

مقایسه روش‌های تعیین سرعت نفوذ عمودی آب در خاک

* علی نشاط^۱ و منصور پاره‌کار^۲

استادیار گروه آب دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرمان، استادیار موسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی کرج

تاریخ دریافت: ۸۵/۲/۲۰؛ تاریخ پذیرش: ۸۵/۱۱/۲۱

چکیده

در این تحقیق میزان نفوذ عمودی آب به خاک از روش آزمایش صحرایی استوانه‌های مضاعف جهت محاسبه تعیین ضرایب پنج مدل نفوذ کوستیاکوف، گرین‌آمپت، هورتون، سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) و فیلیپ مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفت. در ۸۲ منطقه علاوه بر ایجاد پروفیل خاکشناسی، خصوصیات فیزیکی خاک و پارامترهای مورد نیاز، نفوذپذیری با استفاده از روش استوانه‌های مضاعف در سه تکرار انجام گردید. با استفاده از مدل‌های نفوذ مذکور پارامترهای نفوذ (زمان - نفوذ تجمعی، سرعت نفوذ و متوسط سرعت نفوذ) برآورد و با مقادیر اندازه‌گیری شده مورد مقایسه قرار گرفتند. مدلی که بیشترین ضریب تبیین (R^2) و کمترین واریانس (S^2) را داشته برای آن منطقه به‌عنوان بهترین مدل معرفی شد. بررسی نفوذ بر روی سه نوع بافت خاک رسی و لومی نشان داد که مدل کوستیاکوف مناسب‌ترین مدل برای برآورد نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ در کلیه شرایط می‌باشد. با افزایش طول مدت زمان آزمایش نفوذ نتایج نشان داد که ضرایب مدل کوستیاکوف نسبت به بقیه مدل‌ها تغییرات بیشتری دارد و استفاده از ضرایب مدل‌های کوستیاکوف و هورتون که مبنای داده‌های تجربی در کوتاه مدت به‌دست آمده‌اند برای برآورد نفوذ تجمعی در درازمدت همراه با خطای قابل ملاحظه‌ای می‌باشد. در نتیجه در درازمدت مدل‌های فیلیپ و SCS مناسب‌تر تشخیص داده شدند.

واژه‌های کلیدی: کوستیاکوف، گرین‌آمپت، هورتون، سازمان حفاظت خاک (SCS)، فیلیپ

مقدمه

مهمترین مشخصه فیزیکی خاک از نظر کشاورزی نفوذ^۱ می‌باشد و وارد شدن آب به داخل خاک را نفوذ گویند. مقدار آبی که در یک دوره زمانی مشخص در خاک نفوذ می‌کند نفوذ تجمعی^۲ و میانگین سرعت وارد شدن آب به داخل خاک را طی یک دوره زمانی، متوسط

سرعت نفوذ^۳ و سرعت نفوذ آب به داخل خاک را در یک لحظه معین از زمان سرعت نفوذ لحظه‌ای^۴ گویند. سرعت وارد شدن آب به خاک یا به عبارت دیگر سرعت نفوذ از پارامترهای مهم در طراحی سیستم‌های آبیاری، مطالعات هیدرولوژی، مدیریت منابع آب و حفاظت خاک و طراحی و اجرای پروژه‌های زهکشی و کنترل فرسایش خاک در حوضه‌های آبخیز می‌باشد. انتخاب نوع سیستم آبیاری برای هر منطقه به ویژگی‌های نفوذ آب به داخل خاک

* - مسئول مکاتبه: ali_neshat52@yahoo.com

3- Average infiltration rate
4- Instantaneous infiltration rate

1- Infiltration
2- Accumulated infiltration

طول مدت اندازه‌گیری نفوذ انجام گرفته است (استاندارد، ۱۳۷۹؛ جلینی، ۱۳۷۵؛ گومیس، ۱۹۷۲؛ یلرک، ۱۹۹۲؛ هاورکامپ، ۱۹۸۸؛ نشاط، ۱۳۸۴).

مدل‌های فرآیند نفوذ: هنگامی که آب روی خاک قرار می‌گیرد ابتدا لایه سطحی آن اشباع شده و نفوذ بر اثر اختلاف پتانسیل شروع می‌شود. در ابتدا رطوبت در لایه‌های فوقانی خاک افزایش یافته و جبهه رطوبتی به سمت پایین جریان می‌یابد. سپس با اضافه شدن رطوبت در سطح خاک جریان به سمت جریان پیستونی^۹ شکل حرکت می‌کند، یعنی پس از اشباع شدن سطح خاک قسمت زیادی از رطوبت به صورت پیستونی به سمت اعماق خاک رفته و مرز بین قسمت خشک و خیس شده کاملاً متمایز می‌شود. زمانی که سرعت نفوذ ثابت شد (نفوذ پایه) جریان بیشتر به شکل پیستونی است. منطقه پیشروی رطوبت را جبهه رطوبتی^{۱۰} گویند. حرکت آب در این جبهه از داخل منافذ خاک و براساس قانون داری صورت می‌گیرد ولی معادله داری نمی‌تواند پاسخگویی مقدار نفوذ و سرعت نفوذ در هر لحظه باشد در صورتی که آنچه در آبیاری اهمیت دارد این است که بدانیم در یک مدت مشخص چه مقدار آب در خاک نفوذ کرده و یا سرعت نفوذ در هر لحظه چقدر می‌باشد. از ترکیب قانون داری^{۱۱} و معادله پیوستگی جریان^{۱۲} معادله عمومی جریان یک بعدی آب در خاک غیراشباع به دست می‌آید. قانون داری به صورت زیر است (هیلل، ۱۹۹۸؛ مور، ۱۹۸۱؛ تیلور، ۱۹۷۲):

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial Z} \quad (1)$$

q شدت جریان آب (LT^{-1})، K : هدایت هیدرولیکی (LT^{-1})، h : بار آبی^{۱۳} (L) و Z : فاصله در جهت جریان (L) می‌باشد. معادله پیوستگی جریان به صورت زیر بیان می‌شود:

بستگی دارد. همچنین، مدیریت سیستم آبیاری و برنامه‌ریزی آبیاری نیز براساس سرعت نفوذ آب می‌باشد. بنابراین، ارزیابی دقیق نفوذپذیری ضروری است و می‌بایست مهندس طراحی به آن توجه داشته باشد. سرعت نفوذ به عواملی مانند خصوصیات فیزیکی خاک، مقدار آب اولیه خاک، شدت بارندگی یا مقدار آب آبیاری، شیب و زبری سطح زمین، درصد و نوع پوشش گیاهی و کیفیت آب بستگی دارد. نفوذ آب به داخل خاک را به روش‌های مختلف کرت‌های کوچک^۱، ورودی - خروجی جریان^۲ و استوانه‌های مضاعف^۳ می‌توان اندازه‌گیری نمود و انتخاب روش بسته به نوع سیستم آبیاری برگزیده می‌شود. دلیل این که روش‌های مختلف آبیاری، سطح خاک را به حالت‌های گوناگون خیس می‌کنند تغییر حالت‌های گوناگون خیس کردن خاک مقدار قابل توجهی بر نفوذ آب مؤثر خواهد بود. معادله‌های مختلف برای تعیین چگونگی نفوذ آب به خاک وجود دارد که برخی از آنها بر مبنای خصوصیات فیزیکی خاک بنا شده‌اند و برخی دیگر معادله‌هایی هستند که بر ترسیم منحنی بین سرعت نفوذ و زمان تحلیل شده‌اند و خصوصیات فیزیکی بخصوصی از خاک را دربرنمی‌گیرند. با به کارگیری این معادله‌ها از اتلاف وقت و صرف مخارج زیاد که برای اندازه‌گیری نفوذ در مزرعه بخصوص در سطح وسیع لازم است، جلوگیری می‌شود. بدین منظور این تحقیق برای ارزیابی و تعیین ضرایب پنج مدل کوستیاکوف^۴ (۱۹۳۲)، گرین - آمپت^۵ (۱۹۱۱)، هورتون^۶ (۱۹۴۰)، SCS^۷ (۱۹۸۹) و فیلیپ^۸ (۱۹۵۷) نفوذ آب به خاک را با استفاده از داده‌های تجربی و مشاهده‌ای حاصل از اندازه‌گیری نفوذ آب با روش استوانه مضاعف و انتخاب و معرفی مناسب‌ترین مدل و تأثیرپذیری ضرایب مدل‌ها نسبت به

- 1- Ponding method
- 2- Inflow-outflow method
- 3- Double rings
- 4- Kotuku
- 5- Green-Ampt
- 6- Horton
- 7- Soil Conservation Service
- 8- Philip

- 9- Piston flow
- 10- Wetting front
- 11- Darcy's law
- 12- Flow continuity equation
- 13- Hydraulic head

دامنه کاربرد مدل فوق به صورت زیر قابل بیان است
(کوستیاکوف، ۱۹۳۲؛ فیلیپ، ۱۹۵۷؛ هارتلی، ۱۹۹۲).

$$t_{\max} = \left[\frac{K_s}{ac} \right]^{\frac{1}{a-1}} \quad t \leq t_{\max} \quad (6)$$

تمام پارامترهای معادله (۶) قبلاً تعریف شده‌اند.
مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS): کارشناسان سازمان حفاظت خاک آمریکا براساس مدل کوستیاکوف آزمایش‌های زیادی در مزارع انجام داده‌اند که نهایتاً منجر به روشی در محاسبه نفوذ گردید که به مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا معروف است (۱۹۸۹). مدل SCS به صورت زیر است:

$$i(t) = at^b + c \quad (7)$$

در این معادله، a می‌تواند برحسب اینچ یا سانتی‌متر (بسته به اینکه i برحسب اینچ یا سانتی‌متر بیان شود) توصیف شد. ضرایب a و b تابعی از شماره منحنی نفوذ شکل (۱) یا جدول (۱) می‌باشند (کونکا، ۱۹۸۹؛ کولمن، ۱۹۴۵؛ هیلل، ۱۹۹۸).

مدل هورتون: هورتون (۱۹۴۰) پس از مشاهده‌های فراوان درباره چگونگی نفوذ آب در خاک به این نتیجه رسید که نفوذ آب در خاک از یک تابع نمایی کاهشی پیروی می‌کند. این تابع نمایی شامل فرآیندی می‌شود که در آن سرعت انجام کار، متناسب با کار باقی مانده است. بر این اساس سرعت نفوذ آب به خاک به‌عنوان کار قابل انجام در زمان t ، متناسب با سرعت نفوذ در این زمان (I) منهای سرعت نهایی نفوذ (I_f) می‌باشد و بنابراین تناسب ($I-I_f$) است. اگر سرعت انجام کار به صورت $\frac{dI}{dt}$ نشان داده شود، خواهیم داشت:

$$-\frac{dI}{dt} = K(I - I_f) \quad (8)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial Z} \quad (2)$$

که در آن θ : حجم آب در واحد حجم خاک (L^3L^{-3})، و t : زمان (T) می‌باشد. با ترکیب دو معادله فوق، معادله عمومی جریان در جهت Z به دست می‌آید.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial Z} \left(K \frac{\partial h}{\partial Z} \right) \quad (3)$$

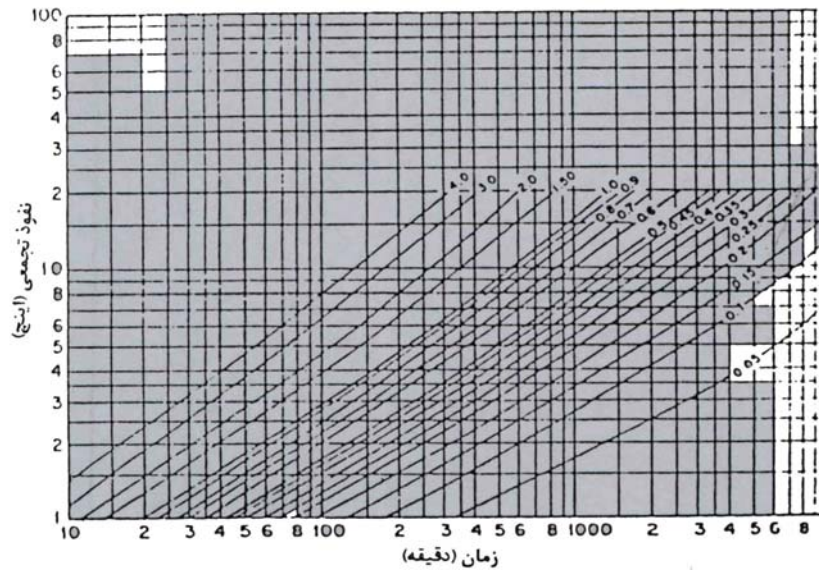
مدل کوستیاکوف: کوستیاکوف (۱۹۳۲) مدل تجربی زیر را برای تعیین مقدار نفوذ آب در خاک پیشنهاد کرده است:

$$i(t) = ct^a \quad (4)$$

که در آن: c و a ضرایب متفاوتی برای خاک‌های مختلف بوده و مقادیر آنها به ترتیب بزرگ‌تر از صفر و بین صفر تا یک می‌باشد. در ابتدا تصور می‌شد که این ضرایب اهمیت فیزیکی ندارند، یعنی مقادیر آنها ظاهراً مبین ویژگی‌های خاصی از خاک نیست. فیلیپ (۱۹۵۷) معادله فوق را از نظر فیزیکی بررسی کرده و معتقد است که در زمان‌های اولیه (چند دقیقه) $a = \frac{1}{2}$ و c برابر با ضریب جذبی خاک می‌باشد. هارتلی (۱۹۹۲) بیان داشت که c و a بستگی به زمان، درصد رطوبت اولیه، هدایت موئینگی و هیدرولیکی خاک دارند. مقادیر c و a به وسیله برازش بهترین نمودار به داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ تجمعی به دست آمد. بدیهی است مشتق‌گیری از معادله (۴) سبب می‌شود که سرعت نفوذ نیز در هر لحظه مشخص گردد یعنی:

$$I(t) = cat^{(a-1)} \quad (5)$$

در معادله (۵) اگر t به سمت بی‌نهایت میل کند، در این صورت $I(t)$ به سمت صفر میل می‌کند و این خلاف واقع است، زیرا در یک خاک همگن، سرعت نهایی نفوذ در حدود هدایت هیدرولیکی اشباع خاک است. بنابراین معادله (۵) تا زمانی صادق است که سرعت نفوذ معادل هدایت هیدرولیکی اشباع خاک شود و از آن به بعد معادله قادر به توصیف سرعت نفوذ در خاک نیست. بنابراین



شکل ۱- منحنی‌های شماره‌دار نفوذ برای استفاده در روش SCS.

جدول ۱- ضرایب ثابت معادله نفوذ SCS نسبت به شماره منحنی نفوذ.

شماره منحنی نفوذ	$a, (cm)$	$a, (inch)$	$b.$
۰/۰۵	۰/۰۵۳۳	۰/۰۲۱۰	۰/۶۱۸۰
۰/۱۰	۰/۰۶۲۰	۰/۰۲۴۴	۰/۶۶۱۰
۰/۱۵	۰/۰۷۰۱۰	۰/۰۲۷۶	۰/۶۸۳۴
۰/۲۰	۰/۰۷۷۱	۰/۰۳۰۶	۰/۶۹۸۸
۰/۲۵	۰/۰۸۵۳	۰/۰۳۳۶	۰/۷۱۰۷
۰/۳۰	۰/۰۹۲۵	۰/۰۳۶۴	۰/۷۲۰۴
۰/۳۵	۰/۰۹۹۶	۰/۰۳۹۲	۰/۷۲۸۵
۰/۴۰	۰/۱۰۶۴	۰/۰۴۱۹	۰/۷۳۵۶
۰/۴۵	۰/۱۱۳۰	۰/۰۴۴۵	۰/۷۴۱۹
۰/۵۰	۰/۱۱۹۶	۰/۰۴۷۱	۰/۷۴۷۵
۰/۶۰	۰/۱۳۱۲	۰/۰۵۲۰	۰/۷۵۷۲
۰/۷۰	۰/۱۴۴۳	۰/۰۵۶۸	۰/۷۶۵۶
۰/۸۰	۰/۱۵۶۰	۰/۰۶۱۴	۰/۷۷۲۸
۰/۹۰	۰/۱۶۷۴	۰/۰۶۵۹	۰/۷۷۹۲
۱/۰۰	۰/۱۷۸۶	۰/۰۷۰۳	۰/۷۸۵۰
۱/۵۰	۰/۲۲۸۳	۰/۰۸۹۹	۰/۷۹۹۰
۲/۰۰	۰/۲۷۵۳	۰/۱۰۸۴	۰/۸۰۸۰
۳/۰۰	۰/۳۶۵۰	۰/۱۴۳۴	۰/۸۱۶۰
۴/۰۰	۰/۴۴۴۵	۰/۱۷۵۰	۰/۸۲۳۰

انتگرال گیری و جایگزینی ضریب ثابت معادله (۹) حاصل خواهد شد:

$$I(t) = I_f + (I_i - I_f) \exp(-Kt) \quad (9)$$

K: ضریبی برای تساوی دو طرف تناسب و علامت منفی حاکی از روند کاهش سرعت نفوذ است که پس از

نفوذ و تغییرات آن را پیش‌بینی کرد، در خاک‌های لایه‌ای نتیجه مطلوب نمی‌دهد و شدت نفوذ در آن متناسب با $t^{-0.5}$ می‌باشد (گرین، ۱۹۱۱؛ نشاط، ۱۳۸۴).

مواد و روش‌ها

در ۸۲ منطقه علاوه بر ایجاد پروفیل خاکشناسی، خصوصیات فیزیکی خاک و پارامترهای مورد نیاز، نفوذپذیری با استفاده از روش استوانه‌های مضاعف در سه تکرار انجام گردید. با استفاده از مدل‌های نفوذ ضرایب نفوذ برآورد و با مقادیر اندازه‌گیری شده مورد مقایسه قرار گرفتند. جهت این منظور از مدل رگرسیون خطی ساده به شکل معادله (۱۴) استفاده شد:

$$Y = Ax + B \quad (14)$$

که در آن: A: شیب خط (ضریب رگرسیون)، B: عرض از مبدا، X: متغیر مستقل، Y: متغیر وابسته می‌باشد. از طریق معادلات برازش خط شیب خط راست و عرض از مبدا محاسبه گردید. جهت ارزیابی از ضرایب تبیین R^2 ، واریانس S^2 و کارایی مدل EF^1 استفاده شد. مدلی که بیشترین مقدار ضریب تبیین و کمترین مقدار واریانس را داشته به‌عنوان مناسب‌ترین مدل معرفی گردید. کارایی مدل، معیار مناسبی جهت ارزیابی نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ نمی‌باشد (نشاط، ۱۳۸۴).

جدول ۲ مدل‌های نفوذ آب به خاک و پارامترهای مورد نیاز را نشان می‌دهد.

ضرایب مدل‌ها از طریق برازش بهترین نمودار به داده‌های تجربی محاسبه گردید. در این روش سعی شد که تمامی مدل‌های تجربی با عملیات ریاضی به یک معادله خطی ساده تبدیل گردند.

این سؤال مطرح می‌شود که چه سرعتی سرعت نفوذ نهایی نامیده می‌شود و در چه زمانی پس از شروع نفوذ این وضعیت به وجود می‌آید برحسب تعریف و قرارداد، هنگامی که نفوذ به وضعیتی برسد که در آن کاهش سرعت نفوذ در مدت یک ساعت به اندازه ۵ درصد باشد

در این مطالعه اگر t بی‌نهایت شود، مقدار سرعت نفوذ به کمیت مثبت و بزرگ‌تر از صفر (I_f) میل می‌کند و در زمان صفر نیز سرعت نفوذ برابر با (I_i) می‌باشد که این موارد از مزایای معادله می‌باشد. از معایب معادله این است که ارقام حاصل برای سرعت نفوذ در ابتدا کمتر از مقدار واقعی است. اگر از معادله (۹) انتگرال‌گیری شود، مقدار آب نفوذ یافته در زمان t حاصل می‌گردد:

$$i(t) = I_f t + \frac{(I_i - I_f)}{K} (1 - \exp(-Kt)) \quad (10)$$

I_f ، I_i و K: بستگی به خصوصیات خاک و پوشش گیاهی دارد، K به وضعیت سطح زمین بستگی دارد و در خاک‌های بدون پوشش گیاهی مقدار آن زیاد و در خاک‌هایی که پوشش گیاهی زیاد دارند، کوچک خواهد بود. در اکثر موارد معادله (۱۰) به‌صورت معادله (۱۱) مورد استفاده قرار می‌گیرد:

$$i(t) = Ct + H(1 - \exp(-Kt)) \quad (11)$$

C، K و H: ضرایب معادله و همگی مثبت می‌باشند و از طریق برازش بهترین نمودار به داده‌های تجربی به‌دست می‌آیند (هورتون، ۱۹۴۰؛ نشاط، ۱۳۸۴).

مدل گرین - آمپت: گرین و آمپت (۱۹۱۱) معادله‌ای در شرایط یکنواخت برای نفوذ آب به داخل خاک ارائه دادند که به‌صورت معادله (۱۲) می‌باشد:

$$I = K(H_0 + S_w + L) / L \quad (12)$$

K: ضریب هدایت هیدرولیکی خاک، H_0 : ارتفاع آب انباشته شده در سطح خاک، S_w : پتانسیل مکش خاک در جبهه رطوبت، L: فاصله سطح خاک تا جبهه رطوبت، I: شدت نفوذ می‌باشد.

برای استفاده‌های کاربردی حل معادله فوق مشکل می‌باشد. از این رو، در عمل معادله گرین - آمپت به‌صورت ساده زیر ارائه شده است:

$$I = \frac{A}{i} + B \quad (13)$$

I: سرعت نفوذ، I: نفوذ تجمعی، A و B: ضرایبی هستند که از روی آزمایش نفوذ به‌دست می‌آیند. این معادله اساس فیزیکی و نظری دارد و با آن می‌توان شکل منحنی

جدول ۲- مدل‌های نفوذ آب به خاک و ضرایب آنها.

نام مدل	معادله برای نفوذ	ضرایب
کوستیاکوف	$i = ct^a$	C و a
گرین آمپت	$I = \frac{A}{i} + B$	A و B
هورتون	$I = I_f + (I_i - I_f)e^{-kt}$	K و I _i
SCS	$i = at^b + c$	a و b و c
فیلیپ	$i = St^{\frac{1}{2}} + kt$	K و S

ضریب تبیین مربوط به معادله SCS است. در معادله SCS شیب خط بزرگ‌تر از ۰/۵ می‌باشد. مقدار هدایت هیدرولیکی در معادله فیلیپ تقریباً معادل با نفوذ نهایی در معادله هورتون می‌باشد. در جدول‌های ۴ و ۵ نتایج جدول ۳ دوباره تأیید گردید و مدل کوستیاکوف مناسب‌ترین مدل برای پیش‌بینی مقدار نفوذ تجمعی در خاک‌های مورد بررسی می‌باشد. مقایسه بین نفوذ تجمعی مشاهده‌ای و محاسباتی مدل کوستیاکوف روند تقریباً یکسانی را نشان داده و سرعت نفوذ مشاهده‌ای و محاسباتی مدل فوق از وضعیت مطلوبی برخوردار است که شکل ۲ گویای این واقعیت می‌باشد. شکل ۳ مقایسه بین سرعت نفوذ مشاهده‌ای و محاسباتی مدل گرین - آمپت است که وضعیت مناسب و پراکندگی مطلوبی را نشان نمی‌دهد. شکل ۴ مقایسه بین سرعت نفوذ مشاهده‌ای و محاسباتی مدل هورتون است که پراکندگی نقاط بین دو پارامتر وضعیت مطلوبی را نشان نمی‌دهد و تفاوت دو پارامتر محاسباتی و مشاهده‌ای آشکار است. شکل‌های ۴ و ۵ مقایسه بین نفوذ تجمعی مشاهده‌ای و محاسباتی مدل‌های نفوذ SCS و فیلیپ می‌باشد که مدل SCS را بهتر از مدل فیلیپ نشان می‌دهد و به همین نحو مقایسه بین سرعت نفوذ مشاهده‌ای و محاسباتی از وضعیت پراکندگی مطلوبی برخوردار است و با دقت قابل قبولی پارامترهای محاسباتی و مشاهده‌ای را نشان می‌دهد.

سرعت نفوذ به حد نهایی خود رسیده و به صورت معادله‌های (۱۵) و (۱۶) محاسبه می‌شود:

$$T_b = \frac{60}{0.05}(1-a) \quad (15)$$

$$i_b = f_c = ac\left\{\frac{60}{0.05}(1-a)\right\}^{a-1} \quad (16)$$

در بالا تغییرات ۵ درصد مبنا قرار داده شده ولی در منابع مختلف بین ۵ تا ۱۰ درصد، متغیر ذکر شده است. در این تحقیق، تغییرات تابعی از بافت خاک فرض شده و رابطه تجربی زیر ارائه گردید (علیزاده، ۱۳۸۴؛ نشاط، ۱۳۸۴).

$$\text{درصد} = \text{Sand} \times 0/1 + \text{Silt} \times 0/065 + \text{Clay} \times 0/03$$

نتایج و بحث

برای سه نوع بافت خاک رس لومی، رسی و لومی از آزمایش‌های انجام شده توسط شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور استفاده و ضرایب پنج مدل نفوذ، R² مشخص و در جدول‌های ۳، ۴ و ۵ آورده شده‌اند (نشاط، ۱۳۸۴). با توجه به جدول ۳ در بین ۵ مدل، مدل کوستیاکوف بیشترین و مدل هورتون کمترین ضریب تبیین را دارد. معادله کوستیاکوف شیب خط بزرگ‌تر از ۰/۵ و عرض از مبدأ تقریباً معادل با ضریب جذبی در معادله فیلیپ می‌باشد. بعد از معادله کوستیاکوف دومین

جدول ۳- محاسبه ضرایب معادلات نفوذ و ضریب تبیین خاک رس لومی در اعماق (۰-۳۰).

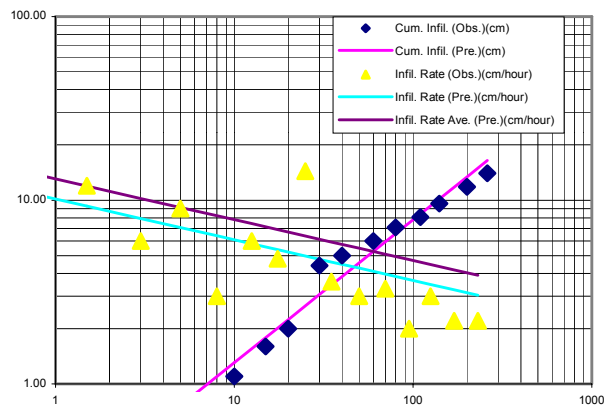
مدل	ضرایب	ضریب تبیین (R ²)
کوستیاکوف	$i = 1.552t^{0.781}$	۰/۹۹۸
گرین - آمپت	$I = \frac{1.967}{i} + 0.473$	۰/۹۷۲
هورتون	$I = 0.384 + (0.882 - 0.34)e^{-0.015t}$	۰/۶۸۷
SCS	$i = 1.103t^{0.861} + 0.6985$	۰/۹۹۴
فیلیپ	$i = 1.274t^{0.5} + 0.469t$	۰/۹۹۰

جدول ۴- محاسبه ضرایب معادلات نفوذ و ضریب تبیین خاک رسی در اعماق (۰-۳۰).

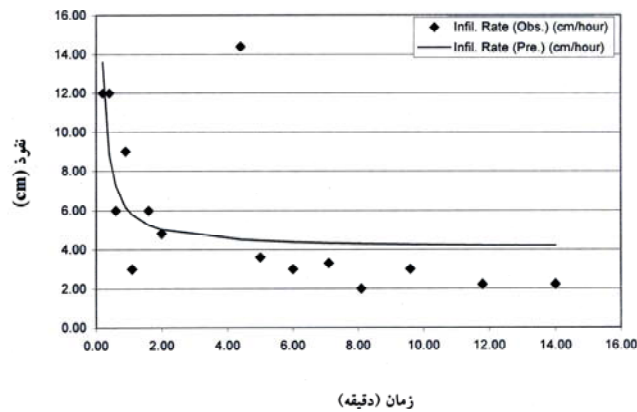
ضریب تبیین (R ²)	ضرایب	مدل
۰/۹۹۵	$i=0.345 t^{0.734}$	کوستیاکوف
۰/۷۱۳	$I=\frac{0.082}{i} + 0.088$	گرین - آمپت
۰/۳۳۷	$I=0.055+(0.136-0.055)e^{-0.009t}$	هورتون
۰/۹۵۳	$i=0.14t^{0.91}+0.6985$	SCS
۰/۸۷۲	$i=0.277t^{0.5}+0.084t$	فیلیپ

جدول ۵- محاسبه ضرایب معادلات نفوذ و ضریب تبیین خاک لومی در اعماق (۰-۳۰).

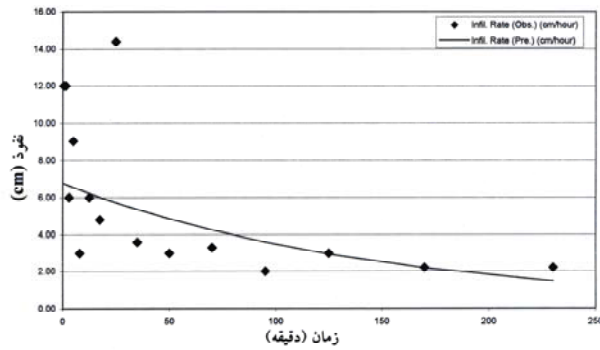
ضریب تبیین (R ²)	ضرایب	مدل
۰/۹۹۶	$i=1.112 t^{0.67}$	کوستیاکوف
۰/۹۷۶	$I=\frac{1.215}{i} + 0.117$	گرین - آمپت
۰/۵۳۳	$I=0.115+(0.35-0.115)e^{-0.008t}$	هورتون
۰/۹۹۲	$i=0.664t^{0.777}+0.6985$	SCS
۰/۸۸۰	$i=1.122t^{0.5}+0.132t$	فیلیپ



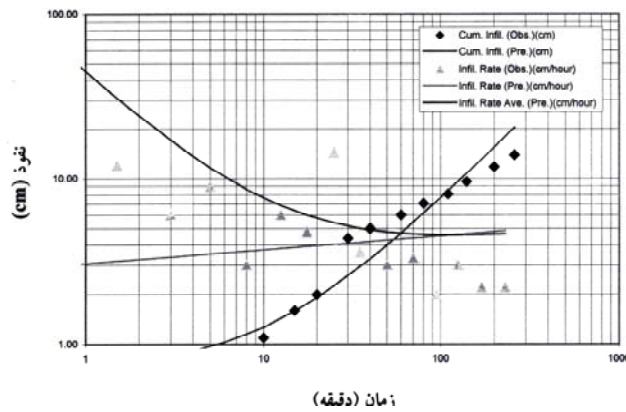
شکل ۲- منحنی های سرعت نفوذ، نفوذ تجمعی، متوسط سرعت نفوذ (معادله کوستیاکوف).



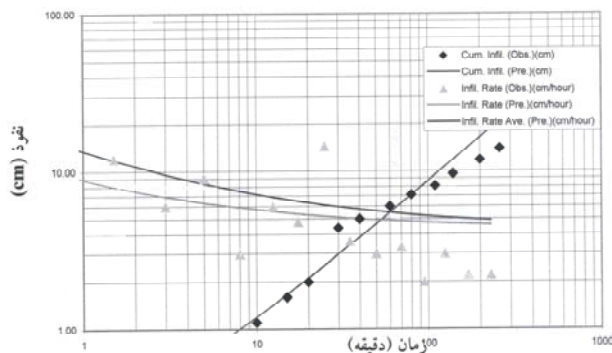
شکل ۳- منحنی سرعت نفوذ، (معادله گرین - آمپت).



شکل ۴- منحنی سرعت نفوذ (معادله هورتون).



شکل ۵- منحنی‌های سرعت نفوذ، نفوذ تجمعی، متوسط سرعت نفوذ (معادله SCS).



شکل ۶- منحنی‌های سرعت نفوذ، نفوذ تجمعی، متوسط سرعت نفوذ (معادله فیلیپ).

مدل‌های فیلیپ و SCS این خطا زیاد نمی‌باشد. با توجه به اینکه بعضی مدل‌ها در کوتاه مدت و بعضی مدل‌ها در درازمدت تطابق مناسبی دارند تصحیح مدل‌های کوتاه مدت برای درازمدت انجام می‌گیرد. از آنجا که مدل SCS نفوذ پایه را برای تمامی خاک‌ها ثابت فرض کرده، در مناطقی که سرعت نفوذ پایین باشد مدل جواب خوبی نمی‌دهد. در این مناطق به منظور رفع مشکل پیشنهاد می‌گردد آخرین نفوذ را به عنوان نفوذ پایه در نظر گرفته تا مدل اصلاح شود.

نتیجه‌گیری

از مدل‌های نفوذ آب به خاک (کوستیاکوف، گرین - آمپت، SCS، فیلیپ و هورتون) مدل‌های کوستیاکوف و SCS تطابق بهتری نسبت به بقیه مدل‌ها دارند و مدل کوستیاکوف مناسب‌ترین مدل در کوتاه مدت و مدل‌های فیلیپ و SCS در طولانی مدت تشخیص داده شدند. ضرایب مدل کوستیاکوف بسته به طول مدت اندازه‌گیری متغیر و این مدل چون بر مبنای داده‌های تجربی در کوتاه مدت برآورده شده برای پیش‌بینی در بلندمدت، خطای قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد، در صورتی که در

منابع

۱. استاندارد-۸۴-الف. ۱۳۷۹. دستورالعمل اندازه‌گیری سرعت نفوذ آب در خاک به روش استوانه مضاعف. انتشارات وزارت نیرو - امور آب، ۳۱ صفحه.
۲. جلیلی، م. ۱۳۷۵. تعیین ضرایب مدل‌های نفوذ آب به خاک در خاک‌های اراضی کرکج. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز، ۹۹ صفحه.
۳. علیزاده، ا. ۱۳۸۴. رابطه آب و خاک و گیاه. چاپ چهارم، انتشارات دانشگاه امام رضا (ع)، ۴۷۰ صفحه.
۴. نشاط، ع. پاره‌کار. م. ۱۳۸۴. گزارش طرح تحقیقاتی مقایسه روش‌های تعیین سرعت نفوذ عمودی آب در خاک همراه با ارائه نرم افزار کامپیوتری، ۱۱۸ صفحه.
5. Cuenca, R.H. 1989. Irrigation system design: an engineering approach, Prentice, Hall, Inc. New Jersey, USA.
6. Coleman, E.A., and Bodman, G. 1945. Moisture and energy conditions during downward entry of water into moist and layered soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 9, 3-110.
7. Elrick, D., and Laryea, W.B. 1992. Infiltration and constant head well permeameters and infiltrometers, Special Pub. No. 30. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI.
8. Green, W., and Ampt, G.A. 1911. Studies on soil physics, I. Flow of air and water through soils. J. Agr. Sci. 4, 1-24.
9. Gumbs, F.A., and Warkentin, B.P. 1972. The effect of bulk density and initial water content on infiltration in clay soil samples. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 36: 720-724.
10. Hartley, D.M. 1992. Interpretation of Kostiaikov infiltration parameters for borders. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE. 118(1): 156-164.
11. Haverkamp, R., Kutilek, M., Parlange, J.Y., Rendon, L., and Krejca, M. 1988. Infiltration under ponded conditions: 2. Infiltration equations tested for parameter time-dependence and predictive use. Soil Sci. 145(5): 317-329.
12. Hillel, D. 1960. Crust formation in loessial soils. Trans. Int. Soil Sci. Congr, 7th. Madison Wisconsin I, 330-339.
13. Hillel, D. 1982. Introduction to soil physics. Academic Press. New York. Chapter 12: 211-243.
14. Hillel, D. 1998. Environmental soil physics, Academic Press, New York, 771 pp.
15. Horton, R.E. 1940. An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity, Soil Sci. Soc. Am. Proc. 5, 399-417.
16. Kostiaikov, A.N. 1932. On the dynamics of coefficient of water percolation in soils and on the necessity of studying in from dynamic point of view for purposes of amelioration, Tran. Com, Int. Soc. Soil Sci. Moscow, Part A, pp. 17-21.
17. Moore, I.D. 1981. Infiltration equation modified for surface effects. J. Irrig. Drain. Eng. ASCE. 107(IRI): 71-86.
18. Philip, J.R., 1957b. The theory of infiltration: 1. the infiltration equation and its solution. Soil Sci. 83-345-388.
19. Philip, J.R. 1957b. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Sci. 83: 257-264.
20. Philip, J.R. 1969. The theory of infiltration. Adv. Hydrosci. 5: 215-290.
21. Philip, J.R. 1957C. The theory of infiltration, Moisture profiles and relation to experiment, Soil Sci. 84, 163-178.
22. Taylor, S.A., and Ashcroft, G.L. 1972. Physical edaphology, Freeman and Co., Sanfrancisco.

The comparison of methods for determining the vertical infiltration rate

A. Neshat¹ and M. Parehkar²

¹Assistant Prof., Dept. of water eng. Islamic Azad University, Kerman, Iran,

²Assistant Prof., Agriculture engineering Research institute, Karaj, Iran

Abstract

In this research, the rate of vertical infiltration was evaluated and compared using cylinder infiltrometer method to determine the coefficients of 5 infiltration models, called Kostiakov, Green-Ampt, Horton, Soil Conservation Service (SCS) and Philip. In 82 regions, in addition to agrology profile, soil physics properties and required parameters, infiltration was also performed 3 times by using cylinder infiltrometer. Infiltration parameters (such as time cumulative infiltration, infiltration rate, and average infiltration rate) were estimated by using above mentioned infiltration models and compared to measured amounts. The model with the most explanation coefficient (R^2) and the least variance (S^2) were introduced as the best model. The study of infiltration on 3 types of soil texture as clay, loam and clay loam showed that Kostiakov was the most suitable model for estimating cumulative infiltration and infiltration rate in all conditions. By increasing the duration of infiltration test, results showed that the coefficients of Kostiakov model had more fluctuation in comparison to other models and using the coefficients of Horton and Kostiakov models which were the basis of experimental data in a short duration had a considerable error for estimating cumulative infiltration in a long duration. So, it was found that Philip and SCS models were more suitable in a long duration.

Keywords: Kostiakov; Green-Ampt; Horton; Soil Conservation Service (SCS); Philip