دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران

تبریز، 12 الی 14 شهریور 1390

**(فیزیک خاک و رابطه آب خاک و گیاه)**

# کاربرد مقیاس‌سازی در بیان کمّی‌تغییرپذیری مکانی پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک در پهنهٔ وسیع

**علیداد کرمی[1]، مهدی همایی[2]، محمد بای‌بوردی[2] - محمد محمودیان شوشتری[3]**

1- دانشجوی دکتری دانشگاه تربیت مدرس و هیئت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی فارس، 2- استاد دانشگاه تربیت مدرس، 3- استاد دانشگاه شهید چمران اهواز- Alidad_Karami@yahoo.com

**چکیده**

در حدود چهار هزار هکتار از اراضی دشت کوار در شرق شیراز و در 161 سایت مختلف در یک شبکهٔ منظم 500×500 متری، نفوذ آب به خاک با استفاده از استوانه‌های دوگانه با بار ثابت اندازه‌گیری شد. داده‌های اندازه‌گیری شدهٔ نفوذ آب به خاک در همهٔ سایت‌ها به سه مدل نفوذ آب به خاک کستیاکوف، کستیاکوف لویس و فیلیپ برازش داده شد. مدل فیلیپ با بیشترین ضریب تبیین به عنوان بهترین مدل برای بیان فرآیند نفوذ انتخاب گردید. سرعت نفوذ پایه در بیشتر ایستگاه‌ها بسیار پایین و بر اساس مدل مزبور (از 1/11 تا 31/11) و میانگین آن 6/69 سانتی‌متر بر ساعت بود. ضریب جذبی و ضریب انتقالی مدل فوق تغییرات گسترده‌ای در بین سایت‌های مختلف داشت. این دو پارامتر به ترتیب بر اساس عامل مقیاس‌سازی $\alpha_S$ و $\alpha_A$ محاسبه شد و سپس داده‌های اندازه‌گیری شدهٔ نفوذ مقیاس‌بندی گردید. مقیاس‌سازی حاصله از $\alpha_A$، بهتر از مقیاس‌سازی $\alpha_S$ بود. سپس فاکتور مقیاس‌سازی بهینه ($\alpha_{opt}$) با روش حداقل مربعات بدست آمد. فاکتورهای مقیاس‌سازی بر اساس میانگین حسابی ($\overline{a}_{SA}$)، هندسی ($a_{SA}^{G}$) و هارمونی ($a_{SA}^{H}$) $\alpha_S$ و $\alpha_A$ نیز برای مقیاس‌سازی محاسبه شدند. نتایج نشان داد، مقیاس‌بندی داده‌های نفوذ بر اساس فاکتور مقیاس‌سازی $\alpha_{opt}$ و فاکتورهای مقیاس‌سازی حاصل از میانگین هارمونی $\alpha_S$ و $\alpha_A$، بهتر از دیگر فاکتورهای مقیاس-سازی بودند. بر اساس آنالیز فراوانی و آزمون $c^2$ ، بهترین توزیع برازش داده شده بر فاکتورهای مقیاس‌سازی $\alpha_S$، $\alpha_A$، $\alpha_{opt}$، $\overline{a}_{SA}$ و $a_{SA}^{H}$ مشابه پارامتر $S$ لوگ‌پیرسون تیپ III و برای فاکتور $A$ و $a_{SA}^{G}$ توزیع پیرسون تیپ 3 انتخاب گردید.

کلمات کلیدی: نفوذ آب به خاک، مقیاس‌سازی، مدل کستیاکوف، مدل کستیاکوف لویس، مدل فیلیپ.

**مقدمه**

مشکل جدی در رابطه با مدل‌سازی نفوذ آب به خاک در حوضه، چگونگی بیان تغییرپذیری مکانی خاک می-باشد. در پژوهش‌های پیشین بیان شده، تغییرپذیری مکانی اراضی منجر به تغییرپذیری زیاد رفتار نفوذ آب به خاک می‌شود (واریک و همکاران، 1977). شیوه‌های متعددی برای اندازه‌گیری تغییرپذیری پارامترهای خاک ارائه شده است (مولّا و مک‌برتنی، 2002). خواص هیدرولیکی خاک حتی در واحدهای نقشهٔ مشابه، نیز به طور قابل ملاحظه‌ای فرق داشته است (کامیگنا و ویتیل، 1993) مخصوصاً هدایت هیدرولیکی خاک که ممکن است ضریب تغییرات بسیار بالایی داشته باشد. صادقی و همکاران (1389) برای مقیاس‌سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از عامل موییننگی موثر، روش جدیدی که دارای پایه فیزیکی است، ارائه داده‌اند. همچنین روش جدیدی برای ایجاد نقشه ارائه شده که با استفاده از خواص مقیاس‌سازی برای میان‌یابی داده‌ها و برای مقیاس‌سازی کاهشی(Scaling down ) از فرآیندسازی تصویر (Image processing ) استفاده می‌کند (چینگ، 2008).

جریان ترجیحی، طی نفوذ آب به خاک در یک خاک لایه‌ای وابستگی مکانی نشان داده که در هیدرولوژی اهمیت ویژه‌ای دارد (دایک و کاچانسکی، 2010). شیوهٔ دیگر برای بیان تغییرپذیری استفاده از روش مقیاس‌سازی خواص آب و خاک بر اساس مفهوم محیط‌های متشابه می‌باشد (شارما و همکاران، 1980). مقیاس‌سازی روش ساده و

ممتازی برای شبیه‌سازی فرآیندهای واقعی مزرعه‌ای است (پیک و همکاران، 1977). هر چند پژوهشگران زیادی تغییرپذیری مکانی را بر پایهٔ ویژگی‌های هیدرولیکی پایه ارزیابی کرده‌اند، لیکن شارما و همکاران (1980) پیشنهاد کرده‌اند که ارزیابی تغییرپذیری هیدرولوژیکی سطوح اراضی با پارامترهایی که به سهولت قابل اندازه‌گیری و قابل دسترس در صحرا باشد ارزیابی شود. رسول‌زاده و سپاسخواه (2003) با استفاده از روش آنالیز ابعادی معادلهٔ نفوذ آب به خاک مقیاس‌بندی شدهٔ عمومی، برای آبیاری جوی و پشته‌ای برای شش سری خاک به دست آوردند. صادقی و همکاران (1387) برای پیش‌بینی نیمرخ رطوبت خاک در فاز توزیع مجدد با استفاده از مقیاس‌سازی، مدلی را ارائه کرده‌اند که با سادگی کاربرد مدل‌های تحلیلی و دقت مدل‌های عددی میزان رطوبت خاک در هر عمق و هر زمان در طول فاز توزیع مجدد را تخمین می‌زند.

**تئوری**

هدف اصلی و اختصاصی مقیاس‌سازی یکی کردن یک سری روابط تابعی به منحنی واحد با استفاده از فاکتور مقیاس‌سازی است که بیان کنندهٔ همهٔ سری‌ها باشد. بر اساس آنالیز ابعادی پارامترهای مدل فیلیپ، $S$ و $A$ را می‌توان به صورت زیر مقیاس‌بندی کرد (فیلیپ، 1967):

$$S_j / S_j^{1/2} = S_r / l_r^{1/2} \qquad [1] \qquad A_j / l_j^{1/2} = A_r / l_r^{1/2} \qquad [2]$$

که $\lambda$ طول ویژگی خاک در سایت داده شده، اندیس $j$ نشان‌دهندهٔ سایت آزمایش (161-1) و اندیس $r$ نشاندهندهٔ خاک مرجع با خواص آب و خاک میانگین می‌باشد. اگر شرایط محیط متشابه برقرار باشد، $\lambda$ معادله‌های 1 و 2 مقادیر یکسان خواهد داشت. علاوه بر آن فاکتور مقیاس‌سازی بدون بعد $\alpha$ را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد.

$$a_j = l_j / l_r = l_j / \overline{l} \qquad [3]$$

که $\overline{l}$ ویژگی طولی خاک مرجع با خواص آب و خاک میانگین است، که برای چنین خاکی فاکتور مقیاس‌سازی معادل واحد خواهد بود. با استفاده از معادله‌های 1 و 3 برای $A$ و $S$ می‌توان، $\alpha_A$ و $\alpha_S$ را برای n تعداد آزمایش نفوذ آب به خاک با استفاده از $\overline{S}$ (میانگین ضریب جذبی خاک) و $\overline{A}$ (میانگین فاکتور انتقال) به صورت زیر محاسبه کرد.

$$a_{Sj} = (S_j / \overline{S})^2 \qquad [4] \qquad a_{Aj} = (A_j / \overline{A})^{1/2} \qquad [5]$$

نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده $I(t)$ را می‌توان با استفاده از $\alpha_A$ یا $\alpha_S$ بر اساس روابط زیر مقیاس‌بندی کرد:

$$I^* = aI \qquad [6] \qquad t^* = a^3 t \qquad [7]$$

که در آن‌ها $I^*$ و $t^*$ به ترتیب نفوذ تجمعی و زمان مقیاس‌بندی شده است. اگر با استفاده از معادلهٔ فیلیپ تخمین قابل قبولی از نفوذ در هر نقطه در اختیار باشد و چنانچه شرایط محیط متشابه نیز برقرار باشد، می‌توان نفوذ تجمعی را به شکل رابطهٔ مقیاس‌بندی شدهٔ زیر بیان کرد:

$$\overline{I} = \overline{S} t^{*\frac{1}{2}} + \overline{A} t^* \qquad [8]$$

که در آن $\overline{S}$ و $\overline{A}$ مقادیر میانگین هستند. در این حالت مجموع مربعات خطای(SSE) داده‌های اصلی و داده‌های مقیاس‌بندی شده باید مانند هم باشد، که سری فاکتور مقیاس‌سازی بر اساس $S$ و $A$ ($\alpha_A$ یا $\alpha_S$) برابر ایجاد کنند.

**مواد و روش‌ها**

چهار هزار هکتار از اراضی دشت کوار واقع در جنوب شرقی شیراز، بر روی نقشه 1:50000 توپوگرافی منطقه، در محیط Arc GIS رقومی‌سازی و به فواصل منظم 500×500 متر شبکه‌بندی گردید. آزمایش‌های نفوذ آب به خاک با استفاده از استوانه‌های دوگانه با بار ثابت در گره‌های شبکه انجام شد. همزمان، جرم مخصوص ظاهری و رطوبت خاک

در سه عمق 10-0، 20-10 و 30-20 سانتی‌متری خاک سطحی تعیین گردید. در نمونهٔ مرکب در گره‌های شبکه توزیع اندازهٔ ذرات، بافت، قابلیت هدایت الکتریکی، اسیدیته در گل اشباع، کربن آلی و درصد اشباع اندازه‌گیری شد.

سه مدل نفوذ آب به خاک کستیاکوف، کستیاکوف لویس و مدل فیلیپ بر اساس کاربردی بودن و استفاده فراوان آنها انتخاب شد. داده‌های شدت نفوذ و نفوذ تجمعی از 161 سایت به دست آمده از منطقهٔ مورد مطالعه بر این سه مدل برازش داده شد. پارامترهای مدل‌های مختلف در محیط نرم‌افزار Excel تعیین و با استفاده از روش حداقل مربعات بهترین مدل انتخاب گردید. معادلات نفوذ تجمعی و مشتق آنها برای سرعت نفوذ در جدول 1 ارائه شده است.

**جدول 1- شکل کلی معادلات نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ**

| مدل | سرعت نفوذ | نفوذ تجمعی |
|---|---|---|
| مدل کستیاکوف | $i_{(t)} = a.bt^{b-1}$ | $I_{(t)} = at^{b}$ |
| مدل کستیاکوف لویس | $i_{(t)} = a.bt^{b-1} + c$ | $I_{(t)} = at^{b} + ct$ |
| مدل فیلیپ | $i_{(t)} = \frac{St^{-1/2}}{2} + A$ | $I_{(t)} = St^{1/2} + At$ |

که در آن $I_{(t)}$ نفوذ تجمعی (L)، $i_{(t)}$ شدت نفوذ ($LT^{-1}$)، و $t$ زمان تجمعی (T) است. $a$ و $b$ پارامترهای مدل، c سرعت نفوذ پایه بر حسب ($L.T^{-1}$)، $A$ فاکتور انتقال بر حسب ($LT^{-1}$) و $S$ ضریب جذبی خاک بر حسب ($LT^{-1/2}$) می‌باشد.

با استفاده از روابط 6 و 7، فاکتور مقیاس‌سازی بهینه ($a_{opt}$) برای هر نفوذ با حداقل کردن $SS$، که مجموع مربعات اختلافات بین نفوذ مقیاس‌بندی شده ($I^*$) و نفوذ میانگین ($\overline{I}$ بر اساس $\overline{S}$ و $\overline{A}$) است، به دست آمد:

$$SS = \sum_{t^o_j} (I^*_{t^*_j} - \overline{I}_{tj})^2 \qquad [\ 9\ ]$$

**نتایج و بحث**

خصوصیات خاک تغییرات گسترده‌ای داشت و بافت‌های رسی، رسی سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لومی و لوم رسی شنی در محددهٔ مطالعه دیده شد. جرم مخصوص ظاهری در عمق 10-0 از 1/04 تا 1/59، در عمق 20-10 از 1/03 تا 1/72 و در عمق30-20 از 1/03 تا 1/7 تغییرات داشت. رطوبت نیز به ترتیب در عمق‌های فوق از 1/1 تا 32، 1/5 تا 31/8 و 1/7 تا33/8 متغیّر بود. درصد رطوبت اشباع از 33/54 تا 55/92 متغیّر بود، اسیدیته گل اشباع از 7/62 تا 8/29 تغییر کرد و قابلیت هدایت الکتریکی از 3/09 تا 11/17 تغییرات داشت و درصد ماده آلی نیز از 0/42 تا 3/16 متغییر بود.

برای تمام 161 ایستگاه منحنی نفوذ برای مدل‌ها ترسیم و پارامترها و ضریب تبیین آنها تعیین گردید. شدت نفوذ پایه از 1/11 تا 31/11 و میانگین آن در کل منطقه مورد مطالعه 6/69 سانتی‌متر بر ساعت بود. محدودهٔ تغییرات پارامترهای مختلف مدل‌های نفوذ در جدول 2 ارائه شده است. واضح است که تغییرات پارامترها خیلی زیاد بود و بیانگر تغییرات مکانی خواص هیدرولیکی در منطقه مورد مطالعه است.

جدول 2- محدوده پارامترهای مدل‌های مختلف نفوذ

| مدل نفوذ | پارامترهای مدل | محدوده | میانگین | محدودهٔ $R^2$ | میانگین $R^2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| کستیاکوف | $a$ | 0/28-2/74 | 0/91 | 0/979-0/999 | 0/998 |
| | $b$ | 0/45-0/785 | 0/62 | | |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| کستیاکوف-لویس | $a$ | 0/284-4/06 | 1/32 | 0/975-0/9999 | 0/997 |
| | $b$ | 0/174-3/06 | 0/323 | | |
| | $c$ | 0/019-0/519 | 0/112 | | |
| فیلیپ دوپارامتری | $S$ | 0/273-2/75 | 0/923 | 0/982-0/9999 | 0/999 |
| | $A$ | 0/0023-0/433 | 0/0739 | | |

با توجه به جدول 2 بیشترین مقدار $R^2$ برای مدل فیلیپ به دست آمد. همچنین این مدل برای تخمین هدایت هیدرولیکی و ضریب جذبی ساده است. برای بیان تغییرپذیری مکانی پارامترهای مدل فیلیپ شکل بدون بعد مدل فیلیپ که توسط شارما و همکاران (1980) پیشنهاد شده در این پژوهش به صورت زیر به کار گرفته شد.

$$b = t^{1/2} + t \qquad [10]$$

که در آن $\beta$ و $\tau$ پارامترهای بی‌بعد هستند که به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$b = AI / S^2 \qquad [11] \qquad t = A^2 t / S^2 \qquad [12]$$

منحنی‌های نفوذ در 161 ایستگاه تغییرات گسترده‌ای نشان دادند و بهترین برازش منحنی‌های نفوذ تجمعی و منحنی میانگین بر اساس میانگین $S$ و $A$ نیز بر هم منطبق نبود. هر دو منحنی به ترتیب با ضریب تبیین 0/68 و 0/998 به شکل نمایی بودند. ولی داده‌های نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده با مدل بی‌بعد فیلیپ و پارامترهای $\beta$ و $t$ از منحنی واحد تبعیت می‌کرد که نشان دهندهٔ این بود که مدل بی‌بعد فیلیپ، فرآیند نفوذ آب به خاک در منطقه مورد مطالعه را در حد قابل قبولی توصیف می‌کند.

تغییرات پارامترهای $S$ و $A$ برای منطقهٔ مورد مطالعه روند مشخصی نداشت. با افزایش مقدار $S$ تقریباً $A$ نیز میل به افزایش داشت که مشابه نتایج شارما و همکاران (1980) و مچیوال و همکاران (2006) می‌باشد. از طرفی با نتایج گزارش شده توسط تالسما (1969) که رابطهٔ ضعیفی را بین ضریب جذب و هدایت هیدرولیکی اشباع مشاهده کرده بود مطابقت دارد.

از روی سری داده‌های $S$ و $A$ و با استفاده از معادله‌های 4 و 5، مقادیر $\alpha_S$ و $\alpha_A$ محاسبه شد و نیز از روی مقدار نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده ($I$) در زمان $t$، بر اساس معادله‌های6 و 7 داده‌ها مقیاس‌بندی شدند. نفوذ تجمعی مقیاس‌بندی شده بر اساس $\alpha_S$ با روش حداقل مربعات به شکل نمایی با ضریب تبیین 0/94 و بر اساس $\alpha_A$ با ضریب تبیین 0/92 بود.

مقایسهٔ داده‌های نفوذ آب به خاک اندازه‌گیری شده با داده‌های مقیاس‌بندی شده نشاندهندهٔ آن است که پراکندگی داده‌ها در اطراف بهترین منحنی برازش داده شده در شکل مقیاس‌بندی شده خیلی کمتر از داده‌های اصلی است. همچنین به طور واضح دیده شد که منحنی میانگین بر اساس $\overline{S}$ و $\overline{A}$ نمی‌تواند میانگین نفوذ آب به خاک را توصیف نماید.

بهترین منحنی برازش داده شده بر داده‌های مقیاس‌بندی شده با فاکتورهای مقیاس‌سازی $\alpha_S$، $\alpha_A$، $\overline{a}_{SA}$، $a_{SA}^{G}$ و $a_{SA}^{H}$ نمایی، با ضریب تبیین به ترتیب0/94، 0/92، 0/97، 0/98 و 0/98 بود. ولی بهترین منحنی برازش داده شده بر داده‌های مقیاس‌بندی شده با فاکتورهای مقیاس‌سازی $\alpha_{opt}$ پلی‌نومیال درجه دو با ضریب تبیین 0/999 بود.

همه مقادیر شش توزیع احتمال نرمال، لوگ‌نرمال دوپارامتری، لوگ‌نرمال سه پارامتری، پیرسون تیپ 3، لوگ‌پیرسون تیپ 3 و گمبل تیپ 1 محاسبه شده با $\chi^2$ برای فاکتورهای مقیاس‌سازی کمتر از سطح معنی‌داری 5

درصد (190/52) قرار داشتند. این نشان دهندهٔ آن است که با برازش توزیع‌ها به پارامترهای مزبور مقدار داده مورد انتظار با داده واقعی اختلاف معنی‌داری نداشت. پس با دید کلی هر شش توزیع احتمال برای توصیف پارامترهای مدل فیلیپ ( $S$ و $A$) قابل قبول می‌باشند. ولی آنالیز فراوانی بهترین توزیع برازش داده شده بر فاکتورهای مقیاس‌سازی $\alpha_S$، $\alpha_A$، $\alpha_{opt}$، $\overline{a}_{SA}$ و $a_{SA}^{H}$ مشابه پارامتر $S$ لوگ‌پیرسون تیپIII بود. ولی برای فاکتور $A$ و $a_{SA}^{G}$ بهترین توزیع پیرسون تیپ 3 انتخاب شد. بنابراین نمی‌توان تنها با یک توزیع احتمال برای بیان همه فاکتورهای مقیاس‌سازی قضاوت نمود. در مقایسه مدل‌های توزیع لوگ-نرمال و گاما برای نمایش منحنی توزیع اندازه ذرات خاک نیز بر خلاف تصور کلی که مدل توزیع لوگ-نرمال‌دوپارامتری اساس کار اکثر محققین بود مدل توزیع گامای دوپارامتری پیشنهاد گردیده است.

پارامترهای برآورد شده در سطوح احتمال مشخص برای برنامه‌ریزی و مدیریت سیستم‌های آبیاری و روش‌های استوکستیکی که برای کشاورزی دقیق ضروری هستند مفید خواهد بود. مقیاس‌سازی داده‌های نفوذ آب به خاک با $\alpha_{opt}$ به طور قابل ملاحظه‌ای پراکندگی نقاط اطراف بهترین منحنی برازش داده شده و همچنین مجموع مربعات خطا (SSE) را کاهش داد و بهترین مقیاس‌بندی را ایجاد کرد. این نتیجه مشابه نتایج تحقیقات انجام شده (شارما و همکاران، 1980 و مچیوال و همکاران، 2006) است. مقدار SSE پارامتر $\alpha_A$ خیلی کمتر از $\alpha_S$ بود و مقیاس‌سازی نفوذ آب به خاک با $\alpha_A$ بر $\alpha_S$ ارجحیت داشت. میانگین هندسی و هارمونیک نیز به مقدار قابل ملاحظه‌ای پراکندگی نقاط و مقدار SSE را کاهش داد و بهترین نتیجه با میانگین هارمونیک حاصل شد. ولی برعکس، میانگین حسابی مقدار SSE بیشتر از حتی $\alpha_S$ و $\alpha_A$ ایجاد کرد. با توجه به نتایج متفاوتی که از میانگین‌های مختلف پارامترهای $S$ و $A$ به دست آمد، در کل می‌توان به این نتیجه رسید که به آنها نمی‌توان وزن برابری داد. فاکتورهای مقیاس‌سازی $\alpha_S$ و $\alpha_A$ نیز به طور معنی‌داری متفاوت بودند که تایید کنندهٔ رابطه ضعیف بین آن دو می‌باشد.

در این پژوهش مشاهده شد که $\alpha_S$ از 0/1039 تا 8/894 و $\alpha_A$ از 0/1765 تا 2/42 تغییرات داشت و شرایط محیط متشابه برقرار نبود. تغییرات مقیاس‌سازی با $S$ خیلی بیشتر از تغییرات مقیاس‌سازی با $A$ بود که ممکن است به خاطر حساسیت زیاد $S$ نسبت به $A$ به رطوبت اولیه خاک باشد.

**منابع**

1- صادقی م.، قهرمان ب.، و داوری، ک. 1387. مقیاس‌سازی و پیش‌بینی نیمرخ خاک در فاز توزیع مجدد. نشریهٔ آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). جلد 22، شماره 2، ص 431-417.

2- صادقی م.، گهردوست منفرد م.ر.، قهرمان، ب. 1389. مقیاس‌سازی تابع هدایت هیدرولیکی خاک با استفاده از عامل مویینگی موثر. نشریهٔ آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). جلد 24، شماره 1، ص. 197-189.

3- Cheng Q. 2008. Modeling local scaling properties for multiscale mapping. Vadose Zone J., 7(2): 525–532.

4- Comegna V., and Vitale C. 1993. Space–time analysis of water status in a volcanic Vesuvian soil. Geoderma, 60: 135–158.

5- Dyck M.F., and Kachanoski R.G. 2010. Spatial Scale-Dependence of Preferred Flow Domains during Infiltration in a Layered Field Soil. Vadose Zone J., 9:385–396.

6- Machiwal D., Jha M.K., and Mal, B.C. 2006. Modelling infiltration and quantifying spatial soil variability in a wasteland of Kharagpur, India. Biosystems Eng., 95(4): 569-582.

7- Mulla D.J, and McBratney A.B. 2002. Soil spatial variability. In: Soil Physics Companion (Warrick A.W. ed), pp 343–373. CRC Press, Florida.

8- Peck A.J., Luxmoore R.J., and Stolzy J.L. 1977. Effects of spatial variability of soil hydraulic properties in water budget modelling. Water Reso. Res., 13: 348–354.

9- Philip J.R. 1967. Sorption and infiltration in heterogeneous media. Aust. J. Soil Res., 5: 1–10.
10- Rasoulzadeh A., and Sepaskhah A.R. 2003. Scaled infiltration equations for furrow irrigation. Bios. Eng., 86(3), 375–383, doi:10.1016/j.biosystemseng.2003.07.004.
11- Sharma M.L., Gander G.A., and Hunt C.G. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. J. Hydro., 45: 101–122.
12- Talsma T. 1969. In situ measurement of sorptivity. Aust. J. Soil Res., 7: 269–276.
13- Warrick A.W., Mullen G.J., and Nielsen D.R. 1977. Scaling field- measured soil hydraulic properties using similar-media concept. Water Reso. Res., 13: 355-362.