

بررسی تاثیر شیب زمین روی میزان نفوذ و برخی از مشخصه‌های فیزیکی خاک

مجید رئوف^{1*}، سید علی اشرف صدرالدینی²، امیرحسین ناظمی³، صفر معروفی⁴

تاریخ دریافت: 87/12/10 تاریخ پذیرش: 89/3/3

1- دانشجوی سابق دکترای آبیاری و زهکشی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

2-3- دانشیار و استاد گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

4- دانشیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه بوعلی سینا همدان

* مسئول مکاتبه E-mail: majidraoof2000@yahoo.co.uk

چکیده

میزان نفوذ تحت تاثیر عوامل مختلف از جمله شیب اراضی قرار می‌گیرد. اندازه و نحوه توزیع خلل و فرج خاک از جمله مهمترین عوامل موثر بر نفوذپذیری خاک می‌باشند. به منظور نشان دادن روند تغییرات مقادیر نفوذ و مشخصات تخلخل خاک با شیب اراضی، آزمایش‌های نفوذ در پنج شیب 0، 10، 20، 30 و 40 درجه در منطقه‌ای با بافت خاک لومی به انجام رسید. آزمایش‌ها با استفاده از استوانه‌های مضاعف برای حالت اشباع و دستگاه نفوذسنج مکشی برای حالت غیر اشباع، جهت اندازه‌گیری مقادیر نفوذ تجمعی صورت گرفت. مقادیر مکش اعمال شده در دستگاه نفوذسنج مکشی به ترتیب برابر 6، 9 و 15 سانتیمتر و متوسط ارتفاع آب در استوانه‌های مضاعف در طول آزمایشات برابر 10 سانتیمتر بود. اندازه‌گیری‌ها سه بار تکرار گردیدند. مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در شیب‌های مختلف با استفاده از داده‌های استوانه‌های مضاعف و داده‌های نفوذسنج مکشی محاسبه شدند. برای تخمین تخلخل کل از روش آزمایشگاهی فلینت و فلینت و برای تخمین تخلخل درشت و متوسط به ترتیب از دو روش واتسون و لاکسمور و دان و فلیپ استفاده گردید. نتایج نشان داد که دستگاه استوانه‌های مضاعف مقدار نفوذ را بیشتر از دستگاه نفوذسنج مکشی تخمین می‌زند. نتایج نشان داد که مقادیر چگالی حقیقی خاک در 5 شیب ذکر شده تقریباً ثابت ولی چگالی ظاهری با افزایش شیب به صورت جزیی افزایش می‌یابد. مقادیر تخلخل کل، تخلخل درشت و تخلخل متوسط با افزایش شیب روند کاهشی نشان دادند اما مقدار تخلخل ریز با افزایش مقدار شیب افزایش یافت. با توجه به اینکه میزان نفوذ از خلل و فرج درشت بیشتر از خلل و فرج ریز است کاهش آهنگ نفوذ در شیب‌های بیشتر منطقی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: استوانه‌های مضاعف، تخلخل، نفوذ، نفوذسنج مکشی، هدایت هیدرولیکی

Effect of Land Slope on Infiltration and Some Physical Properties of Soil

M Raof^{1*}, SAA Sadraddini², AH Nazenu³ and S Maroofi⁴

Received: 1 January 2009 Accepted: 24 May 2010

¹ Former PhD Student, Dept. of Water Engin., University of Tabriz, Iran

^{2,3} Assoc. Prof. and Prof., Dept. of Water Engin., University of Tabriz, Iran

⁴ Assoc. Prof., Dept. of Water Engin., University of Bu Ali Sina, Hamadan, Iran

*Corresponding Author: E-mail majidraof2000@yahoo.co.uk

Abstract

Infiltration rate influenced by several parameters such as land slope. Pore dimensions and pore-size distribution affect depth of infiltration. The aim of this study was determination of the infiltration rate and porosity changes in different land slopes. Field experiments were conducted in a loamy soil with different slopes. Soil surface slopes of 0, 10, 20, 30 and 40 degrees were selected. For each slope, infiltration experiments were carried out using double ring for saturated condition and tension infiltrometer for unsaturated condition at water pressure heads of +10, -6, -9 and -15 cm in three replications. The saturated hydraulic conductivity, at different slopes, was calculated using double ring and tension infiltrometer data. Total porosity of the soil was estimated from soil bulk density and particle density using Flint and Flint procedure for different slopes. Macro and meso porosity values, for different slopes, were calculated using Watson-Luxmoore and Dunn-Philip procedures. Micro porosity values were calculated in different slopes according to the total, macro and meso porosity. Results indicated that double ring method overestimated the saturated hydraulic conductivity rather than tension infiltrometer method. In both double ring and tension infiltrometer methods, the saturated hydraulic conductivity values decreased with increase in slope. The particle density in five slopes was approximately constant. The bulk density values of soil were increased with increase in slope. The total, macro and meso porosity were decreased with increase in slope, thus decreasing infiltration rate at high slopes can be interpreted.

Key words: Double ring, Hydraulic conductivity, Infiltration, Porosity, Tension infiltrometer

مقدمه

استوانه‌های مضاعف و نفوذسنج مکشی و به دست آوردن مقادیر نفوذ جمعی، سرعت نفوذ و سرعت نفوذ نهایی می‌باشند (بوده‌ینایاک و همکاران 2004، واکر و همکاران 2006). استفاده توأم از استوانه‌های مضاعف و نفوذسنج مکشی ابتدا توسط واتسون و لاکسمور (1986) و ویلسن و لاکسمور (1988) برای محاسبه تخلخل درشت و متوسط در خاک‌های جنگلی مورد استفاده قرار گرفت. آنها با توجه به اختلاف سرعت نفوذ در مکش‌های مختلف، مقادیر تخلخل درشت و متوسط را بر اساس حداقل شعاع معادل تخلخل محاسبه نمودند. چندین تحقیق مشابه با روش واتسون و لاکسمور انجام یافته‌اند (آزودو و همکاران 1998؛ باتل و مک دونالد 2000، کامیرا و همکاران 2003). دان و فیلیپ (1991 a) با جایگزینی متوسط شعاع معادل تخلخل به جای حداقل شعاع معادل تخلخل، روش واتسون و لاکسمور (1986) را اصلاح نمودند. هدف از این تحقیق تعیین روند تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع خاک و تخلخل‌های ریز، متوسط و درشت خاک در شیب‌های مختلف در حوضه مورد مطالعه می‌باشد. محدوده مورد مطالعه دارای بافت خاک یکنواختی می‌باشد.

تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌تواند با استفاده از دو روش زیر که اثرات اعوجاج، زبری و عدم پیوستگی تخلخل را در نظر می‌گیرند محاسبه گردد.

استفاده از داده‌های دستگاه استوانه‌های مضاعف

در آزمایش‌های استوانه‌های مضاعف پس از گذشت زمان کافی و برقراری جریان ماندگار، معمولاً شیب هیدرولیکی واحد فرض می‌گردد. بنابراین در این روش مقدار هدایت هیدرولیکی خاک معادل با سرعت نفوذ آب در خاک در حالت ماندگار در نظر گرفته می‌شود. هرچند فرض شیب هیدرولیکی واحد دور از واقعیت نیست اما باعث می‌گردد که مقدار هدایت هیدرولیکی خاک به مقدار جزئی بیشتر از واقعیت تخمین زده شود. دلیل این امر در نظر نگرفتن اثرات

تخمین مقادیر تخلخل درشت، متوسط و ریز برای اندازه‌گیری شدت جریان آب در خاک (به ویژه میزان نفوذ) و انتقال نمک دارای اهمیت فراوانی می‌باشد (بون و ژرمن 1982 و لاکسمور و همکاران 1990). تخلخل درشت نسبت مجموع حجم منافذ دارای قطر بزرگتر از 0/025 سانتیمتر به حجم کل نمونه خاک و تخلخل متوسط نسبت مجموع حجم منافذ دارای قطر بین 0/01 تا 0/025 سانتیمتر به حجم کل نمونه خاک می‌باشند (واتسون و لاکسمور 1986). تخلخل درشت و متوسط شامل تخلخل پیوسته و غیر پیوسته می‌باشد ولی تنها تخلخل پیوسته در انتقال آب و نمک نقش ایفا می‌نماید (بوده‌ینایاک و همکاران 2004). انتقال آب و نمک در خاک علاوه بر مقدار تخلخل پیوسته به پیچ و خم مسیرهای جریان (اعوجاج) و مقدار زبری مسیر تخلخل نیز بستگی دارد (اسکوپ 1981 و بوما 1982). بنابراین تنها با محاسبه مقادیر تخلخل درشت، متوسط و ریز نمی‌توان در مورد مقادیر انتقال آب و نمک اظهار نظر نمود. با توجه به اینکه آزمایشات میدانی در شرایط دست نخورده خاک انجام می‌گیرد، داده‌های میدانی اثرات اعوجاج، زبری و عدم پیوستگی تخلخل را در نظر می‌گیرند بنابراین از آزمایشات نفوذ می‌توان مقادیر واقعی تخلخل موثر درشت، متوسط و ریز را تخمین زد (بوده‌ینایاک و همکاران 2004). چندین روش برای محاسبه تخلخل درشت و متوسط وجود دارند که از جمله آنها استفاده از مواد رنگی ردیاب (بوما و همکاران 1979، قدرتی و جری 1990، ویلر و نائف 2003)، مواد ردیاب و منحنی‌های رخنه (بوما و همکاران 1979، یه و همکاران 2000)، روش اشعه ایکس (اندرسون و همکاران 1990)، انتشار گاز (برکلر و همکاران 1989) و الگوی آرایش مجدد نفوذ (تیملین و همکاران 1994) می‌باشند. برخی از روش‌های بالا دارای هزینه زیاد و برخی بسیار پر زحمت و زمانبر بوده و به همین دلایل مورد استفاده پژوهشگران قرار نمی‌گیرند. یک روش ساده، سریع و دارای دقت بالا برای اندازه‌گیری برخی خصوصیات خاک از قبیل هدایت هیدرولیکی اشباع، تخلخل درشت، متوسط و ریز استفاده از دستگاه‌های

بنابراین هر گاه آزمایش نفوذ در دو مکش مختلف h_1 و h_2 انجام گیرد با استفاده از معادلات 4 و 5 یک دستگاه دو معادله‌ای که دارای دو مجهول K_s و α بوده و به راحتی قابل حل است. با به دست آمدن مقادیر K_s و α معادله گاردنر کامل شده و می‌توان مقدار هدایت هیدرولیکی را در مکش‌های مختلف محاسبه نمود.

تخمین تخلخل درشت، متوسط و ریز

در یک فشار معین آب h حداکثر اندازه شعاع تخلخل r که می‌تواند از آب پر شود بر اساس معادله کاپیلاری عبارتست از (بیر 1972):

$$r = \frac{2 \gamma \cos \theta}{\rho g h} \quad [6]$$

که در آن γ نیروی کشش سطحی آب $[MT^{-2}]$ ، θ زاویه بین سطح آب و دیواره ذرات خاک در یک لوله موئین فرضی (که برابر با صفر در نظر گرفته می‌شود)، ρ چگالی آب $[ML^{-3}]$ و g شتاب ثقل زمین $[LT^{-2}]$ می‌باشد. بنابراین تحت فشار معین h قسمت‌هایی از تخلخل کل که دارای شعاع معادل r کمتر می‌باشند از آب پر بوده و در این قسمت از تخلخل رطوبت انتقال می‌یابد. در بخشی از تخلخل که شعاع معادل آن بیشتر از r می‌باشد انتقالی صورت نمی‌گیرد و این قسمت از تخلخل خالی از آب می‌باشد. بر اساس فرضیه موئینه‌ای و قانون پویزول¹ مقدار دبی عبوری از یک لوله موئین به شعاع r عبارتست از

$$Q(r) = \frac{\pi r^4}{8 \mu} \gamma^4 \quad [7]$$

که $Q(r)$ دبی عبوری $[L^3 T^{-1}]$ به صورت تابعی از شعاع تخلخل r و μ لزجت دینامیکی آب $[ML^{-1} T^{-1}]$ می‌باشند. با فرض معلوم بودن تعداد منافذ پیوسته دارای شعاع معین r ، $N(r)$ ، در واحد سطح مقطع خاک، کل دبی عبوری از واحد سطح مقطع خاک عبارتست از

$$I(r) = Q(r) N(r) \quad [8]$$

و بنابراین

فشار هیدرواستاتیک آب داخل استوانه داخلی و موئینه‌ای می‌باشد. بنابراین با استفاده از داده‌های استوانه‌های مضاعف مقدار هدایت هیدرولیکی با تقریب بسیار خوب برابر با سرعت نفوذ آب در خاک در حالت ماندگار است یعنی:

$$q_{\infty} = K_s \quad [1]$$

که در آن K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک $[LT^{-1}]$ و q_{∞} سرعت نفوذ آب در خاک در حالت ماندگار $[LT^{-1}]$ می‌باشد.

استفاده از داده‌های نفوذسنج مکشی

در این حالت تخمین مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از معادله وودینگ (1968) و یکی از معادلات هدایت هیدرولیکی غیر اشباع (بر اساس کاتالوگ کارخانه سازنده دستگاه نفوذ سنج مکشی بهتر است معادله نمایی گاردنر (1958) استفاده گردد) انجام گرفت. بر اساس یافته‌های وودینگ (1968) مقدار جریان از یک صفحه دایره‌ای به شعاع R در یک محیط غیر تحت فشار و در حالت ماندگار عبارتست از

$$Q(h) = \pi R^2 K \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad [2]$$

که در آن Q حجم آب نفوذ کرده در واحد زمان $[L^3 T^{-1}]$ ، K هدایت هیدرولیکی متناظر با مکش اعمال شده h در دستگاه نفوذسنج مکشی $[LT^{-1}]$ ، $\alpha [L^{-1}]$ پارامتر وابسته به خاک و R شعاع دیسک نفوذسنج مکشی $[L]$ می‌باشد. رابطه نمایی گاردنر عبارتست از

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad [3]$$

که در آن K_s هدایت هیدرولیکی اشباع $[LT^{-1}]$ و h مکش اعمال شده در دستگاه $[L]$ می‌باشد. با تلفیق دو معادله 2 و 3 و نوشتن آن برای دو مکش مختلف h_1 و h_2 معادله‌های زیر نتیجه می‌شوند:

$$Q(h_1) = \pi R^2 K_s \exp(\alpha h_1) \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad [4]$$

$$Q(h_2) = \pi R^2 K_s \exp(\alpha h_2) \left[1 + \frac{4}{\pi R \alpha} \right] \quad [5]$$

¹ Poiseuille

دان و فیلیپ (1991a) روش واتسون و لاکسمور (1986) را اصلاح نمودند. آنها متوسط شعاع معادل را به جای حداقل شعاع معادل، در رابطه 12 جایگزین نمودند. در این روش متوسط تعداد منافذ بین دو شعاع a و b عبارتست از

$$\overline{N(a,b)} = \frac{8\mu\Delta I(a,b)}{\pi\rho\varepsilon} \cdot \frac{\int_a^b r^{-4} dr}{\int_a^b dr} \quad [14]$$

با به دست آمدن تعداد منافذ واقع بین دو شعاع a و b مقدار متوسط سطح خلل و فرج موجود در یک سطح مقطع یا تخلخل موجود بین این دو شعاع عبارتست از (دان و فیلیپ 1991a).

$$\varepsilon(a,b) = \overline{N(a,b)} \cdot \pi \cdot \frac{\int_a^b r^2 dr}{\int_a^b dr} \quad [15]$$

با توجه به اینکه روش واتسون و لاکسمور از حداقل شعاع معادل تخلخل و روش دان و فیلیپ از متوسط آن برای محاسبه مقدار تخلخل بین دو شعاع در واحد سطح استفاده می‌نمایند به نظر می‌رسد که روش دان و فیلیپ نزدیکتر به واقعیت باشد زیرا این روش در واقع توزیع تخلخل را (هر چند به صورت یکنواخت) در محاسبات خود گنجانده است (بوده‌هینایاک و همکاران 2004).

مواد و روش‌ها

این تحقیق در ایستگاه تحقیقاتی گنبد استان همدان واقع در 25 کیلومتری شهر همدان (جاده همدان ملایر) با طول و عرض جغرافیایی به ترتیب 48 درجه و 42/14 دقیقه و 34 درجه و 41/74 دقیقه و ارتفاع از سطح دریا 2170 متر انجام گرفت. خاک منطقه بر اساس تجزیه و تحلیل‌های آزمایشگاهی و بر اساس رده بندی USDA از نوع لوم می‌باشد. مشخصات فیزیکی خاک منطقه مورد مطالعه از قبیل چگالی ظاهری، چگالی حقیقی، تخلخل کل، درصد رس، سیلت و شن و ... در آزمایشگاه اندازه‌گیری و در جدول 1 آورده شده است. متوسط دمای آب مورد آزمایش 15 درجه سانتیگراد بود که خصوصیات آب در این دما می‌تواند از منابع استخراج گردد. جهت اندازه‌گیری و مقایسه

$$I(r) = \frac{\pi\rho\varepsilon}{8\mu} r^4 N(r) \quad [9]$$

و تعداد منافذ هدایت آبی در واحد سطح مقطع عبارتست از

$$N(r) = \frac{8\mu I(r)}{\pi\rho\varepsilon} r^{-4} \quad [10]$$

تخلخل هدایت آبی در واحد سطح، $\varepsilon(r)$ ، مربوط به اندازه شعاع r عبارتست از تعداد منافذ هدایت آبی موجود در واحد سطح ضرب در مساحت مقطع یکی از منافذ مورد نظر یعنی

$$\varepsilon(r) = N(r) \cdot \pi r^2 \quad [11]$$

روش واتسون و لاکسمور

واتسون و لاکسمور (1986) تعداد منافذ هدایت آبی را که بین دو شعاع a و b ($a < b$) قرار دارند محاسبه نمودند. واتسون و لاکسمور با فرض حداقل شعاع برای تخلخل هدایت آبی تعداد منافذ را محاسبه نمودند. در این روش با اندازه‌گیری اختلاف دبی جریان آب در خاک در دو مکش مختلف، بعد از برقراری حالت ماندگار تعداد منافذ موجود بین دو شعاع a و b (شعاع‌های متناظر با دو مکش مورد نظر)، بر اساس معادله 10، به صورت زیر محاسبه می‌گردد

$$\Delta N(a,b) = \frac{8\mu\Delta I(a,b)}{\pi\rho\varepsilon a^4} \quad [12]$$

که در آن $\Delta N(a,b)$ تعداد منافذی که شعاع آنها بین a و b قرار دارد و $\Delta I(a,b)$ عبارتست از مقدار دبی عبوری [LT^{-1}] از خلل و فرجی که شعاع آنها بین a و b می‌باشد. بنابراین سطح خلل و فرج در محدوده این دو شعاع عبارتست از

$$\varepsilon(a,b) = \Delta N(a,b) \pi a^2 = \frac{8\mu\Delta I(a,b)}{\rho\varepsilon a^2} \quad [13]$$

با اندازه‌گیری مقدار جریان آب در دو مکش مختلف متناظر با شعاع‌های a و b مقدار $\Delta I(a,b)$ در رابطه 13 به دست خواهد آمد و با داشتن سایر پارامترهای معادله 13 این رابطه تکمیل خواهد شد.

روش دان و فیلیپ

می‌گردد از نظر بوده‌نیایاک و همکاران (2004) می‌تواند دو حسن عمده داشته باشد.

1- با توجه به اینکه غشاء متخلخل دیسک دستگاه بسیار ظریف می‌باشد اگر سطح خاک نرم و صاف نباشد ممکن است باعث سوراخ شدگی یا پارگی غشاء گردد. در صورت پارگی یا ایجاد سوراخ در غشاء دیسک دستگاه، هوا از طریق آن وارد دستگاه شده و دستگاه عملاً کارایی خود را از دست خواهد داد.

2- شن نرم ریخته شده در زیر دیسک دستگاه باعث تماس بهتر دیسک با سطح خاک مورد آزمایش خواهد شد.

بعد از آماده کردن محل آزمایش، دستگاه نفوذسنج مکشی در فشار مورد نظر تنظیم شده و در محل مورد نظر قرار داده شد. با استفاده از یک دستگاه **TDR** رطوبت‌های اولیه و نهایی نقطه مورد آزمایش اندازه‌گیری گردید. مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع با دو روش استفاده از داده‌های استوانه‌های مضاعف و استفاده از داده‌های دستگاه نفوذسنج مکشی محاسبه شدند. برای محاسبه تخلخل درشت، متوسط و ریز از دو روش واتسون و لاکسمور (1986) و دان و فیلیپ (a) (1991) استفاده گردید. از داده‌های به دست آمده از دستگاه نفوذسنج مکشی در مکش‌های 6 و 15 سانتیمتر جهت تخمین تخلخل‌های هدایت آبی در محاسبات استفاده گردید. در نهایت با داشتن سرعت دبی عبوری در هر کدام از شعاع‌های مذکور از روابط 13 (روش واتسون و لاکسمور 1986) و 15 (روش دان و فیلیپ 1991a) برای محاسبه مقادیر تخلخل درشت و متوسط استفاده شد. جهت انجام محاسبات مربوط به تخلخل درشت، متوسط و ریز و به دلیل بالا بودن حجم محاسبات مربوطه از یک برنامه در محیط **MATLAB** استفاده گردید.

نتایج و بحث

از هر شیب سه نمونه خاک دست نخورده و سه نمونه دست خورده تهیه گردید. مشخصات فیزیکی نمونه‌های خاک تهیه شده طی آزمایش‌هایی در آزمایشگاه تعیین شدند. جدول 1 برخی از خصوصیات

مقادیر تخلخل درشت، متوسط و ریز در 5 شیب مختلف 0، 10، 20، 30 و 40 درجه با استفاده از دستگاه شیب سنج در ایستگاه تحقیقاتی گنبد انتخاب گردید.

آزمایش‌های نفوذ با استفاده از دستگاه‌های استوانه‌های مضاعف و نفوذسنج مکشی در دو حالت اشباع و غیر اشباع به انجام رسید. آزمایش‌های نفوذ در چهار فشار آب 10 سانتی متر (با استفاده از دستگاه استوانه‌های مضاعف)، 6-، 9- و 15- سانتی متر (با استفاده از دستگاه نفوذسنج مکشی) انجام شدند. هر آزمایش نفوذ سه مرتبه تکرار گردید. در کل 60 آزمایش نفوذ در 5 شیب و 4 فشار مختلف و 3 تکرار (60 = $5 \times 4 \times 3$) انجام و ثبت شد. جهت اطمینان از یکنواختی خاک پروفیلی به طول 1/5 عرض 1/5 و ارتفاع 2 متر حفر گردید. پروفیل حفر شده نشان داد که خاک منطقه مورد آزمایش حداقل تا عمق 2 متر لایه لایه نمی‌باشد. جهت انجام آزمایشات ابتدا شیب‌های مورد نظر (0، 10، 20، 30 و 40 درجه) انتخاب شده، سپس جدول استاندارد نفوذ **USDA** (بی نام 1972) طی هر آزمایش تکمیل گردید. آزمایشات تا زمانی ادامه یافتند که طی چندین قرائت متوالی شدت نفوذ ثابت شده باشد یعنی جریان نفوذ آب در خاک به حالت ماندگار رسیده باشد. مدت زمان انجام آزمایش‌های نفوذ با استفاده از دستگاه نفوذسنج مکشی بین 30 تا 60 دقیقه و با استفاده از دستگاه استوانه‌های مضاعف بین 60 تا 140 دقیقه متغیر بود. جهت انجام آزمایش‌ها با استوانه‌های مضاعف ابتدا حلقه‌ها به صورت متحدالمرکز و عمود بر شیب در محل مورد آزمایش کوبیده شدند. بنابراین سطح نفوذ در تمامی شیب‌ها یک سطح شیب‌دار و دارای مساحتی برابر با مساحت مقطع استوانه داخلی بود. سپس آب به صورت همزمان بین دو حلقه و همچنین داخل حلقه کوچک ریخته شد و از همان لحظه اندازه‌گیری شروع گردید. برای انجام آزمایش با نفوذسنج مکشی ابتدا محلی را که باید دیسک دستگاه در آنجا قرار داده شود انتخاب نموده سپس یک لایه شن نرم کاملاً مرطوب (شنی که هدایت هیدرولیکی آن بیشتر از خاک مورد آزمایش باشد) در آن محل ریخته شد. ریختن شن در محلی که دیسک دستگاه در آنجا مستقر

زمین‌های افقی و شیب دار واحد در نظر گرفته می‌شود (لوگسدون و جینز 1993). در روش دوم از داده‌های دستگاه نفوذ سنج مکشی برای تخمین هدایت هیدرولیکی استفاده شد. در این روش با معلوم بودن آهنگ افت سطح آب در دو مکش مختلف و با استفاده از رابطه وودینگ و تابع هدایت هیدرولیکی نمایی گاردنر، دو مجهول تابع هدایت هیدرولیکی نمایی گاردنر (K_s و α) محاسبه گردید. مقادیر هدایت هیدرولیکی در شیب‌های مختلف در جدول 2 نشان داده شده است. مقادیر درصد‌های رس، سیلت و شن در تمامی شیب‌ها برابر نمی‌باشند اما از یک طرف تغییرات درصد‌های رس، سیلت و شن در شیب‌های مختلف بسیار کم (حداکثر 3/1%) بوده و از لحاظ آماری در سطح احتمال 90 درصد معنی‌دار نمی‌باشند. بنابراین می‌توان نوع خاک را تقریباً یکنواخت در نظر گرفت. از طرف دیگر تغییرات این مقادیر دارای یک روند منظم نمی‌باشد در حالی که تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع در شیب‌های مختلف بر اساس جدول 2 با افزایش شیب زمین، از یک روند کاهشی

منظم برخوردار است. بنابراین می‌توان گفت مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با افزایش شیب زمین به صورت نسبی کاهش می‌یابد. علاوه بر این با توجه به جدول 2 می‌توان نتایج زیر را استخراج نمود.

1- در اراضی شیب دار با افزایش شیب زمین هدایت هیدرولیکی اشباع کاهش می‌یابد. این نتیجه با نتایج واتسون و لاکسمور (1986) و بودهینایاک و همکاران (2004) برای شیب‌های کمتر از 20 درجه مطابقت دارد.

2- دستگاه استوانه‌های مضاعف مقادیر هدایت هیدرولیکی را بیشتر از دستگاه نفوذ سنج مکشی تخمین می‌زند اما از لحاظ آماری و در سطح احتمال 90 درصد این اختلافات معنی‌دار نمی‌باشد. به نظر می‌رسد که دلیل این امر فرض صفر بودن عمق آب ایستابی روی سطح خاک طی آزمایش با استوانه‌های مضاعف می‌باشد در حالی که در عمل چنین نبوده بلکه مقداری فشار استاتیک (هر چند جزئی) از طرف ستون آب، در امر نفوذ دخالت دارد.

فیزیکی خاک منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. هر چند اختلافاتی در مقادیر درصد‌های رس، سیلت و شن و سایر خصوصیات خاک در شیب‌های مختلف وجود دارد اما دلایل زیر می‌توانند موثر بودن شیب زمین را روی خصوصیات بررسی شده تایید نمایند:

1- اختلاف مقادیر جدول 1 (برخی خصوصیات فیزیکی خاک مورد مطالعه) بسیار کم است. بیشترین مقدار اختلاف در اعداد جدول 1 مربوط به درصد رس در شیب 10 درجه و شیب 40 درجه می‌باشد که برابر 3/1 درصد است. مقدار اختلاف بین درصد‌های رس در شیب‌های 10 و 40 درجه بسیار کم بوده و از لحاظ آماری در سطح اعتماد 90 درصد اختلاف معنی‌داری با هم ندارند. سایر تفاوت‌ها از این مقدار نیز کمتر است و از لحاظ آماری اختلاف معنی‌داری با هم ندارند.

2- در جدول 1 با افزایش مقدار شیب، مقدار وزن مخصوص ظاهری اندازه‌گیری شده افزایش می‌یابد که ناشی از کاهش تخلخل می‌باشد. مقادیر وزن مخصوص حقیقی تقریباً ثابت بوده و لذا یکنواخت بودن خاک را تایید می‌نماید. درصد‌های رس، سیلت و شن نیز به صورت نامنظم با هم اختلاف دارند. به عبارت بهتر نمی‌توان گفت با افزایش شیب زمین مقادیر درصد‌های رس، سیلت و شن به صورت منظم افزایش یا کاهش می‌یابند. هر کدام از درصد‌های رس، سیلت و شن با افزایش شیب زمین به صورت نامنظم در حال افزایش یا کاهش هستند. در حالی که پارامترهای اندازه‌گیری شده یا محاسبه شده به صورت منظم افزایش یا کاهش از خود نشان می‌دهند.

بنابراین می‌توان گفت که اختلاف در مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع و تخلخل‌های ریز، متوسط، درشت و کل علاوه بر اینکه به خصوصیات فیزیکی خاک مربوط است به مقدار شیب نیز بستگی دارد.

تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع با دو روش محاسبه شدند. در روش اول از داده‌های دستگاه استوانه‌های مضاعف استفاده گردید. در این روش از قانون داریسی استفاده می‌شود و شیب هیدرولیکی در

جدول 1- برخی خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد مطالعه در شیب‌های مختلف

| شیب زمین (درجه) | | | | | پارامترهای فیزیکی |
|-----------------|-------|-------|-------|-------|---------------------------------------|
| 40 | 30 | 20 | 10 | 0 | |
| 1/69 | 1/68 | 1/68 | 1/67 | 1/66 | وزن مخصوص ظاهری (gcm^{-3}) |
| 2/58 | 2/57 | 2/57 | 2/57 | 2/58 | وزن مخصوص حقیقی (gcm^{-3}) |
| 40/2 | 38/1 | 38/9 | 38/4 | 39/3 | شن (%) |
| 38/5 | 39/2 | 37/6 | 37/2 | 38/1 | سیلت (%) |
| 21/3 | 22/7 | 23/5 | 24/4 | 22/6 | رس (%) |
| 34/5 | 34/63 | 34/63 | 35/02 | 35/66 | تخلخل کل (%) |
| لوم | لوم | لوم | لوم | لوم | کلاس بافت خاک |

جدول 2- مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع محاسبه شده با دو روش مختلف

| شیب زمین (درجه) | | | | | $K_s \times 10^{-4} (\text{cms}^{-1})$ |
|-----------------|------|------|------|------|--|
| 40 | 30 | 20 | 10 | 0 | |
| 5/42 | 5/83 | 6/25 | 6/67 | 7/5 | K_s (استوانه های مضاعف) |
| 5/26 | 5/99 | 6/08 | 6/16 | 6/75 | K_s (نفوذسنج مکشی) |

تخمین تخلخل درشت، متوسط و ریز

حداقل شعاع متوسط تخلخل درشت 0/025 سانتیمتر می‌باشد که مکش معادل آن با توجه به معادله کاپیلاری (رابطه 6) در محدوده دمایی 10 تا 20 درجه سانتیگراد برابر 6 سانتیمتر است. شعاع متوسط تخلخل متوسط نیز بین 0/01 تا 0/025 سانتیمتر می‌باشند که مکش معادل آنها برابر 15 و 6 سانتیمتر است. بنابراین با داشتن آهنگ افت سطح آب (بعد از رسیدن به حالت ماندگار) در دو مکش 6 و 15 سانتیمتر می‌توان مقادیر تخلخل درشت و متوسط را محاسبه نمود. با محاسبه مقادیر وزن مخصوص ظاهری و حقیقی، مقدار تخلخل کل به روش آزمایشگاهی اندازه گیری گردید (فلینت و فلینت 2002). با توجه به اینکه تخلخل کل از سه تخلخل درشت، متوسط و ریز تشکیل شده اند با داشتن مقادیر تخلخل درشت و متوسط و کم کردن آنها از تخلخل کل مقدار تخلخل ریز نیز در هر شیب قابل محاسبه خواهد بود. شکل 1 نحوه تغییرات تخلخل کل را با تغییرات شیب زمین نشان می‌دهد. مطابق شکل 1 با افزایش شیب زمین مقدار تخلخل کل کاهش نسبی از خود نشان می‌دهد. اشکال 2، 3 و 4 به ترتیب مقادیر تخلخل درشت، متوسط و ریز (محاسبه شده با دو روش واتسون و

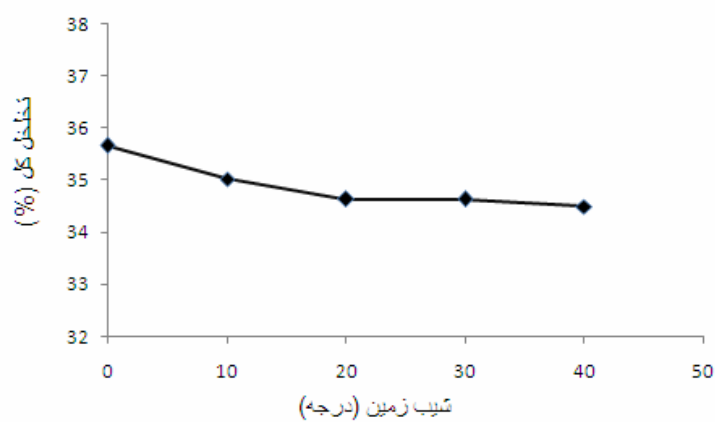
لاکسمور (1986) و دان و فیلیپ (1991 a) را نشان می‌دهند.

با توجه به شکل‌های 2، 3، و 4 می‌توان نتایج زیر را استخراج نمود

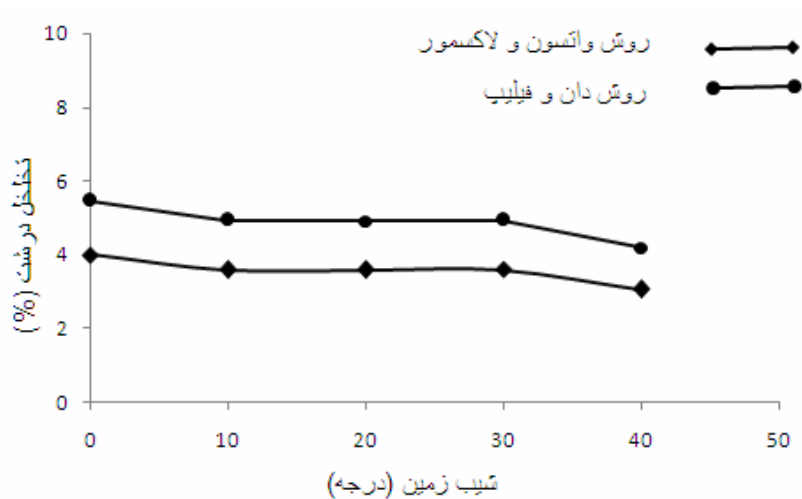
1- با افزایش شیب زمین مقدار تخلخل درشت با یک نسبت بسیار کم کاهش می‌یابد. مقدار تخلخل درشت در روش واتسون و لاکسمور (1986) از 4 درصد در شیب صفر به 3/07 درصد در شیب 40 درجه و در روش دان و فیلیپ (1991a) از 5/47 درصد در شیب صفر به 4/2 درصد در شیب 40 درجه تنزل پیدا نموده است.

2- روش دان و فیلیپ (1991a) مقدار تخلخل درشت را بیشتر از روش واتسون و لاکسمور (1986) تخمین می‌زند اما تفاوت مقادیر تخلخل درشت تخمین زده شده توسط دو روش در سطح احتمال 90 درصد معنی دار نمی‌باشد.

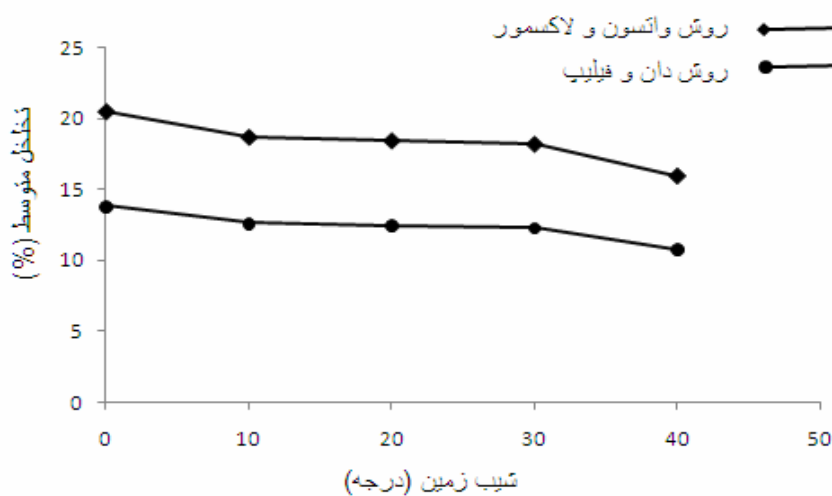
3- با افزایش شیب زمین مقدار تخلخل متوسط کاهش می‌یابد. مقدار تخلخل متوسط در روش واتسون و لاکسمور (1986) از 20/46 درصد در شیب صفر به 15/94 درصد در شیب 40 درجه و در روش دان و فیلیپ (1991a) از 13/83 درصد در شیب صفر به 10/77 درصد در شیب 40 درجه تنزل پیدا نموده است.



شکل 1- تغییرات مقدار تخلخل کل با تغییرات شیب زمین



شکل 2- تغییرات مقدار تخلخل درشت با تغییرات شیب زمین



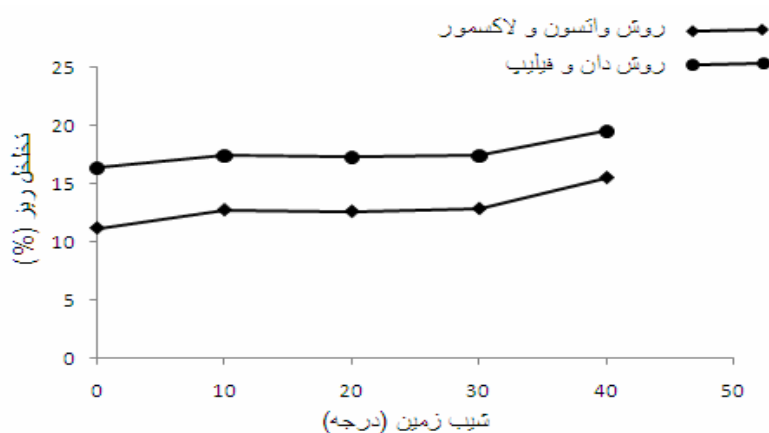
شکل 3- تغییرات مقدار تخلخل متوسط با تغییرات شیب زمین

درصد در شیب 40 درجه و در روش دان و فیلیپ از 16/35 درصد در شیب صفر به 19/52 درصد در شیب 40 درجه افزایش پیدا نموده است.

6- روش واتسون و لاکسمور (1986) مقدار تخلخل ریز را کمتر از روش دان و فیلیپ (1991a) تخمین می زند و اختلاف مقادیر تخلخل ریز به دست آمده از این دو روش در سطح اعتماد 90 درصد معنی دار می باشد.

4- روش دان و فیلیپ (1991a) مقدار تخلخل متوسط را کمتر از روش واتسون و لاکسمور (1986) تخمین می زند و اختلاف مقادیر تخلخل متوسط به دست آمده از این دو روش در سطح احتمال 90 درصد معنی دار می باشد.

5- با افزایش شیب زمین مقدار تخلخل ریز افزایش می یابد. مقدار تخلخل ریز در روش واتسون و لاکسمور از 11/2 درصد در شیب صفر به 15/49



شکل 4- تغییرات مقدار تخلخل ریز با تغییرات شیب زمین

درشت بیشتر از تخلخل متوسط و از تخلخل متوسط بیشتر از ریز می باشد، کاهش مقدار نفوذ تجمعی با توجه به کاهش مقادیر تخلخل کل، درشت و متوسط در اراضی شیبدار منطقی می باشد.

کاهش مقدار تخلخل کل و درشت در اراضی شیبدار نسبت به اراضی افقی ممکن است در اثر نیروی وزن (مولفه درجهت شیب) ذرات به وقوع پیوندد. در واقع مولفه وزن ذرات درجهت شیب باعث می گردد تا ذرات کمی متراکم تر شده و فضای خالی بین ذرات (تخلخل کل) کاهش یابد. همچنین این نیرو با متراکم کردن خاک به صورت جزئی باعث می گردد تعدادی از تخلخل درشت به متوسط یا ریز و تعدادی از تخلخل متوسط به ریز تبدیل گردد.

نتیجه گیری نهایی

نتایج آزمایشات نفوذ در حالت اشباع و غیر اشباع نشان می دهد که سرعت نفوذ نهایی (نفوذ پس از رسیدن به حالت ماندگار) در اراضی شیبدار کمتر از اراضی افقی است و با افزایش شیب مقدار سرعت نفوذ و نفوذ تجمعی کاهش می یابند. این پدیده ممکن است به دلایل زیر اتفاق افتد

1- کاهش سرعت نفوذ در اراضی شیب دار نسبت به افقی، می تواند به اختلاف نحوه آرایش ذرات در دو حالت بستگی داشته باشد (جول و مسینگ 2000 و کاسانوا و همکاران 2000)

2- با افزایش شیب زمین مقدار تخلخل کل، تخلخل درشت و تخلخل متوسط کاهش و تخلخل ریز افزایش می یابد. با توجه به اینکه حجم آب نفوذ یافته از تخلخل

منابع مورد استفاده

- Anderson SH, Petton RL and Gantzer CJ, 1990. Evaluation of constructed and natural soil macropores using X-ray computed tomography. *Geoderma* 46: 13-29.
- Anonymous, 1972. National Engineering Handbook, Hydrology, Section 4. USDA, Washington DC.
- Azevedo AS, Kanvar RS and Horton R, 1998. Effect of cultivation on hydraulic properties of an Iowa soil using tension infiltrometers. *Soil Sci* 163: 22-29.
- Bear J, 1972. Dynamics of Fluids in Porous Media. Elsevier Pub. Co. Inc, New York NY.
- Beven K and German P, 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour Res* 18: 1311-1325.
- Bodhinayake WL, Si, BC and Xiao C, 2004. New method for determining water-conducting macro- and mesoporosity from tension infiltrometer, *Soil Sci Soc Am J* 68:760-769.
- Bouma J, 1982. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Sci Soc Am J* 46: 438-441.
- Bouma J, Jongerius A and Schoonderbeek D, 1979. Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. *Soil Sci Soc Am J* 43: 261-264.
- Bruckler B, Ball C and Renault P, 1989. Laboratory estimation of gas diffusion coefficient and effective porosity in soils. *Soil Sci* 147: 1-10.
- Buttle JM and McDonald DJ, 2000. Soil macroporosity and infiltration characteristics of a forest podzol. *Hydrol Process* 14: 831-848.
- Cameira MR, Fernando RM and Pereira LS, 2003. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil Tillage Res* 70: 131-140.
- Casanova M, Messing I and Joel A, 2000, Influence of aspect and slope gradient on hydraulic conductivity measured by tension infiltrometer, *Hydrol Proces* 14:155-164.
- Dunn GH and Philips J, 1991a. Macroporosity of a well-drained soil under no till and conventional tillage. *Soil Sci Soc Am J* 55: 817-823.
- Flint LE and Flint AL, 2002. The soil solution phase. Porosity. p. 241-254. In: Dane JH and Topp GC (eds.). *Methods of soil analysis: Part 4. Physical methods*, SSSA, Madison WI.
- Gardner WR, 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. *Soil Sci* 85: 228-232.
- Ghodrati M and Jury WA, 1990. A field study using dyes to characterize preferential flow of water. *Soil Sci Soc Am J* 54:1558-1563.

- Joel A and Messing I, 2000. Application of two methods to determine hydraulic conductivity with disc permeameters on sloping land, *Eur J Soil Sci* 51:93–98.
- Logsdon S and Jaynes D, 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Sci Soc Am J* 57:1426–1431.
- Luxmoore RJ, Jardine PM, Wilson GV, Jones JR and Zelazny HK, 1990. Physicals and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma* 46: 139-154.
- Skopp J, 1981. Comment of micro- meso- and macroporosity of soil. *Soil Sci Soc Am J* 45: 1246.
- Timlin DJ, Ahuja LR and Ankney MD, 1994. Comparison of three field methods to characterize apparent macropore conductivity. *Soil Sci Soc Am J* 58: 278-284.
- Walker C, Lin HS and Fritton DD, 2006. Is the tension beneath a tension infiltrometer what we think it is? *Vadose Zone Journal* 5:860–866.
- Watson K and Luxmoore R, 1986, Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer, *Soil Sci Soc Am J* 50: 578–782.
- Weiler M and Naef F, 2003. An experimental tracer study of the role of macropores in infiltration in grassland soils. *Hydrol Proces* 17: 477-493.
- Wilson GV and Luxmoore RJ, 1988. Infiltration, macroporosity and mesoporosity distributions on two forested watersheds, *Soil Sci Soc Am J* 52:329–335.
- Wooding R, 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour Res* 4:1259–1273.
- Yeh YJ, Lee CH and Chen ST, 2000. A tracer method to determine hydraulic conductivity and effective porosity of saturated clays under low gradients. *Ground Water* 38: 522-529.