تغییرات زمانی این عوامل طی آبیاری‌های مختلف ارزیابی شد. با توجه به همبستگی زیاد دو پارامتر K_s و n ، و فقط انتخاب شد که درصد حساسیت بیشتری داشت. در مجموع، دو پارامتر K_s و θ_s به عنوان پارامترهای مهم و تاثیرگذار طی دو مرحله ذیل با استفاده از قابلیت حل معکوس مدل HYDRUS-1D برآورد شدند:

۱- تخمین پارامتر K_s به تنهایی (اجرای اول مدل)

۲- تخمین توأم K_s و θ_s (اجرای دوم مدل)

برای سایر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک، از مقادیر برآوردشده با مدل ROSETTA استفاده شد. این مقادیر در همه آبیاری‌ها ثابت فرض شدند. به عبارت دیگر، به دلیل محدودیت در تخمین پارامترها فقط تغییرات زمانی

$1/8$ متر بود که هر لایه 20 سانتی‌متری به تراکم $1/4$ گرم بر سانتی‌متر مکعب رسانده شد. بعد از چند آبیاری غرقابی، نشست خاک به حداقل رسید. در سطح خاک سه جویچه به طول 3 متر ایجاد شد. عرض هر جویچه 40 سانتی‌متر و عمق هر یک حدود 22 سانتی‌متر بود. در هر آبیاری حدود 5 سانتی‌متر عمق آب برای سطح 12 متر مربعی در نظر گرفته و به صورت حجمی با قرار دادن یک پلاستیک در کف جویچه اعمال شد. بعد از برداشتن پلاستیک، از کاهش سطح آب میزان نفوذ در زمان‌های مختلف در جویچه اندازه‌گیری شد. آبیاری با دور هفت روز طی روزهای 61 تا 124 سال 1382 روی پروفیل مذکور انجام شد. سه آزمایش نفوذ به ترتیب در آبیاری‌های سوم (روزهای 75 ، 96 و 124 سال) به روش جویچه مسدود^۱ در جویچه وسط اجرا شد. رطوبت اولیه خاک قبل از هر آبیاری به روش وزنی اندازه‌گیری و از آن به عنوان شرایط اولیه در مدل استفاده گردید. جزئیات بیشتر در خصوص آزمایش‌های مزرعه‌ای را ذاکری‌نیا (Zakerinia, 2003) ارائه داده است. با توجه به عرض نسبتاً زیاد جویچه‌ها (40 سانتی‌متر) و اندازه‌گیری رطوبت در کف وسط جویچه، از طرفی کم بودن عمق آب در جویچه‌ها (حدود 5 سانتی‌متر)، جریان در کف جویچه یک بعدی فرض شد.

نتایج و بحث

با استفاده از مدل ROSETTA، مقادیر پارامترهای θ_r ، θ_s ، α ، n و K_s به ترتیب $0/0758$ و $0/453$ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب، $0/0151$ لیتر بر سانتی‌متر، $1/384$ ، و $19/4$ سانتی‌متر بر روز به دست آمد. مقادیر فوق در بانک داده کارسل و پاریش (Carsel & Parish, 1988) برای خاک لوم رسی به ترتیب $0/095$ سانتی‌متر بر روز، $0/41$ سانتی‌متر مکعب بر

اجرا به همراه مقادیر خطای مجذور مربعات (SSQ) و نیز ضریب همبستگی بین مقادیر اندازه‌گیری شده و پیش‌بینی شده با مدل برای سه آبیاری اندازه‌گیری شده (آبیاری سوم، ششم و دهم) ارائه شده است.

θ_s و K_s در این مطالعه ارزیابی شده است. اعتقاد بر این است که ROSETTA با دقت نسبتاً خوبی رطوبت باقیمانده (θ_r) و پارامترهای شکل ($a n$) را برآورد می‌کند (Skaggs *et al.*, 2004).
در جدول ۱، مقادیر پارامترهای تخمینی طی دو

جدول ۱- مقادیر تخمینی K_s و θ_s به روش معکوس در دو اجرای مختلف

	θ_s	K_s	SSQ	R^2
نوبت آبیاری	(سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب)	(سانتی‌متر بر روز)	-	-
آبیاری سوم				
اجرای اول		۱۰۳/۷	۰/۰۵۰	۰/۹۹۷
اجرای دوم	۰/۳۱	۱۴۵/۴	۰/۰۲۵	۰/۹۸۴
آبیاری ششم				
اجرای اول		۶۴/۵	۰/۰۲۸	۰/۹۹۲
اجرای دوم	۰/۲۹۱	۱۰۶/۴	۰/۰۰۸	۰/۹۹۳
آبیاری دهم				
اجرای اول		۶/۵	۰/۰۴۵	۰/۹۸۹
اجرای دوم	۰/۵	۹/۲	۰/۴۶۰	۰/۹۹۰

و پاریش (Carsel & Parish, 1988) و رالز و همکاران (Rawls *et al.*, 1982) (به ترتیب ۶/۲۴ و ۵/۵۲ سانتی‌متر بر روز) نیز مشهود است. دلیل تفاوت بین داده‌های بانک‌های اطلاعاتی و تخمین معکوس در برآورد پارامتر، آن است که در بانک‌های اطلاعاتی پارامتر مذکور را برای بافت خاک مورد نظر مستقیماً اندازه‌گیری و معرفی کرده‌اند. به عبارت دیگر، در این بانک‌های اطلاعاتی شرایط حاکم بر اندازه‌گیری یکسان و پارامترها برای آن شرایط اندازه‌گیری شده است. اما در شرایط مزرعه، تغییرات مکانی و زمانی

مقدار θ_s در آبیاری دهم بیشتر از مقدار آن در آبیاری سوم و ششم تخمین زده شد. زیرا کمبود داده‌های اندازه‌گیری شده مدل نتوانسته بود دو پارامتر θ_s و K_s را به طور همزمان برآورد کند.

مقادیر K_s در اجرای اول و دوم برای آبیاری سوم (به ترتیب ۱۰۳/۷ و ۱۴۵/۴ سانتی‌متر بر روز) در مقایسه با مقدار برآورد شده با مدل ROSETTA (۱۹/۴ سانتی‌متر بر روز) اختلاف قابل توجهی را نشان می‌دهد. این اختلاف در مقایسه با مقادیر آن در بانک داده کارسل

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...

به سرعت نفوذ پایه نرسیده است. به همین دلیل مقادیر K_s در آبیاری‌های مختلف بیشتر از مقادیر سرعت نفوذ در انتهای هر آبیاری برآورد شده است. میزان آب آبیاری اعمال شده به جویچه‌ها طبق الگوی مصرف هفتگی گیاهان زراعی در فصل رشد (حدود ۷ تا ۸ میلی‌متر در روز) بوده است.

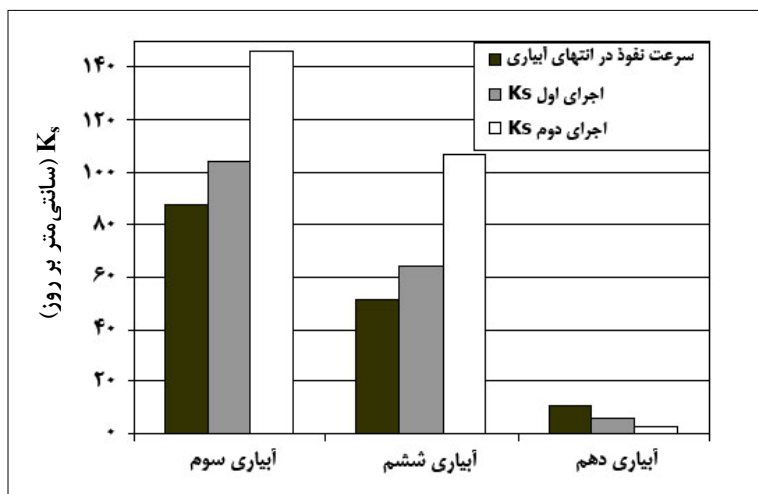
دلیل کاهش شدید سرعت نفوذ آب در خاک، وجود سدیم در آب آبیاری است که باعث پراکندگی ذرات خاک و از بین رفتن خاکدانه‌های سطحی می‌شود، به طوری که طی ده آبیاری باعث تخریب شدید ساختمان خاک شده و مقدار سرعت نفوذ آب را از آبیاری سوم تا دهم از ۸۷/۶ به ۱۰/۸ سانتی‌متر بر روز کاهش داده است. با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده در این آزمایش، مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به خوبی تخمین زده شد.

مقادیر به دست آمده از دو پارامتر در اجرای مرحله دوم (تخمین همزمان دو پارامتر K_s و θ_s) نشان داد که به دلیل محدودیت داده‌های اندازه‌گیری شده و همچنین استفاده از یک نوع داده (فقط نفوذ تجمعی) در تابع هدف، تخمین بیش از یک پارامتر باعث افزایش خطا و بی‌دقتی در تخمین هدایت هیدرولیکی و رطوبت اشباع (به خصوص در آبیاری دهم) شده است. مقایسه مقادیر K_s با مقادیر شدت نفوذ در انتهای هر آبیاری نشان می‌دهد که مقادیر تخمینی مرحله اول تطابق بهتری با مقادیر اندازه‌گیری شده دارد.

جدول ۱ نیز مبین آن است که θ_s در اجرای اول و دوم، به ترتیب در آبیاری‌های سوم و ششم، کمتر از حد و در آبیاری دهم بیشتر از حد تخمین زده شده است. بنابراین، رطوبت اشباع در این تحقیق به خوبی برآورد نشده است.

بسیاری در حال رخ دادن است که هیچ یک در بانک‌های اطلاعاتی منظور نشده است. بنابراین می‌توان گفت که در تخمین معکوس چون مستقیماً از اندازه‌گیری یک ویژگی خاک (نفوذپذیری) در شرایط واقعی منتج می‌شود، پارامترهای حاصل از آن نیز با بانک‌های اطلاعاتی تفاوت دارد. اما مسلم آن است که در تخمین معکوس پارامتر هدایت هیدرولیکی با شرایط آبیاری تطابق زیادی دارد. نتایج بانک‌های اطلاعاتی معمولاً به صورت برآوردی اولیه قابل استناد است و به سادگی قابل تعمیم به سایر شرایط نیست.

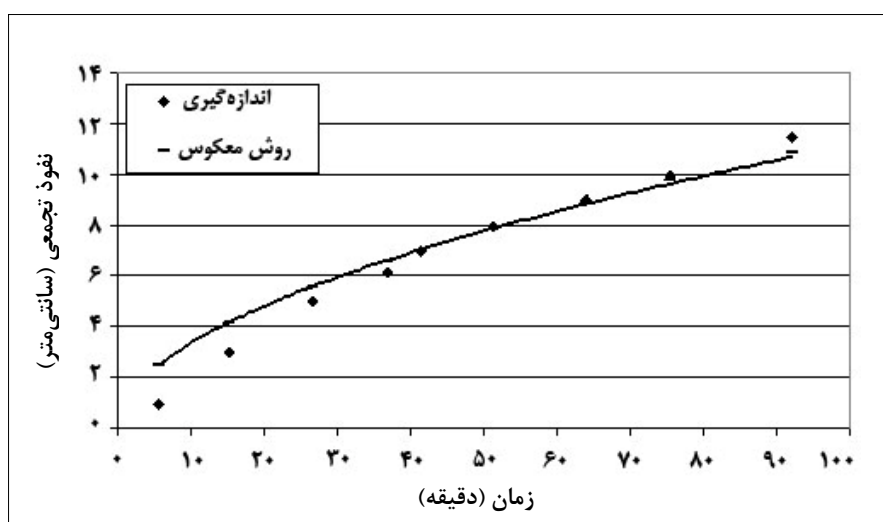
شکل ۱ نشان می‌دهد که در آبیاری سوم، مقدار تخمینی K_s در اجرای اول که فقط K_s بهینه شده است، ۱۰۳/۷ سانتی‌متر بر روز و در اجرای دوم (که این پارامتر به همراه θ_s تخمین زده شده است) ۱۴۵/۴ سانتی‌متر بر روز به دست آمده است. با مقایسه این مقدار با سرعت نفوذ در انتهای آبیاری سوم (۸۷/۶ سانتی‌متر بر روز)، می‌توان گفت که تخمین K_s در اجرای اول مطابقت بیشتری با شرایط حاکم بر مزرعه دارد در حالی که در اجرای دوم این پارامتر بیشتر از حد تخمین زده شده است. مقادیر فوق در آبیاری ششم نیز نشان داد که اجرای اول که در آن K_s برابر ۶۴/۵ سانتی‌متر بر روز برآورد شده است هماهنگی بیشتری با مقدار سرعت نفوذ در انتهای فاز آبیاری (۵۱/۶ سانتی‌متر بر روز) دارد، درحالی که مقدار این پارامتر در اجرای دوم ۱۰۶/۴ سانتی‌متر بر روز تخمین زده شده است. در آبیاری دهم نیز مقدار K_s سانتی‌متر بر روز در اجرای اول و اجرای دوم به ترتیب ۶/۵، ۲/۹ سانتی‌متر بر روز و مقدار سرعت نفوذ در انتهای آبیاری ۱۰/۸ سانتی‌متر بر روز است. به نظر می‌رسد که به دلیل زمان نسبتاً کوتاه آبیاری، سرعت نفوذ در انتهای هر آبیاری



شکل ۱- مقادیر اندازه‌گیری شده سرعت نفوذ در انتهای آبیاری و مقایسه آن با مقادیر برآورد شده K_s

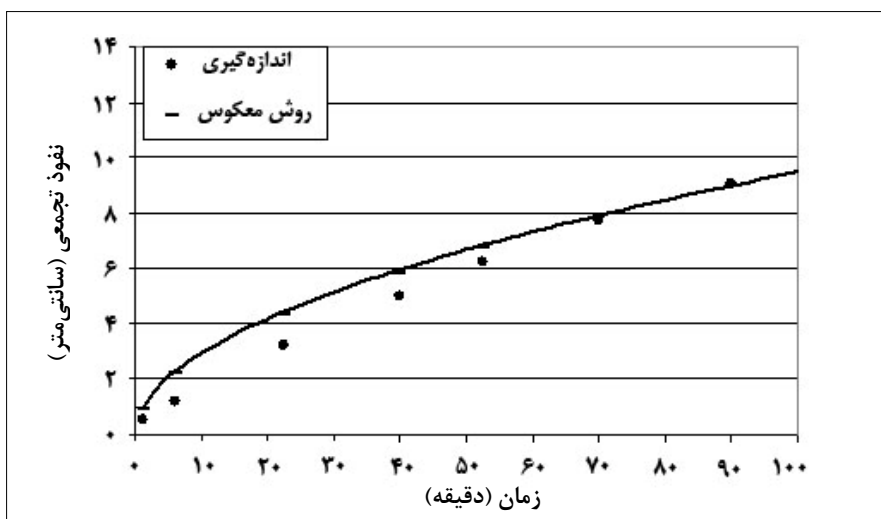
مدل در زمان‌های اولیه آبیاری قدری بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده است. برای برآورد نفوذ تجمعی از K_s های تخمین زده شده در مرحله اول استفاده می‌شود که دقت بالاتری دارند. برای سایر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک از مقادیر برآورد شده با مدل ROSETTA استفاده شد.

مقادیر اندازه‌گیری شده نفوذ تجمعی و مقادیر تخمینی با مدل در اجرای مرحله اول، طی آبیاری‌های سوم، ششم، و دهم در شکل‌های ۲، ۳ و ۴ مقایسه شده‌اند. مشاهده می‌شود که بین داده‌های مشاهده شده و مقادیر تخمینی در هر سه آبیاری تطابق خوبی وجود دارد. در آبیاری‌های سوم و ششم (شکل‌های ۲ و ۳) مقادیر پیش‌بینی شده با

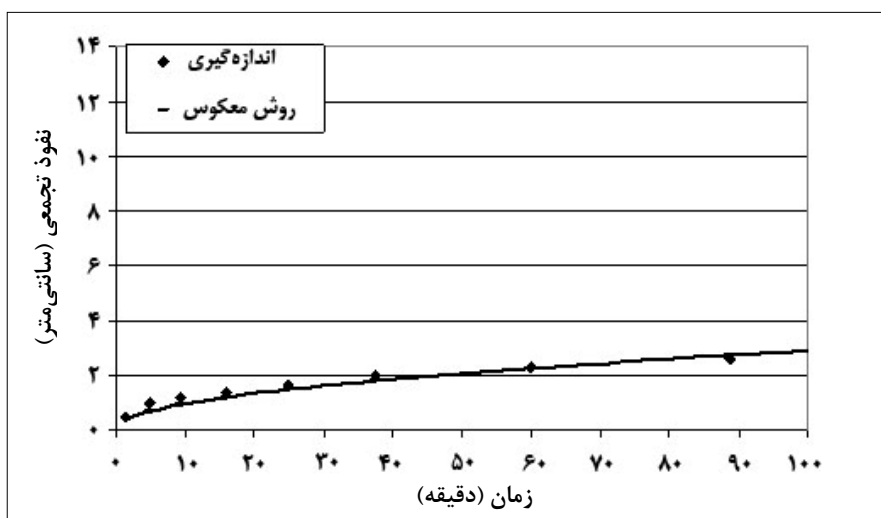


شکل ۲- مقادیر نفوذ تجمعی اندازه‌گیری و برازش شده با مدل HYDRUS-1D در آبیاری سوم ($R^2=0.996$)

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...



شکل ۳- مقادیر نفوذ تجمعی اندازه‌گیری و برازش شده با مدل HYDRUS-1D در آبیاری ششم ($R^2=0.993$)



شکل ۴- مقادیر نفوذ تجمعی اندازه‌گیری و برازش شده با مدل HYDRUS-1D در آبیاری دهم ($R^2=0.989$)

می‌توان آن را معادل هدایت هیدرولیکی خاک در نظر گرفت.

حس اولیه برای پارامترهای معادله مذکور (S و A) به ترتیب برابر ۰/۵ و ۰/۰۱۴ در نظر گرفته شد. نتایج مقایسه دو روش در جدول ۲ آمده است. مقایسه مقادیر A و K_s نشان می‌دهد که در آبیاری‌های سوم و ششم بین

برای تجزیه و تحلیل بیشتر داده‌ها، معادله نفوذ فیلیپ نیز به داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ تجمعی برازش داده شد:

$$Z = ST^{0.5} + AT \quad (5)$$

در این معادله، S= پارامتر نفوذ در ابتدای زمان آبیاری؛ و A= ضریب ثابت جذب در انتهای آبیاری است که

مقادیر K_s و A مطابقت نسبتاً خوبی وجود دارد. اما در اواخر دوره که نفوذپذیری به شدت کاهش یافته است معادله فیلیپ به خوبی اوایل و اواسط دوره بر داده‌ها برازش نیافت و مقدار A منفی محاسبه شد. به عبارت دیگر، این طور نیست که معادله فیلیپ برای همه شرایط قادر به تخمین هدایت هیدرولیکی باشد. برای معادله نفوذ فیلیپ مقادیر SSQ بیشتر ولی مقادیر R^2 آن کمتر از روش معکوس بود.

جدول ۲- مقایسه مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به روش معکوس با پارامترهای معادله نفوذ فیلیپ

نوبت آبیاری	S (سانتی‌متر بر دقیقه ^{۱/۵})	A (سانتی‌متر بر روز)	K_s (سانتی‌متر بر روز)	SSQ -	R^2
آبیاری سوم					
روش معکوس	-	-	۱۰۳/۷	۰/۰۵	۰/۹۹۷
معادله فیلیپ	۰/۵۹۶	۹۴/۹۴		۰/۱۳	۰/۹۹۳
آبیاری ششم					
روش معکوس			۶۴/۵	۰/۰۲۸	۰/۹۹۲
معادله فیلیپ	۰/۵۱۲	۶۴/۰۲		۰/۰۴۵۵	۰/۹۸۷
آبیاری دهم					
روش معکوس			۶/۵	۰/۰۴۵	۰/۹۸۹
معادله فیلیپ	۰/۲۹۳	-۱۳/۱۷		۰/۱۳۸۸	۰/۹۵۲

نتیجه‌گیری

تأثیر یون‌های تک‌ظرفیتی سدیم قرار می‌گیرد و ذرات خاک دچار پراکندگی می‌شوند. سدیم با تشکیل باندهای با شعاع هیدراته بزرگ باعث فاصله‌گرفتن کلئیدهای خاک می‌شود و در نتیجه نیروهای دافع ذرات بر نیروی چسبندگی بین آنها غلبه می‌یابد و ذرات خاک در هر آبیاری در درزها و شکاف‌های موجود قرار می‌گیرند و باعث مسدود شدن آنها می‌شوند. با وجود رسانایی الکتریکی بالای آب مورد استفاده ($EC=12$ دسی زیمنس بر متر)، بخش عمده اصلاح موجود در آن از نوع کلرید سدیم است ($SAR=32$)، به طوری که کاتیون‌های دو ظرفیتی نتوانسته‌اند از تخریب ساختمان خاک جلوگیری کنند.

در این تحقیق تأثیر آب شور و سدیمی روی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک بررسی و با استفاده از مدل HYDRUS-1D تغییرات زمانی این عوامل ارزیابی شد. نتایج نشان داد که آبیاری با آب شور و سدیمی تأثیر شدیدی بر کاهش نفوذپذیری خاک دارد. دلیل این موضوع آن است که شوری اولیه عصاره اشباع خاک مورد آزمایش ($1/5$ دسی زیمنس بر متر) در مقایسه با شوری آب آبیاری کمتر است و با آبیاری‌های مکرر، مقادیر زیادی یون کلر و سدیم وارد خاک شده است. به دلیل کاهش تدریجی کاتیون‌های به هم‌آورنده نظیر کلسیم و منیزیم نسبت به سدیم در خاک، ساختمان خاک شدیداً تحت

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...

دستگاه‌های نوین اندازه‌گیری رطوبت و شوری برای به دست آوردن داده‌های دقیق نیز ضروری است. قبل از حل معکوس برای تعیین پارامترهای موثر در بهینه‌سازی، اجرای آزمون حساسیت موجب صرفه‌جویی در زمان محاسبات می‌شود. با به‌کارگیری داده‌های متنوع و زیاد می‌توان پارامترهای هیدرولیکی بیشتری را به طور همزمان تخمین زد. معادله فیلیپ نیز با داده‌های مزرعه‌ای نفوذ تجمعی برازش داده شد. در آبیاری سوم و ششم، پارامترهای مدل مذکور نتایج خوبی با شرایط واقعی داشت به طوری که ضریب R^2 برای آبیاری سوم و ششم به ترتیب ۰/۹۹۳ و ۰/۹۸۷ بود. برازش برای آبیاری دهم به خوبی آبیاری‌های سوم و ششم نبود و ضریب A که مبین مقدار ثابت جذب در انتهای آبیاری است منفی برآورد شد.

برای بررسی تغییرات زمانی کاهش سرعت نفوذ طی آبیاری‌های متوالی با آب شور و سدیمی، مدل پیشرفته HYDRUS-1D به کار گرفته شد و از قابلیت‌های این مدل برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک (هدایت هیدرولیکی و رطوبت اشباع) به روش معکوس استفاده گردید. مدل HYDRUS-1D، هدایت آبی اشباع و روند تغییرات آن را با دقت خوبی برآورد کرد. مقادیر نفوذ تجمعی مدل، سازگاری خوبی را با مقادیر اندازه‌گیری شده نشان داد. در حالی که تخمین همزمان این پارامتر و رطوبت اشباع به نتایج مناسبی نینجامید. به طور کلی، استفاده از روش معکوس برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی خاک نیازمند داده‌های مزرعه‌ای زیاد، مدل ریاضی مناسب، و الگوریتم بهینه‌سازی خوبی است. استفاده از وسایل و

مراجع

- Abbasi, F., Simunek, J., Feyen, J., van Genuchten, M. Th. and Shouse, P. J. 2003a. Simultaneous inverse estimation of the soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: homogeneous soil. *Trans. ASAE*. 46 (4): 1085-1095.
- Abbasi, F., Jacques, D., Simunek, J., Feyen, J. and van Genuchten, M. Th. 2003b. Inverse estimation of the soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: heterogeneous soil. *Trans. ASAE*. 46 (4): 1097-1111.
- Biggar, J. W. and Nielsen, D. R. 1976. Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resour. Res.* 12(1): 78-84.
- Bresler, E., Dagan, G., Wagenet, R. J. and Laufer, A. 1984. Statistical analysis of salinity and texture effects on spatial variability of soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48(1): 16-25.
- Carsel, R. and Parish, R. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resour. Res.* 24, 755-769.
- Gribb, M. M. 1996. Parameter estimation for determining hydraulic properties of a fine sand from transient flow measurements. *Water Resour. Res.* 32(7): 1965-1974.
- Hupet, F., Lambot, S., Feddes, R. A., van Dam, J. C. and Vanclooster, M. 2003. Estimation of root water uptake parameters by inverse modeling with soil water content data. *Water Resour. Res.* 39 (11): 1312-1320.

- Inoue, M., Simunek, J., Shiozawa, S. and Hopmans, J. W. 2000. Simultaneous estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient infiltration experiments. *Advances Water Resour.* 23(7): 677-688.
- Lambot, S., Hupet, F., Javaux, M. and Vanclooster, M. 2004. Laboratory evaluation of hydrodynamic inverse modeling method based on water content data. *Water Resour. Res.* 40, 1-12.
- Kool, J. B., Parker, J. C. and van Genuchten, M. Th. 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models-A review. *J. Hydrol.* 91, 255-293.
- Majnooni, H. A., Zand-Parsa, Sh., Sepaskha, A. and Kamkar, H. A. 2004. Prediction of soil hydraulic characteristics with inverse method in field condition. 9th Soil Science Congress of Iran. Sep. 15-16. (in Farsi)
- Marquardt, D. W. 1963. An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *J. Ind. Appl. Math.* 11, 431-441.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12(3): 513-522.
- Radsar, A. and Zand-Parsa, Sh. 2004. Comparing measuring and predicting values of soil hydraulic conductivity by ROSETTA and UNSATK in some soils of UNSODA informations banks. 9th Soil Science Congress of Iran. Sep. 15-16. (in Farsi)
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L. and Saxton, K. E. 1982. Estimating soil water properties. *Trans. ASAE.* 25(5): 1316-1320, 1328.
- Schaap, M. G., Leij, F. J. and van Genuchten, M. Th. 2001. ROSETTA: A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *J. Hydrol.* 251, 163-176.
- Simunek, J. and van Genuchten, M. Th. 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.* 32(9): 2683-2696.
- Simunek, J. and van Genuchten, M. Th. 1997. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Sci.* 162(6): 383-398.
- Simunek, J., Sejna, M. and van Genuchten, M. Th. 1998a. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 2.0. IGWMC-TPS-70. Golden Colorado School of Mines. International Ground Water Modeling Center.
- Simunek, J., Wendroth, O. and van Genuchten, M. Th. 1998b. Parameter estimation analysis of the evaporation method for determining soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62(4): 894-905.

بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از ...

- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J. and Shouse, P. J. 2004. Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *J. Irrig. Drain. Eng.* 130(4): 304-310.
- van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44(5), 892-898.
- Zachman, D. W., Duchteav, P. C. and Klute, A. 1981. The calibration of the Richards flow equation for a drainage column by parameter indentification. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 1012-1016.
- Zakerinia, M. 2003. Investigation of two dimensional advances of water and salt in furrow irrigation. M. Sc. Thesis. Faculty of Agriculture. University of Tehran. Karaj. Iran. (in Farsi)
- Zuo, Q. and Zhang, R. 2002. Estimating root water uptake using an inverse method. *Soil Sci.* 167(9): 561-571.
- Zuo, Q., Lie, M. and Zhang, R. 2004. Simulating soil water flow with root water uptake applying an inverse method. *Soil Sci.* 169(1): 13-24.

Evaluating Temporal Variations of Soil Hydraulic Conductivity Using Inverse Optimization Technique

M. Zakerinia*, F. Abbasi and T. Sohrabi

* Corresponding Author: Ph.D. Student, Department of Irrigation and Drainage, University of Tehran, Karaj, Iran. E-mail: a_zakerinia@yahoo.com

One of the common causes that make unexpectedly low irrigation system efficiency, is temporal variations of soil hydraulic properties. In this study, the effect of saline and sodic irrigation water was investigated on infiltration rate in a clay loam soil. Ten weekly irrigations were carried out using water with electrical conductivity and SAR of 12dS/m and 32, respectively. The cumulative infiltration rate was measured on the third, sixth and tenth irrigation events using blocked end furrows. Results showed that infiltration rate was significantly decreased during the three irrigations as indicated above. Decreasing in infiltration rate was due to structural disaggregating caused by sodium. The temporal variations of soil hydraulic properties were estimated using inverse option of HYDRUS-1D model. Due to limitation in estimating several parameters simultaneously, we performed a sensitivity analysis and found that saturated hydraulic conductivity (K_s), van Genuchten n , and saturated water content (θ_s) were the most sensitive soil hydraulic parameters. Therefore, two scenarios were used to estimate the temporal variations of soil properties. First, only K_s and in a second run both K_s and θ_s were estimated simultaneously. The results showed that optimized K_s values decreased with time and it was somewhat difficult to optimize K_s and θ_s simultaneously. Agreement between measured and calibrated cumulative infiltration was satisfactory. As a conclusion, with present enough measured data, inverse technique can be a suitable method for estimating soil hydraulic properties. We also used Philip's equation to fit the measured cumulative infiltration data. The agreement between measured and predicted infiltration data by Philip's equation was relatively satisfactory during the third and sixth irrigations and somewhat weak during the tenth irrigation round.

Key word: Cumulative Infiltration, HYDRUS-1D Model, Inverse Technique, Saturated Hydraulic Conductivity