

تعیین هدایت و پخشیدگی هیدرولیکی در خاک غیر اشباع با استفاده از دستگاه صفحات فشاری و انتخاب مناسب‌ترین مدل شبیه‌ساز

حسین رضائی^۱، محمدرضا نیشابوری^۱ و علیرضا سپاسخواه^۲

چکیده

در برآورد مقدار و شدت جریان آب‌های زیر زمینی و انتقال مواد آلاینده در محیط‌های متخلخل، ضرایب هیدرولیکی (هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$ و پخشیدگی هیدرولیکی، $D(\theta)$) نقش اصلی را ایفا می‌کنند. دقت این بررسی در محیط متخلخل منوط به تعیین دقیق مقادیر این ضرایب می‌باشد. اندازه‌گیری این ضرایب در شرایطی که خاک اشباع نباشد مشکل بوده و هزینه و وقت زیادی نیاز دارد. هم‌چنین به‌طور عمده اندازه‌گیری در نزدیکی رطوبت اشباع صورت می‌گیرد. بنابراین این امر، محققین را به استفاده از مدل‌ها سوق داده است. یکی از روش‌های ارزیابی ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ، کاربرد مدل‌های نظری بر اساس اطلاعات اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه آب خاک است. در این پژوهش، منحنی‌های مشخصه آب خاک در ۹ بافت مختلف خاک با استفاده از دستگاه صفحات فشاری اندازه‌گیری شد. در فشارهای اعمال شده بر نمونه دست نخورده خاک ($0/1$ تا $1/5$ مگاپاسکال)، حجم آب خروجی از دستگاه نسبت به زمان اندازه‌گیری شده و دبی خروجی در لحظه اتمام آزمایش محاسبه گردید. مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ با استفاده از دبی اندازه‌گیری شده و با به‌کارگیری معادله ساده شده ریچاردز محاسبه و به‌عنوان روش مناسب پیشنهاد شده است.

نتایج کاربرد مدل‌های معلم، وان گنوختن و همکاران، بوردین، گرین و کوری و گاردنر، در برآورد مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ در ۹ سری بافت خاک آزمایشی دارای اختلاف و پراکندگی زیادی بوده است. به‌طوری‌که، شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی از این مدل‌ها برای بافت‌های مختلف خاک با دقت کافی امکان پذیر نیست. اگر کمترین و بیشترین مقادیر شبیه‌سازی شده توسط مدل‌ها در رطوبت‌های متناظر به‌عنوان محدوده مجاز در نظر گرفته شود، در این‌صورت نتایج برآورد ضرایب هیدرولیکی با روش پیشنهادی در پژوهش حاضر با نتایج دیگر مدل‌ها انطباق نشان می‌دهد. از این‌رو، روش پیشنهادی برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$ امکان انتخاب بهترین مدل شبیه‌ساز را در برآورد مقادیر ضرایب هیدرولیکی فراهم می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: هدایت هیدرولیکی، پخشیدگی هیدرولیکی، مدل‌های شبیه‌سازی ضرایب هیدرولیکی

۱. به ترتیب دانشجوی دوره دکتری و دانشیار خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۲. استاد آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

مقدمه

هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$ و پخشیدگی هیدرولیکی $D(\theta)$ از مهم‌ترین پارامترهای هیدرولیکی خاک بوده و نقش اصلی را در حرکت آب‌های زیرزمینی، جریان آب در محیط‌های متخلخل و انتقال مواد آلاینده ایفا می‌کند. ضرایب هیدرولیکی در محیط اشباع به بالاترین مقدار خود رسیده و در محیط غیر اشباع با کاهش رطوبت حجمی، به شدت کاهش می‌یابند. باور و جکسون (۴) روش‌های زیادی برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع در صحرا و یا آزمایشگاه ارائه داده‌اند. در حالت غیر اشباع و نمونه‌های دست نخورده، اندازه‌گیری این ضرایب خیلی مشکل و مستلزم هزینه و وقت زیادی است. کلوت (۱۵)، آنات و همکاران (۲) روش‌هایی برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ در حالت غیر اشباع و پایدار در آزمایشگاه پیشنهاد کرده‌اند. واتسون (۲۳) به منظور تسریع در انجام آزمایش با نصب چندین تانسومتر، مقادیر $K(\theta)$ را در رطوبت‌های مختلف برای خاک‌های درشت بافت در محدوده کوچکی از مکش تعیین نمود. گاردنر (۱۰) با استفاده از معادله ریچاردز (۲۰) و اعمال شرایط مرزی معین برای نمونه خاک مستقر در دستگاه صفحات فشاری، روش آزمایشگاهی خاصی را برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$ ارائه نمود. کاشفی پور و سپاسخواه (۱۴) و الماراس و همکاران (۱) از روش زهکش داخل و با فرض یک‌نواخت بودن نیم‌رخ رطوبتی خاک، مقادیر $K(\theta)$ را تعیین نموده‌اند. روش‌های صحرائی عموماً با محدودیت‌هایی مانند: تعداد تکرارهای آزمایش، صرف وقت زیاد و نامعین بودن مرزهای نمونه خاک، روبه‌رو هستند و از سوی دیگر، اندازه‌گیری آزمایشگاهی عمده‌تاً در رطوبت‌های نزدیک اشباع امکان پذیر است و نتایج به‌دست آمده اکثراً مربوط به خاک‌های دست خورده است (۱۵). بنابراین محققین برای تعیین ضرایب هیدرولیکی، از مدل‌ها و یا روابط تجربی استفاده می‌کنند.

یکی از روش‌های مناسب تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی در حالت غیر اشباع، استفاده از معادله‌های نظری داری و پوازی و منحنی مشخصه آب خاک

با فرض پیوستگی حفرات خاک به یکدیگر و تشکیل مجاری باریک استوانه‌ای شکل در خاک است (۲۲).

مدل‌های بسیاری برای شبیه‌سازی هدایت پخشیدگی هیدرولیکی در محیط‌های متخلخل ارائه گردیده که از نظر عوامل تشکیل دهنده به دو گروه اصلی تقسیم می‌شوند. گروه اول بر پایه معادلات کوزینی می‌باشد. شکل کلی مدل که عبارت از معادله نمایی بین هدایت هیدرولیکی نسبی با رطوبت حجمی نسبی (درجه اشباع) می‌باشد، به‌صورت زیر است (۱۹):

$$K_r = K(\theta) / K_{sat} = S_e^\alpha \quad [1]$$

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad [2]$$

که در آنها، θ_r ، θ_s و θ رطوبت حجمی آب خاک به ترتیب در حالت اشباع، باقی‌مانده و رطوبتی که در آن ضریب هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ محاسبه می‌گردد، K_{sat} ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع که از نظر بعد، LT^{-1} بوده که دارای بعد $K(\theta)$ است و α نیز ضریب نمایی ثابت می‌باشد.

مقادیر مختلفی برای نمای α در معادله [۱] گزارش شده است. اورجنف (۳) و بروکز و کوری (۵)، برای آن مقدار ۳/۵ و ایرمی (۱۳) مقدار ۳ را پیشنهاد نموده‌اند.

گروه دوم از مدل‌های شبیه ساز بر اساس بررسی‌های بوردین (۶) استوار است که رابطه بین مکش موئینی و رطوبت حجمی آب خاک را در حالت غیر اشباع، برای برآورد هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی به‌صورت زیر ارائه می‌نماید:

$$K(S_e) = K_{sat} (S_e)^{\tau} g(S_e) / g(1) \quad [3]$$

$$g(S_e) = \int_{S_e}^1 [\nu / (h(S_e))]^{\tau} dS_e \quad [4]$$

$$g(1) = \int_0^1 [\nu / (h(S_e))]^{\tau} dS_e \quad [5]$$

که در آنها: $h(S_e)$ ، مکش خاک در درجه اشباع S_e و τ ، ضریب شاخص پیوستگی منافذ که بوردین (۶) آن را برابر ۲ پیشنهاد نموده و معلم (۱۹) به‌طور متوسط برای اکثر خاک‌ها مقدار ۰/۵ را گزارش کرده است.

پژوهندگان زیادی از جمله وایلی و گاردنر (۲۴)، فارل و لارسون (۹)، چایلدز و کولیس - جورج (۸) مارشال (۱۸) با تغییراتی در ضرایب ثابت، همانند مدل شبیه‌سازی بوردین (۶)

ضرایب $(n, m, \lambda, \theta_r)$ مورد ارزیابی قرار داده و بیان کردند که با به کارگیری ضرایب به دست آمده از منحنی مشخصه آب خاک اندازه گیری شده، نتایج مدل شبیه سازی $K(\theta)$ و $D(\theta)$ با مقادیر مشاهده ای به روش زهکش داخلی دارای اختلاف کمتری بوده و پیش بینی برنامه مذکور ایدآل است.

هدف از پژوهش حاضر تعیین هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی غیر اشباع در رطوبت های حجمی متناظر در نمونه های دست نخورده برای بافت های مختلف خاک توسط دستگاه صفحات فشاری است. در این بررسی، منحنی مشخصه آب خاک برای بافت های مختلف خاک با استفاده از دستگاه صفحات فشار اندازه گیری شده و هدایت و پخشیدگی هیدرولیکی ارزیابی شد. نتایج به دست آمده با برآوردهای مانند، از مدل های مختلف شبیه ساز مقایسه گردید.

مواد و روش ها

در ۹ خاک با بافت های متنوع از اراضی روستای تمر (شهرستان سلماس)، روستاهای دیزج سیاوش، گلپاشین، جهتلو، مرادعلی، مبارک آباد، یورغون آباد، آمرود آغاج و اسماعیل قلعه (واقع در شهرستان ارومیه) با بافت های متنوع، نمونه های به صورت دست نخورده، با نمونه برداری دستی (به قطر ۵ سانتی متر و به ارتفاع ۳ سانتی متر) در سه تکرار تهیه گردید. چگالی ظاهری و حقیقی نمونه های خاک نیز اندازه گیری شد (۱۶). بعد از اشباع نمودن نمونه های خاک با محلول کلرید کلسیم ۰/۰۱ مولار، پارامترهای تخلخل و ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار ثابت و افتان (با توجه به نوع بافت) اندازه گیری شد (۱۶). رطوبت حجمی هر یک از نمونه های خاک در محدوده مکش های ۰/۰۰۲ تا ۱/۵ مگاپاسکال (مکش های ۰/۴۰، ۰/۶۰، ۰/۸۰ سانتی متر آب از روش ستون آب آویزان و در مکش های ۰/۰۱، ۰/۰۳، ۰/۰۵، ۰/۰۷، ۰/۱، ۰/۳، ۰/۵، ۰/۷ و ۱/۵ مگا پاسکال با دستگاه صفحات فشاری) در آزمایشگاه به طور مستقیم تعیین شد. در طول آزمایش با دستگاه صفحات فشاری، در مکش های بیشتر از ۰/۱ مگاپاسکال، مقادیر آب خروجی با دقت ۰/۰۰۱ گرم وزن گردید و نیز دمای آب نسبت به زمان، اندازه گیری

ارتباط بین مکش موئینگی و رطوبت حجمی $(\psi(\theta))$ را در حالت غیر اشباع، اساس مدل های پیشنهادی خود قرار داده اند. در همین راستا معلم (۱۹)، معادله های ۴ و ۵ را با تعدیل جزئی (تبدیل انتگرال به سری و توابع گاما) و با دخالت دادن معادله های منحنی مشخصه آب خاک، شکل کلی مدل شبیه سازی هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی را به صورت زیر ارائه کرد:

$$K(S_e) = K_{sat} n^* S_e^{(\tau + \tau + \tau / (mn))} / [(mn + 1) B(p, q)]^r \quad [6]$$

$$D(S_e) = K_{sat} n^* S_e^{(\tau + 1 + \tau / (mn))} / \{ \alpha mn (\theta_s - \theta_r) [(mn + 1) B(p, q)]^r \} \quad [7]$$

که در آنها: m, n, α ضرایب ثابت هستند که از منحنی مشخصه آب خاک به دست می آید. $B(p, q)$ تابع کامل بتا (Beta Function Complete) است که در آن $p = m + 1 / n$ و $q = 1 - 1 / n$ می باشد و $D(S_e)$ پخشیدگی هیدرولیکی در درجه اشباع S_e است.

وان گنوختن (۲۱) با فرض $m = 1 - 1 / n$ معادله تعیین مقادیر هدایت هیدرولیکی و پخشیدگی هیدرولیکی را به صورت زیر ارائه نمود:

$$K(S_e) = K_{sat} S_e^r [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^r \quad \text{برای } S_e < 1 \quad [8]$$

$$K(S_e) = K_{sat} \quad \text{برای } S_e = 1 \quad [9]$$

$$D(S_e) = (1 - m) K_{sat} S_e^{r - 1/m} / [\alpha m (\theta_s - \theta_r)] [(1 - S_e^{1/m})^{-m} + (1 - S_e^{1/m})^m - 2] \quad [10]$$

بروکز و کوری (۵) معادله های خود را با فرض $\lambda = mn$ به صورت زیر برای محاسبه $K(S_e)$ و $D(S_e)$ پیشنهاد کرده اند:

$$K(S_e) = K_{sat} S_e^{\tau + \tau + \tau / \lambda} \quad [11]$$

$$D(S_e) = (K_{sat}^{\tau + 1 + 1 / \lambda}) / (\alpha \lambda (\theta_s - \theta_r)) \quad [12]$$

وان گنوختن و همکاران (۲۲) برنامه کامپیوتری RETC را برای تعیین $K(\theta)$ و $D(\theta)$ بر اساس اطلاعات اندازه گیری منحنی مشخصه آب خاک ارائه نموده اند. چن و پایین (۷) نتایج به دست آمده از نرم افزار RETC را با مقادیر مشاهده ای از روش زهکش داخلی، در حالت های مختلف از مقادیر متفاوت

آب (N/L) ، لزوجت $(ML^{-1}T^{-1})$ آب و جرم حجمی آب (ML^{-3}) می‌باشند. در این روش مقادیر $K(\theta)$ از نرم افزار Kcal محاسبه می‌شود (۱۷).

۳. روش آزمایشگاهی گاردنر (۱۰)

در این روش پس از قرار گرفتن نمونه اشباع در دستگاه صفحات فشاری، مقادیر حجم آب خروجی از آن در هر فشار نسبت به زمان اندازه‌گیری شده، سپس بهترین شیب خط (B) در مختصات نیمه لگاریتمی بین مقادیر حجم آب باقی مانده در نمونه نسبت به زمان تعیین و سپس از روابط زیر مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ محاسبه می‌شود:

$$D(\theta) = \frac{rBL^2}{\pi^2} \quad [14]$$

$$K(\theta) = \frac{rBV_p g L^2}{V' \Delta P \pi^2} \quad [15]$$

که در آنها، V' ، ΔP ، L و V : به ترتیب حجم نمونه خاک (L^3) ، فشار اعمال شده به نمونه $(ML^{-1}T^{-2})$ ، طول نمونه (L) و حجم آب باقی مانده در نمونه اشباع (L^3) پس از حصول به حالت تعادل است که از روی مقدار آب خروجی محاسبه می‌گردد.

۴. روش پیشنهادی در پژوهش حاضر

معادله دیفرانسیل جریان آب در نمونه‌های خاک در جهت عمودی با استفاده از معادله ریچاردز (۲۰) به صورت زیر ارائه شده است:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{(\rho g)} \frac{\partial}{\partial Z} (K(\theta) \frac{\partial p}{\partial Z}) \quad [16]$$

با انتگرال گیری از معادله (۱۶) نسبت به Z (از محدوده صفر تا طول نمونه) و پس از ساده نمودن، معادله زیر حاصل می‌گردد:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -V' (K(\theta) \frac{\partial P}{\partial Z}) / (L p g) \quad [17]$$

که در این معادله، $\frac{\partial V}{\partial t}$ = تغییرات حجم آب خروجی از نمونه نسبت به زمان (سانتی متر مکعب بر ساعت)، V' = حجم نمونه خاک (سانتی متر مکعب)، $\frac{\partial P}{\partial Z}$ = تغییرات فشار اعمال شده نسبت به عمق در نمونه خاک (دین بر سانتی متر) می‌باشند. با داشتن اطلاعات مربوط به میزان فشار وارده و دبی آب خروجی، مقادیر $K(\theta)$ از معادله ۱۷ محاسبه می‌شود. از معادله

شد. بعد از اتمام آزمایش‌ها، بافت هر یک از نمونه‌های خاک تعیین گردید (۱۱) و سپس مقادیر هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ و پخشیدگی هیدرولیکی $D(\theta)$ برای هریک از خاک‌ها از روش‌های زیر محاسبه شد.

۱. استفاده از مدل معلم (۱۹) و وان گنوختن و همکاران (۲۲)

با به کارگیری نرم افزار RETC

اساس تعیین ضرایب هیدرولیکی خاک، استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه آب خاک است که در این راستا باید ضرایب معادله‌های ۸ تا ۱۰ معین شوند. نرم افزار RETC، مدل وان گنوختن (۲۱) را در چهار حالت مختلف شبیه سازی منحنی مشخصه آب خاک، بر اساس اطلاعات مشاهده‌ای منحنی مشخصه در نظر می‌گیرد. سپس مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ را بر حسب انتخاب بهترین حالت شبیه سازی شده (با تعیین ضرایب n, m, α, θ_r)، از مدل‌های معلم (۱۹) و یا بوردین (۶) برآورد می‌کند.

۲. استفاده از مدل شبیه سازی گرین و کوری (۱۲)

گرین و کوری (۱۲) مقادیر هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$ را با داشتن اطلاعات منحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری شده، مقادیر ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع (K_{sat}) و دمای آب از معادله زیر به دست آورده‌اند:

$$K(\theta)_i = 3.0 \sigma \theta_s P / (\rho g \mu n^2) \quad [13]$$

$$K_{sat} / K_{sc} \{ \sum_{j=1}^i [(2j+1-2i) h_j^{-2}] \}$$

که در این معادله، $K(\theta)_i$: هدایت هیدرولیکی خاک (LT^{-1}) در رطوبت حجمی آب خاک (L^3/L^3) θ ، K_{sat}/K_{sc} : نسبت هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده به محاسبه شده، i, j : شماره کلاس بندی شده منحنی مشخصه آب خاک در محورهای مختصات رطوبت و مکش، $P, h_j, \alpha, g, \sigma, \mu$ و ρ به ترتیب عبارت اند از: ضریب ثابت که برابر دو می‌باشد، مکش در گروه زام (L) ، تعداد کل کلاس‌ها بین رطوبت حجمی اشباع θ_s و حداقل رطوبت مشاهده شده، شتاب ثقل (LT^{-2}) کشش سطحی

تطبیق داده شده منحنی مشخصه آب خاک می‌توان استفاده نموده و مقادیر $D(\theta)$ را از رابطه زیر تعیین کرد:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad [18]$$

که در معادله فوق، $\frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ = گرادیان مکش نسبت به رطوبت حجمی خاک بوده و از مشتق معادله تطبیق داده شده به دست می‌آید.

نتایج و بحث

مشخصات فیزیکی نه سری خاک مورد استفاده و میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده در پنج تکرار (در خاک‌های تمر سلماس و جهتلو با بار افتان و برای سایر بافت‌ها با بار ثابت) در جدول ۱ ارائه گردیده است. منحنی مشخصه آب خاک (متوسط سه تکرار) برای هر بافت در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. به منظور تعیین ضرایب ثابت معادله منحنی مشخصه آب خاک، از مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲) و نرم افزار RETC در چهار حالت (n و m متغیر، $m = 1 - 1/n$ ، $m = 1 - 2/n$ و $m = 0$ و $n >> 0$) استفاده گردیده است. مناسب‌ترین منحنی مشخصه آب خاک برازش داده شده بر اساس میزان هم‌بستگی انتخاب و در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. مقادیر ضرایب ثابت θ_r ، n ، m و α برای هر یک از نه نمونه خاک نیز در جدول ۱ ارائه شده است.

برای تعیین رطوبت حجمی آب خاک در مکش‌های بیشتر از ۰/۱ مگاپاسکال، فقط در یک تکرار حجم آب خروجی نسبت به زمان اندازه‌گیری شد. به دلیل حجم بودن شکل‌ها در انواع فشارهای وارده و بافت‌های مختلف، برای نمونه، فقط تغییرات حجم آب خروجی با زمان برای خاک دست نخورده در سری مرادعلی تحت فشارهای ۰/۷ و ۱/۵ مگاپاسکال در شکل ۳ و مقادیر آب باقی مانده در شکل ۴ به همراه معادله‌های برازش یافته نشان داده شده است. از شکل اخیر برای تعیین ضریب B در معادله‌های ۱۴ و ۱۵ برای محاسبه $K(\theta)$ و $D(\theta)$ استفاده گردید.

ارزیابی هدایت هیدرولیکی $K(\theta)$

مقادیر هدایت هیدرولیکی، $K(\theta)$ ، در خاک‌های مورد آزمایش با استفاده از نرم‌افزار RETC (بر اساس مدل‌های معلم (۱۹) و

بوردین (۶)، گاردنر (۱۰)، گرین و کوری (۱۲) و روش پیشنهادی در پژوهش حاضر (معادله ۱۷) محاسبه گردیده و نتایج آن برای نه سری خاک در شکل‌های ۵ تا ۱۳ ارائه شده است.

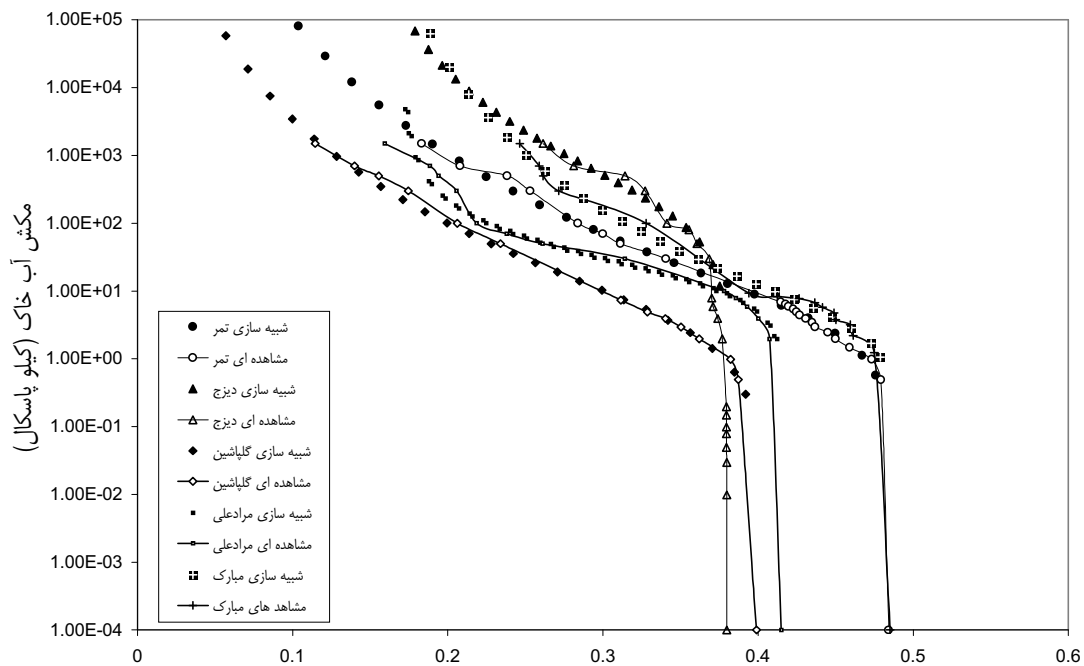
نتایج مقادیر $K(\theta)$ محاسبه شده از مدل‌های مختلف در انواع خاک‌های مورد آزمایش از پراکندگی زیادی برخوردار است. نتایج به‌دست آمده از مدل‌های مختلف با روش پیشنهادی در پژوهش حاضر (معادله ۱۷) مقایسه گردید. نتایج نشان داد که روش گاردنر (۱۰) فقط در خاک رسی مبارک آباد با مدل بوردین (۶) تطابق داشته، و با سایر مدل‌های مورد استفاده انطباق خوبی را نشان نمی‌دهد. به‌طور کلی مدل گاردنر (۱۰) نسبت به روش پیشنهادی در هر رطوبت حجمی آب خاک متناظر، مقادیر $K(\theta)$ بیشتری را برآورد می‌نماید. به نظر می‌رسد که علت این اختلاف به فرضیات مدل گاردنر (۱۰) بستگی داشته که به ترتیب زیر می‌توان به آن اشاره نمود:

۱. رابطه مکش و رطوبت حجمی آب خاک، $\theta(p)$ را به‌صورت تابع خطی فرض نموده است. در صورتی‌که منحنی مشخصه آب خاک به شکل سیگموئید (S شکل) می‌باشد.
۲. معادله‌های مورد استفاده در روش گاردنر (۱۰) از توابع سری فوریه به‌دست آمده است. از این رو از جملات دوم به بعد سری، صرف نظر شده است.

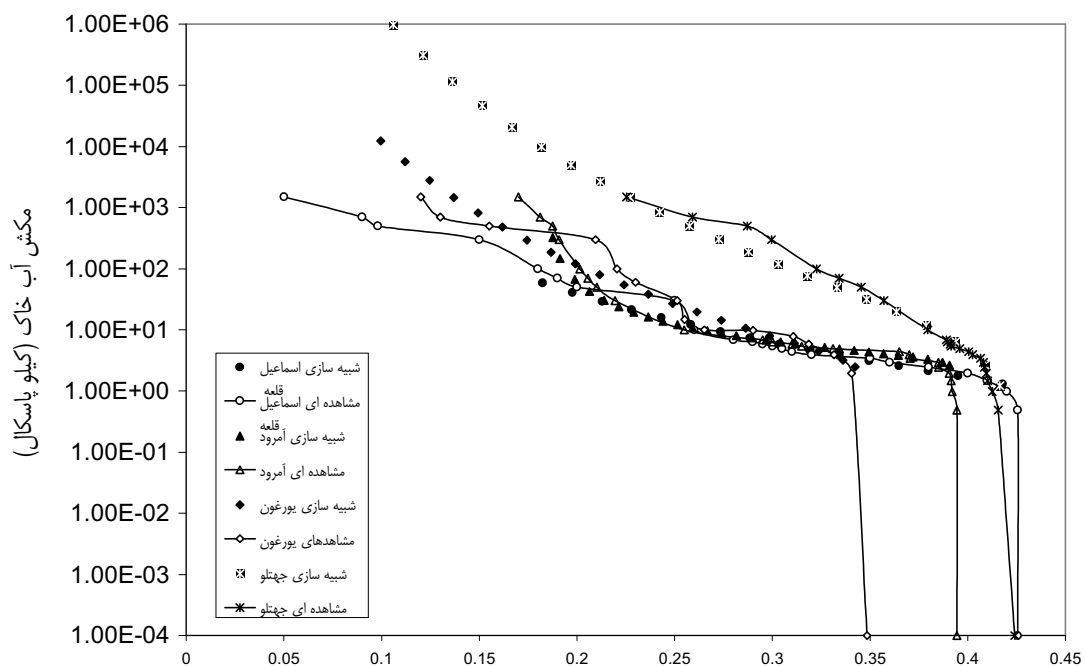
بنابراین اختلاف برآورد زیاد مقادیر پیش بینی $K(\theta)$ در روش گاردنر (۱۰) را نسبت به روش پیشنهادی، ممکن است در مفروضات فوق انتظار داشت.

از میان مدل‌های شبیه ساز مختلف، مدل یا مدل‌هایی که بیشترین تطابق را با نتایج روش پیشنهادی در پژوهش حاضر داشته است در جدول ۲ معرفی شده است. مدل گرین و کوری (۱۲) در بافت‌های رس لای، لوم شنی، لوم رسی لای، رسی و لوم رسی شنی مقادیر $K(\theta)$ کمتری را در رطوبت‌های متناظر نسبت به مدل‌های دیگر پیش بینی کرد، ولی در بافت‌های لوم رسی و لوم شبیه‌سازی خوبی نشان داد.

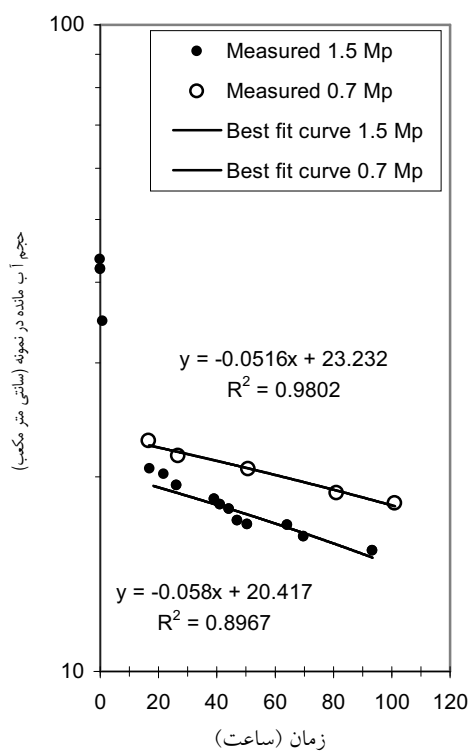
بر اساس شکل‌های ۵ تا ۱۳، به‌طور کلی مدل گرین و کوری (۱۲) نسبت به مدل گاردنر (۱۰) پیش بینی بهتری را ارائه



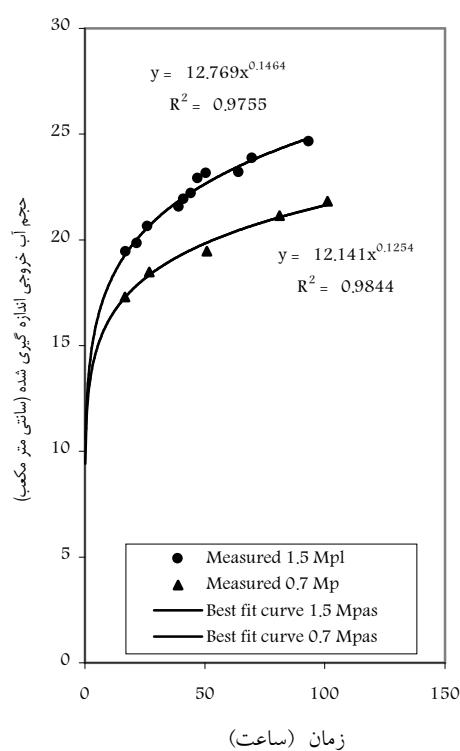
شکل ۱. مقادیر اندازه‌گیری و شبه‌سازی شده منحنی مشخصه آب خاک در بافت‌های رس لای، لومی رسی، لومی شنی، لومی و رسی (به ترتیب در سری‌های تمر، دیزج سیاوش، گلپاشین، مرادعلی و مبارک آباد)



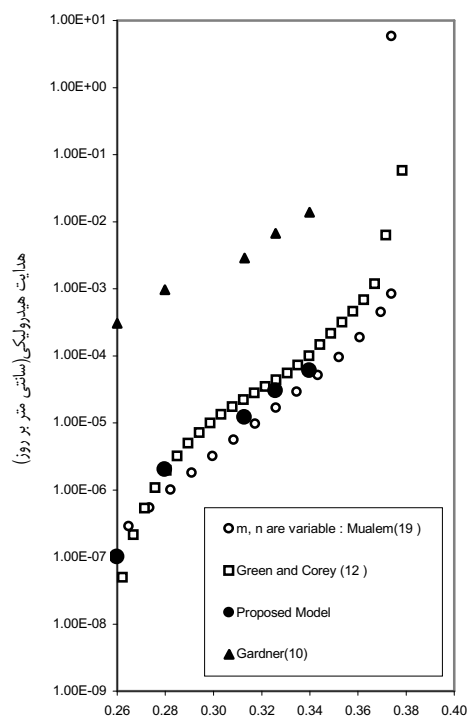
شکل ۲. مقادیر اندازه‌گیری و شبه‌سازی شده منحنی مشخصه آب خاک در بافت‌های شنی، لوم رسی شنی، لومی و لوم رسی لایی (به ترتیب در سری‌های اسماعیل قلعه، امرود آغاچ، بورغون آباد و جهتلو)



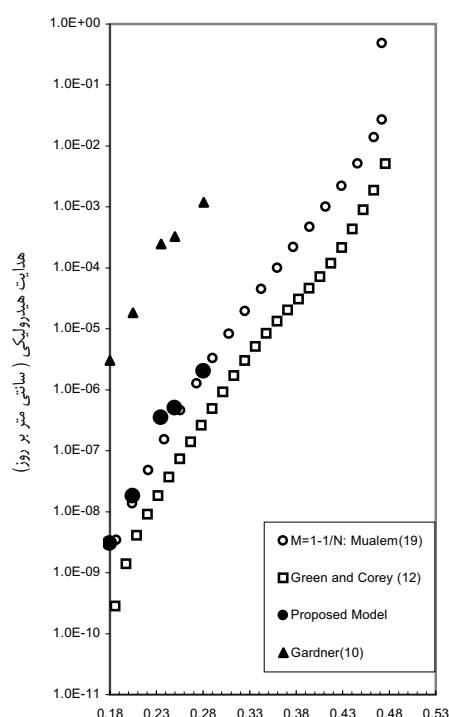
شکل ۴. حجم آب باقی مانده در نمونه خاک مرادعلی (بافت لومی)



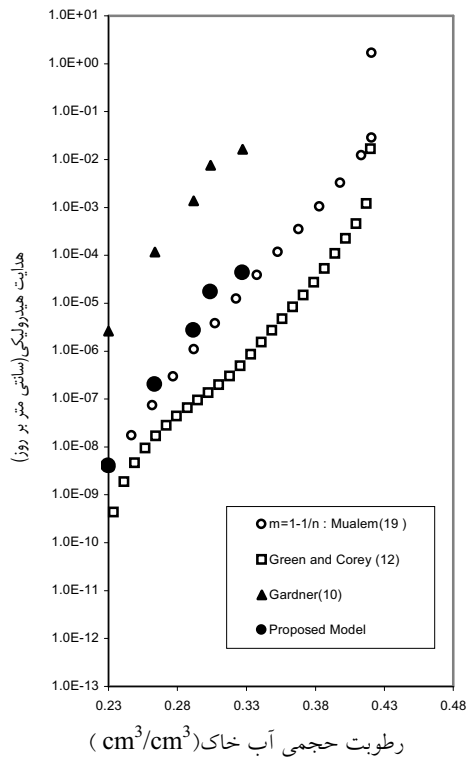
شکل ۳. حجم آب خارج شده در نمونه خاک مرادعلی (بافت لومی)



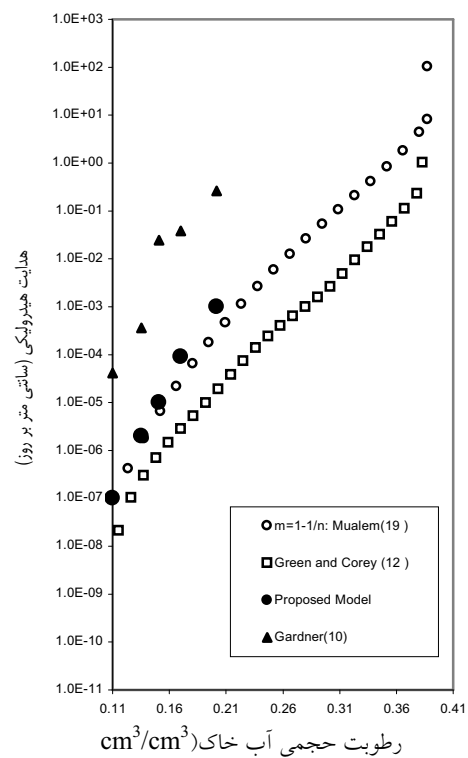
شکل ۶. هدایت هیدرولیکی در خاک دیزج سیاوش
رطوبت حجمی آب خاک ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)



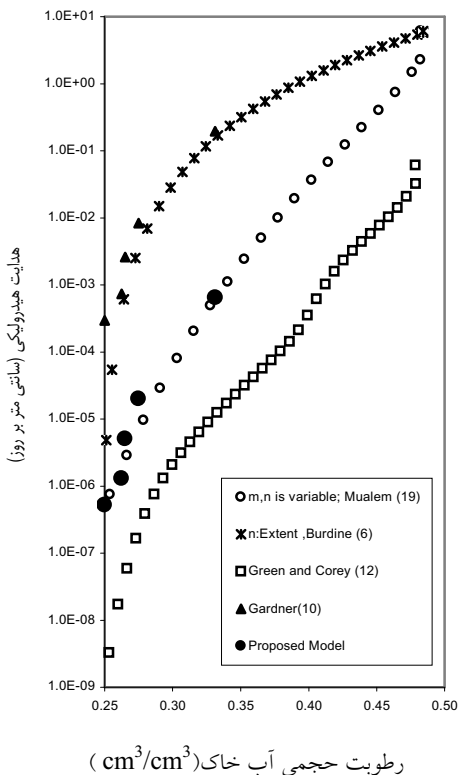
شکل ۵. هدایت هیدرولیکی در خاک تمر سلماس
رطوبت حجمی آب خاک ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$)



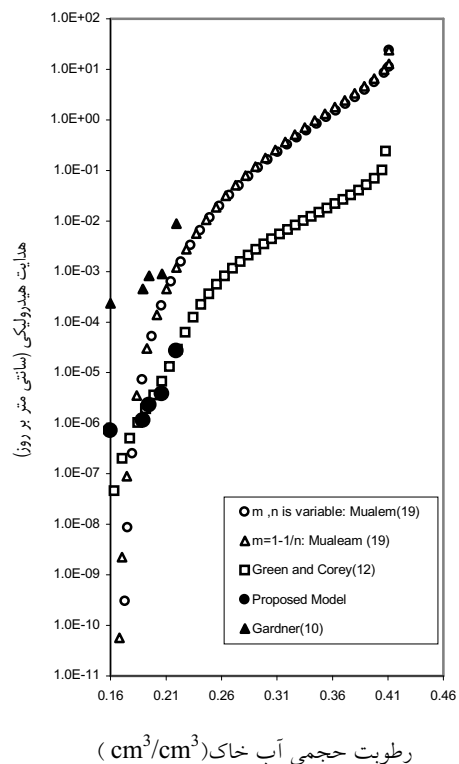
شکل ۸. هدایت هیدرولیکی در خاک جهتلو (بافت لوم رسی لای)



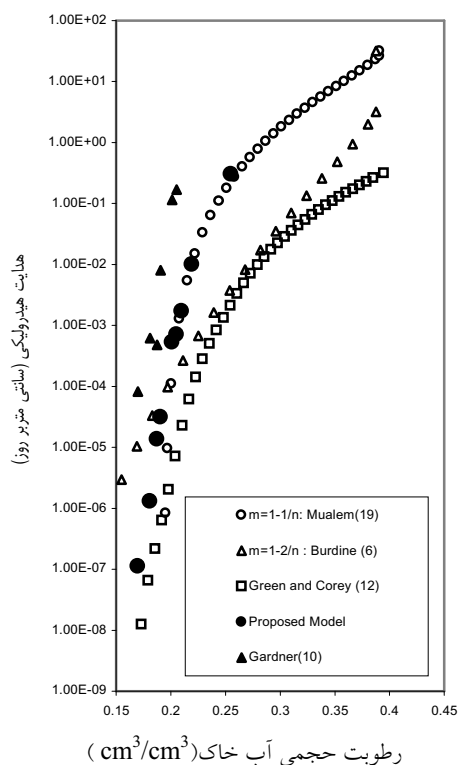
شکل ۷. هدایت هیدرولیکی در خاک گلپاشین (بافت لوم شنی)



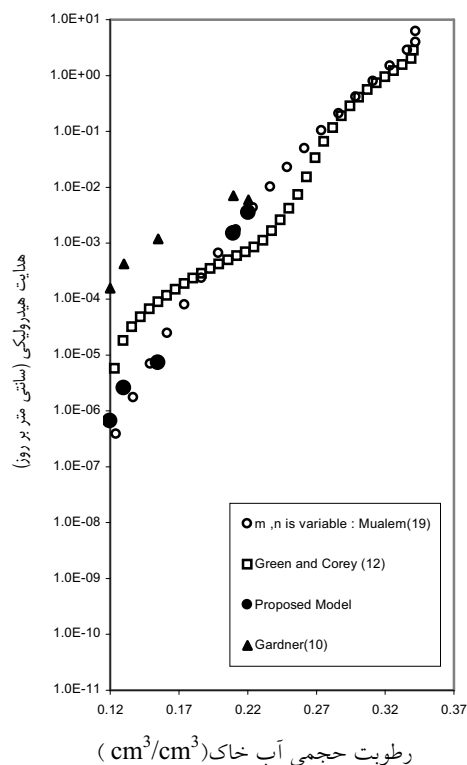
شکل ۱۰. هدایت هیدرولیکی در خاک مبارک آباد (بافت رسی)



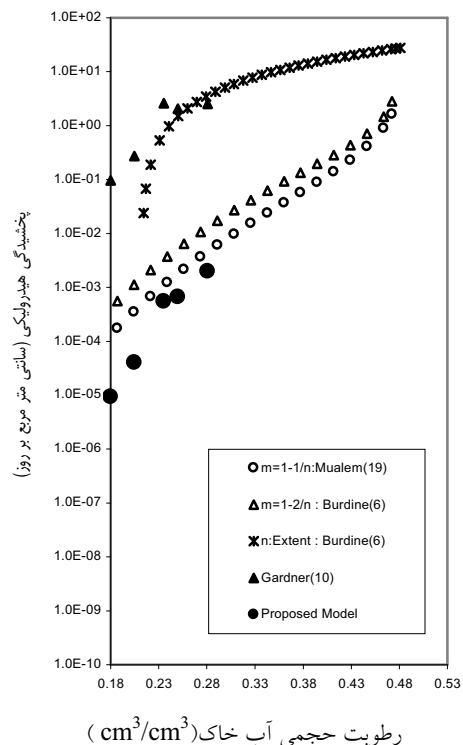
شکل ۹. هدایت هیدرولیکی در خاک مرادعلی (بافت لومی)



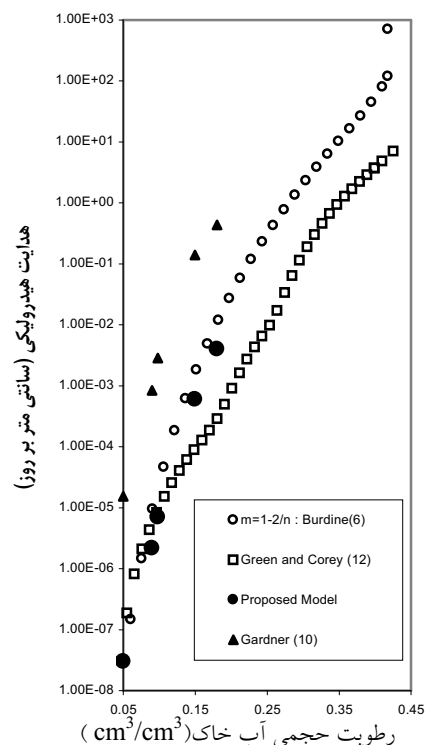
شکل ۱۲. هدایت هیدرولیکی در خاک آمروء آغاچ
(بافت لوم رسی شنی)



شکل ۱۱. هدایت هیدرولیکی در خاک یورغون آباد
(بافت شنی لومی)



شکل ۱۴. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک تمر سلماس
(بافت رس لای)



شکل ۱۳. هدایت هیدرولیکی در خاک اسماعیل قلعه
(بافت شنی)

جدول ۱. مشخصات فیزیکی و میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و مقادیر ضرایب ثابت مدل وان گتوخن و همکاران (۲۲) در انواع نمونه‌های خاک

ملاحظات	R'	α cm^{-1}	θ_r cm^3/cm^3	m	n	K_{sat} cm/day	ρ_s چگالی حقیقی (g/cm^3)	ρ_s چگالی ظاهری (g/cm^3)	رطوبت حجمی	درصد لای	درصد شن	بافت خاک	نام سری خاک
$m=1-1/n$	۰/۹۹۸	۰/۳۳۲	۰/۰	۰/۵۱۲	۱/۱۵۱	$۰/۴۸ \pm ۰/۱۴$	۲/۵۶	۱/۳	۶۸/۴۳	۲۵/۷۴	۱۴/۱۴	رسی لای	نمر (سلماس)
$n, m:$ متغیر	۰/۹۸۰	۰/۰۰۶	۰/۱۳۵	۰/۲۸۸	۱/۰۰۵	$۵/۷۸ \pm ۰/۳۰$	۲/۵۰	۱/۵۵	۳۷/۹۸	۴۳/۳۵	۲۴/۴۸	لوم رسی	دیزج سیاوش
$n, m:$ متغیر	۰/۹۹۸	۰/۳۳۲	۰/۰	۰/۱۹۶	۱/۰۰۵	$۱۰۳/۲۵ \pm ۱/۷۸$	۲/۵۲	۱/۵۲	۳۹/۹۹	۲۱/۹۷	۶۷/۳۲	لوم شنی	گلپاشین
$n, m:$ متغیر	۰/۹۸۵	۰/۱۳۸	۰/۰	۰/۱۱۷	۱/۰۰۵	$۱/۶۶ \pm ۰/۱۸$	۲/۴۲	۱/۳۹	۴۲/۴۰	۲۵/۹۱	۱۸/۶۲	لوم رسی لای	جهتلو
$m=1-1/n$	۰/۹۸۰	۰/۱۸۵	۰/۰	۰/۰۲۴	۲/۱۸۰	$۲۴/۰۸ \pm ۰/۵۶$	۲/۷۱	۱/۵۸	۴۱/۴۹	۳۲/۰۹	۴۸/۹۷	لومی	مرادعلی
$n, m:$ متغیر	۰/۹۹۲	۰/۳۲۲	۰/۱۳۹	۰/۱۱۸	۱/۶۶۶	$۶/۱۳ \pm ۰/۲۹$	۲/۵۰	۱/۲۸	۴۸/۵۱	۲۹/۵۹	۲۶/۳۴	رسی	مبارک آباد
$m=1-1/n$	۰/۹۵۳	۰/۲۱۸	۰/۰	۰/۵۱۲	۱/۱۶۷	$۶/۱۳ \pm ۰/۲۵$	۲/۵۴	۱/۶۶	۳۴/۸۵	۹/۱۹	۸۰/۶۶	شنی لومی	پورغون آباد
$m=1-1/n$	۰/۹۳۰	۰/۵۸۵	۰/۰	۰/۰۲۴	۲/۱۵۴	$۳۱/۸۰ \pm ۰/۳۲$	۲/۵۶	۱/۵۵	۳۹/۴۵	۲۵/۰۰	۴۵/۰۰	لوم رسی شنی	آمرود آغاج
$m=1-1/n$	۰/۹۷۶	۰/۷۰۹	۰/۰	۰/۰۲۴	۲/۲۲۸	$۷۰/۳۴ \pm ۲/۰۸$	۲/۵۹	۱/۴۹	۴۲/۵۵	۵/۲۶	۸۹/۴۸	شنی	اسماعیل قلمه

* به معادله ۱۹ مراجعه شود.

** رطوبت حجمی اشباع اندازه‌گیری و با رابطه تخلخل نمونه‌های خاک ($Porosity=1-\rho_s/\rho_s$) کنترل گردیده است.

جدول ۲. انتخاب مناسب‌ترین مدل‌های شبیه‌سازی مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ در انواع خاک‌های مختلف در مقایسه با روش پیشنهادی

نسب‌ترین مدل‌های پیش‌بینی $D(\theta)$	نسب‌ترین مدل‌های پیش‌بینی $K(\theta)$	بافت خاک
معلم (۱۹) با $m=1-1/n$	گرین و کوری (۱۲)، معلم (۱۹) با m و n متغیر	رسی لای
در دو شرایط m و n متغیر، و $m=1-1/n$	هیچ‌یک از مدل‌ها، ولی نتایج روش پیشنهادی در محدوده نتایج مدل معلم (۱۹) در دو شرایط m و n متغیر، و $m=1-1/n$	لوم رسی
قرار دارد		
معلم (۱۹) با n بی‌نهایت	معلم (۱۹) با $m=1-1/n$	لوم شنی
در دو شرایط: n بی‌نهایت، و $m=1-1/n$	معلم (۱۹) با $m=1-1/n$	لوم رسی لای
قرار دارد		
بوردین (۶) با $m=1-1/n$	گرین و کوری (۱۲)	لومی
گاردنر (۱۰)	معلم (۱۹) با m و n متغیر	رسی
در دو شرایط m و n متغیر، و $m=1-1/n$	معلم (۱۹) با m و n متغیر	شنی لومی
قرار دارد		
معلم (۱۹) در دو شرایط m و n متغیر	معلم (۱۹) با $m=1-1/n$	لوم رسی شنی
در دو شرایط m و n متغیر، و $m=1-1/n$	معلم (۱۹) با $m=1-1/n$	شنی
قرار دارد		

مناسبی در انتخاب بهترین مدل به منظور شبیه‌سازی ضریب $K(\theta)$ در نظر گرفته شود.

ارزیابی پخشیدگی هیدرولیکی

محاسبه مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی، $D(\theta)$ ، با مدل‌های معلم (۱۹)، بوردین (۶) - با استفاده از نرم افزار RETC - و مدل گاردنر (۱۰) انجام یافته که نتایج آن برای نه سری خاک در شکل‌های ۱۴ تا ۲۲ ارائه شده است. نتایج نشان می‌دهد که به‌طور کلی مقادیر پیش بینی $D(\theta)$ توسط مدل‌های مختلف و در نمونه‌های متفاوت بافت خاک از روند خاصی تبعیت نمی‌نماید.

در روش پیشنهادی، مقادیر $D(\theta)$ بر اساس معادله ۱۸ از اطلاعات اندازه‌گیری شده منحنی مشخصه آب خاک و مقادیر محاسبه شده $K(\theta)$ محاسبه شده است. استفاده از معادله ۱۸ مستلزم داشتن اطلاعات مربوط به تغییرات مکش خاک نسبت به تغییرات رطوبت $(\partial\psi/\partial\theta)$ می‌باشد. در این راستا، مناسب‌ترین معادله برازش منحنی مشخصه آب خاک بر اساس پیشنهاد وان گنوختن (۲۱) به صورت کلی زیر در نظر گرفته شده، که ضرایب ثابت آن برای انواع خاک‌های مورد آزمایش در جدول ۱ ارائه شده است:

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = 1 / (1 + (\alpha h)^n)^{1/m} \quad [19]$$

تغییرات مکش نسبت به تغییرات رطوبت حجمی آب خاک $(\partial\psi/\partial\theta)$ از مشتق معادله ۱۹ به‌صورت زیر محاسبه می‌گردد:

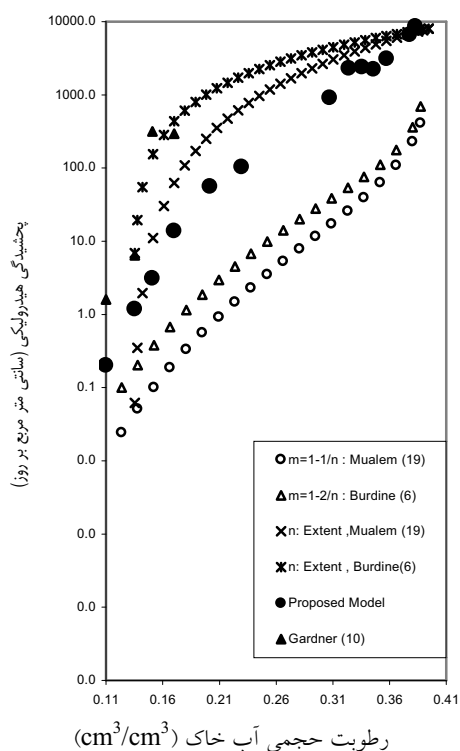
$$\partial\psi/\partial\theta = 1 / (\alpha n m (\theta - \theta_r)^{n-1}) (1/S_e)^{(1/m-1)} \quad [20]$$

شکل‌های ۱۴ تا ۲۲ نشان می‌دهد که مدل گاردنر (۱۰) مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی $D(\theta)$ را در سه نوع بافت خاک (لوم رسی شنی، شنی لومی و لومی) بیشتر از سایر مدل‌ها برآورد می‌نماید. در خاک‌های رس لای، لوم رسی، لوم شنی و لوم رسی لای برآوردهای مدل گاردنر (۱۰) با نتایج مدل بوردین (۶) نسبتاً انطباق خوبی داشته است. لازم به تذکر است که در کاربرد مدل بوردین (۶) در برآورد $D(\theta)$ منحنی مشخصه آب

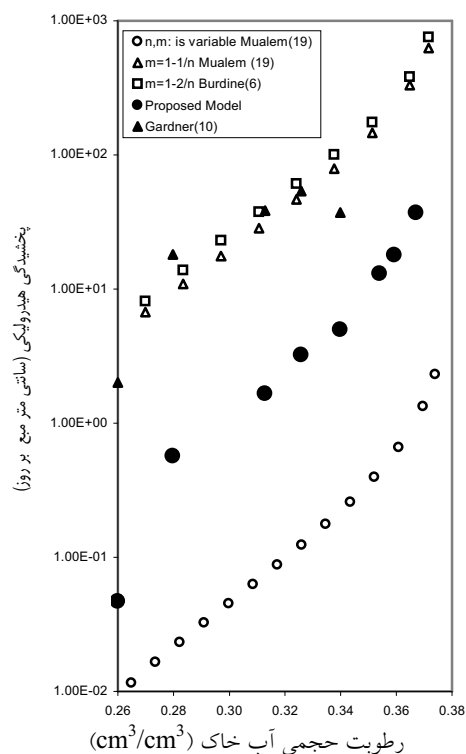
می‌نماید. قابل توجه است که، شبیه‌سازی مقادیر $K(\theta)$ به روش گرین و کوری (۱۲) نسبت به مقادیر مشخصه آب خاک حساسیت زیادی دارد. به‌نظر می‌رسد که علت اختلاف شبیه‌سازی مقادیر $K(\theta)$ در مدل گرین و کوری (۱۲) با روش پیشنهادی مقدار i ، در معادله ۱۳ (تعداد کل گروه‌ها بین رطوبت حجمی آب خاک اشباع و کمترین رطوبت حجمی مشاهده شده در منحنی مشخصه آب خاک) باشد. مقادیر شبیه‌سازی $K(\theta)$ در یک بافت معین، با دو مقدار i متفاوت، اختلاف دارد. به‌طوری که با افزایش i ، اختلاف مقادیر پیش بینی $K(\theta)$ با مقادیر واقعی به حداقل می‌رسد (۱۲).

بر اساس شکل‌های ۵ تا ۱۳، در بافت لومی، مدل معلم (۱۹) در مقایسه با روش پیشنهادی برآورد خوبی نداشته، ولی در دیگر بافت‌های خاک پیش بینی بهتری نسبت به مدل‌های دیگر ارائه کرده است. باید توجه کرد که، پیش بینی مقادیر $K(\theta)$ در مدل معلم (۱۹) بر اساس مناسب‌ترین برازش منحنی مشخصه آب خاک توسط مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲)، با معین شدن ضرایب (n, m, α, θ_r) انجام می‌گیرد. جدول ۱ ضرایب ثابت مناسب‌ترین منحنی مشخصه آب خاک برازش شده را نشان می‌دهد در صورتی که مقادیر شبیه‌سازی $K(\theta)$ بر اساس مدل معلم (۱۹) در مقایسه با روش پیشنهادی فقط در سه نوع بافت خاک رسی، شنی و لوم رسی شنی با ضرایب تعیین شده در منحنی مشخصه آب خاک در جداول ۱ و ۲ هم‌خوانی دارند. بنابراین پیش بینی مقادیر $K(\theta)$ با استفاده از چهار حالت مختلف مدل معلم (۱۹) باید با روش پیشنهادی مورد ارزیابی قرار گیرد تا مناسب‌ترین شرایط کاربرد مدل معلم (۱۹) را انتخاب نمود. نتایج وان گنوختن و همکاران (۲۲) نیز نشان می‌دهد که برازش منحنی مشخصه آب خاک در شرایط m و n متغیر انجام یافته و سپس مقادیر $K(\theta)$ با توجه به روابط $m=1-1/n$ شبیه‌سازی گردد.

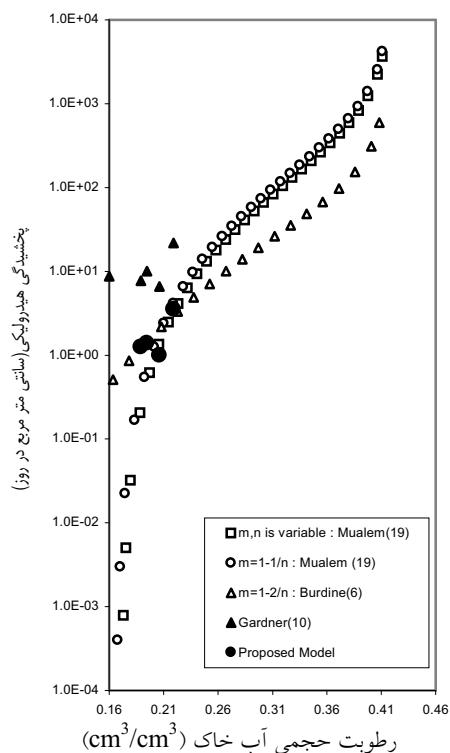
با توجه به تفاوت زیاد نتایج به‌دست آمده از مدل‌های موجود، به دلیل متغیر بودن ضرایب (n, m, α, θ_r) در خاک‌های مختلف، روش پیشنهادی در پژوهش حاضر می‌تواند راه‌کار



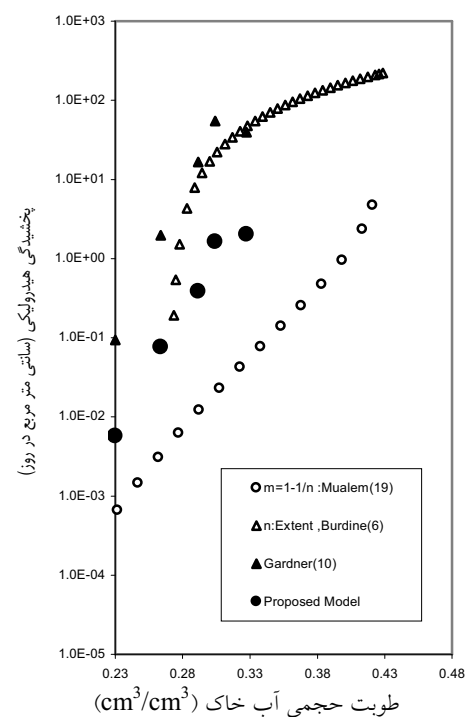
شکل ۱۶. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک گلیاشین (بافت لوم شنی)



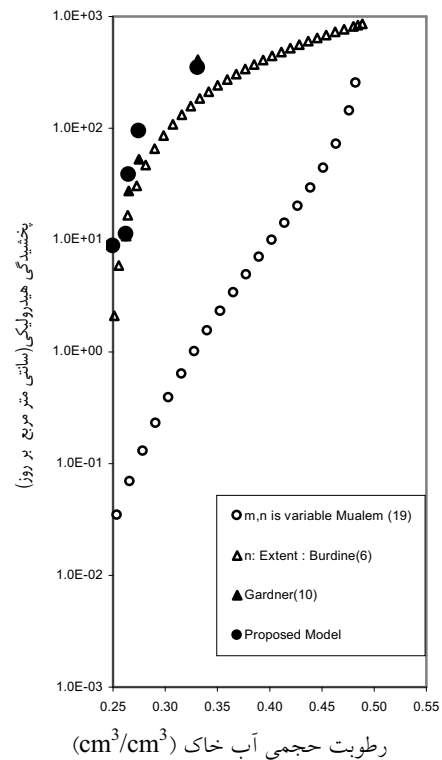
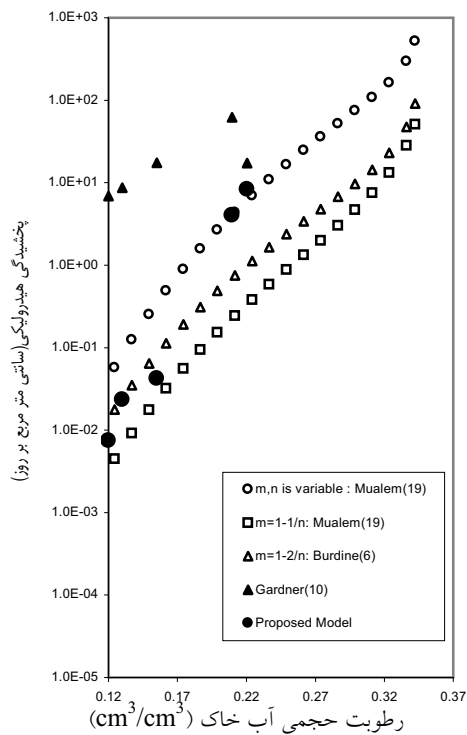
شکل ۱۵. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک دیزج سیاهش (بافت لومی رسی)



شکل ۱۸. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک مرادعلی (بافت لومی)

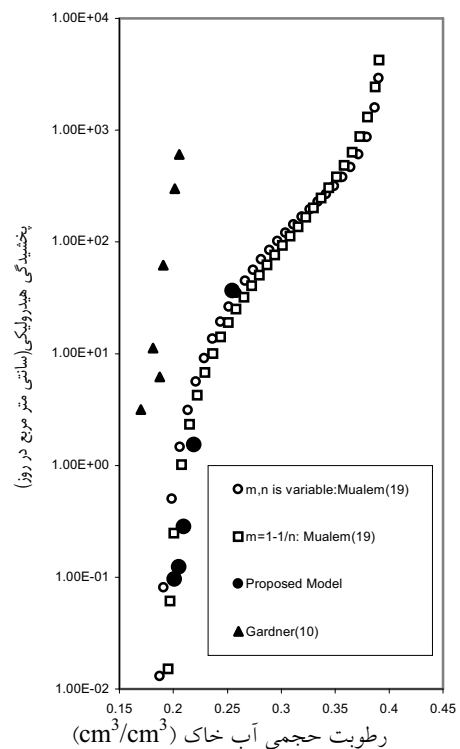
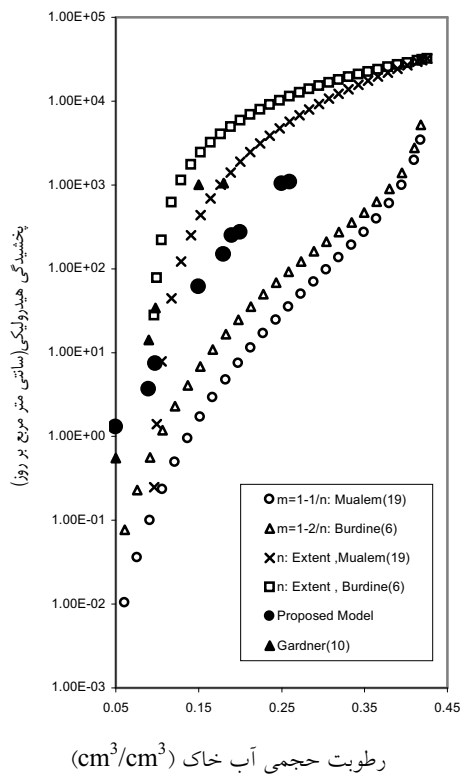


شکل ۱۷. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک جهتلو (بافت لومی رسی لای)



شکل ۲۰. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک یورغون آباد (بافت شنی لومی)

شکل ۱۹. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک مبارک آباد (بافت رسی)



شکل ۲۲. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک اسماعیل قلعه (بافت شنی)

شکل ۲۱. پخشیدگی هیدرولیکی در خاک آمروود آغاچ (بافت لوم رسی شنی)

۳. از نتایج دو مرحله قبل، مقادیر $D(\theta)$ محاسبه و شبیه‌سازی می‌گردد.

به‌نظر می‌رسد که علت تفاوت زیاد نتایج مدل‌های بوردین (۶) و معلم (۱۹) نسبت به روش پیشنهادی، تجمع خطاهای موجود در مراحل شبیه‌سازی باشد. روش پیشنهادی می‌تواند راه‌کار مناسبی در انتخاب بهترین مدل شبیه‌ساز در ارزیابی مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی $D(\theta)$ برای هر نوع بافت خاک به شمار آید. بر اساس نتایج پژوهش حاضر، مناسب‌ترین مدل‌های شبیه‌سازی $D(\theta)$ برای انواع بافت‌های خاک در جدول ۲ ارائه شده است.

نتیجه‌گیری

۱. شبیه‌سازی مقادیر ضرایب هیدرولیکی $K(\theta)$ و $D(\theta)$ از مدل‌های مختلف در انواع بافت‌های خاک سازگار نبوده و اختلاف زیادی را نشان می‌دهند.

۲. در این پژوهش، برای ارزیابی دقیق ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ یک روش مناسب (بر مبنای حداقل اطلاعات لازم آزمایشگاهی از مشخصات خاک و با کاربرد معادلات نظری) پیشنهاد شده است. در روش پیشنهادی، هم‌زمان با اندازه‌گیری منحنی مشخصه آب خاک، اطلاعات حجم آب خروجی از نمونه خاک نسبت به زمان مورد استفاده قرار می‌گیرد. سپس مقدار $K(\theta)$ از معادله پیشنهادی ۱۷، و مقدار $D(\theta)$ از معادله ۱۸ ارزیابی می‌گردد.

۳. بر اساس نتایج به دست آمده، مدل گاردنر (۱۰) در ارزیابی $K(\theta)$ برای هیچ یک از بافت‌های خاک مناسب نبوده و تنها در بافت خاک رسی برای برآورد $D(\theta)$ می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. مدل معلم (۱۹) با توجه به احتساب چهار حالت مختلف در شبیه‌سازی منحنی مشخصه آب خاک، برآورد بهتری از دیگر مدل‌ها ارائه می‌نماید. دقت برآورد این مدل بستگی به انتخاب حالت مناسب شبیه‌سازی را دارد. روش پیشنهادی در پژوهش حاضر، راه‌کار مناسبی در انتخاب بهترین حالت شبیه‌سازی در مدل معلم است. با کاربرد روش پیشنهادی، مناسب‌ترین

خاک با استفاده از مدل وان گنوختن و همکاران (۲۲) و مقادیر $K(\theta)$ از مدل بوردین (۶) شبیه‌سازی شده است.

مقادیر $D(\theta)$ از روش گاردنر (۱۰) فقط در خاک رسی با نتایج روش پیشنهادی در پژوهش حاضر به‌طور نسبی منطبق بوده است. به‌نظر می‌رسد که در خاک‌های غیر رسی، اختلاف برآورد زیاد مقادیر $D(\theta)$ در مدل گاردنر (۱۰) نسبت به روش پیشنهادی مربوط به فرض خطی بودن رابطه مکش و رطوبت خاک و تقریب درجه دوم سری فوریه معادله‌ها در مدل گاردنر (۱۰) باشد.

اگر بیشترین و کمترین مقادیر شبیه‌سازی $D(\theta)$ در رطوبت‌های متناظر توسط مدل‌های مختلف را به‌عنوان محدوده قابل قبولی فرض نمائیم، در این صورت نتایج برآورد روش پیشنهادی در پژوهش حاضر (معادله ۱۸) همواره در داخل این محدوده قرار می‌گیرد. از ۹ سری خاک مورد آزمایش، تنها در بافت‌های لوم رسی، شنی و لوم شنی به علت پراکندگی نتایج به‌دست از مدل‌ها (اختلاف زیاد در پیش‌بینی مقادیر $D(\theta)$ در هر رطوبت حجمی معین)، نتایج روش پیشنهادی در داخل محدوده قرار گرفته است. در سایر بافت‌های خاک، روش پیشنهادی حداقل با یکی از مدل‌ها تطبیق نشان می‌دهد. جدول ۲ نتایج ارزیابی بهترین انطباق مدل‌های موجود را در مقایسه با روش پیشنهادی برای پیش‌بینی مقادیر $D(\theta)$ در خاک‌های مختلف نشان می‌دهد.

تفاوت زیاد برآورد مدل‌های بوردین (۶) و چهار حالت مختلف از مدل معلم (۱۹) نسبت به روش پیشنهادی را ممکن است در فرآیند محاسبه مقادیر $D(\theta)$ از این مدل‌ها در نظر گرفت. لازم به توضیح است که، مراحل برآورد $D(\theta)$ از این مدل‌ها به ترتیب زیر انجام می‌گیرد:

۱. بر اساس مقادیر منحنی مشخصه آب خاک اندازه‌گیری شده، مناسب‌ترین معادله‌های برازش با معین شدن ضرایب ثابت انتخاب می‌شوند.
۲. مقادیر $K(\theta)$ برای هر مدل با توجه به ضرایب ثابت (n, m, α, θ_r) برآورد می‌گردد.

مدل‌های شبیه ساز مقادیر $K(\theta)$ و $D(\theta)$ برای هر نوع بافت خاک معرفی گردیده که در جدول ۲ ارائه شده است.

۴. روش پیشنهادی در پژوهش حاضر، به‌عنوان یک روش مستقل در ارزیابی مناسب ضرایب $K(\theta)$ و $D(\theta)$ و نیز به‌عنوان راه‌کار مناسبی در انتخاب مدل‌های موجود در شبیه‌سازی ضرایب هیدرولیکی خاک توصیه می‌گردد.

منابع مورد استفاده

1. Allmaras, R. R., R. W. Rickman, L. G. Ekin and B. A. Kimball. 1977. Chiseling influences on soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:796-803.
2. Anat, A., H. R. Duke and A. T. Corey. 1965. Steady upward flow from water tables. *Hydrol. Paper No. 7*, Colorado State Univ. Fort. Collins.
3. Averjanov, S. F. 1950. About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation. *English Collect.* 7: 17-19.
4. Bouwer, H. and R. D. Jackson. 1974. Determining soil properties. PP.611-672. *In: J. van Schilfgarde (Ed.), Drainage for Agriculture. Am. Soc. Agron.*
5. Brooks, R. H. and A. T. Corey. 1966. Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. Div.* 92(2): 61-88.
6. Burdine, N. T. 1953. Relative permeability calculations from pore- size distribution data. *Petrol. Trans. Am. Inst. Min. Eng.* 198:71-77.
7. Chen, C. and A. Payne. 2001. Measured and modeled unsaturated hydraulic conductivity of a Walla Walla silt loam. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:1385-1391.
8. Childs, R. E. and N. Collis-George. 1950. The permeability of porous materials. *Proc. Royal. Soc.* 201: 392-405.
9. Farrell, D. A. and W. E. Larson. 1972. Modeling the pore structure of porous media. *Water Resour. Res.* 8:699-706.
10. Gardner, W. R. 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 20:317-320.
11. Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. PP. 383-411. *In: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.*
12. Green, R. E. and J. C. Corey. 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:3-8.
13. Irmay, S. 1954. On the hydraulic conductivity of unsaturated oil. *Eos Trans. AGU*, 35: 463- 467.
14. Kashefipour, S. M. and A. R. Sepaskhah. 1995. Determination of unsaturated hydraulic conductivity by internal drainage assuming a uniform soil water profile. *Iran Agric. Res.* 14:203-216.
15. Klute, A. 1986. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. PP.253-261. *In: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: American Society of Agronomy, Madison, WI.*
16. Klute, A. and C. Dirksen. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. PP.687-734. *In: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: 2nd ed., Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.*
17. Lam, L., A. Elzeftawy and B. J. Dempsey. 1984. KCAL, A computer program for calculating unsaturated permeability: User's Manual, Univ. of Saskatchewan Department of Civil Engineering.
18. Marshall, T. J. 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci.* 9:1-8.
19. Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12:513-520.
20. Richards, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics* 1:318-333.
21. Van Genuchten, M. Th. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
22. Van Genuchten, M. Th., F. J. Leij and S. R. Yates. 1991. The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA /600/2-91/065. USEPA, Ada. Oklahoma, American.
23. Watson, K. K. 1967. The measurement of the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials utilizing a zone of entrapped air. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31:716-720.
24. Wyllie, M. R. J. and G. H. F. Gardner. 1958. The generalized Kozeny- Carman equation. *World Soil* 146:210-228.