

## اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک و مقایسه مقادیر به دست آمده با نتایج چهار مدل تخمینی

نیما ترابی فارسانی، بیژن قهرمان، حیدر علی کشکولی و سید محمود حسینی<sup>\*1</sup>

### چکیده

اندازه‌گیری خصوصیات هیدرولیکی خاک و کاربرد آنها در مدل‌های مربوط به حرکت آب در خاک نقشی بنیادین در حل تعداد زیادی از مشکلات مدیریتی آب دارد که در این میان هدایت هیدرولیکی غیر اشباع ( $K_{II}$ ) به عنوان مهمترین پارامتر شناخته می‌شود. امروزه مدل‌های زیادی جهت تخمین  $K_{II}$  وجود دارد. در تحقیق حاضر با اندازه‌گیری  $K_{II}$  در سه مکان با بافت خاک متفاوت، دقت تخمین آن از چهار مدل راولز و براکنسیک، وریکن و همکاران، وستن و وستن و همکاران ارزیابی گردید. هدایت هیدرولیکی غیر اشباع هر مکان به روش نیم‌رخ آبی، مدل هیلل برای یک دوره 45 روزه اندازه‌گیری شد. در طی این دوره رطوبت خاک در نه فاصله زمانی برای حد فاصل‌های 10 سانتی متری عمق خاک توسط دستگاه TDR که برای هر سه خاک واسنجی شده بود اندازه‌گیری شد. عمق نهایی اندازه‌گیری در دو مکان، 60 سانتیمتر و در مکان دیگر 30 سانتیمتر بود. مکش معادل هر رطوبت از منحنی رطوبتی مربوط به همان عمق که در مکش‌های کمتر از یک متر توسط میز شنی و در مکش‌های بیشتر از یک متر توسط صفحات تحت فشار بر روی نمونه‌های دست نخورده به دست آمده بود، استخراج شد. ارزیابی آماری بین نتایج تخمینی و نتایج اندازه‌گیری نشان داد که با توجه به حساسیت زیاد  $K_{II}$ ، دو مدل وستن و راولز و براکنسیک در شرایطی که هدایت هیدرولیکی اشباع  $K_s$  توسط همین مدل‌ها تخمین زده شده باشد نتایج مطلوبی ارائه می‌کنند.

**واژه‌های کلیدی:** زهکش داخلی، جریان غیر اشباع، مدل‌های تخمینی  $K_{II}$ ، ارزیابی مدل‌های برآورد  $K_{II}$ ، توابع انتقالی.

1- به ترتیب دانشجوی سابق کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، استاد گروه مهندسی آب دانشگاه شهید چمران اهواز و دانشیار گروه عمران آب، دانشکده

مهندسی، دانشگاه فردوسی مشهد

\* وصول: 84/4/26 و تصویب: 85/6/28

## مقدمه

اکثر فرآیندهای حرکت آب در خاک در شرایط مزرعه، در منطقه ریشه گیاه، در شرایطی رخ می‌دهند که خاک حالت غیراشباع دارد. فرآیندهای جریان غیراشباع پیچیده و بررسی کمی آنها مشکل است. اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی غیراشباع ( $K_u$ ) خاک بسیار وقت‌گیر و هزینه‌بر می‌باشد. از اینرو، مدل‌های متعددی برای تخمین آن ابداع و ارائه شده است. در غالب این مدل‌ها سعی شده از خصوصیات ساده‌تر خاک نظیر بافت خاک، چگالی حجمی و میزان مواد آلی استفاده شود.

اندازه‌گیری  $K_u$  هم به صورت صحرایی قابل اجراست و هم می‌توان آن را بر روی نمونه‌های برداشته شده از اعماق مختلف خاک در آزمایشگاه انجام داد و در این راستا روش‌های متعددی ارائه شده است. روش زهکش داخلی اولین بار در سال 1956 توسط ریچاردز برای اندازه‌گیری افت رطوبت در خاک بنا نهاده شد متعاقباً در سال 1956 رز و همکاران روش مذکور را برای اندازه‌گیری  $K_u$  به کار بردند. بعد از آزمایشی که واتسون در سال 1966 بر روی ستون‌های خاک در آزمایشگاه انجام داد، روش فوق به نام روش نیمرخ آبی معروف شد (Green et al., 1986).

اندازه‌گیری صحرایی  $K_u$  و پخشیدگی با این روش، براساس تجزیه و تحلیل میزان نیمرخ رطوبت و پتانسیل آب در خاک درحین زهکشی عمودی که به دنبال یک آبیاری یا بارندگی سنگین صورت می‌گیرد، بنا شده است. خاک باید تا زیر عمق مورد نظر برای اندازه‌گیری خیس شود و همچنین سفره آب زیرزمینی باید به اندازه کافی پایین باشد تا به خاک اجازه زهکشی آزاد داده شود (Reichardt et al., 1998). در طول مدت آزمایش شرایط هم دما در درون نیمرخ خاک در حین انجام عمل زهکشی فرض شده است (Severino et al., 2003).

در سال 1969 داویدسون و همکاران پیشنهاد کردند (نقل از Reichardt et al., 1998) که برای خاک تحت زهکشی داخلی که سطح خاک برای جلوگیری از تبخیر رطوبت پوشیده شده، پتانسیل ماتریک با تغییر عمق نسبتاً ثابت است و یک شیب هیدرولیکی نزدیک به واحد در همه مراحل انجام عمل زهکشی داخلی برقرار می‌شود (Reichardt et al., 1998). هیلل و همکاران (1972) بدون در نظر گرفتن نتایج آن‌ها، یک روش جدید برای تجزیه و تحلیل داده‌های روش زهکش داخلی و تعیین  $K_u$  ارائه دادند که این روش به شدت مورد توجه دانشمندان فیزیک خاک قرار گرفت. نیاز به یک روش مطمئن، ارزان و ساده برای بدست آوردن روابط

هیدرولیکی خاک، افرادی نظیر لیباردی و همکاران (1980) و سیسون و همکاران (1980) را بر آن داشت تا با فرض شیب هیدرولیکی برابر با یک، روش‌هایی را برای محاسبه  $K_u$  ارائه کنند (Severino et al., 2003; Sisson et al., 1980).

در راستای تخمین  $K_u$ ، سه نوع مدل تجربی، تحلیلی و آماری، تقریباً به طور همزمان به کار گرفته شدند و با گذشت زمان گسترش یافتند. مدل‌های تجربی بر اساس مقادیر اندازه‌گیری شده  $K_u$  ارائه شدند که از جمله این مدل‌ها می‌توان به مدل‌هایی که توسط افرادی نظیر ویند و گاردنر (بترتیب در سال‌های 1955 و 1958) (نقل از Mualem, 1986) اشاره کرد. مدل‌های تحلیلی مدل‌هایی بودند که بر پدیده‌های قابل رؤیت حرکت آب در خاک بنا شده بودند و با فرض جریان آرام در درون خاک و ارتباط دادن این جریان با میزان رطوبت و تخلخل موجود در خاک و ساده‌سازی آن، فرمول‌هایی را برای برآورد  $K_u$  ارائه می‌کردند. این گونه مدل‌ها اولین بار در سال 1950 توسط آورجانو ارائه شدند و بعدها توسط افرادی نظیر یوستر و معلم (بترتیب در سال‌های 1951 و 1978) (نقل از Mualem, 1986) گسترش یافتند. مدل‌های آماری اولیه تخمین  $K_u$  بر خصوصیات فیزیکی خاک نظیر شعاع فضا‌های خالی بین ذرات، و با توجه به اندازه‌گیری منحنی رطوبتی خاک متکی بودند که اینگونه مدل‌ها اولین بار در سال 1949 توسط پورسل (نقل از Mualem, 1986) ارائه شدند. بعدها دانشمندان زیادی نظیر بورداین و معلم (بترتیب در سال‌های 1958 و 1976) (نقل از Mualem, 1986) کار وی را ادامه دادند (Mualem, 1986).

از ترکیب مدل تحلیلی منحنی رطوبتی و نگونختن (در سال 1980) با مدل آماری معلم (در سال 1976) (نقل از Yates et al., 1992)، مدل مهم تخمین هدایت هیدرولیکی معلم - و نگونختن بدست آمد (Yates et al., 1992):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1)$$

$$K(\theta) = K_s S_e^l \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2$$

که در آن  $\theta_r$  میزان رطوبت باقیمانده،  $\theta_s$  میزان رطوبت اشباع،  $K_s$  هدایت هیدرولیکی اشباع  $m$  و  $l$  پارامترهای تجربی هستند.

مدل‌های آماری بطور مستقیم نیز برای تخمین  $K_u$  به کار گرفته می‌شوند. این مدل‌ها برای اندازه‌گیری‌های  $K_u$  در خاک‌های با بافت متفاوت بنا شده‌اند و از میان آن‌ها می‌توان به آنچه ساکستون در سال 1986 ارائه کردند، اشاره کرد. امروزه مدل‌های تخمین  $K_u$  معمولاً بدین صورت

برای اندازه‌گیری Ku، از روش صحرایی نیمرخ آبی (هیلل و همکاران، 1972) استفاده شد. بنابر تحقیقات انجام شده، سطح آب زیرزمینی در منطقه در عمق 65 تا 70 متری قرار دارد (ولایتی و توسلی، 1370) که جهت انجام صحیح این آزمایش کافی بود. در جهت انجام این آزمایش در هر مکان دو کرت با ابعاد 3x3 متر و فاصله 10 متر از یکدیگر انتخاب شدند. در مرکز هر کرت یک حفره به طول 40 و عرض 10 سانتیمتر حفر شد. روش کار بدین صورت بود که ابتدا سطح در نظر گرفته شده جهت این حفاری برای چند ساعت غرقاب شد و بعد از گذشت سه روز جهت حفر چاهک، وسیله ساخته شده توسط ضربات پتک وارد خاک شد و با چند بار خاکبرداری حفره به عمق مورد نظر رسید، ضمناً برای به حداقل رساندن فشردگی در دیواره‌های این چاهک لایه‌ای به ضخامت 2 سانتی‌متر از یک و دو 65 سانتیمتر و در مکان شماره سه 35 سانتیمتر بود. سپس جهت جلوگیری از ورود مستقیم آب، حفره‌ها توسط درپوش‌های فلزی به طول 50 عرض 18 سانتیمتر به طور کامل پوشش داده شدند و کرت غرقاب شد. عمق آب داده شده به گونه‌ای در نظر گرفته شد که با توجه به تخلخل خاک در کمترین رطوبت، خاک را تا عمق مورد نظر (60 سانتیمتر برای مکان‌های شماره یک و دو و 30 سانتیمتر برای مکان شماره سه) اشباع کند. بلافاصله پس از آنکه آب به خاک نفوذ کرد، توسط دستگاه TDR1 و همچنین نمونه‌برداری مستقیم میزان رطوبت در حد فاصل‌های 10 سانتیمتری اندازه‌گیری شد که مقادیر بدست آمده معرف رطوبت اشباع خاک بود. سپس کل کرت توسط یک پلاستیک ضخیم با ابعاد 4\*4 متر پوشش داده شد و جهت جلوگیری از تأثیر تغییرات دما یک لایه پنج سانتیمتری خاک بر روی پلاستیک پخش شد (Mualem, 1986). اندازه‌گیری میزان رطوبت توسط دستگاه TDR و در برخی موارد TDR و نمونه‌برداری بطور همزمان برای زمان‌های 0/333، 1، 2، 5، 10، 20، 30 و 45 روز انجام شدند. نمونه‌برداری‌های محلی از طریق چاهک حفر شده صورت پذیرفت.

مراحل انجام محاسبات  $K_u$  از این روش بر اساس داده‌های موجود به ترتیب زیر می‌باشد:

- تغییرات میزان رطوبت حجمی نسبت به زمان برای هر عمقی بدست می‌آید.
- دبی جریان رطوبت در خاک از میان هر عمقی ( $q_i$ ) بوسیله فرمول زیر محاسبه می‌شود:

هستند که توابع انتقالی، پارامترهای مدل‌های تجربی یا تحلیلی (نظیر مدل بروکس و کوری - نقل از Mualem, 1986- و ون‌گنوختن که بترتیب در سال‌های 1964 و 1980 ارائه شده‌اند) را توسط داده‌های سهل‌الوصول خاک نظیر بافت، میزان مواد آلی و چگالی ظاهری با توجه به مقادیر اندازه‌گیری شده Ku مرتبط می‌سازند. از جمله این مدل‌ها می‌توان به مدل‌های ارائه شده توسط Rawls and Brakensiek (1989) (که در تحقیق Kern, 1995 بهترین مدل تشخیص داده شده بود)، Vereecken et al. (1990) (که در تحقیق Tietje and Tapkenhinrichs, 1993 بهترین مدل تشخیص داده شده بود)، Wosten (1997) (که در تحقیق Wagner et al., 2001 بهترین مدل تشخیص داده شده بود) و Wosten et al. (1999) اشاره کرد.

توابع انتقالی در شرایط آب و هوایی متفاوت با شرایط ایران بدست آمده‌اند. بنابراین انجام هرگونه مقایسه‌ای با شرایط محلی مفید بنظر می‌رسد. هدف از این تحقیق مقایسه نتایج به دست آمده از چهار مدل تخمینی متداول با مقادیر اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی غیراشباع برای سه نوع خاک متفاوت موجود در محوطه دانشگاه فردوسی مشهد می‌باشد.

### مواد و روش‌ها

جهت انجام آزمایش سه مکان در محوطه پردیس دانشگاه فردوسی در منطقه‌ای به وسعت 31/9 هکتار انتخاب شدند. مکان شماره یک با مکان شماره دو 801 متر فاصله و مکان شماره دو با مکان شماره سه 691 متر فاصله داشت. معیار انتخاب این بود که اولاً مکان‌ها دارای بافت خاک متفاوتی باشند و دوم اینکه خاکها تا عمق مورد مطالعه قلوه سنگ زیادی نداشته باشند. مطالعات در مکان‌های شماره یک و دو تا عمق 60 سانتیمتر و در مکان شماره سه تا عمق 30 سانتیمتر انجام شد. اندازه‌گیری‌ها در اواخر تابستان و اوایل پاییز سال 1383 انجام شد.

در این مطالعات چهار پارامتر به عنوان پارامترهای فیزیکی اصلی خاک تعیین شدند که عبارت از بافت، چگالی ظاهری، میزان مواد آلی و درصد رطوبت حجمی اشباع خاک بودند. نتایج بدست آمده برای این چهار پارامتر در جدول 1 ارائه شده است. برای تعیین چگالی ظاهری در مکان‌های شماره یک و دو نمونه‌برداری از فواصل عمقی 15 تا 20 و 45 تا 50 سانتی‌متر و برای سایت شماره سه از حدفاصل عمقی 15 تا 20 سانتی‌متر انجام شد و برای تعیین بافت و میزان مواد آلی خاک در هر کدام از مکان‌ها نمونه‌برداری سرتاسری از سطح تا عمق مورد مطالعه انجام گرفت.

$$q_i = \delta x (\delta \theta / \delta t) \quad (2)$$

که در آن،  $\delta z$  ضخامت هر لایه و  $\theta \delta / \delta t$  تغییرات رطوبت حجمی بر حسب تغییرات زمان می‌باشند (Hillel et al., 1972)

• آزمایش تعیین منحنی رطوبتی بر روی نمونه‌های دست نخورده خاک که از لایه‌های 10 سانتیمتری برداشت شده بودند در آزمایشگاه انجام شد. در این راستا از دو دستگاه میز شنی و صفحات تحت فشار استفاده شد. توسط میز شنی چهار مکش 0/1، 0/3، 0/6 و 1 متر و توسط صفحات فشاری فشارهای 1/4، 2، 2/4، 3، 3/4، 4، 5، 6، 10 متر به نمونه‌ها وارد شد. سپس تغییرات پتانسیل ماتریک با عمق برای زمان‌های مختلف با توجه به مقادیر رطوبت اندازه‌گیری شده در مزرعه و استفاده از این منحنی‌های رطوبتی لایه‌های خاک، محاسبه می‌شود.

• از روی نیمرخ پتانسیل ماتریک، نیمرخ پتانسیل هیدرولیکی را که بیانگر مجموع پتانسیل ماتریک و ثقلی می‌باشد ترسیم و شیب هیدرولیکی در هر زمان و برای هر حد فاصل تعیین گردید.

• هدایت هیدرولیکی غیر اشباع برای هر عمق (یعنی  $K_i(\theta)$ ) در ازاء مقادیر متفاوت رطوبت، بوسیله رابطه زیر (Hillel et al., 1972)  $q_i$  شدت جریان در لایه  $i$ ام (است) محاسبه شد:

$$K_i(\theta) = \frac{q_i}{\delta H / \delta Z} \quad (3)$$

مدل‌های تخمین هدایت هیدرولیکی غیر اشباع

**الف) مدل راولز و براکنسیک:** Rawls and Brakensiek (1986) مدل‌هایی را برای تخمین پارامترهای ون‌گنوختن (ارائه شده در سال 1980) و کمبل (ارائه شده در سال 1974) (نقل از Mualem, 1986) ارائه کردند. در این تحقیق فقط از تخمین پارامترهای ون‌گنوختن استفاده شده است:

(4)

$$\lambda = \exp(0.784283 + 0.0177544 \ln sand - 1.062498 \theta_s^2 - 5.304 \cdot 10^{-5} sand^2 - 0.00273493 \ln clay^2 + 1.1113494 \theta_s^2 - 0.03088295 sand \theta_s + 2.6587 \cdot 10^{-4} sand^2 \theta_s^2 - 0.00610522 \ln clay^2 \theta_s^2 - 2.35 \cdot 10^{-6} sand^2 clay + 0.00798746 \ln clay^2 \theta_s - 0.0067449 \theta_s^2 clay)$$

$$\theta_r = -0.0182482 + 8.7269 \cdot 10^{-4} sand + 0.00513488 clay + 0.02939286 \theta_s - 1.5395 \cdot 10^{-4} clay^2 - 1.0827 \cdot 10^{-3} sand \theta_s - 1.8233 \cdot 10^{-4} clay^2 \theta_s^2 + 3.0703 \cdot 10^{-4} clay^2 \theta_s - 2.3584 \cdot 10^{-3} \theta_s^2 clay$$

که در آن  $\lambda$  نماد قطر خلل و فرج،  $\theta_r$  میزان رطوبت باقیمانده و  $\theta_s$  تخلخل خاک یا رطوبت حجمی اشباع می‌باشد. clay و sand به ترتیب بیانگر درصد رس و شن می‌باشند. پارامتر  $m$  از معادله‌های بالا به صورت زیر به دست می‌آید  $(n = \lambda + 1)$ :

$$m = \lambda / n \quad (6)$$

$K_u$  بر اساس معادله (1) با فرض  $1 = 1/2$  محاسبه می‌شود (Rawls and Brakensiek, 1989).

**ب) مدل وریکن و همکاران:** Vereecken et al. (1990) با توجه به معادله ارائه شده توسط گاردنر در سال 1965، مدل زیر را برای تخمین  $K_u$  ارائه کردند:

$$K_u = K_s / ((bh)^n + 1) \quad (7)$$

که در این معادله  $K_u$  هدایت هیدرولیکی اشباع (سانتیمتر بر روز) و  $b$  و  $h$  پارامترهای تجربی هستند که به صورت زیر به دست می‌آیند (Vereecken et al., 1990):

(8)

$$\ln(b) = -3.01 - 0.019 sand + 0.056 clay + 0.579 \ln(K_s) \quad (9)$$

(9)

$$\ln(n) = 1.186 + 0.194 \ln(clay) - 0.0489 \ln(silt)$$

**ج) مدل وستن:** Wosten (1997) پارامترهای تغییر شکل

یافته مدل ون‌گنوختن را برای خاک‌های سیلتی و رسی بصورت زیر ارائه کرد:

(10)

$$\alpha^* = 11 - 2.298 D^2 - 12.41 / D + 0.838 om + 0.343 / om + 2.03 \ln(om) - 1.263 Dom$$

(11)

$$n^* = -0.34 + 1.224 / D - 0.7952 \ln(clay) - 0.3201 \ln(om) + 0.0651 Dom$$

$$l^* = 0.451 + 2.678 / D - 1.093 \ln(clay) \quad (12)$$

که در آن‌ها D چگالی ظاهری خاک (گرم بر سانتیمتر مکعب) و om درصد مواد آلی خاک می‌باشد. پارامترهای ون‌گونوختن به صورت زیر بدست می‌آیند:

$$\alpha = \exp(\alpha^*) \quad (13)$$

$$n = \exp(n^*) + 1 \quad (14)$$

$$m = 1 - 1/n \quad (15)$$

$$l = 10 \cdot (\exp(l^*) - 1) / (\exp(l^*) + 1) \quad (16)$$

که در آن  $\alpha$  (یک بر سانتیمتر) و n و l پارامترهای بدون بعد هستند. هدایت هیدرولیکی غیراشباع از معادله ون‌گونوختن که به صورت زیر ارائه شده است، به دست می‌آید (Wosten et al., 1993; Wosten, 1997):

$$K_u = K_s \frac{[(1 + |\alpha h|^n)^{1-1/n} - |\alpha h|^{n-1}]^2}{(1 + |\alpha h|^n)^{(1-1/n)(l+2)}} \quad (17)$$

(د) مدل وستن و همکاران: Wosten et al. (1999) پارامترهای تغییر شکل یافته ون‌گونوختن را به صورت زیر ارائه کردند:

$$\alpha^* = -14.96 + 0.03135 \text{clay} + 0.0351 \text{silt} + 0.646 \text{om} + 15.29D \quad (18)$$

$$\begin{aligned} & - 0.192 \text{topsoil} - 4.671D^2 - 0.000781 \text{clay}^2 - 0.00687 \text{om}^2 \\ & + 0.0449 / \text{om} + 0.0663 \ln(\text{silt}) + 0.1482 \ln(\text{om}) - 0.04546D \text{silt} \\ & - 0.4852D \text{om} + 0.00673 \text{topsoil clay} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} n^* &= -25.23 - 0.02195 \text{clay} + 0.0074 \text{silt} - 0.194 \text{om} + 45.5D \\ & - 7.24D^2 + 0.0003658 \text{clay}^2 + 0.002885 \text{om}^2 - 12.81 / D \\ & - 0.1524 / \text{silt} - 0.01958 / \text{om} - 0.2876 \ln(\text{silt}) - 0.0709 \ln(\text{om}) \\ & - 44.6 \ln(D) - 0.02264D \text{clay} + 0.0896D \text{om} \\ & + 0.00718 \text{topsoil clay} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} l^* &= 0.0202 + 0.0006193 \text{clay}^2 - 0.001136 \text{om}^2 - 0.2316 \ln(\text{om}) \\ & - 0.03544D \text{clay} + 0.00283D \text{silt} + 0.0488D \text{om} \end{aligned} \quad (20)$$

که در آن‌ها silt بیانگر درصد سیلت، topsoil یک پارامتر است که برای خاک سطحی برابر یک و برای خاک زیرزمینی برابر صفر می‌باشد. عمق خاک سطحی بسته به شرایط منطقه متفاوت است که در این آزمایش تا عمق 60 سانتیمتر، خاک سطحی در نظر گرفته شده است. سایر پارامترها به شرح قبل می‌باشند و پارامترهای مدل ون‌گونوختن بصورت زیر بدست می‌آیند.

$$l = 10 \cdot (\exp(l^*) - 1) / (\exp(l^*) + 1) \quad (21)$$

و مقادیر  $\alpha$ ، n و m با استفاده از معادله های 13، 14 و 15 محاسبه می‌شوند. هدایت هیدرولیکی غیراشباع همانند مدل قبلی از معادله (17) بدست می‌آید (Vereecken et al., 1990).

مدل‌های هدایت هیدرولیکی اشباع (کلیه نمادها به همان صورتی که در روابط قبلی گفته شد به کار گرفته می‌شوند. همگی این مدل‌ها  $K_s$  را بر حسب متر بر ثانیه تخمین می‌زنند):

(الف) مدل Brakensiek et al (1984):

$$(22)$$

$$\begin{aligned} K_s &= 2.78 \cdot 10^{-6} \exp(19.52348\theta_s - 8.96847 - 0.028212 \text{clay} + 1.8107 \cdot 10^{-4} \text{sand}^2 \\ & - 9.4125 \cdot 10^{-3} \text{clay}^2 - 8.395215\theta_s^2 + 0.077718 \text{sand} \theta_s \\ & - 0.00298 \text{sand}^2 \theta_s^2 - 0.019492 \text{clay}^2 \theta_s^2 + 1.73 \cdot 10^{-5} \text{sand}^2 \text{clay} \\ & + 0.02733 \text{clay}^2 \theta_s + 0.001434 \text{sand}^2 \theta_s - 3.5 \cdot 10^{-6} \text{clay}^2 \text{sand} \end{aligned}$$

(ب) مدل Vereecken et al (1990):

$$(23)$$

$$\begin{aligned} K_s &= 1.1574 \cdot 10^{-7} \exp(20.62 - 0.96 \ln(\text{clay}) - 0.66 \ln(\text{sand}) \\ & - 0.46 \ln(\text{om}) - 0.00843D) \end{aligned}$$

(ج) مدل Wosten (1997): برای خاک‌های رسی و سیلتی داریم:

$$(24)$$

$$\begin{aligned} K_s &= 1.15741 \cdot 10^{-7} \exp(-43.1 + 64.8D - 22.21D^2 + 7.02 \text{om} - 0.1562 \text{om}^2 \\ & + 0.985 \ln(\text{om}) - 0.01332 \text{clay om} - 4.71D \text{om}) \end{aligned}$$

(د) مدل Wosten et al (1999):

$$(25)$$

$$\begin{aligned} K_s &= 1.15741 \cdot 10^{-7} \exp(7.755 + 0.0352 \text{silt} + 0.93 \text{topsoil} - 0.967D^2 \\ & - 0.000484 \text{clay}^2 - 0.000322 \text{silt}^2 + 0.001 / \text{silt} - 0.0748 / \text{om} - 0.643 \ln(\text{silt}) \\ & - 0.01398D \text{clay} - 0.1673D \text{om} - 0.02986 \text{topsoil clay} - 0.03305 \text{topsoil silt}) \end{aligned}$$

### ارزیابی آماری داده‌ها

در این تحقیق از روش ارائه شده توسط Tietje and Hennings (1996) که برای ارزیابی آماری توابع انتقالی و هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه شده است، استفاده گردید. در این روش نسبت خطای متوسط هندسی (GMER) و نسبت خطای انحراف استاندارد هندسی (GSDER)، به صورت زیر محاسبه شد:

به ترتیب به عنوان تابعی از رطوبت و مکش ماتریک ارائه شده است.

حداقل رطوبت حجمی به دست آمده در روش زهکش داخلی به کار گرفته شده برای سه مکان مورد مطالعه به ترتیب 0/27، 0/24 و 0/25 که متناظر با مکش ماتریک 3/85، 4/16 و 3/83 متر می‌باشد.

#### ب) مقایسه نتایج صحرایی با مدل ها:

برای تخمین هدایت هیدرولیکی غیر اشباع  $K_u$ ، چهار مدل راولز و براکنسیک، وریکن و همکاران، وستن و وستن و همکاران استفاده شد. از آنجا که این مدل‌ها برای تخمین  $K_u$  به مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع  $K_s$  نیز نیاز داشتند، مقدار  $K_s$  توسط چهار مدل ارائه شده (براکنسیک و همکاران، وریکن و همکاران، وستن و وستن و همکاران) تخمین زده شد و متعاقباً  $K_s$  تخمینی در هر چهار مدل جهت تخمین هدایت هیدرولیکی غیر اشباع به کار گرفته شد. بدین ترتیب برای هر نقطه یا مقدار از منحنی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع اندازه‌گیری شده، شانزده نقطه توسط مدل‌ها محاسبه شد. در شکل 6 این مقادیر برای مکان شماره یک در مقابل مقادیر اندازه‌گیری شده نشان داده شده‌اند. بدلیل محدودیت جا، اطلاعات و نتایج مربوط به مکان‌های 2 و 3 در این‌جا ارائه نشده است. توضیحات بیشتر در ترابی‌فارسانی (1383) یافت می‌شود.

شکل 6 نشان می‌دهد که منحنی‌ها تقریباً با هم موازی‌اند. این موازی بودن برای یک خاک sandy loam توسط Wagner et al (2001) نیز نشان داده شده است. تفاوت بین مدل‌ها تا حدود بیش از 300 برابر نیز توسط نامبردگان گزارش شده است. بنابراین تفاوت‌های مشاهده شده در شکل 6 قابل انتظار می‌باشد. یک دلیل محتمل چنین تفاوت‌هایی، تأثیر ساختمان خاک است که در این مدل‌ها دیده نشده است. در حالی که ما از نمونه‌های دست‌نخورده استفاده کردیم، هدایت هیدرولیکی اشباع ( $K_s$ ) پارامتر مهمی در تمامی توابع انتقالی برای برآورد  $K_u$  است و یک عامل انطباقی به شمار می‌آید. گرچه محققین مختلف غالباً هم مدلی را برای برآورد  $K_u$  و هم برای  $K_s$  می‌دهند (مثلاً Vereecken et al. 1990)، ولی بررسی منابع (مثلاً Wagner et al. 2001) مشخص می‌سازد که لزوماً مدلی که  $K_s$  را برآورد می‌کند برآورد خوبی برای  $K_u$  ندارد. افزون بر این مشخص شده است که برای استفاده در مدل‌های  $K_u$ ،  $K_s$  برآوردی از  $K_s$  اندازه‌گیری مستقیم بهتر است. این واقعیت ممکن است به این دلیل باشد که  $K_s$  برآورد شده از پارامترهای بافتی ممکن است مقادیری را بدهد که به مقدار بیشتری مستقل از منافذ درشت خاک و خصوصیات ساختمانی خاک‌ها باشد. این ویژگی‌ها

$$\varepsilon = \phi_p / \phi_m \quad (26)$$

که در آن  $\varepsilon$  نسبت خطا و  $\phi_p$  و  $\phi_m$  به ترتیب بیانگر مقادیر تخمینی و اندازه‌گیری شده می‌باشند.

$$GMER = \exp(1/n \cdot \sum_{i=1}^n \ln(\varepsilon_i)) \quad (27)$$

$$GSDER = \exp \left[ (1/(n-1) \cdot \sum_{i=1}^n [\ln(\varepsilon_i) - \ln(GMER)]^2)^{1/2} \right] \quad (28)$$

GMER برابر با یک با همخوانی دقیق بین داده‌های اندازه‌گیری شده و تخمینی مطابقت دارد و  $GMER < 1$  به این اشاره دارد که مقادیر تخمینی کمتر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشند و در مورد  $GMER > 1$  عکس این مورد صادق است. اگر  $GSDER$  مساوی واحد باشد به معنای یک محاسبه دقیق است و به هر میزان که میزان انحراف با داده‌های اندازه‌گیری شده بیشتر باشد مقدار آن افزایش می‌یابد. بنابراین بهترین مدل یک GMER نزدیک به یک و یک  $GSDER$  کوچک خواهد داشت (Tietje and Hennings (1996)).

#### نتایج و بحث

##### الف) اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی خاک:

پروفیل رطوبتی خاک در سه مکان تحت مطالعه به ترتیب در شکل‌های 1، 2 و 3 متناظر با زمان‌های مختلف ارائه شده است. همانطور که در شکل‌های ارائه شده دیده می‌شود، به دلیل حرکت آب به پایینتر از لایه تحت مطالعه، میزان رطوبت با گذشت زمان کاهش می‌یابد. این کاهش رطوبت هر چقدر که زمان بیشتری سپری شود شدت کمتری پیدا می‌کند که در این بین هدایت هیدرولیکی نیز متناظر با کاهش رطوبت کاهش می‌یابد. Reichardt et al. (1998) نیز در یک دوره 45 روزه برای یک خاک با بافت متوسط نتایج مشابهی از لحاظ تغییرات رطوبت و هدایت هیدرولیکی به دست آورده‌اند.

جهت تعیین هدایت هیدرولیکی از روی منحنی‌های رطوبتی تهیه شده برای هر لایه 10 سانتیمتری از خاک (این منحنی‌ها به دلیل محدودیت جا در اینجا ارائه نشد. توضیحات بیشتر در ترابی‌فارسانی-1383- آورده شده است) نیمرخ مکش هر خاک در زمان‌های مختلف ترسیم گردید تا بتوان گرادیان هیدرولیکی را به دست آورد. با محاسبه دبی جریان در هر لایه و زمان مشخص (رابطه 2)، هدایت هیدرولیکی غیر اشباع متناظر با رطوبت یا مکش مشخص شده برای هر لایه محاسبه گردید. برای یک خاک مشخص از این مقادیر میانگین‌گیری گردید که نتایج به دست آمده را برای هر سه مکان در شکل‌های 4 و 5

نسبتاً مناسبی دارد که به دنبال آن پراکندگی نتایج نسبتاً مناسب می‌باشد.

مدل Wosten (1997) در شرایطی که از هدایت هیدرولیکی اشباع تخمین زده شده توسط همین مدل استفاده می‌شود نزدیکترین GMER به یک را به دست می‌دهد که با توجه به مقادیر GMER می‌توان گفت که مقادیر تخمینی توسط این مدل غالباً کوچکتر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشند. GSDER بدست آمده در هر چهار مورد نسبتاً مساوی بوده و می‌توان گفت که مقدار نسبتاً مناسبی دارد که به دنبال آن پراکندگی نتایج نسبتاً مناسب می‌باشد.

مدل Wosten et al (1999) در شرایطی که از هدایت هیدرولیکی اشباع تخمینی مدل Wosten (1997) استفاده شود، نزدیکترین GMER به یک را نتیجه می‌دهد که با توجه به اینکه مقدار بدست آمده حدود چهار برابر از یک کوچکتر می‌باشد می‌توان گفت مقادیر تخمینی در این حالت به مقدار نسبتاً زیادی از مقادیر اندازه‌گیری شده کوچکتر می‌باشند. GSDER در هر چهار مورد مقادیر نسبتاً مساوی به خود اختصاص داده که با توجه به مقدار بدست آمده پراکندگی نتایج نسبتاً مناسب می‌باشد.

### نتیجه‌گیری

مدل Rawls and Brakensiek (1989) با هدایت هیدرولیکی اشباع تخمین زده شده توسط مدل Brakensiek et al (1984) و مدل Wosten (1997) با هدایت هیدرولیکی اشباع تخمینی توسط همین مدل نزدیکترین مقادیر تخمینی را نسبت به مقادیر اندازه‌گیری شده ارائه می‌کنند. که نتایج به دست آمده با توجه به ماهیت بسیار متغیر  $K_s$  و  $K_u$ ، از سطح مطلوبی برخوردار می‌باشند. البته تفاوت بین نتایج این دو مدل در این بود که مدل اول مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع را غالباً بیشتر از مقادیر اندازه‌گیری شده تخمین می‌زد و این در حالی بود که در مورد مدل دوم عکس این مسئله صادق بود. پراکندگی نقاط تخمینی در مدل اول بیش از مدل دوم بود. از این رو می‌توان مدل Wosten (1997) با هدایت هیدرولیکی اشباع تخمینی توسط همین مدل را به عنوان بهترین مدل تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع در تحقیق انجام شده دانست. آزمایش‌های مزرعه‌ای در این تحقیق بر روی خاک واقعی و دست نخورده انجام گرفته است در حالی که معادلات تجربی PTF بر مبنای خاک‌های دست خورده شکل گرفته است. همین تفاوت شاید یکی از دلایل عدم هماهنگی بین اندازه‌گیری‌ها و برآوردها (مثلاً شکل 6) باشد.

بر روی  $K_s$  موثرند ولی تأثیری بر روی  $K_u$  ندارند. به همین دلیل Loll et al (1999) بجای استفاده از  $K_s$  اندازه‌گیری، استفاده از  $K_u$  در مکش کم ( $h=-1m$ ) را توصیه کرده است. مقادیر GMER و GSDER به صورتی که قبلاً گفته شد در مقایسه بین مقادیر تخمینی و اندازه‌گیری شده هدایت هیدرولیکی غیراشباع تعیین شدند که نتایج به دست آمده به ترتیب در جداول 2 و 3 ارائه شده‌اند.

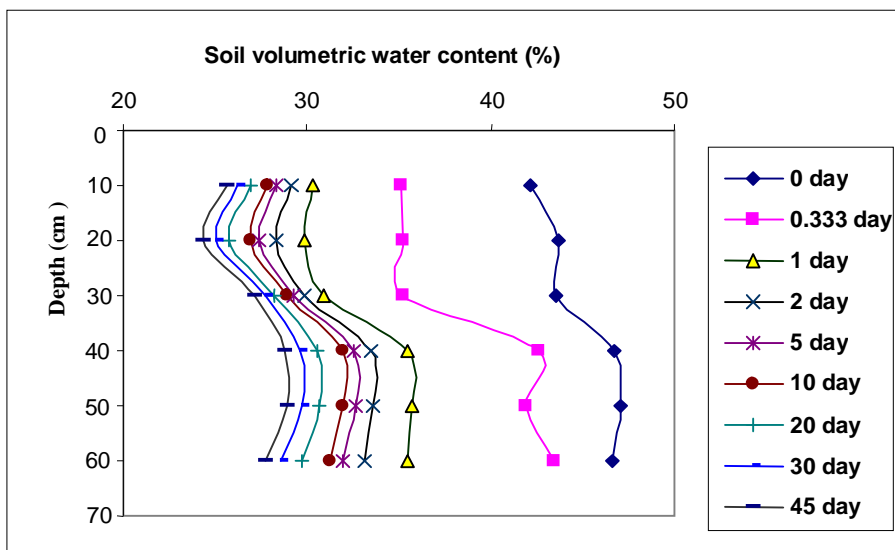
با توجه به مقادیر GMER به دست آمده می‌توان گفت، مدل Wosten (1997) در شرایطی که  $K_s$  نیز توسط همین مدل تخمین زده شود، نزدیکترین GMER به یک را دارد (0/772) که با توجه به مقدار GMER می‌توان گفت که مقادیر تخمینی اغلب کوچک‌تر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشند. تقریب مناسب بعدی مدل Rawls and Brakensiek (1989) در شرایطی که  $K_s$  توسط مدل Brakensiek et al (1984) تخمین زده شود می‌باشد (GMER = 1/505). در این حالت با توجه به مقدار GMER می‌توان گفت که مقادیر تخمینی اغلب بزرگ‌تر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشند. سه مدل از چهار مدل انتخابی  $K_u$  را کمتر برآورد می‌کنند. این یافته با یافته‌های Wagner et al (2001 و 2002) هماهنگی دارد ولی در درجه تفاوت با عدد یک اختلاف وجود دارد. با این وجود نتایج ما برای مدل Rawls and Brakensiek (1989) با آن نتایج همخوانی ندارد.

در رابطه با GSDER به دست آمده، مقدار این عامل در هر چهار مورد نسبتاً یکسان بود و تقریباً می‌توان گفت مقدار بزرگی را به خود اختصاص داده که بیانگر پراکندگی نسبتاً بالای نتایج می‌باشد. با این وجود این پراکندگی به مراتب از پراکندگی گزارش شده توسط Wagner et al (2002) کمتر است (جدول 3). این ممکن است به دلیل تعداد کم خاک‌های مورد بررسی در این جا با تعداد خاک‌های Wagner et al باشد. همچنین تمامی TFها برای خاک‌های مناطق اروپا به دست آمده‌اند که ممکن است تفاوت ماهوی با خاک‌های ایران داشته باشند. هیچ مطالعه جامعی در مورد چگونگی تطابق PTFهای خارجی با خاک‌های ایران انجام نشده است.

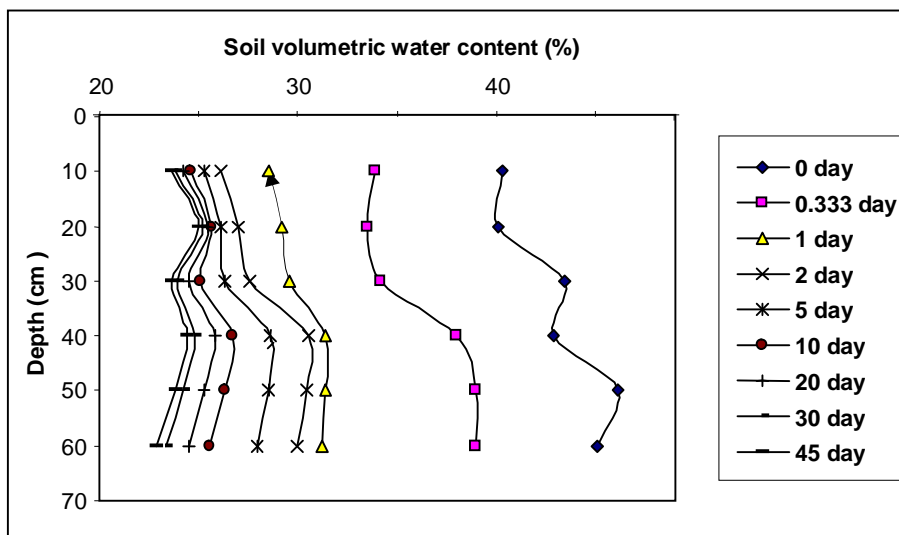
مدل Vereecken et al (1990) در شرایطی که از هدایت هیدرولیکی اشباع تخمین زده شده توسط همین مدل استفاده می‌شود، نزدیکترین GMER به یک را نتیجه می‌دهد که با توجه به مقادیر GMER می‌توان گفت که مقادیر تخمینی توسط این مدل غالباً کوچکتر از مقادیر اندازه‌گیری شده می‌باشند. GSDER به دست آمده در هر چهار مورد نسبتاً مساوی بوده و می‌توان گفت که مقدار

جدول 1- برخی از خصوصیات سهل‌الوصول خاک در سه مکان مطالعه شده

شماره مکان	درصد	درصد	درصد	چگالی	درصد	نوع	درصد رطوبت
مورد نظر	شن	سیلت	رس	ظاهری	موادآلی	خاک	جمی اشباع
یک	21/1	54/1	24/8	1/63	0/62	لوم‌سیلت	45
دو	27/9	55	17/1	1/56	0/43	لوم‌سیلت	43/1
سه	35/2	47/5	17/3	1/37	1/31	لوم	44/2

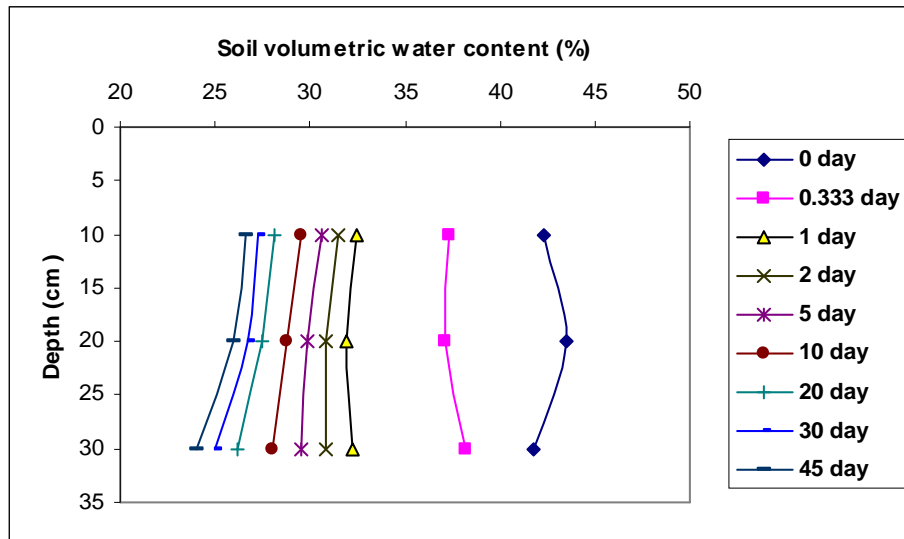


شکل 1- نیمرخ میزان رطوبت خاک مکان شماره یک

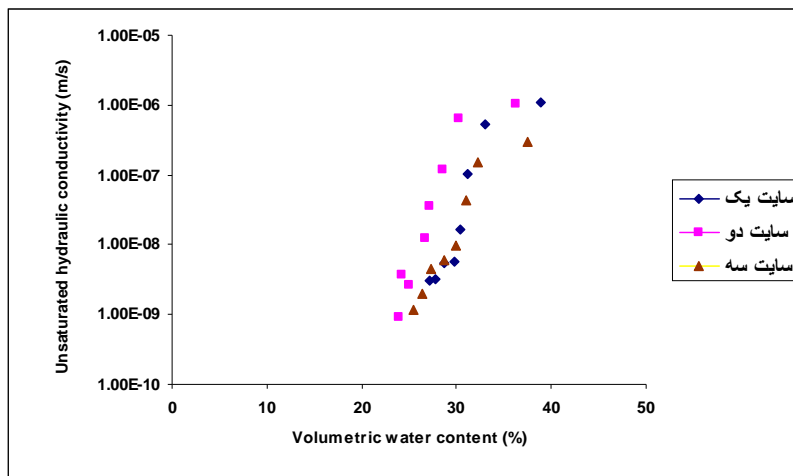


شکل 2- نیمرخ میزان رطوبت خاک مکان شماره دو

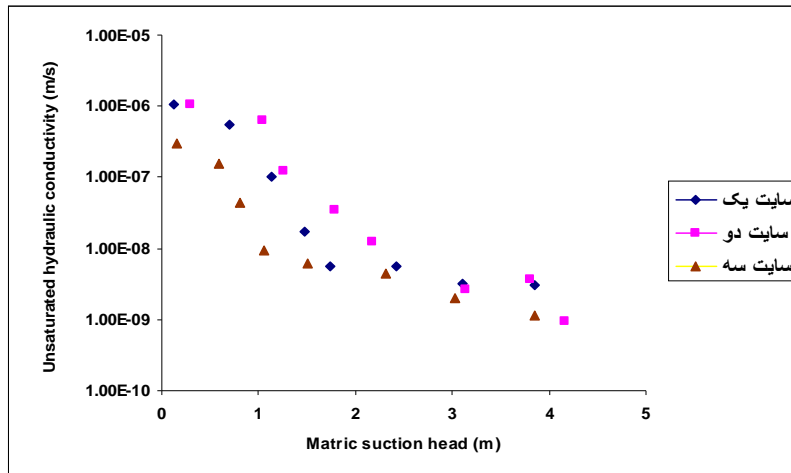




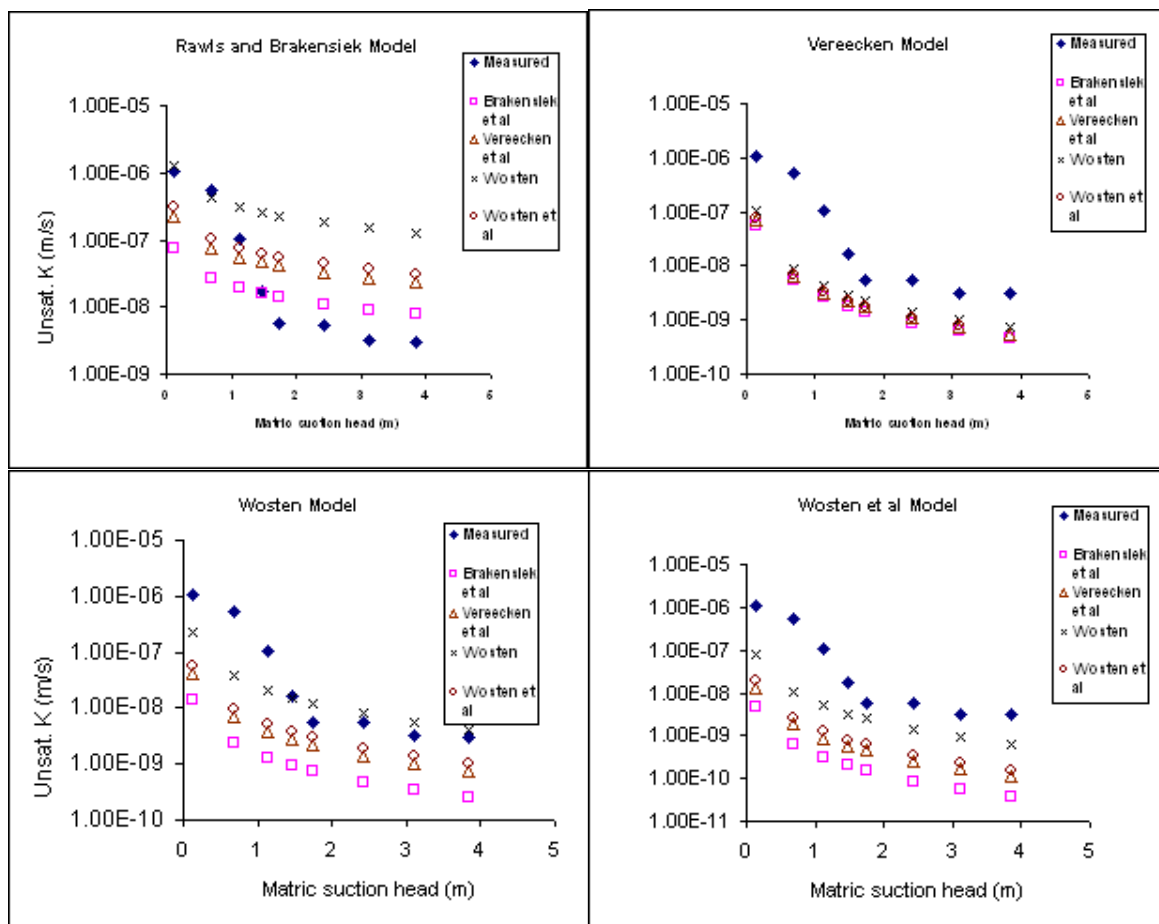
شکل 3 - نیمرخ میزان رطوبت خاک مکان شماره سه



شکل 4 - نمودار مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده به صورت تابعی از میزان رطوبت



شکل 5 - نمودار مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده به صورت تابعی از مکش ماتریک



شکل 6 - نمودار مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده و تخمینی به صورت تابعی از مکش ماتریک برای مکان یک (ج) نتایج ارزیابی مدل‌ها:

جدول 2 - مقادیر GMER مربوط به تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع

مدل برآورد ضریب آبگذری غیراشباع				مدل برآورد $K_s$
4	3	2	1	
0/016	0/052	0/146	1/505	Brakensiek et al
0/071	0/246	0/206	6/548	Vereeken et al.
0/239	0/772	0/173	22/158	Wosten
0/061	0/221	0/175	5/670	Wosten et al.
1/22-0/13	2/50-0/27	0/95-0/54	0/44-0/09	محدوده GMER در Wagner et al. (2002)

(1) Rawls and Brakensiek, (2) Vereeken et al., (3) Wosten, (4) Wosten et al.

جدول 3 - مقادیر GSDER مربوط به تخمین هدایت هیدرولیکی غیراشباع

مدل برآورد ضریب آبگذری غیراشباع				مدل برآورد $K_s$
4	3	2	1	
3/496	3/648	3/738	6/371	Brakensiek et al.
4/282	3/616	3/601	7/710	Vereeken et al.
3/348	3/635	3/700	6/14	Wosten
3/758	3/477	3/756	6/78	Wosten et al
17/00-79/50	7/16-18/93	6/81-4/50	73/74-2/12	محدوده GMER در Wagner et al. (2002)

(1) Rawls and Brakensiek, (2) Vereeken et al., (3) Wosten, (4) Wosten et al.

### فهرست منابع:

1. ترابی فارسانی، ن. 1383. اندازه‌گیری خصوصیات هیدرولیکی خاک و مقایسه مقادیر به دست آمده با نتایج سه مدل تخمینی و یک روش برآوردی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، 80 صفحه
2. ولایتی، س.ا.، و توسلی، س. 1370. منابع و مسائل آب استان خراسان. موسسه چاپ و انتشارات آستان قدس رضوی، مشهد، چاپ اول، 279 صفحه.
3. Brakensiek, D.L., W.J. Rawls and G.R. Stephenson. 1984. Modifying SCS hydrologic soil groups and curve numbers for rangeland soils. ASAE Paper No. PNR-84-203, St. Joseph, MI.
4. Green, R.E., L.R. Ahuja and S.K. Chong. 1986. Hydraulic conductivity, diffusivity, and sorptivity of unsaturated soils, Methods of soil analysis. Part 1, second ed, Agronomy Monograph., 9: 771-798.
5. Hillel, D., V.D. Krentos and Y. Stylianou. 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci. 114: 395-400.
6. Kern, J.S. 1995. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Sci. Soc. Am. J., 59:1134-1141.
7. Libardi, P.L., K. Reichardt, D.R. Nielsen and J.W. Biggar. 1980. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Am. J., 44: 3-7
8. Loll, P., P. Moldrup, P. Schjonning and H. Riley. 1999. Predicting saturated hydraulic conductivity from air permeability: application in stochastic water infiltration modeling. Water Resour. Res., 35(8):2387-2400.
9. Mualem, Y. 1986. Hydraulic of unsaturated soils: prediction and formulas. Part 1, second ed, Agronomy Monograph No., 9: 799-823.

10. Rawls, W.J. and D.L. Brakensiek. 1989. Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: Morel-Seytoux, H.J. (Ed.), *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling-Theory and Practice*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 275-300.
11. Reichardt, K., O. Portezan, P.L. Libardi, O.O.S. Bacchi, S.O. Moraes, J.C.M. Oliveira and M.C. Falleiros. 1998. Critical analysis of the field determination of soil hydraulic conductivity functions using the flux-gradient approach. *Soil & Tillage Research.*, 48: 81-89.
12. Severino, G., S. Alessandro and A. Sommella. 2003. Determining the soil hydraulic by means of a field scale internal drainage. *Journal of hydrology.*, 273: 234-248
13. Sisson, J.B., A.H. Ferguson and M.Th. Van Genuchten. 1980. Simple method for predicting drainage from field plots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44: 1147-1152.
14. Tietje, O. and V. Hennings. 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma.*, 69: 71-84.
15. Tietje, O. and M. Tapkenhinrichs. 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57:1088-1095.
16. 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.
17. Vereecken, H., J. Maes and J. Feyen. 1990. Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties. *Soil Sci.*, 149:1-12.
18. Wagner, B., V.R. Tarnawski, V. Hennings, U. Muller, G. Wessolek and R. Plagge. 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, 102:275-297.
19. Wagner, B., V.R. Tarnawski, V. Hennings, U. Muller, G. Wessolek and R. Plagge. 2002. Reply to comments on "Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated hydraulic conductivity using an independent data set". *Geoderma*, 108:301-304.
20. Wendroth, O., W. Ehlers, J.W. Hopmans, H. Kage, J. Halbertsma and J.H.M. Wosten. 1993. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic function in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57: 1436-1443.
21. Wosten, J.H.M. 1997. Pedotransfer functions to evaluate soil quality. In: Gregorich, E.G., Carter, M.R. (Eds.), *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health. Developments in Soils Science*, vol. 25. Elsevier, pp. 221–245.
22. Wosten, J.H.M., A. Lilly, A. Nemes and C. Le Bas. 1999. Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma.*, 90: 169-185.
23. Yates, S.R., M.Th. Van Genuchten, A.W. Warrick and F.J. Leij. 1992. Analysis of measured, prediction, and estimated hydraulic conductivity using the RETC computer program. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 347-354