



دانشگاه گیلان، دانشکده مهندسی عمران

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک
جلد بیست و یکم، شماره دوم، ۱۳۹۳
<http://jwsc.gau.ac.ir>

بررسی تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در اراضی دانشکده کشاورزی دانشگاه رازی به روش پرماتر گلف

* رسول قبادیان^۱، پرویز شکاری^۲، غلامعلی سبوعه^۳ و رامین ملکی^۳

^۱استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه رازی کرمانشاه، ^۲استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه رازی کرمانشاه،

^۳دانشجوی کارشناسی ارشد گروه آبیاری و زهکشی، دانشگاه رازی کرمانشاه

تاریخ دریافت: ۹۱/۸/۶؛ تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۲/۱۶

چکیده

هدایت هیدرولیکی خاک یکی از مهم‌ترین پارامترها در علوم خاک می‌باشد که به شدت در جهت‌ها و عمق‌های مختلف تغییر می‌کند. اطلاع از چگونگی تغییرات هدایت هیدرولیکی نسبت به مکان و زمان برای بهینه‌سازی مدیریت آب و خاک بسیار ضروری است. این پژوهش برای بررسی تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی اشباع در اراضی دانشکده کشاورزی دانشگاه رازی کرمانشاه انجام شد. به این منظور تعداد ۳۰ چاهک با قطر ۸ سانتی‌متر در سه عمق مختلف ۶۰، ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر حفر گردید. پس از انجام آزمایش‌های شناسایی خاک محل چاهک‌ها مانند دانه‌بندی، حدود خمیریایی خاک و وزن واحد حجم ظاهری نمونه‌های برداشت شده از محل چاهک‌ها، مقدار هدایت هیدرولیکی آن‌ها به روش پرماتر گلف در سه عمق استغراق ۵، ۱۵ و ۲۵ سانتی‌متر برآورد شد. نتایج آزمایش‌های تعیین بافت خاک نشان داد که بافت غالب خاک منطقه سنگین می‌باشد. بررسی‌های آماری نشان داد بین مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده در عمق ۶۰ سانتی‌متر با مقادیر مربوط به عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر در سطح ۵ درصد اختلاف معنی‌دار دارد و کاهش مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع از عمق ۹۰-۱۲۰ سانتی‌متر قابل ملاحظه نبود. از میان آنالیزهای تک‌عمقی دستگاه گلف بیش‌ترین و کم‌ترین هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمده به ترتیب مربوط به آنالیز لاپلاس به‌ازای عمق استغراق ۵ سانتی‌متر و آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پرماتر گلف، گرادیان عمقی، هدایت هیدرولیکی اشباع

* مسئول مکاتبه: rsgobadian@gmail.com

مقدمه

حرکت آب در خاک یکی از پدیده‌های بسیار پیچیده هیدرولیک محیط‌های متخلخل بوده و بدون اغراق هنوز نکات تاریک بسیاری را در خود پنهان دارد. از سال ۱۸۵۶ که داری قانون خود را عرضه نمود تا امروز مطالعات فراوانی در این زمینه انجام شده و نتایج بسیار ارزش‌مندی به‌دست آمده است. ولی هنوز مجهولات فراوانی وجود دارد که باید رفع شود. از جمله این مشکلات تعیین هدایت هیدرولیکی خاک است. برای اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بسته به شرایط مختلف مانند جنس خاک، فاصله سطح آب زیرزمینی تا سطح زمین و...، روش‌های متفاوتی ارائه شده است. این روش‌ها به‌طور کلی در دو دسته روش‌های صحرائی و روش‌های آزمایشگاهی قرار می‌گیرند. روش‌های صحرائی بسته به موقعیت سفره آب زیرزمینی ممکن است در بالا یا زیر سطح ایستابی انجام شوند.

رینولدز و همکاران (۱۹۸۴) وسیله عملی کم‌خرجی به‌نام پرماتر گلف^۱ ساختند که یک سیستم ماریوت ساده بوده و با استفاده از آن می‌توان هدایت هیدرولیکی اشباع صحرائی (K_{fs}) و پتانسیل ماتریک خاک (ϕ_m) را در هر عمقی در بالای سطح ایستابی محاسبه کرد (رینولدز و همکاران، ۱۹۸۴). روش نام برده از مبنای تئوری قوی برخوردار است. تسریع در زمان انجام آزمایش، کاهش مصرف آب و کاهش نیروی انسانی به یک نفر در انجام آزمایش از جمله برتری‌های دیگر روش گلف می‌باشد (قبادیان و محمدی، ۲۰۱۰). موهانتی و همکاران (۱۹۹۴) چهار روش اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع (K_{fs}) را در ۴ عمق ۱۵، ۳۰، ۶۰ و ۹۰ سانتی‌متر و در ۵ مکان مختلف در یک خاک یخرفت^۲ تحت کشت با هم مقایسه کردند. این چهار روش عبارت بودند از پرماتر گلف، پرماتر سرعت^۳، پرماتر دیسکی^۴ و روش استوانه مضاعف^۵. نتایج به‌دست آمده از این روش‌ها با نتایج روش آزمایشگاهی مقایسه گردید. روش پرماتر گلف کم‌ترین مقادیر K_{fs} را احتمالاً به‌دلیل اندازه کوچک نمونه به‌دست داد. روش‌های پرماتر دیسک و استوانه مضاعف بزرگ‌ترین مقادیر K_{fs} را همراه با کم‌ترین تغییرات احتمالاً به‌خاطر اندازه بزرگ نمونه داشتند.

لیند و لاندین (۱۹۹۰) تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی را در اشکال مختلف پروفیل خاک در یخرفت‌های اسکاندیناوی با هم مقایسه کردند. در خاک سطحی یک همبستگی بین اندازه ذرات و

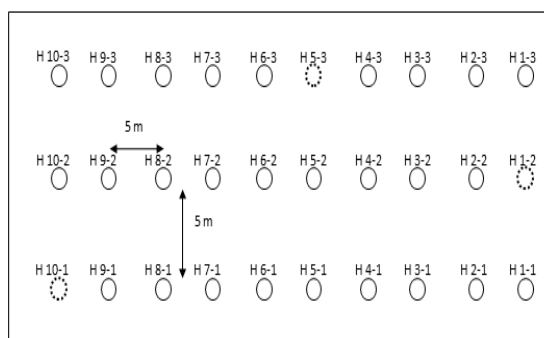
- 1- Guelph Permeameter
- 2- Glacial-Till Soil
- 3- Velocity Permeameter
- 4- Disk Permeameter
- 5- Double-Tube Method

خلل و فرج با هدایت هیدرولیکی وجود داشت. هم هدایت هیدرولیکی و هم خلل و فرج با عمق تغییر می‌کردند. رگالادو و مونوز (۲۰۰۴) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع یک گلخانه موز با خاک آتشفشانی را با سه نوع پرماتر مورد بررسی قرار دادند که شامل (آ) پرماتر صحرایی فیلیپ-دان، (ب) پرماتر گلف و (ج) پرماتر آزمایشگاهی با بار ثابت بود. سرانجام یک رابطه نمایی بین هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل بر حسب رابطه کوزنی-کارمن به دست آمد. وانگ و همکاران (۲۰۱۱) تغییرات مکانی و تأثیر عمق و توپوگرافی را بر هدایت هیدرولیکی ماسه‌های روان کشت شده در تپه‌های شنی نبراسکا بررسی کردند. نتایج بیانگر آن بود که K_{fs} وقتی عمق به طرف مرز پایینی منطقه ریشه (تا ۲ متر) میل می‌کند، افزایش پیدا می‌کند. ژانگ و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از دو مدل بر پایه آزمایش تعیین هدایت هیدرولیکی، آزمایشی برای ارزیابی وضعیت ناهمگنی خاک ارائه کردند.

در طرح‌های تامین و انتقال آب تنها یک تخمین از هدایت هیدرولیکی میانگین از یک آکیفر با حجم تقریباً بزرگ کفایت می‌کند در حالی که طرح‌های کیفیت آب به دلیل تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی نیازمند داده‌های بیش‌تری می‌باشد. در کارهای با مقیاس بزرگ ثابت شده است که تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی نقش مهمی را در کنترل حرکت مواد در سیستم‌های جریان اشباع بازی می‌کند (رتزما، ۱۹۹۴). به منظور برآورد صحیح هدایت هیدرولیکی در یک منطقه باید نگرش مناسبی از روابط بین انواع مختلف سیستم‌های زهکشی و شرایط زهکشی غالب منطقه وجود داشته باشد. به‌عنوان نمونه باید تأثیر و روابط بین سیستم زهکشی در محل با پارامترهای عمق زهکش و مقدار هدایت هیدرولیکی در این عمق، عمق جریان آب زیرزمینی و نوع آکیفر، تغییرات هدایت هیدرولیکی با عمق و همروندی خاک تعیین گردد (جیمز و باتلر، ۲۰۰۵). از آنجایی که تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی خاک نقش مهمی در حرکت و جریان آب و انتقال مواد به طرف لایه‌های زیرین و دبی خروجی از زهکش‌ها، ایجاد سفره‌های معلق و سطح ایستابی دارد، هدف از این مطالعه که در محل جدید مرزعه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه رازی کرمانشاه انجام شده است اندازه‌گیری ضریب هدایت هیدرولیکی اشباع به روش پرماتر گلف در عمق‌های مختلف و بررسی روند تغییرات عمقی این پارامتر در لایه‌های سطحی می‌باشد. نتایج این پژوهش می‌تواند در پژوهش‌های بعدی در خصوص شبیه‌سازی حرکت آب در خاک، انتشار املاح و طراحی سیستم‌های زهکشی در محل نام برده مفید واقع شود.

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه این پژوهش بخشی از اراضی مزرعه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه رازی کرمانشاه می‌باشد. در این پژوهش ۳۰ چاهک در سه ردیف به فواصل ۵ متر در ۵ متر با اوگر در محدوده مورد مطالعه حفر گردید. پلان موقعیت چاهک‌های حفاری شده در شکل ۱ آورده شده است. قطر هر چاهک ۸ سانتی‌متر و عمق‌های حفاری ۶۰، ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر می‌باشد. تمام چاهک‌ها ۲۴ ساعت قبل از اجرای آزمایش به‌طور کامل اشباع شدند تا از ایجاد خطا به واسطه نفوذهای افقی و مرطوب نبودن خاک دیواره چاهک‌ها جلوگیری به‌عمل آید. همچنین به کمک وسیله خراش‌دهنده جداره چاهک را خراش داده تا حالت صاف و صیقلی بودن جداره‌های چاهک که به هنگام حفر آن توسط اوگر به‌وجود می‌آید از بین رفته و آب بتواند به راحتی به درون چاهک نفوذ نماید. علاوه بر انجام آزمایش‌های هدایت هیدرولیکی به روش پرماتر گلف که در ادامه به‌طور مفصل تشریح می‌گردد، آزمایش‌های شناسایی مانند دانه‌بندی خاک، حدود اتربرگ و تعیین جرم حجمی ظاهری بر روی نمونه برداشت شده از حفاری چاهک‌های H 1-2، H 5-3 و H 10-1 و در عمق‌های ۳۰-۰، ۶۰-۳۰، ۹۰-۶۰ و ۱۲۰-۹۰ سانتی‌متر انجام شد. چاهک‌های نام برده به‌گونه‌ای انتخاب شدند که در برگیرنده خصوصیات خاک همه منطقه مورد مطالعه باشند.



شکل ۱- پلان موقعیت چاهک‌های حفاری شده.

روش پرماتر گلف: با کاربرد روش نفوذسنج با بار ثابت که توسط تالسمان و حلام (۱۹۸۰) و سپس توسط رینولدز و همکاران (۱۹۸۴) تکمیل شد مقدار K_{fs} را می‌توان به راحتی محاسبه کرد. ولی در تئوری چاهک نفوذسنج با بار ثابت فرض شده که فشار منفذی صفر است یا به عبارت دیگر تأثیر

محیط غیراشباع خاک در اطراف چاهک نادیده گرفته شده است. در نتیجه در عمل جواب‌های نادرست به دست می‌آید که این موضوع به وسیله فیلیپ (۱۹۶۸ و ۱۹۶۹) پیش‌بینی شده بود (رینولدز و همکاران ۱۹۸۵). به همین دلیل آنالیزهای روش چاهک نفوذسنج بسط داده شده و بهبود یافتند که شامل رویه‌های تک‌عمقی، دوعمقی و چندعمقی می‌شوند (الریک و همکاران، ۱۹۸۹؛ رینولدز و الریک، ۱۹۹۲). این آنالیزهای به روز شده هر سه مؤلفه جریان خروجی از چاهک را در نظر می‌گرفتند و در نتیجه مقادیر دقیق‌تری از K_{fs} به علاوه تخمین هم‌زمان پارامترهای کاپیلارپه ارایه می‌دادند. رینولدز و همکاران (۱۹۸۵) نشان دادند که دبی ورودی به خاک بستگی به بار فشار اولیه خاک غیراشباع دارد. آن‌ها با تخمین ضریب جذبی خاک (s) و پارامتر α در رابطه $K(\Psi) = K_s e^{\alpha\Psi}$ ارایه شده توسط گاردنر (۱۹۵۸) به حل مسأله پرداختند. معادله عمومی پرماتر گلف K_{fs} را با این رابطه محاسبه می‌کند (رینولدز و الریک، ۱۹۸۶):

$$K_{fs} = \frac{CQ_s}{\left[2\pi H^2 + C\pi a^2 + \left(2\pi H/a^* \right) \right]} \quad (1)$$

که در آن، پارامتر α^* با توجه به نوع بافت - ساختمان در جدول ۱ تخمین زده می‌شود و ضریب شکل بدون بعد از روی نمودار به دست می‌آید.

جدول ۱- گروه‌های بافت - ساختمان برای تخمین α^* .

| α^* | نوع بافت - ساختمان |
|------------|--|
| ۰/۰۱ | مواد متراکم و بدون ساختمان رسی یا سیلتی مانند پوشش‌های ریزشی، تورب‌زارها و رسوبات دریایی |
| ۰/۰۴ | مواد متخلخل با بافت ریز و ساختمان فشرده شامل خاک‌های رسی و سیلتی بدون ساختمان و نیز مواد شنی ریز بدون ساختمان |
| ۰/۱۲ | بیش‌تر مواد ساختمان‌دار و بافت متوسط شامل خاک‌های رسی و لومی دارای ساختمان به علاوه شن‌های متوسط بدون ساختمان. این گروه مناسب‌ترین انتخاب برای خاک‌های کشاورزی است |
| ۰/۳۶ | شن‌های درشت و گراول‌دار؛ شامل خاک‌های با ساختمان قوی همراه با شکاف‌ها و خلل و فرج زیستی بزرگ |

حل معادله پرماتر گلف: با دقت در رابطه ۱ ملاحظه می‌گردد که این رابطه دارای دو مجهول K_{fs} و α^* می‌باشد که برای حل آن باید هم‌زمان دو رابطه به‌وسیله دو عمق آب در یک چاهک و یا یک عمق آب در دو چاهک با قطرهای مختلف و یا ترکیبی از این دو روش تشکیل داد. این روش موسوم به آنالیز دو عمقی است.

$$K_{fs} = \frac{\sum_{i=1}^n H_i \sum_{i=1}^n C_i Q_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) - \sum_{i=1}^n H_i C_i Q_i \sum_{i=1}^n H_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right)}{2\pi \left\{ \sum_{i=1}^n H_i \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) - \left[\sum_{i=1}^n H_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) \right]^2 \right\}} \quad (2)$$

$$\Phi_m = \frac{\sum_{i=1}^n C_i Q_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) \sum_{i=1}^n H_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) - \sum_{i=1}^n H_i C_i Q_i \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right)}{2\pi \left\{ \left[\sum_{i=1}^n H_i \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) \right]^2 - \sum_{i=1}^n H_i \sum_{i=1}^n \left(\frac{C_i a_i}{\gamma} + H_i \right) \right\}} \quad (3)$$

هر چند که آنالیز دو عمقی معروف به آنالیز ریچاردز به خوبی در خاک‌های ثابت و بدون ساختار نتیجه می‌دهد، ولی به علت وجود لایه‌های مختلف خاک و همچنین ترک‌ها و حفره‌های موجود در خاک که منجر به توقف یا کاهش دبی می‌شود درصد بالایی از مقادیر پوچ و منفی K_{fs} و Φ_m ایجاد می‌شود که غیرمنطقی بوده و باید از آن‌ها صرف نظر کرد (ویرا و همکاران، ۱۹۸۸؛ ویلسون و همکاران، ۱۹۸۹). این جواب‌های منفی به خاطر ناهماهنگ بودن دستگاه معادلات هم‌زمان می‌باشد (فیلیپ، ۱۹۸۵). در چاهک‌هایی که با افزایش عمق، کاهش دبی یا توقف نفوذ آب به وجود آید مقادیر K_{fs} منفی خواهد شد و اگر با افزایش عمق افزایش ناگهانی دبی رخ دهد، باعث منفی شدن مقادیر Φ_m خواهد گردید (مشعل و همکاران، ۲۰۰۶). برتری آنالیز دو عمقی گلف این است که صرف نظر از مقادیر منفی K_{fs} ، به علت فرضی نبودن مقادیر α^* ، نتایج هدایت هیدرولیکی از دقت قابل اعتمادتری نسبت به سایر آنالیزهای گلف برخوردار است. هدایت هیدرولیکی در آنالیز لاپلاس به صورت زیر قابل محاسبه است (رینولدز و همکاران، ۱۹۹۲):

$$K_L = \frac{CQ}{\gamma\pi H^2 + C\pi a^2} \quad (4)$$

که در آن، K_L تخمین لاپلاس از K_{Gp} است. در آنالیز لاپلاس فرض می‌گردد که کاپیلاریته خاک صفر بوده و در نتیجه α^* حذف گردیده و محیط غیراشباع در اطراف چاهک نادیده گرفته می‌شود. به همین دلیل، K_L نتایج بسیار بالاتری از K_{fs} ارائه می‌دهد (رینولدز و اریک، ۱۹۸۵). در رگرسیون پایه‌ای ریچاردز مقدار K_{Gp} با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود (الریک و رینولدز، ۱۹۹۲):

$$KR = \beta K_L^\omega; \quad \omega \geq 1 \quad (5)$$

که در آن، K_R : تخمین رگرسیون پایه‌ای ریچاردز از مقدار K_L ، K_{Gp} : تخمین لاپلاس از K_{Gp} و β و ω پارامترهای بدون بعد هستند. مقادیر β و ω از طریق رگرسیون حداقل مربعات بین K_L و K_{fs} به دست می‌آید. که K_{fs} با روش چندعمقی به دست آمده باشد. مقدار کاپیلاریته خاک توسط عدد بدون بعد ω نشان داده می‌شود.

$$(a^*)^{-1} = \left[\frac{\gamma H^2 + Ca^2}{\gamma H} \right] \left[\frac{K_L}{\beta K_L^\omega} - 1 \right] \quad (6)$$

که در آن، اگر ω برابر ۱ باشد، آن‌گاه مقدار عددی α^* ثابت می‌شود. به عبارت دیگر کاپیلاریته خاک ثابت است. اگر $\beta = \omega = 1$ باشد، آن‌گاه α^* به سمت بی‌نهایت میل کرده و مقدار کاپیلاریته خاک صفر است. و اگر $\omega \geq 1$ باشد، آن‌گاه $\alpha^* = f(K_L)$ و یا α^* تابعی از نفوذپذیری خاک خواهد بود (مختاران، ۲۰۰۴). در آنالیز تک‌عمقی ریچاردز مقدار K_{Gp} با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید (جیمز و باتلر، ۲۰۰۵):

$$K_s = \frac{CQ}{\gamma\pi H^2 + C\pi a^2 + \gamma\pi H / a_E^*} \quad (7)$$

که در آن، K_s : تخمین آنالیز تک‌عمقی ریچاردز از مقدار K_{Gp} و α_E^* : تخمین مقدار α^* از جدول ارائه شده توسط الریک و همکاران (۱۹۸۹) می‌باشد. رابطه ۷ در واقع همان رابطه K_{Gp} است به جز این‌که مقدار α^* (یا به عبارتی α_E^*) مشخص گردیده و در نتیجه یک معادله یک‌مجهولی بوده و از مقادیر منفی K_{fs} جلوگیری می‌کند.

نتایج و بحث

نتایج آزمایش‌های دانه‌بندی خاک: همان‌گونه که اشاره شد در محدوده مورد مطالعه، تعداد ۱۲ آزمایش هیدرومتری در ۴ عمق ۰-۳۰، ۳۰-۶۰، ۶۰-۹۰ و ۹۰-۱۲۰ سانتی‌متر و در ۳ تکرار در چاهک‌های H 1-2، H 5-3 و H 10-1 براساس استاندارد ASTM D422-63 انجام شد. پس از ترسیم منحنی دانه‌بندی برای هر یک از ۱۲ آزمایش، درصد رس، سیلت و ماسه براساس روش وزارت کشاورزی آمریکا (USDA) تعیین و در نهایت طبقه‌بندی خاک به روش مثلث بافت خاک انجام شد. نتایج کلی آزمایش‌های هیدرومتری و همچنین بافت خاک در جدول ۲ آورده شده است که نشان‌دهنده بافت خاک سنگین و از نوع رسی در محدوده می‌باشد.

جدول ۲- نتایج آزمایش هیدرومتری.

| شماره چاهک | عمق نمونه‌گیری (سانتی‌متر) | % clay | % silt | % sand | بافت خاک |
|------------|----------------------------|--------|--------|--------|-----------------|
| ۱-۲ | ۰-۳۰ | ۴۵ | ۳۹ | ۱۶ | clay |
| | ۳۰-۶۰ | ۴۷ | ۳۸ | ۱۵ | clay |
| | ۶۰-۹۰ | ۴۳ | ۴۲ | ۱۵ | silty clay |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۴۱ | ۴۸ | ۱۱ | silty clay |
| ۵-۳ | ۰-۳۰ | ۴۳ | ۴۰ | ۱۷ | clay |
| | ۳۰-۶۰ | ۴۲ | ۴۱ | ۱۷ | silty clay |
| | ۶۰-۹۰ | ۳۹ | ۴۳ | ۱۸ | silty clay loam |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۴۶ | ۴۱ | ۱۳ | silty clay |
| ۱۰-۱ | ۰-۳۰ | ۴۵ | ۳۸ | ۱۷ | clay |
| | ۳۰-۶۰ | ۴۵ | ۳۷ | ۱۸ | clay |
| | ۶۰-۹۰ | ۴۵ | ۳۵ | ۲۰ | clay |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۴۵ | ۴۰ | ۱۵ | clay |

نتایج آزمایش‌های تعیین حدود اتربرگ خاک و وزن مخصوص ظاهری: حدود اتربرگ و شاخص‌هایی که در رابطه با این حدود تعریف می‌شود، در شناخت خصوصیات شیمیایی، فیزیکی و مکانیکی خاک‌ها و نیز طبقه‌بندی آن‌ها دارای اهمیت است. حدود اتربرگ خاک شامل حد روانی (LL) از روش کاساگرانده، شاخص خمیری (PI)، عدد فعالیت خاک (A) و نیز طبقه‌بندی خاک براساس سیستم یونیفاید محاسبه شد که نتایج آن در جدول ۳ آمده است.

رسول قبادیان و همکاران

جدول ۳- نتایج آزمایش‌های تعیین حدود اتربرگ خاک.

| شماره چاهک | عمق نمونه‌گیری (سانتی‌متر) | حد روانی (درصد) | شاخص پلاستیک (درصد) | درصد رس | عدد فعالیت خاک | طبقه‌بندی یونیفاید |
|------------|----------------------------|-----------------|---------------------|---------|----------------|--------------------|
| ۱-۲ | ۰-۳۰ | ۴۲/۸ | ۱۳/۸ | ۴۵ | ۰/۳ | ML |
| | ۶۰-۳۰ | ۴۵/۴ | ۱۵/۰ | ۴۷ | ۰/۳ | ML |
| | ۶۰-۹۰ | ۴۲/۶ | ۱۶/۶ | ۴۳ | ۰/۴ | CL |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۳۸/۵ | ۱۴/۴ | ۴۱ | ۰/۴ | ML |
| ۵-۳ | ۰-۳۰ | ۴۳/۳ | ۹/۰ | ۴۳ | ۰/۲ | ML |
| | ۳۰-۶۰ | ۴۳/۵ | ۱۴/۹ | ۴۲ | ۰/۴ | ML |
| | ۶۰-۹۰ | ۴۳/۷ | ۱۲/۵ | ۳۹ | ۰/۳ | ML |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۴۲/۳ | ۱۴/۰ | ۴۶ | ۰/۳ | ML |
| ۱۰-۱ | ۰-۳۰ | ۴۵/۰ | ۱۵/۵ | ۴۵ | ۰/۳ | ML |
| | ۳۰-۶۰ | ۵۰/۰ | ۱۸/۷ | ۴۵ | ۰/۴ | ML |
| | ۶۰-۹۰ | ۴۴/۰ | ۱۰/۷ | ۴۵ | ۰/۲ | ML |
| | ۹۰-۱۲۰ | ۴۵/۰ | ۱۴/۷ | ۴۵ | ۰/۳ | ML |

همان‌گونه که در جدول ۳ ذکر شده است براساس طبقه‌بندی یونیفاید، خاک منطقه مورد آزمایش در عمق‌های مختلف در گروه ML قرار می‌گیرد که از جمله خصوصیات این خاک می‌توان به لای و رس بسیار ریز غیرآلی، ماسه ریز رسی یا لای‌دار و لای رسی با خمیرایی اندک اشاره کرد. حد روانی کم‌تر از ۵۰ درصد برای خاک مورد مطالعه در عمق ۰-۱۲۰ سانتی‌متر نشان می‌دهد خاک مورد مطالعه دارای خاصیت خمیرایی کم می‌باشد بنابراین بار الکتریکی، سطح ویژه بالا و همچنین درصد ذرات نازک پولک قابل ملاحظه در این خاک مورد انتظار نمی‌باشد. هرچه بار الکتریکی بیش‌تر باشد، آب متصل به آن بیش‌تر و حد روانی خاک بزرگ‌تر است.

برای بررسی این‌که مقدار رس یک خاک چسبنده تا چه درجه خاصیت خمیرایی دارد، از شاخص به‌نام اکتیویته، A، استفاده می‌شود. شاخص اکتیویته از تقسیم شاخص پلاستیک بر درصد ذرات رس به‌دست می‌آید. هرچه رس فعال‌تر باشد، تغییر حجم آن بر اثر رطوبت بیش‌تر است. شاخص اکتیویته خاک مورد مطالعه در حدود ۰/۴-۰/۳ می‌باشد به‌عبارتی می‌توان گفت که واکنش آن در جذب آب شبیه رس کائولینیت می‌باشد.

همچنین آزمایش‌های تعیین جرم مخصوص ظاهری در عمق‌های ۳۰، ۶۰، ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر در ۳ تکرار انجام شد. نتایج این آزمایش‌ها در جدول ۴ آمده است.

جدول ۴- نتایج آزمایش‌های تعیین جرم مخصوص ظاهری خاک در عمق‌های مختلف.

| عمق نمونه‌گیری (سانتی‌متر) | شماره چاهک | جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتی‌مترمکعب) | میانگین جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتی‌مترمکعب) | تخلخل (درصد) |
|-------------------------------|------------|---|---|-----------------|
| ۳۰ | ۱-۲ | ۱/۴۴ | ۱/۴۲ | ۴۶/۵ |
| | ۵-۳ | ۱/۴۰ | | |
| | ۱۰-۱ | ۱/۴۲ | | |
| ۶۰ | ۱-۲ | ۱/۷۴ | ۱/۷۵ | ۳۳/۹ |
| | ۵-۳ | ۱/۷۳ | | |
| | ۱۰-۱ | ۱/۷۸ | | |
| ۹۰ | ۱-۲ | ۱/۹۴ | ۱/۹۳ | ۲۷/۱ |
| | ۵-۳ | ۱/۹۳ | | |
| | ۱۰-۱ | ۱/۹۳ | | |
| ۱۲۰ | ۱-۲ | ۲/۰۳ | ۲/۰۳ | ۲۳/۵ |
| | ۵-۳ | ۲/۰۳ | | |
| | ۱۰-۱ | ۲/۰۳ | | |

همان‌گونه که در جدول ۴ ملاحظه می‌شود با افزایش عمق، وزن مخصوص ظاهری خاک افزایش یافته و اختلاف بین مقادیر آن‌ها در هر ۴ عمق با توجه به نتایج آزمون LSD انجام گرفته که در این جا ارایه نشده است، معنی‌دار می‌باشد. این امر نشان‌دهنده این است که خاک با افزایش عمق متراکم‌تر شده و مقدار تخلخل آن کم‌تر می‌شود. طبیعی است که با کاهش تخلخل خاک، مقدار هدایت هیدرولیکی آن نیز کاهش یابد.

نتایج آزمایش‌های تعیین هدایت هیدرولیکی به روش پرماتر گلف: با توجه به مطالب ارایه شده هدایت هیدرولیکی به روش‌های دوعمقی و تک‌عمقی پرماتر گلف ارایه شده در قسمت‌های قبلی به‌دست می‌آید. مقادیر محاسبه شده هدایت هیدرولیکی در سه عمق مختلف در جدول‌های ۵ تا ۷ ارایه شده است.

رسول قبادیان و همکاران

جدول ۵- آماره‌های محاسبه شده برای مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آنالیزهای مختلف پرماتر گلف برای چاهک‌های موفق در عمق ۶۰ سانتی‌متر.

| آماره | (m/day) K_R | | | (m/day) K_S | | | (m/day) K_L | | | (m/day) K_{fs} |
|------------------------|---------------|-------|-------|---------------|-------|--------|---------------|-------|-------|------------------|
| | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | 2 d 5,25 |
| تعداد | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۵ |
| میانگین حسابی | ۰/۰۵۷ | ۰/۰۴۸ | ۰/۰۵۵ | ۰/۱۷۳ | ۰/۱۱۴ | ۰/۱۱۸ | ۰/۱۳۴ | ۰/۱۵۱ | ۰/۱۶۳ | ۰/۰۶۸ |
| میانگین هارمونیک | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۱۹ | ۰/۰۲۸ | ۰/۰۴ | ۰/۰۸۸ | ۰/۰۵۸ | ۰/۰۸۷ | ۰/۰۸۳ | ۰/۱۱ | ۰/۰۵ |
| میانگین هندسی | ۰/۰۳۹ | ۰/۰۳۱ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۶ | ۰/۱ | ۰/۰۸۹ | ۰/۱۱۴ | ۰/۱۱۳ | ۰/۱۳۸ | ۰/۰۵۹ |
| میانه | ۰/۰۶ | ۰/۰۳۵ | ۰/۰۵۶ | ۰/۰۷۴ | ۰/۰۸۹ | ۰/۱۰۵ | ۰/۱۴۷ | ۰/۱۲۴ | ۰/۱۷۳ | ۰/۰۶۳ |
| خطای استاندارد میانگین | ۰/۰۱ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۱۹ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۳ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۰۹ |
| حداقل | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۷ | ۰/۰۴۷ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۱۹ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۳۲ | ۰/۰۱۴ |
| حداکثر | ۰/۱۵۱ | ۰/۱۷۳ | ۰/۱۷۱ | ۰/۱۵۳ | ۰/۲۶۷ | ۰/۲۸ | ۰/۲۵۸ | ۰/۴۶ | ۰/۳۹۸ | ۰/۱۷۹ |
| انحراف معیار | ۰/۰۴۲ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴۱ | ۰/۰۶۳ | ۰/۰۷۴ | ۰/۰۶۶ | ۰/۱۱۹ | ۰/۰۹ | ۰/۰۳۶ |
| واریانس | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۰۱ |
| دامنه تغییرات | ۰/۱۴۹ | ۰/۱۶۹ | ۰/۱۶۵ | ۰/۱۴۶ | ۰/۲۲ | ۰/۲۶۸ | ۰/۲۳۹ | ۰/۴۳۸ | ۰/۳۶۶ | ۰/۱۶۵ |
| کشیدگی | ۰/۵۰۹ | ۲/۸۶۲ | ۴/۱۳۵ | -۰/۴۱۵ | -۰/۹۳ | -۰/۲۰۸ | -۰/۲۹ | ۱/۸۴۵ | ۲/۱۷۱ | ۶/۵۲۶ |
| خطای استاندارد کشیدگی | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ | ۱/۱۲۱ |
| چولگی | ۰/۸۸۱ | ۱/۶۸ | ۱/۶۱۴ | ۰/۴۲۸ | ۱/۱۳۱ | ۰/۴۲ | ۰/۱۷۸ | ۱/۴۰۵ | ۰/۹۸۷ | ۱/۹۷۲ |
| خطای استاندارد چولگی | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ | ۰/۵۸ |

نشریه پژوهش‌های حفاظت آب و خاک جلد (۲۱)، شماره (۲) ۱۳۹۳

جدول ۶- آماره‌های محاسبه شده برای مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آنالیزهای مختلف پرماتر گلف برای چاهک‌های موفق در عمق ۹۰ سانتی‌متر.

| آماره | (m/day) K_R | | | (m/day) K_S | | | (m/day) K_L | | | (m/day) K_{fs} |
|------------------------|---------------|-------|--------|---------------|-------|-------|---------------|-------|-------|------------------|
| | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | 2 d 5,25 |
| تعداد | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ | ۱۶ |
| میانگین حسابی | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۳۵ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۴ | ۰/۰۴۶ | ۰/۰۵۸ | ۰/۰۹۱ | ۰/۰۲۸ |
| میانگین هارمونیک | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۰۸ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۱۸ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۰۷ |
| میانگین هندسی | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲ | ۰/۰۲۷ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳۵ | ۰/۰۱۵ |
| میانه | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۱۹ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۲۱ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۲۶ | ۰/۰۴۵ | ۰/۰۱۵ |
| خطای استاندارد میانگین | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۱ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۲ | ۰/۰۳۲ | ۰/۰۰۷ |
| حداقل | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰۱ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۱ |
| حداکثر | ۰/۰۷۷ | ۰/۰۶۸ | ۰/۰۶۱ | ۰/۱۴ | ۰/۱۹۷ | ۰/۱۷۷ | ۰/۱۸۶ | ۰/۳۰۲ | ۰/۴۲ | ۰/۱۳۲ |
| انحراف معیار | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۱۸ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵۲ | ۰/۰۵۳ | ۰/۰۵۳ | ۰/۰۸ | ۰/۱۲۸ | ۰/۰۳۱ |
| واریانس | ۰ | ۰ | ۰ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۰۱ |
| دامنه تغییرات | ۰/۰۷۶ | ۰/۰۶۷ | ۰/۰۶ | ۰/۱۳۶ | ۰/۱۹۳ | ۰/۱۷۵ | ۰/۱۸۱ | ۰/۲۹۷ | ۰/۴۱۸ | ۰/۱۲۲ |
| کشیدگی | ۲/۹۹۶ | ۶/۳۷۹ | ۳/۵۰۷ | ۱/۹۵۴ | ۵/۴۳ | ۳/۴۳۴ | ۱/۹۸۹ | ۵/۴۶۶ | ۳/۲۹۵ | ۴/۶۷۹ |
| خطای استاندارد کشیدگی | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ | ۱/۰۹۱ |
| چولگی | ۱/۹۱۶ | ۲/۴۹۵ | ۲/۰۹۷ | ۱/۶۸۱ | ۲/۳۲۴ | ۲/۰۷۴ | ۱/۶۹ | ۲/۳۲۹ | ۲/۰۳۵ | ۲/۰۲۶ |
| خطای استاندارد چولگی | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ | ۰/۵۶۴ |

رسول قبادیان و همکاران

جدول ۷- آماره‌های محاسبه شده برای مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آنالیزهای مختلف پرماتر گلف برای چاهک‌های موفق در عمق ۱۲۰ سانتی‌متر.

| آماره | (m/day) K_R | | | (m/day) K_S | | | (m/day) K_L | | | (m/day) K_{fs} |
|------------------------|---------------|--------|--------|---------------|-------|-------|---------------|-------|-------|------------------|
| | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | H=۲۵ | H=۱۵ | H=۵ | 2 d 5,25 |
| تعداد | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ | ۱۹ |
| میانگین حسابی | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۱ | ۰/۰۲۷ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۴۹ | ۰/۰۳۶ | ۰/۰۵۳ | ۰/۰۸۳ | ۰/۰۲۳ |
| میانگین هارمونیک | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۰۹ | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۱ | ۰/۰۰۵ |
| میانگین هندسی | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۱۲ | ۰/۰۱۹ | ۰/۰۲۳ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۲۵ | ۰/۰۳۴ | ۰/۰۱۲ |
| میانه | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۱۳ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۲۲ | ۰/۰۳۵ | ۰/۰۱۵ |
| خطای استاندارد میانگین | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۸ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۱۱ | ۰/۰۱۷ | ۰/۰۲۷ | ۰/۰۰۶ |
| حداقل | ۰/۰۰۰۳ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۰۱ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۵ | ۰/۰۰۱ | ۰/۰۰۱ |
| حداکثر | ۰/۰۷۳ | ۰/۰۶۱ | ۰/۰۵۹ | ۰/۱۴ | ۰/۱۹۶ | ۰/۱۹۹ | ۰/۱۸۳ | ۰/۲۹۹ | ۰/۴۱۹ | ۰/۱۲۱ |
| انحراف معیار | ۰/۰۲ | ۰/۰۱۵ | ۰/۰۱۶ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۵ | ۰/۰۶۱ | ۰/۰۵۱ | ۰/۰۷۵ | ۰/۱۱۹ | ۰/۰۲۸ |
| واریانس | ۰/۰۰۰۴ | ۰/۰۰۰۳ | ۰/۰۰۰۳ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۶ | ۰/۰۱۴ | ۰/۰۰۱ |
| دامنه تغییرات | ۰/۰۷۲ | ۰/۰۶ | ۰/۰۵۸ | ۰/۱۳۹ | ۰/۱۹۳ | ۰/۱۹۴ | ۰/۱۸۱ | ۲/۲۹۴ | ۰/۴۱۸ | ۰/۰۱۲ |
| کشیدگی | ۴/۳۲۳ | ۶/۹۹۳ | ۴/۸۴۶ | ۰/۳۰۲ | ۴/۳۵۸ | ۱/۴۲۶ | ۳/۲۳۳ | ۵/۹۶۶ | ۴/۳۶۷ | ۳۲/۷ |
| خطای استاندارد کشیدگی | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ | ۱/۰۱۴ |
| چولگی | ۲/۲۳۴ | ۲/۵۵۸ | ۲/۳۵۶ | ۲/۰۲۴ | ۲/۰۶۸ | ۱/۶۱۸ | ۲/۰۲۲ | ۲/۳۷۸ | ۲/۲۳۹ | ۲/۴۸۵ |
| خطای استاندارد چولگی | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ | ۰/۵۲۴ |

در عمق ۶۰ سانتی‌متر بزرگ‌ترین مقادیر میانگین هدایت هیدولیکی اشباع مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر می‌باشد. کوچک‌ترین مقادیر نیز مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر می‌باشد. بیش‌ترین پراکندگی از میانگین مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر و کم‌ترین مقدار پراکندگی نیز مربوط به آنالیز دوعمقی با عمق‌های استغراق ۵ و ۲۵ سانتی‌متر می‌باشد. به غیر از آنالیزهای لاپلاس با عمق استغراق ۲۵ سانتی‌متر و ریچاردز با اعماق استغراق ۵ و ۲۵ سانتی‌متر که دارای کشیدگی منفی هستند، بقیه موارد کشیدگی مثبت دارند که نشان‌دهنده کشیده و برجسته بودن منحنی پراکندگی مقادیر محاسبه است. چولگی نیز در همه موارد مثبت است و نشان‌دهنده این است که منحنی پراکندگی به سمت راست چوله است. معنی‌دار نبودن خطاهای استاندارد چولگی و کشیدگی نیز بیانگر پیروی مقادیر به دست آمده از توزیع نرمال است. در عمق ۹۰ سانتی‌متر نیز مانند عمق ۶۰ سانتی‌متر، بزرگ‌ترین مقدار میانگین به دست آمده مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر و کم‌ترین مقدار آن نیز مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر است. بیش‌ترین مقدار پراکندگی از میانگین مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر و کم‌ترین آن نیز مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر می‌باشد. مقادیر کشیدگی و چولگی در همه موارد مثبت بوده که نشانگر کشیدگی منحنی پراکندگی رو به بالا و چوله بودن آن به سمت راست است. همچنین معنی‌دار نبودن خطای استاندارد چولگی و کشیدگی بیانگر نرمال بودن توزیع پراکندگی داده‌هاست. در عمق ۱۲۰ سانتی‌متر نیز همانند عمق‌های پیشین بیش‌ترین مقدار میانگین مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر و کم‌ترین آن نیز مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر است. بیش‌ترین مقدار پراکندگی از میانگین مربوط به آنالیز لاپلاس با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر و بیش‌ترین پراکندگی مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر می‌باشد. مقادیر کشیدگی و چولگی نیز مثبت بوده و نشان‌دهنده برجستگی منحنی پراکندگی رو به بالا و چوله بودن آن به سمت راست است. خطای استاندارد کشیدگی و چولگی نیز در هیچ‌کدام از موارد معنی‌دار نبوده و نشان‌دهنده برقرار بودن توزیع نرمال در پراکندگی داده‌هاست. در هر عمق اندازه‌گیری، تعداد چاهک‌های موفق در جدول ۸ ارایه شده است.

رسول قبادیان و همکاران

جدول ۸- تعداد چاهک‌های موفق در هر عمق اندازه‌گیری.

| تعداد چاهک‌های ناموفق | | تعداد چاهک‌های موفق | حالت‌های مختلف استغراق | عمق (سانتی‌متر) |
|-----------------------|---------------|---------------------|------------------------|-----------------|
| منفی φ_m | منفی K_{fs} | | | |
| ۱۰ | ۷ | ۱۲ | 3 depth | ۶۰ |
| ۱۱ | ۵ | ۱۳ | 2 d 5,15 | |
| ۹ | ۵ | ۱۵ | 2 d 5,25 | |
| ۹ | ۶ | ۱۴ | 2 d 15,25 | |
| ۱۰ | ۶ | ۱۳ | 3 depth | ۹۰ |
| ۹ | ۸ | ۱۲ | 2 d 5,15 | |
| ۱۱ | ۵ | ۱۳ | 2 d 5,25 | |
| ۸ | ۵ | ۱۶ | 2 d 15,25 | |
| ۱۰ | ۴ | ۱۵ | 3 depth | ۱۲۰ |
| ۷ | ۹ | ۱۳ | 2 d 5,15 | |
| ۱۱ | ۴ | ۱۴ | 2 d 5,25 | |
| ۷ | ۳ | ۱۹ | 2 d 15,25 | |

بررسی اثر متقابل فاکتورهای عمق و روش: تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آنالیزهای مختلف پرماتر گلف در مقایسه با روش پرماتر گلف مورد بررسی قرار گرفت. آزمایش در قالب طرح فاکتوریل دو فاکتوره و بر پایه طرح کاملاً تصادفی انجام شد. در این طرح اثر فاکتور روش که شامل آنالیزهای مختلف پرماتر گلف در سه عمق استغراق است و به صورت میانگین هر روش در سه عمق بیان می‌شود، اثر فاکتور عمق که میانگین تمام روش‌ها در هر عمق است و اثر متقابل این دو فاکتور مورد بررسی قرار گرفت. جدول آنالیز واریانس در جدول ۹ آمده است.

جدول ۹- جدول تجزیه واریانس برای بررسی تغییرات عمقی روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی.

| F | میانگین مربعات | درجه آزادی | مجموع مربعات | منابع تغییرات |
|----------------------|----------------|------------|--------------|---------------|
| ۶۴/۲۸۴ ^{**} | ۰/۲۴۷ | ۲ | ۰/۴۹۵ | عمق |
| ۵۸/۵۱۰ ^{**} | ۰/۲۲۵ | ۱۰ | ۲/۲۵۲ | روش |
| ۰/۹۴۳ ^{NS} | ۰/۰۰۴ | ۲۰ | ۰/۰۷۳ | عمق-روش |
| | ۰/۰۰۴ | ۵۱۷ | ۱/۹۹۰ | خطای آزمایشی |
| | | ۵۴۹ | ۴/۷۵۵ | کل |

با توجه به جدول آنالیز واریانس اثر فاکتور عمق معنی‌دار شده که نشان‌دهنده وجود اختلاف معنی‌دار بین مقادیر میانگین هدایت هیدرولیکی در هر عمق است. اثر روش نیز معنی‌دار شده و نشان‌دهنده وجود اختلاف معنی‌دار بین میانگین روش‌های مختلف در سه عمق است. اثر متقابل دو فاکتور معنی‌دار نشده که نشان‌دهنده این است که این دو فاکتور اثر متقابلی بر هم ندارند. به عبارتی دیگر افزایش یا کاهش عمق تأثیری بر روش‌های اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی ندارد. برای تشخیص اختلاف معنی‌دار از آزمون‌های LSD و دانکن استفاده شد. نتایج این آزمون‌ها برای فاکتور عمق در جدول ۱۰ و ۱۱ آورده شده است.

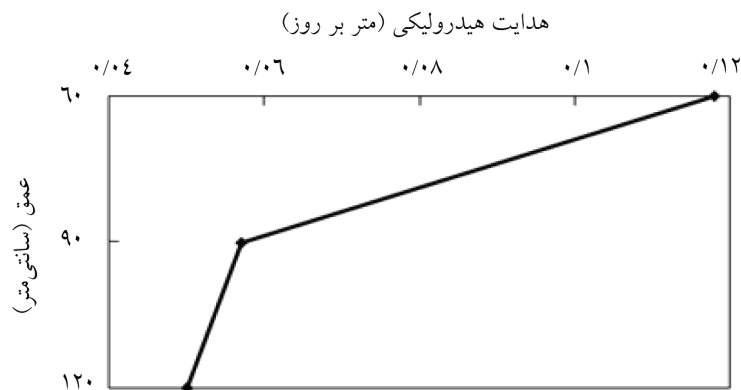
جدول ۱۰- نتایج آزمون LSD برای فاکتور عمق.

| عمق (I) | عمق (J) | اختلاف میانگین (I-J) | انحراف استاندارد | Sig. | باند اعتماد ۹۵ درصد |
|---------------|---------------|----------------------|------------------|-------|---------------------------|
| | | | | | باند بالا باند پایین |
| ۶۰ سانتی‌متر | ۹۰ سانتی‌متر | ۰/۰۶۱۲۴۲* | ۰/۰۰۶۷۲۲۴ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۷۴۴۴۹ ۰/۰۴۸۰۳۶ |
| | ۱۲۰ سانتی‌متر | ۰/۰۶۸۳۹۸* | ۰/۰۰۶۴۰۵ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۸۱۰۹۰ ۰/۰۵۵۷۰۶ |
| ۹۰ سانتی‌متر | ۶۰ سانتی‌متر | -۰/۰۶۱۲۴۲* | ۰/۰۰۶۷۲۲۴ | ۰/۰۰۰ | -۰/۰۴۸۰۳۶ -۰/۰۷۴۴۴۹ |
| | ۱۲۰ سانتی‌متر | ۰/۰۰۷۱۵۶ | ۰/۰۰۶۶۴۳۶ | ۰/۲۶۰ | ۰/۰۱۹۶۲۴ -۰/۰۰۵۳۱۲ |
| ۱۲۰ سانتی‌متر | ۶۰ سانتی‌متر | -۰/۰۶۸۳۹۸* | ۰/۰۰۶۴۶۰۵ | ۰/۰۰۰ | -۰/۰۵۵۷۰۶ ۰/۰۸۱۰۹۰ |
| | ۹۰ سانتی‌متر | -۰/۰۰۷۱۵۶ | ۰/۰۰۶۳۴۶۶ | ۰/۲۶۰ | ۰/۰۰۵۳۱۲ -۰/۰۱۹۶۲۴ |

جدول ۱۱- نتایج آزمون دانکن برای فاکتور عمق.

| عمق | تعداد | زیرگروه | Sig. |
|---------------|-------|----------|-------|
| | | ۱ ۲ | |
| ۱۲۰ سانتی‌متر | ۲۰۹ | ۰/۰۵۰ | |
| ۹۰ سانتی‌متر | ۱۷۶ | ۰/۰۵۷ | |
| ۶۰ سانتی‌متر | ۱۶۵ | ۰/۱۱۸ | |
| | | ۰/۰۰ | ۰/۲۷۲ |

همان‌گونه که آزمون‌های دانکن و LSD نشان می‌دهد، بین مقادیر هدایت هیدرولیکی به‌دست آمده از عمق ۶۰ سانتی‌متر با مقادیر به‌دست آمده در عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر اختلاف معنی‌دار وجود دارد. ولی مقادیر هدایت هیدرولیکی در عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متری با هم اختلاف معنی‌داری ندارند. با توجه به نتایج آزمایش هیدرومتری و مقادیر ارایه شده در جدول ۲ بافت خاک محدوده در عمق‌های مورد بررسی تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای ندارد بنابراین تغییر مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع در عمق‌های مختلف ناشی از تغییرات ساختمان خاک می‌باشد. با توجه به مقادیر تخلخل و جرم حجمی ارایه شده در جدول ۴ و معنی‌دار بودن اختلاف آن‌ها برای عمق ۶۰ سانتی‌متر با عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر این تغییرات شدید هدایت هیدرولیکی اشباع از عمق ۹۰-۶۰ سانتی‌متر و سپس تغییرات ناچیز آن تا عمق ۱۲۰ سانتی‌متر (همان‌گونه که در شکل ۲ نشان داده شده است) قابل توجیه است.



شکل ۲- تغییرات عمقی میانگین روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی.

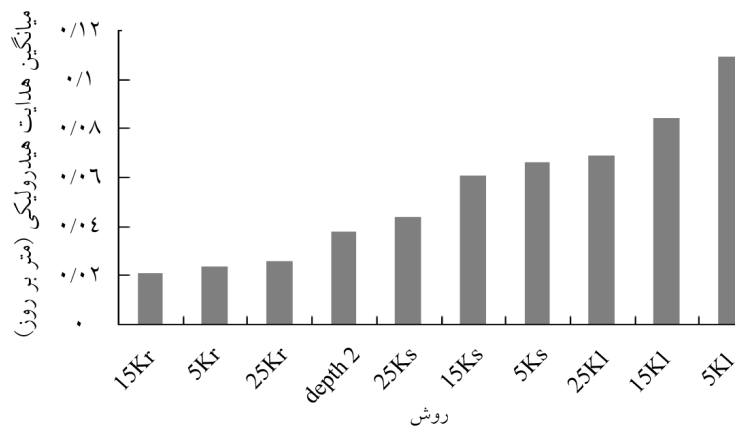
نتایج آزمون دانکن برای آنالیزهای مختلف پرماتر گلف در عمق‌های استغراق مختلف، به‌صورت میانگین در سه عمق اندازه‌گیری، در جدول ۱۲ نشان داده شده است.

جدول ۱۲- نتایج آزمون دانکن بین روش‌های محاسبه هدایت هیدرولیکی، میانگین سه عمق.

| روش | تعداد | زیرگروه | | | | |
|-------------------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|
| | | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۵ |
| K _R 15 | ۵۰ | ۰/۰۲۱ | | | | |
| K _R 5 | ۵۰ | ۰/۰۲۴ | | | | |
| K _R 25 | ۵۰ | ۰/۰۲۶ | | | | |
| 2 depth | ۵۰ | ۰/۰۳۸ | ۰/۰۳۸ | | | |
| K _S 25 | ۵۰ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۴۴ | ۰/۰۴۴ | | |
| K _S 15 | ۵۰ | ۰/۰۶۱ | ۰/۰۶۱ | ۰/۰۶۱ | ۰/۰۶۱ | |
| K _S 5 | ۵۰ | ۰/۰۶۶۹ | ۰/۰۶۶ | | | |
| K _L 25 | ۵۰ | ۰/۰۶۹ | ۰/۰۶۹ | | | |
| K _L 15 | ۵۰ | ۰/۰۸۴ | | | | |
| K _L 5 | ۵۰ | ۰/۱۰۹ | | | | |
| Sig. | | ۱/۰۰۰ | ۰/۰۸۶ | ۰/۰۶۵ | ۰/۰۸۳ | ۰/۱۱۳ |

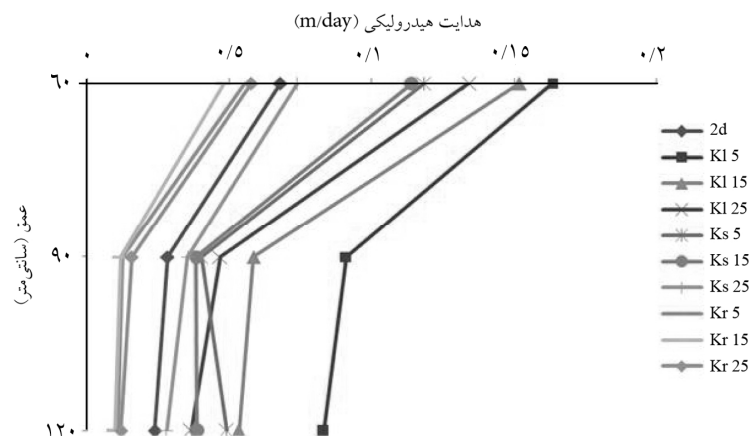
بر طبق نتایج به دست آمده از جدول ۱۲ مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آنالیز تک عمقی لاپلاس (K_L) با عمق استغراق ۵ سانتی متر بیشترین مقادیر را داشته است. کمترین مقدار نیز مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز (K_R) با عمق استغراق ۱۵ سانتی متر است. براساس نتایج به دست آمده، کمترین نتایج به دست آمده مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز می‌باشد. همچنین مقادیر به دست آمده از آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با آنالیز دو عمقی اختلاف معنی دار ندارد. همچنین بزرگترین مقادیر به دست آمده مربوط به آنالیز لاپلاس بوده که این به دلیل در نظر گرفتن کاپیلاریته صفر و در نظر نگرفتن محیط غیراشباع اطراف چاهک می‌باشد (درزی و همکاران، ۲۰۰۷؛ مشعل و همکاران، ۲۰۰۶). با توجه به جدول مشاهده می‌شود که در سطح ۵ درصد تفاوت معنی داری بین میانگین آنالیزهای دو عمقی و رگرسیون پایه‌ای ریچاردز وجود نداشته و این آنالیزها برای این نوع خاک رسی روش‌های معادلی هستند. برای تشریح این مسأله باید گفت در آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز، بین مقادیر K_{Gp} دو عمقی و K_L لاپلاس رابطه‌ای رگرسیونی برقرار می‌شود و در این حالت امکان دستیابی به نتایج صحیح و منطقی ایجاد می‌گردد (درزی و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین میانگین

مقادیر هدایت هیدرولیکی محاسبه شده در شکل ۳ آمده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود آنالیز لاپلاس (K_L) همواره مقادیر میانگین هدایت هیدرولیکی بیش‌تری را در مقایسه با روش تخمین آنالیز تک‌عمقی ریچاردز و آن هم نسبت به روش دوعمقی پرماتر گلف نشان می‌دهد.



شکل ۳- مقایسه روش‌های مختلف محاسبه هدایت هیدرولیکی، میانگین سه عمق.

به‌منظور مقایسه بهتر تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی اشباع مربوط به آنالیزهای مختلف پرماتر گلف به تفکیک در شکل ۴ نشان داده شده است.



شکل ۴- تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی محاسبه شده از آنالیزهای مختلف پرماتر گلف.

همان‌گونه که در شکل ۴ نیز مشاهده می‌شود، بزرگ‌ترین مقادیر محاسبه شده هدایت هیدرولیکی از آنالیز لاپلاس و با عمق استغراق ۵ سانتی‌متر به‌دست آمده است. کم‌ترین مقادیر مربوط به آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز با عمق استغراق ۱۵ سانتی‌متر است. آنالیز تک‌عمقی ریچاردز با عمق‌های استغراق ۵ و ۱۵ سانتی‌متر با افزایش عمق از ۹۰ به ۱۲۰ سانتی‌متر، افزایش جزئی در مقدار هدایت هیدرولیکی دارند. همچنین میانگین مقادیر به‌دست آمده ضریب آب‌گذری از آنالیز رگرسیون پایه‌ای ریچاردز به نتایج آنالیز دوعمقی نزدیک‌تر بوده و منحنی تغییرات عمقی آن نیز به منحنی آنالیز دوعمقی بسیار شبیه است. به‌طورکلی همه روش‌ها گرادیان هدایت هیدرولیکی اشباع از عمق ۹۰-۶۰ سانتی‌متر را بیش‌تر از عمق ۱۲۰-۹۰ سانتی‌متر نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

از آن‌جا که تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک نقش مهمی در نفوذ عمقی آب به لایه‌های پایین‌تر و آب‌شویی کود و علف‌کش‌ها به لایه‌های عمقی دارد، در این پژوهش تغییرات عمقی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک مورد بررسی قرار گرفت. همچنین خصوصیات فیزیکی خاک جهت تشخیص عوامل مؤثر بر این تغییرات محاسبه شد. نتایج نشان داد که هدایت هیدرولیکی با افزایش عمق، کاهش می‌یابد و گرادیان آن ثابت نبوده و آن هم با افزایش عمق کاهش می‌یابد. به‌طوری‌که مقدار هدایت هیدرولیکی در عمق ۶۰ سانتی‌متر با مقادیر آن در عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر اختلاف معنی‌دار دارد در حالی‌که مقادیر هدایت هیدرولیکی در عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر با هم اختلاف معنی‌دار ندارند. این روند کاهش تغییرات می‌تواند به‌دلیل افزایش تراکم خاک در عمق‌های پایین‌تر باشد که معمولاً در اثر عملیات غیراصولی کشاورزی بر روی زمین ایجاد می‌شود. وجود لایه‌هایی با هدایت هیدرولیکی بسیار پایین در عمق‌های ۹۰ و ۱۲۰ سانتی‌متر می‌تواند نفوذ عمقی آب به لایه‌های پایین را بسیار کند کرده و باعث ایجاد سفره‌های معلق در هنگام اجرای عملیات آبیاری و یا بارندگی‌های سنگین گردد. از میان آنالیزهای مختلف روش پرماتر گلف، آنالیز لاپلاس همواره مقادیر میانگین هدایت هیدرولیکی بیش‌تری را در مقایسه با روش تخمین آنالیز تک‌عمقی ریچاردز و آن هم نسبت به روش دوعمقی پرماتر گلف نشان می‌دهد. همچنین روش رگرسیون پایه‌ای ریچاردز بیش‌ترین همخوانی را با روش دوعمقی پرماتر گلف دارد.

منابع

1. Darzi, A., Shaghghi, M., Yari, A., and Pahlavan, R. 2007. Evaluation of inverse hole method and Guelph permeameters analysis to estimate hydraulic conductivity of saturated loam soil. *J. Iran. Agric. Sci.* 38: 1. 85-92. (In Persian)
2. Elrick, D.E., and Reynolds, W.D. 1992. Infiltration from constant head well permeameter and infiltrometers. In: G.C. Topp et al. advances in measurement of soil physical properties: bringing theory into practice, *J. Soil Sci. Soc. Amer.* 3: 1-24.
3. Elrick, D.E., Reynolds, W.D., and Tan, K. 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *J. Ground Water Monitor.* 9: 3. 184-193.
4. Gardner, W. 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a water table. *Soil Sci.* 85: 228-232.
5. Ghobadian, R., and Mohammadi, K. 2010. Comparison of different methods of Guelph permeameter to calculate field hydraulic conductivity of loam-silty soil above water surface table. *J. Soil Water.* 24: 501-511. (In Persian)
6. James, J., and Butler, J. 2005. Hydrogeological methods for estimation of spatial variations in hydraulic conductivity. Springer Netherlands. Kansas Geological Survey. Pp: 23-58.
7. Lind, B., and Lundin, L. 1990. Saturated Hydraulic Conductivity of Scandinavian Tills. International Water Association Sweden, Pp: 107-118.
8. Mokhtaran, R. 2004. Evaluation of Guelph permeameter single depth analysis to rapid determination saturated hydraulic conductivity above water table in a soil medium texture. M.Sc. Thesis, Faculty of Water Science Engineering, University of Shahid Chamran. (In Persian)
9. Mashal, M., Shaghghi, M., and Vazvareh Moghadam, Z. 2006. Investigation of effective parameters in improve measurement saturated soil hydraulic conductivity using Guelph permeameters two depth analysis. In: First National Conference on Irrigation and Drainage Network Management, Ahvaz. (In Persian)
10. Mohanty, B., Kanwar, R., and Everts, C. 1994. Comparison of Saturated Hydraulic Conductivity Measurement Methods for a Glacial-Till Soil. *J. Soil Sci. Soc. Amer.* 58: 672-677.
11. Philip, J.R. 1985. Approximate analysis of the borehole permeameter in unsaturated soil. *J. Water Resour. Res.* 66: 15. 1025-1033.
12. Philip, J.R. 1969. Theory of infiltration. *Advances in Hydrosience.* 5: 215-296.
13. Philip, J.R. 1968. The theory of absorption in aggregated media. *Aust. J. Soil Res.* 6: 1-19.
14. Regalado, C., and Muñoz, R. 2004. Estimating the saturated hydraulic conductivity in a spatially variable soil with different permeameters: a stochastic Kozeny-Carman relation. *J. Soil Till. Res.* 77: 2. 189-202.

15. Reynolds, W.D., Vieira, S.R., and Topp, G.C. 1992. An assessment of the single head analysis for constant head well permeameter. *J. Can. Soil Sci.* 72: 489-501.
16. Reynolds, W.D., and Elrick, D.E. 1986. A method for simultaneous in situ measurement in the vadose zone of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship. *J. Ground Water Monitor.* 6: 1. 84-95.
17. Reynolds, W.D., and Elrick, D.E. 1985. In situ measurement of field saturated hydraulic conductivity sorptivity parameter using Guelph permeameter. *J. Soil Sci. Soc. Amer.* 140: 4. 292-302.
18. Reynolds, W.D., Elrick, D.E., and Clothier, B. 1985. The constant head well permeameter effect on unsaturated flow. *J. Soil Sci.* 139: 2. 172-180.
19. Reynolds, W.D., Elrick, D.E., Baumgranter, N., and Clothier, B. 1984. The Guelph permeameter for measuring the field-saturated soil hydraulic conductivity. *J. Can. Soil Sci.* 65: 3. 563-573.
20. Ritzema, H.P. 1994. Drainage principles and applications. Publication (International Institute for Land Reclamation and Improvement) 16.2. Wageningen, The Netherlands, Pp: 250-276.
21. Talsma, T., and Hallam, P.M. 1980. Hydraulic conductivity measurement of forest catchments. *Aust. J. Soil Res.* 18: 139-148.
22. Vieira, S., Reynolds, W., and Topp, G. 1988. Spatial variability of hydraulic properties in a highly saturated clay soil. *Process Symposium Validation of Flow and Transport Models for Unsaturated Zone.*
23. Wang, L.L., Chen, D.H., Li, Z.J., and Zhao, L.N. 2011. Coupling Green-Ampt infiltration method and two-dimensional kinematic wave theory for flood forecast in semi-arid catchment. *J. Hydrol. Earth Sys. Sci. Discus.* 8: 4. 8035-8061.
24. Wilson, G., Alfonsi, J., and Jardine, P. 1989. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. *J. Soil Sci. Soc. Amer.* 53: 2. 679-685.
25. Zhang, Y., Gable, C., and Sheets, B. 2010. Equivalent hydraulic conductivity of three-dimensional heterogeneous porous media: An up scaling study based on an experimental stratigraphy. *J. Hydrol.* 388: 3-4. 304-320.



Gorgan University of Agricultural
Sciences and Natural Resources

J. of Water and Soil Conservation, Vol. 21(2), 2014
<http://jwsc.gau.ac.ir>

Depth gradient of saturated hydraulic conductivity by Guelph permeameter method in research farm of agricultural faculty, Razi University, Kermanshah

***R. Ghobadian¹, P. Shekari², Gh.A. Sabe³ and R. Maleki³**

¹Assistant Prof., Dept. of Water Engineering, Razi University of Kermanshah,

²Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Razi University of Kermanshah,

³M.Sc. Student, Dept. of Irrigation and Drainage, Razi University of Kermanshah

Received: 10/27/2012; Accepted: 03/06/2013

Abstract

Hydraulic conductivity (K) is one of the most important parameters in soil sciences, which has highly variation in different direction and depths. Information on spatial and temporal variations of soil hydraulic conductivity is essential to improve soil and water management. The purposes of this study are measuring of the saturated hydraulic conductivity and its depth variation by Guelph permeameter method in the research farm of agricultural faculty, Razi University, Kermanshah. In this regards, 30 boreholes with 8 cm diameter and three depths (60, 90 and 120 cm) were drilled in a grid of 5×5 m. Identification tests such as soil gradation, determination of the liquid and plasticity limits and specific gravity have been done on soil samples and indicated the soil texture was clay. After identification tests, Guelph Permeameter test for three fixed ponding depths of 5, 15 and 25 cm were conducted to determine saturated hydraulic conductivity of soil. The results of statistical analysis showed that hydraulic conductivity values at 60 cm depth have significant difference in 5% level with values about 90 and 120 cm depths and reduction of hydraulic conductivity from 90 to 120 cm was neglected. Between single depth analysis, Laplace's analysis with 5 cm ponding depth and Richards's regression basic analysis with 15 cm ponding depth have provided the highest and lowest saturated hydraulic conductivity respectively.

Keywords: Depth gradient, Guelph permeameter, Saturated hydraulic conductivity

* Corresponding Author; Email: rsgobadian@gmail.com

