

ارزیابی کارایی روابط تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات و معادلات نفوذ در برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات (بررسی موردی: پخش سیلاب جارمه خوزستان)

- ❖ محمد معظمی*؛ استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان، ایران.
- ❖ سادات فیض‌نیا؛ استاد دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ایران.
- ❖ مجید خیاط‌خلقی؛ استاد دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی، دانشگاه تهران، ایران.
- ❖ آرش ملکیان؛ استادیار دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ایران.

چکیده

هدایت هیدرولیکی یکی از مهم‌ترین خصوصیات هیدرولیکی است که حرکت آب در محیط متخلخل را کنترل می‌کند. از این رو برآورد دقیق آن در ارزیابی میزان تبادل آب بین جریان‌های سطحی و زیرزمینی از اهمیت فراوانی برخوردار است. در این مطالعه از ۱۲ رابطه تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات و ۴ معادله نفوذ به منظور برآورد هدایت هیدرولیکی ۳ نوع رسوب در عرصه پخش سیلاب جارمه در استان خوزستان استفاده شد و نتایج حاصله با هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده توسط آزمایش استوانه‌های مضاعف مقایسه و ارزیابی شدند. نتایج به دست آمده از روابط تجربی نشان داد که در ۹ رابطه بیش‌برآورد یا کم‌برآورد مشاهده می‌شود و ۳ رابطه نزدیک به مقادیر اندازه‌گیری شده، برآورد کرده‌اند. رابطه هیزن بیش‌ترین بیش‌برآورد، رابطه اسلیچتر بیش‌ترین کم‌برآورد و رابطه شفرد بهترین برآورد را داشته است. در مجموع، روابط تجربی به منظور قابل استفاده بودن نیاز دارند تا ضرایب C در آن‌ها اصلاح شود. نتایج به دست آمده از معادلات نفوذ نشان می‌دهد که هر ۴ معادله نفوذ، برآورد قابل قبولی از هدایت هیدرولیکی داشته‌اند و اختلاف معنی‌داری بین آن‌ها مشاهده نمی‌شود. در بین این معادلات، کاستیاکوف و گرین-امپت بهترین معادلات بوده‌اند.

واژگان کلیدی: هدایت هیدرولیکی، روابط تجربی، معادلات نفوذ، استوانه‌های مضاعف، خوزستان.

۱. مقدمه

در مطالعات آب زیرزمینی برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع رسوبات برای مدل‌سازی جریان در محیط اشباع و غیراشباع و ارزیابی کمیت و کیفیت آب و املاح تبدلی بین جریان سطحی و زیرزمینی از اهمیت خاصی برخوردار است [۱۸]. روش‌های برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات را می‌توان به سه دسته کلی تقسیم‌بندی نمود. ۱- روش‌های صحرایی شامل آزمایش‌ها پمپاژ، گمانه و ردیاب‌ها ۲- روش‌های آزمایشگاهی (نفوذسنج‌ها) ۳- روابط تجربی مبتنی بر پارامترهای توزیع اندازه ذرات محیط متخلخل [۲۵]. همچنین با داشتن داده‌های نفوذپذیری خاک، از مدل‌های نفوذ نیز می‌توان برای تعیین هدایت هیدرولیکی استفاده نمود.

تخمین هدایت هیدرولیکی توسط روش‌های صحرایی اگرچه در اکثر موارد نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهد، اما اجرای صحیح این روش‌ها به دلیل نداشتن آگاهی از وضعیت هندسی آبخوان و مرزهای هیدرولیکی آن و نیز هزینه بالای حفر چاه با مشکلات و محدودیت‌های فراوانی همراه است. روش‌های آزمایشگاهی نیز با مشکلاتی از جمله تهیه نمونه‌های شاخص و زمان‌بر بودن آزمایش‌ها روبرو هستند. در مقابل، روابط تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات، فاقد بسیاری از این مشکلات می‌باشند و با وجود اینکه ساختار و لایه‌بندی رسوبات در حین دانه‌بندی از بین می‌رود و هدایت هیدرولیکی به دست آمده در این شرایط شاخص خصوصیات هیدرولیکی رسوبات نیست اما تخمین اولیه‌ای ارائه می‌دهند که در صورت لزوم می‌تواند توسط روش‌های دیگر تکمیل شود [۲۰]. از آنجاکه به دست آوردن اطلاعات در ارتباط با بافت در مقایسه با سایر روش‌ها سریع‌تر و ارزان‌تر است، هنوز بسیاری از محققین از این روابط برای تخمین هدایت هیدرولیکی رسوبات استفاده می‌کنند [۱۸].

تا به امروز روابط تجربی مختلفی بین پارامترهای توزیع اندازه ذرات و هدایت هیدرولیکی رسوبات توسط

محققین ارائه شده است. [۱۳] رابطه‌ای ارائه داد که بعدها توسط [۳] بهبود یافت و به رابطه Kozeny-Carman شهرت یافت. روابط دیگری توسط [۱، ۹، ۱۵، ۲۳، ۲۴ و ۲۶] ارائه شده است. کارایی این روابط به نوع رسوبات مورد آزمایش بستگی دارد. [۲۸] بیان می‌کنند که اعمال روابط تجربی مختلف روی یک محیط متخلخل نتایجی می‌دهد که ممکن است ۱۰ تا ۲۰ برابر با هم اختلاف داشته باشند. کارایی روابط تجربی در مقایسه با روش‌های دیگر از جمله روابط رگرسیونی بر مبنای برخی پارامترهای توزیع اندازه ذرات [۲، ۲۰]، آزمایش‌ها نفوذپذیری [۲۵ و ۲۶]، آزمایش‌ها پمپاژ و مدل‌سازی عددی [۵] توسط محققین مختلف ارزیابی شده است. تقریباً در تمام موارد تخمین‌های به دست آمده از روابط تجربی از دقت کمتری نسبت به سایر روش‌ها برخوردار بوده‌اند اما با این وجود هم [۲۶] این مقادیر را به عنوان یک تخمین اولیه اما سریع از وضعیت هدایت هیدرولیکی رسوبات می‌دانند که دید مناسبی از شرایط نفوذپذیری و تغذیه آبخوان ارائه می‌دهند. به اعتقاد [۲۵] برای استفاده از این روابط باید ضرایب آن‌ها را متناسب با شرایط منطقه‌ای تغییر داد. همچنین [۱۸] بیان می‌کند از آنجاکه هر یک از این روابط برای محدوده اندازه ذرات خاصی ارائه شده‌اند، بهترین نتیجه را در محدوده اندازه خودشان خواهند داشت.

راهکار دیگر برای تخمین هدایت هیدرولیکی رسوبات، برآزش داده‌های نفوذپذیری به معادلات نفوذ است. معادلات مذکور نفوذ تجمعی را نسبت به زمان شبیه‌سازی می‌کنند و به دو دسته کلی معادلات ریاضی و معادلات تجربی تقسیم می‌شوند [۷]. معادلات نفوذ ریاضی حاصل تلفیق قانون بقای جرم (معادله ریچاردز در شکل پخشیدگی) و قانون بقای انرژی (قانون دارسی) و تشکیل یکسری معادلات ریاضی مانند معادله فیلیپ [۱۹] و گرین-امپت [۸] می‌باشند. مهم‌ترین حسن این معادلات این است که بر اساس قوانین فیزیکی وضع شده‌اند و با داشتن برخی خصوصیات فیزیکی خاک،

با توجه به آنچه بیان شد، اهداف این مطالعه عبارت‌اند از: ۱- به کارگیری برخی روابط تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات و همچنین معادلات نفوذ متداول برای برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات. ۲- ارزیابی دقت و کارایی روابط و معادلات مذکور به وسیله مقایسه آن‌ها با هدایت هیدرولیکی (حد نهایی نفوذ) به دست آمده از آزمایش نفوذپذیری به روش استوانه‌های مضاعف.

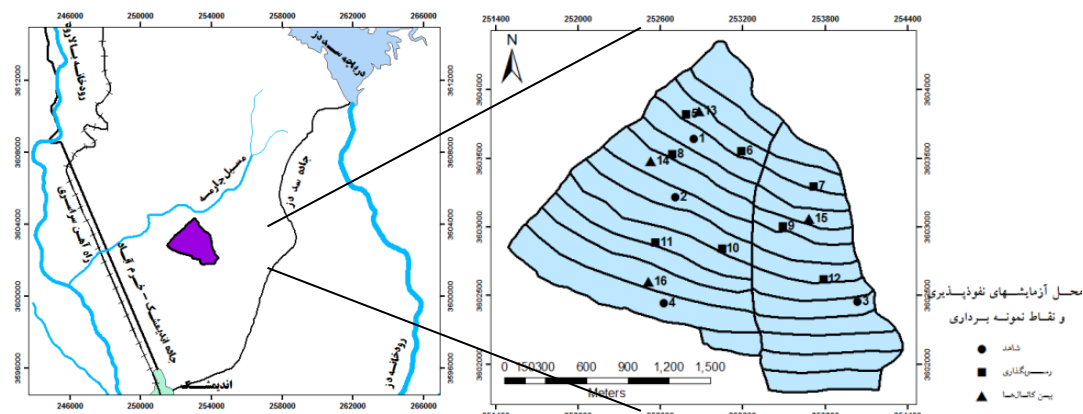
۲. روش‌شناسی تحقیق

۲.۱. معرفی منطقه مورد مطالعه

مطالعه حاضر در محدوده پروژه پخش سیلاب جارمه در شمال استان خوزستان اجرا شده است. منطقه مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیائی $48^{\circ}21'15''$ تا $48^{\circ}23'05''$ طول شرقی و $32^{\circ}31'38''$ تا $32^{\circ}33'56''$ عرض شمالی است. حوزه آبخیز آن یکی از زیر حوضه‌های رود فصلی بالارود از سرشاخه‌های رود دز است. این منطقه دارای مساحتی معادل ۶۲۸ هکتار بوده و بالاترین و پایین‌ترین نقطه ارتفاعی آن به ترتیب ۲۵۵ و ۱۹۵ متر از سطح دریا ارتفاع دارند (شکل ۱).

معادله نفوذ قابل تعیین است. ولی عدم دقت کافی در این معادلات مهم‌ترین نقص آن‌ها است که به دلیل ساده‌سازی شرایط فیزیکی و ایده‌آل و یکنواخت فرض کردن محیط خاک است. مشکل دیگر این معادلات این است که در بعضی موارد در معادله فیلپ ممکن است مقادیر منفی برای هدایت هیدرولیکی به دست آید که می‌تواند به دلیل خصوصیات خاک و عدم قطعیت نتایج باشد [۷]. معادلات نفوذ تجربی نوع دیگری از معادلات نفوذ هستند که از آن جمله می‌توان به معادلات هورتون [۱۱] و کاستیاکوف [۱۲] اشاره کرد. مهم‌ترین حسن این معادلات دقت بالا به دلیل ملحوظ کردن تقریباً تمام شرایط و عوامل مؤثر در فرایند نفوذ است. تأثیر گرفتن از شرایط زمانی و مکانی و نارسایی پارامترهای معادلات در تبیین مفاهیم فیزیکی، از نقص‌های عمده این‌گونه معادلات می‌باشند [۱۰].

برای حل معادلات نفوذ و تعیین هدایت هیدرولیکی رسوبات از داده‌های خام آزمایش‌ها نفوذپذیری استفاده می‌شود. روش‌های صحرائی و آزمایشگاهی متفاوتی برای اندازه‌گیری نفوذپذیری توسط محققین مختلف بکار گرفته شده است [۷، ۲۱]. یکی از متداول‌ترین این روش‌ها، روش استوانه‌های مضاعف است [۱۶، ۲۲] که در این مطالعه نیز مورد استفاده قرار گرفته است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه برداری

سازند کنگلومرای بختیاری تمام حوضه بالادست منطقه را پوشانده و رسوبات آبرفتی آن دشت پائین‌دست را تشکیل داده است. در بالادست به دلیل شیب زیاد، خاک تشکیل نشده و رسوب تولیدی به وسیله جریان‌های آبی به پایین‌دست منتقل شده و مخروط‌افکنه‌ها را ایجاد کرده‌اند که شامل مسیل‌های با پوشش قلوه‌سنگی و سنگریزه‌ای است و در بعضی نقاط خاک با عمق خیلی کم و به صورت پراکنده تشکیل شده است.

پروژه پخش سیلاب جارمه در انتهای این مخروط‌افکنه واقع شده است. در پایین دست پروژه که شیب به حداقل می‌رسد خاکی با بافت سبک با عمق متوسط تا زیاد و زهکشی خیلی مناسب استقرار پیدا کرده و کاربری کشاورزی دارد. به منظور تعیین نقاط شاخص برای آزمایش‌ها نفوذپذیری و نمونه‌برداری از رسوبات عرصه پخش سیلاب، پس از بازدیدهای میدانی سطح منطقه از لحاظ ساختار ظاهری به سه بخش تقسیم شد. ۱- اراضی که در اثر سیلاب پخش شده، روی آن‌ها رسوب‌گذاری اتفاق افتاده است. ۲- اراضی بین کانال‌های پخش که لایه نازک خاک رویی آن‌ها برای ساخت پشته‌ها برداشته شده و بخش درشت‌دانه و قلوه‌سنگی در سطح ظاهر شده است. ۳- اراضی دست‌نخورده (شاهد) که حالت طبیعی منطقه (یک لایه خاک ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متری و سپس بخش قلوه‌سنگی) را نشان می‌دهند.

۲.۲. آزمایش نفوذپذیری و آنالیز اندازه

ذرات رسوب

در هر یک از بخش‌های منطقه مورد مطالعه آزمایش نفوذپذیری به روش استوانه‌های مضاعف انجام گردید. در این مطالعه از دو استوانه با قطر ۲۵ و ۵۰ سانتی‌متر استفاده شد. در شروع آزمایش دو استوانه به صورت هم مرکز قرار داده شده و حدود ۱۵ سانتی‌متر در زمین کوبیده شدند. سپس در فاصله بین دو استوانه و نیز داخل استوانه کوچک آب ریخته شد. آب موجود در فضای بین دو استوانه شرایط اشباعی را در زیر سطح ایجاد می‌کند و از

حرکت جانبی آب نفوذی از استوانه داخلی جلوگیری می‌کند، بنابراین حرکت یک بعدی و رو به پایین آب در استوانه داخلی قابل اندازه‌گیری است. همچنین با یکسان نگه داشتن سطح آب بین دو استوانه، از جریان یافتن آب بین آن‌ها خودداری گردید. میزان آب نفوذ یافته در فواصل زمانی مشخص اندازه‌گیری شده و سرعت نفوذ در هر مرحله تعیین گردید. هر آزمایش تا جایی ادامه پیدا می‌کند که سرعت نفوذ به حد ثابتی برسد که معادل هدایت هیدرولیکی اشباع خاک است. در هر بخش از منطقه، چهار تکرار اجرا شد و چهار تکرار اضافی نیز در بخش رسوب‌گذاری شده برای ارزیابی بهتر وضعیت نفوذپذیری در ضخامت‌های مختلف رسوب‌گذاری انجام شد. برای آزمایش‌ها مربوط به فواصل بین کانال‌ها که بافت درشت و قلوه‌سنگی مانع نصب استوانه‌ها در زمین می‌شد، از مواد رسی و ریزدانه برای آب‌بندی دو طرف استوانه خارجی و قسمت بیرونی استوانه داخلی استفاده شد.

بعد از هر آزمایش نفوذپذیری، نمونه‌های رسوب تا عمق ۴۰ سانتی‌متری از همان محل برداشت شد و برای دانه‌بندی و تعیین توزیع اندازه رسوبات به آزمایشگاه خاکشناسی دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران منتقل گردید. در آزمایشگاه بعد از خشک کردن نمونه‌ها در آون، دانه‌بندی به روش الک خشک انجام شد. از یک سری ۹ تایی الک که منافذ ریزترین آن‌ها ۰/۰۶۳ و درشت‌ترین آن‌ها ۴/۸ میلی‌متر بود، استفاده شد و توزیع اندازه ذرات رسوبی تعیین گردید.

۳.۲. برآورد هدایت هیدرولیکی از روابط تجربی

مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات

همان گونه که پیش‌تر بیان شد، چندین رابطه تجربی بر مبنای توزیع اندازه ذرات برای برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات ارائه شده است. [۲۰] و [۲۵] در مطالعات خود این روابط را گردآوری کرده‌اند. روابط مذکور از رابطه کلی زیر برای برآورد هدایت هیدرولیکی استفاده می‌کنند.

از آنجاکه در بیشتر مطالعات نشان داده شده است که مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از این روابط با آزمایش‌ها نفوذپذیری همخوانی ندارد، لذا ضروری است تا در مقادیر ضرایب C اصلاحاتی صورت گیرد [۲۵]؛ بنابراین در این مطالعه بر اساس هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آزمایش نفوذپذیری و طبق رابطه (۳) ضرایب C برای هر یک از روابط اصلاح گردید [۲۵].

$$C = \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p K_v / \frac{1}{p} \sum_{i=1}^p \left[\frac{g}{v} \cdot \varphi(n) \cdot d_w^2 \right] \quad (3)$$

که در آن، K_v هدایت هیدرولیکی عمودی به دست آمده از آزمایش نفوذپذیری برای محل آزمایش i در هر یک از بخش‌های منطقه مورد مطالعه و p تعداد نقاط آزمایش در همان بخش است. سایر پارامترها قبلاً توضیح داده شده‌اند. با استفاده از این رابطه مقادیر C اصلاح شده برای هر یک از ۱۰ رابطه مذکور محاسبه شد (جدول ۱).

$$K = \frac{g}{v} \cdot C \cdot \varphi(n) \cdot d_w^2 \quad (1)$$

که در آن: K هدایت هیدرولیکی رسوب، g شتاب گرانش، v لزوجت سینماتیک برای یک دمای معین است که در مطالعه مذکور برای ۲۰ درجه سانتی‌گراد (دمای آب در آزمایش نفوذپذیری) معادل $1/0.4 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ در نظر گرفته شد. C یک ضریب بی‌بعد، $\varphi(n)$ تابع تخلخل و d_w قطر مؤثر ذره (mm) است. تخلخل از رابطه زیر برآورد می‌شود.

$$n = 0.255(1 + 0.83^U) \quad (2)$$

که در آن، U ضریب یکنواختی ذرات است. در این مطالعه از ۱۰ رابطه تجربی هیزن، اسلیچتر، ترزاقی، بی‌یر، سایوئربری، کراگر، کازنی-کارمن، زانکر، زامارین و USBR استفاده شده است که همگی بر مبنای رابطه (۱) می‌باشند. جدول ۱ پارامترهای روابط مذکور و شرایط به کارگیری هر یک از آن‌ها را نشان می‌دهد.

جدول ۱. پارامترهای مدل‌های تجربی برآورد هدایت هیدرولیکی

روشن پارامتر	هیزن	اسلیچتر	ترزاقی	بی‌یر	سایوئربری	کراگر	کازنی- کارمن	زانکر	زامارین	USBR
d_w	d_{10}	d_{10}	d_{10}	d_{10}	d_{17}	d_{10}	d_{10}	d_{10}	d_{10}	d_{20}
$\varphi(n)$	$1 + 10(n - 0.26)$	$n^{3.287}$	$\left(\frac{n - 0.13}{\sqrt[3]{1 - n}}\right)^2$	1	$\frac{n^3}{(1 - n)^2}$	$\frac{n}{(1 - n)^2}$	$\frac{n^3}{(1 - n)^2}$	$\frac{n}{(1 - n)}$	$\frac{n^3}{(1 - n)^2}$	1
محدوده به کارگیری	$0.1 \text{ mm} < d_w$ $d_w < 3 \text{ mm}$, $U < 5$	$0.01 \text{ mm} < d_w$ $d_w < 5 \text{ mm}$	شن‌های درشت‌دانه	$0.06 \text{ mm} < d_w$ $d_w < 0.6 \text{ mm}$, $1 < U < 20$	شن و رس شنی، $d_w < 0.5 \text{ mm}$	شن‌های متوسط، $U > 5$	شن‌های درشت‌دانه	شن‌های ریز تا متوسط	شن‌های درشت‌دانه	شن‌های متوسط، $U < 5$
C اصلی	6×10^{-4}	10^{-2}	8.4×10^{-3}	$6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{n}$	3.75×10^{-3}	4.35×10^{-4}	8.3×10^{-3}	1.55×10^{-3}	8.2×10^{-3}	$4.8 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$
مناطق رسوب‌گذاری	3×10^{-4}	2.5×10^{-2}	14.8×10^{-3}	$3.3 \times 10^{-4} \log \frac{500}{n}$	4.1×10^{-3}	6.1×10^{-4}	9.4×10^{-3}	0.8×10^{-3}	9.4×10^{-3}	$1.3 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$
سطوح بین کانال‌ها	2.4×10^{-4}	1.9×10^{-2}	10.8×10^{-3}	$1.7 \times 10^{-4} \log \frac{500}{n}$	1.3×10^{-3}	5.1×10^{-4}	7.1×10^{-3}	0.7×10^{-3}	7.1×10^{-3}	$0.3 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$
اراضی دست‌نخورده	3.3×10^{-4}	2.7×10^{-2}	16.3×10^{-3}	$3.6 \times 10^{-4} \log \frac{500}{n}$	3×10^{-3}	6.7×10^{-4}	10.4×10^{-3}	0.9×10^{-3}	10.4×10^{-3}	$0.9 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$
میانگین	2.9×10^{-4}	2.4×10^{-2}	14×10^{-3}	$2.9 \times 10^{-4} \log \frac{500}{n}$	2.8×10^{-3}	6×10^{-4}	9×10^{-3}	0.8×10^{-3}	9×10^{-3}	$0.8 \times 10^{-4} d_{20}^{0.3}$

C اصلاح شده

معادله فیلیپ (رابطه ۷) به شکل زیر بیان می‌گردد.

$$I = C_1 \cdot t^{0.5} + C_2 \cdot t \quad K \approx 1.5 C_2 \quad (۷)$$

که در آن، I نفوذ تجمعی و t زمان است. ضرایب C_1 و C_2 از برازش معادله نفوذ به داده‌های نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده تعیین گردیدند. این کار به وسیله نرم‌افزار CurveExpert 1.4 انجام شد. [۷] بیان می‌کند که ضریب $1/5$ در رابطه ۷ ثابت نیست و این مقدار می‌تواند بین $1/5$ تا 5 تغییر کند.

معادله نفوذ گرین-امپت، رابطه‌ای به شکل زیر دارد.

$$I = C_1 \cdot t + C_2 \ln \left(1 + \frac{I}{C_2} \right) \quad K \approx C_1 \quad (۸)$$

که در آن، $C_2 = (\theta_s - \theta_i)(h_0 - h_f)$ ، θ_s رطوبت اشباع، θ_i رطوبت اولیه، h_0 ارتفاع آب روی سطح و h_f مکش در جبهه مرطوب است. پارامترهای C_1 و C_2 از برازش معادله نفوذ به داده‌های نفوذ تجمعی اندازه‌گیری شده تعیین می‌گردند.

دومین گروه از روش‌هایی که برای محاسبه هدایت هیدرولیکی از داده‌های نفوذ مورد استفاده قرار می‌گیرند، معادلات تجربی هستند. کاستیاکف معادله تجربی زیر را ارائه داده است.

$$I = C_1 \cdot t^{C_2} \quad K \approx C_1 \quad (۹)$$

که در آن، C_1 و C_2 ($0 < C_2 < 1$) از برازش معادله نفوذ به داده‌های نفوذ اندازه‌گیری شده به دست می‌آید. در صورتی که زمان (t) به سمت بی‌نهایت میل کند این مدل نتایج غیرمنطقی می‌دهد [۲۲]. معادله تجربی هورتون به شکل زیر است.

$$I = C_1 \cdot t + \frac{C_2}{C_3} \cdot (1 - e^{-C_3 \cdot t}) \quad K \approx C_1 \quad (۱۰)$$

که در آن، ضرایب C_1 ، C_2 و C_3 از برازش معادله مذکور به داده‌های نفوذ اندازه‌گیری شده توسط آزمایش استوانه‌های مضاعف به دست می‌آیند.

همچنین دو رابطه تجربی دیگر بر مبنای توزیع اندازه ذرات توسط شفرد [۱۵ و ۲۳] ارائه شده است که شکل کلی متفاوتی دارند. رابطه شفرد (رابطه ۴) یک رابطه توانی است که برای رسوبات آبراهه‌ای توسعه یافته است.

$$K = C d^b \quad (۴)$$

که در آن، K هدایت هیدرولیکی (m/d)، d برابر با d_{50} (m) و b و C ضرایب معادله هستند. بر اساس نتایج شفرد، C بین 4200 تا 8520 متر بر روز متغیر است و b ضریب بی‌بعدی است که بین $1/11$ تا $2/05$ تغییر می‌کند. مقادیر بالای ضرایب، برای رسوبات بالغ‌تر و مقادیر پایین برای رسوبات نابالغ بکار می‌روند [۱۷]. به‌طور میانگین ضریب a حدود 6500 و ضریب b حدود $1/65$ در نظر گرفته می‌شود.

لادون رابطه زیر را برای برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات متوسط و درشت‌دانه ارائه داده است.

$$K = \frac{10^{(1.365 + 5.15n)}}{S^2} \quad (۵)$$

که در آن، K هدایت هیدرولیکی (cm/s)، n تخلخل و S سطح ویژه ذرات (cm^2/cm^3) است. سطح ویژه حجمی از رابطه زیر به دست می‌آید [۴].

$$S = 6 \cdot \sum_{i=1}^n \frac{P_i}{d_i} \quad (۶)$$

که در آن، P نسبت وزنی ذرات روی الک i ، d قطر منافذ الک i و n تعداد الک‌ها است. رابطه لادون برای رسوباتی با تخلخل بین 0.26 تا 0.47 ارائه شده است و خارج از این محدوده نتایج منطقی ارائه نمی‌دهد.

۴.۲. برآورد هدایت هیدرولیکی از معادلات نفوذ

در این مطالعه از دو معادله ریاضی فیلیپ و گرین-امپت و دو معادله تجربی کاستیاکوف و هورتون برای برآورد هدایت هیدرولیکی رسوبات استفاده شد.

۳. نتایج

در مجموع ۱۶ آزمایش نفوذپذیری به روش استوانه‌های مضاعف در منطقه مورد مطالعه اجرا شد. میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده برای هر یک از بخش‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۳ نشان داده شده است. بیشترین مقادیر مربوط به مناطق بین کانال‌ها است که از ماسه و گراول‌های درشت‌دانه تشکیل شده‌اند و کمترین مقدار مربوط به مناطقی است که ۱۲ تا ۱۵ سانتیمتر رسوب‌گذاری اتفاق افتاده است؛

جدول ۲. میانگین مشخصات بافتی نمونه‌های مورد مطالعه

$(d_p / d_r) U$	$d_p (mm)$	$d_{50} (mm)$	$d_r (mm)$	$d_{10} (mm)$	$d_{15} (mm)$	
۶۸/۴	۲/۶	۱/۵	۰/۱	۰/۰۷۲	۰/۰۳۸	مناطق شاهد
۷۰/۵	۳/۱	۲/۶	۰/۰۹	۰/۰۶۶	۰/۰۴۵	مناطق رسوب‌گذاری
۱۵/۵	۳/۴	۳/۱	۰/۷	۰/۵	۰/۲۲	مناطق بین کانال‌ها

عدم برقراری شرایط به کارگیری این روابط (جدول ۱) در این مناطق است.

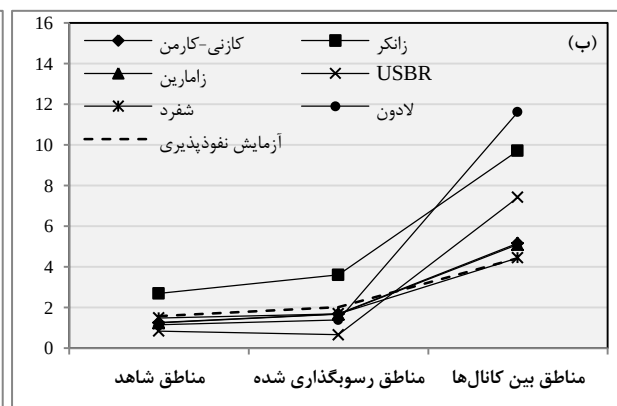
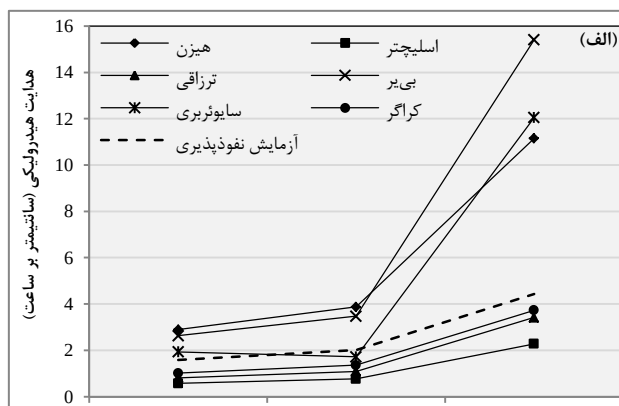
مقایسه نتایج به دست آمده با هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده از آزمایش‌های نفوذپذیری نشان می‌دهد که روابط هیزن، بی‌یر و زانکر بیش برآورد داشته‌اند (شکل ۲ الف، ب). [۲۵] نیز بیان می‌کنند که روابط هیزن و بی‌یر بیش برآورد داشته‌اند این درحالی است که [۱۴] ابراز داشته‌اند که رابطه هیزن کم برآورد بوده است. همچنین نتایج نشان دادند که روابط اسلیچتر، کراگر، ترزاقی و USBR کم برآورد داشته‌اند (شکل ۲ الف، ب) که با نتایج [۱۸] همخوانی دارد. به منظور ارزیابی دقت هر یک از روابط، از دو شاخص نسبت برآوردی به اندازه‌گیری شده و سطح معنی‌داری آزمون t جفت شده، استفاده شد (جدول ۳).

۱.۳. هدایت هیدرولیکی به دست آمده از روابط تجربی

جدول ۳ نتایج برآورد هدایت هیدرولیکی توسط ۱۲ رابطه تجربی ذکر شده در این مطالعه را ارائه می‌دهد. در اینجا دو رابطه هیزن و بی‌یر بیشترین مقدار هدایت هیدرولیکی را برآورد کرده‌اند و روند مشابهی را نشان می‌دهند (شکل ۲ الف). نیز مشاهده شد [۶] که این دو روش در شرایط مختلف مطابقت خوبی با هم دارند. در مقابل، هدایت هیدرولیکی محاسبه شده توسط دو رابطه اسلیچتر و USBR کمتر از سایر روابط است که با مطالعات [۲۸] همخوانی دارد. [۱۸] نیز بیان می‌کند که دو رابطه مذکور همیشه به عنوان روش‌های غیردقیق ارزیابی می‌شوند. روابط سایوثریری و لادون فقط در مقادیر هدایت هیدرولیکی مناطق بین کانال‌ها اختلاف زیادی با سایر روابط نشان می‌دهند که احتمالاً به دلیل

جدول ۳- میانگین مقادیر هدایت هیدرولیکی برآوردی توسط روابط تجربی (بر اساس ضریب C اصلی) و اندازه‌گیری شده توسط آزمایش استوانه‌های مضاعف در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه و شاخص‌های ارزیابی نتایج

روش	هدایت هیدرولیکی (سانتیمتر بر ساعت)		نسبت هدایت هیدرولیکی برآوردی به اندازه‌گیری شده		سطح معنی‌داری
	مناطق شاهد	مناطق رسوب‌گذاری	مناطق بین کانال‌ها	میانگین	میان
هیزن	۲/۸۹	۳/۸۸	۱۱۱/۵۴	۲/۱۳	۲/۰۲
اسلیچتر	۰/۵۷	۰/۷۶	۲۲/۸۱	۰/۴۲	۰/۴
ترزاقی	۰/۸۱	۱/۰۹	۳۴/۱۸	۰/۶۲	۰/۵۷
بی‌یر	۲/۶۳	۳/۴۷	۱۵۴/۰۵	۲/۳۲	۱/۸۱
سایون‌تری‌بری	۱/۹۳	۱/۷۱	۱۲۰/۵۴	۱/۶۱	۱/۲۲
کراگر	۱/۰۱	۱/۳۶	۳۷/۳۱	۰/۷۳	۰/۷۱
کازنی-کارمن	۱/۲۶	۱/۶۹	۵۱/۶۴	۰/۹۵	۰/۸۸
زانکر	۲/۶۹	۳/۶۱	۹۷/۱۵	۱/۹۳	۱/۸۸
زامارین	۱/۲۴	۱/۶۷	۵۱/۰۲	۰/۹۴	۰/۸۷
USBR	۰/۸۵	۰/۶۶	۷۴/۲۵	۰/۸۵	۰/۵۳
شفرد	۱/۴۹	۱/۷۱	۴۴/۴۷	۰/۹۴	۰/۹۴
لادون	۱/۱۵	۱/۳۹	۱۱۶/۲۲	۱/۳۶	۰/۷۳
اندازه‌گیری با استوانه‌های مضاعف	۱/۵۸	۱/۹۲	۴۴/۳۷		



* برای مقایسه بهتر، مقادیر هدایت هیدرولیکی بین کانال‌ها در ۰/۱ ضرب شده‌اند.

شکل ۲. مقادیر میانگین هدایت هیدرولیکی برآورد شده توسط ۱۲ معادله تجربی و آزمایش نفوذپذیری

بخش منطقه مورد مطالعه، ضرایب C اصلاح شده کوچک تر از ضرایب اصلی به دست آمدند که با مطالعه [۲۵] همخوانی دارد. روابط مذکور همان روابطی هستند که بیش برآورد داشته‌اند. در مقابل، برای روابط اسلیچتر، ترزاقی و کراگر ضرایب C اصلاح شده بزرگ تر از ضرایب اصلی تعیین شد. این روابط با ضرایب اصلی خود کم برآورد نشان داده‌اند. رابطه USBR باوجود اینکه در مناطق شاهد و رسوب گذاری شده کم برآورد بوده است، اما ضریب C اصلاح شده آن کمتر از ضریب اصلی است. این وضعیت احتمالاً به دلیل تأثیر پارامتر d_{50} با توان $0/3$ در ضریب C است. در دو رابطه کازنی-کارمن و زامارین، مقادیر ضرایب C اصلی و اصلاح شده تقریباً یکسان می‌باشند و این دو، روابطی هستند که برآورد مطلوبی از هدایت هیدرولیکی داشته‌اند. استفاده از ضریب 6500 در رابطه شفرد باعث کم برآورد هدایت هیدرولیکی در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه خواهد شد. [۱۷] بیان می‌کند مقدار این ضریب با میزان بلوغ رسوبات رابطه مستقیم دارد؛ بنابراین با در نظر گرفتن وضعیت رسوبات، ضریب C برای مناطق بین کانال‌ها، رسوبگذاری شده و شاهد به ترتیب 6500 ، 7500 و 8500 در نظر گرفته شد. هدایت هیدرولیکی برآوردی در این حالت بیشترین تطابق را با هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده نشان داد.

۲.۳. هدایت هیدرولیکی به دست آمده از

معادلات نفوذ

نتایج شبیه سازی نفوذ و برآورد هدایت هیدرولیکی توسط معادلات نفوذ در جدول ۴ نشان داده شده است. در این جدول مقادیر C، ضرایب بهینه معادلات بوده و R^2 ، RMSE، SE (خطای استاندارد) و MBE (میانگین انحرافها) شاخص های نکوئی برازش است که توانایی معادلات نفوذ را در شبیه سازی فرایند نفوذ و تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع نشان می‌دهند.

برای هر رابطه، میانگین و میانه شاخص نسبت برآوردی به اندازه گیری شده در آزمایش نفوذپذیری محاسبه شد. هرچه این نسبت به ۱ نزدیک تر باشد، آن رابطه از دقت بالاتری برخوردار است. به دلیل نرمال نبودن داده‌ها، میانه معیار مناسب تری برای ارزیابی است. براین اساس رابطه شفرد با میانه و میانگین $0/94$ و بعداز آن روابط کازنی-کارمن ($0/88$) و زامارین ($0/87$) بهترین روابط می‌باشند. [۲۵] نیز شفرد را بهترین رابطه معرفی می‌کنند و [۱۸] روش کازنی-کارمن را بهترین رابطه می‌دانند؛ اما با مطالعه [۲۰] که رابطه لادون را بهترین رابطه اعلام می‌کند همخوانی ندارد. همچنین شاخص نسبت برآوردی به اندازه گیری، بیش برآورد در روابط هیزن، زانکر و بی‌یر را به ترتیب با میانه $2/02$ ، $1/88$ و $1/81$ به صورت کمی نشان می‌دهد و نیز روابط اسلیچتر، USBR، ترزاقی و کراگر به ترتیب با میانه $0/4$ ، $0/53$ ، $0/57$ و $0/71$ کم برآورد را نشان می‌دهند. آزمون t جفت شده در هیچ کدام از رابطه‌ها اختلاف معنی داری بین مقادیر مشاهده ای و برآوردی نشان نمی‌دهد، اما سطح معنی داری بالاتر نشان دهنده دقت بالاتر روابط است و اعداد به دست آمده با نتایج شاخص برآوردی به اندازه گیری همخوانی دارند. بطوریکه رابطه شفرد با سطح معنی داری $0/99$ بهترین رابطه و کراگر، اسلیچتر و ترزاقی با سطح معنی داری $0/33$ کم دقت ترین روابط ارزیابی می‌شوند. روابط سایوئربری، لادون و USBR چون برای رسوبات متوسط دانه توسعه یافته‌اند، بنابراین در مناطق شاهد و رسوب گذاری شده تا حدودی نتایج منطقی ارائه داده‌اند، اما در مناطق بین کانالی که بافت گراولی و درشت دانه دارد از دقت قابل قبولی برخوردار نیستند.

مقادیر ضرایب C اصلاح شده ی هر یک از روابط تجربی برای هر بخش از منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. این مقادیر بر اساس هدایت هیدرولیکی اندازه گیری شده و با استفاده از رابطه ۳ تعیین گردیدند. برای روابط هیزن، بی‌یر، زانکر و سایوئربری در هر سه

جدول ۴. پارامترهای بهینه و شاخص‌های نکوئی برازش برای معادلات نفوذ

MBE	SE	RMSE	R ²	هدایت هیدرولیکی (سانتیمتر بر ساعت)	C _۳	C _۲	C _۱	معادله نفوذ	
۰/۰۰۰۷۸	۰/۳۸۷	۰/۰۷۱	۰/۹۹۷	۱/۷۱	-	۰/۴	۱/۷۱	گرین-امپت	مناطق شاهد
۰/۰۰۱۳	۰/۳۸۳	۰/۰۸۵	۰/۹۹۶	۱/۵۳	-	۱/۴۸	۱/۰۲	فیلیپ	
۰/۰۰۰۱۶	۰/۳۸۶	۰/۰۵۹	۰/۹۹۸	۲/۵۴	-	۰/۷۸	۲/۵۴	کاستیاکوف	
-۰/۰۰۰۲۷	۰/۳۸۹	۰/۱۴۴	۰/۹۸۸	۲/۱۳	۳/۰۶	۰/۹۵	۲/۱۳	هورتون	
-۰/۰۰۰۷۸	۰/۴۳۷	۰/۰۵۹	۰/۹۹۹	۲/۵۱	-	۰/۷۵	۲/۵۱	گرین-امپت	مناطق رسوب‌گذاری
-۰/۰۰۰۳۱	۰/۴۴۴	۰/۰۶۱	۰/۹۹۸	۲/۳۹	-	۲/۳۱	۱/۵۹	فیلیپ	
-۰/۰۰۰۱۹	۰/۴۴۸	۰/۰۴۸	۰/۹۹۹	۳/۹۳	-	۰/۷۶۸	۳/۹۳	کاستیاکوف	
-۰/۰۰۰۶۶	۰/۴۴۶	۰/۱۲۷	۰/۹۹۳	۳/۴	۲/۶۴	۱/۳	۳/۴	هورتون	
۰/۰۵	۲/۶۴	۰/۳۰۵	۰/۹۹۹	۴۳/۸	-	۱/۹	۴۳/۸	گرین-امپت	مناطق بین کانال‌ها
۰/۰۵	۲/۶۸	۰/۳۱۱	۰/۹۹۸	۴۴/۷	-	۴۱/۴	۹/۵۱	فیلیپ	
۰/۰۱	۲/۶۹	۰/۱۴۹	۰/۹۹۹	۴۸/۱	-	۰/۸۲۶	۴۸/۱	کاستیاکوف	
-۰/۰۱	۲/۶۹	۰/۶۰۸	۰/۹۹۴	۵۳/۲	۱/۴۴	۲/۱۵	۵۳/۲	هورتون	

خاک‌ها دقت برآورد نیز افزایش می‌یابد که شاید به دلیل کاهش ذرات ثانویه و وابستگی بیشتر فرایند نفوذ به بافت خاک است.

جمع‌بندی نتایج به دست آمده از معادلات نفوذ نشان می‌دهد که معادلات کاستیاکوف و گرین-امپت برآورد بهتری از هدایت هیدرولیکی داشته‌اند که با مطالعه [۱۶] همخوانی دارد با این وجود [۲۲] بیان می‌کنند که به لحاظ تئوری با افزایش زمان، سرعت نفوذ به هدایت هیدرولیکی اشباع نزدیک می‌شود، اما معادله کاستیاکوف توانایی شبیه‌سازی سرعت نفوذ در زمان‌های طولانی را ندارد چون بر طبق آن، وقتی که زمان به سمت بی‌نهایت میل می‌کند سرعت نفوذ صفر می‌شود. معادلات فیلیپ و هورتون در رتبه‌های بعدی اهمیت قرار می‌گیرند. به اعتقاد [۷] به دلیل اینکه معادلاتی مانند فیلیپ و هورتون بر مبنای حل سری نامحدود فیلیپ توسعه یافته‌اند نتایج مشابهی نشان می‌دهند. این محققین بیان می‌کنند که فرایندهای ناپایدار زیادی از جمله فرایند نفوذ در طبیعت وجود دارند که از تابع‌نمایی زمان پیروی می‌کنند، اما به نظر می‌رسد که هورتون تابع مناسب‌تری برای تعریف این

بر اساس نتایج به دست آمده، هر ۴ معادله مذکور توانسته‌اند بیش از ۹۹٪ کل تغییرات در نفوذ تجمعی را در طول رویداد نفوذ تبیین کرده و برآورد قابل قبولی از هدایت هیدرولیکی اشباع ارائه دهند. در منطقه شاهد بر اساس شاخص‌های نکوئی برازش، بهترین معادلات به ترتیب کاستیاکوف، گرین-امپت، فیلیپ و هورتون بوده‌اند. طبق شاخص MBE معادله هورتون اندکی کم‌برآورد و سایر مدل‌ها اندکی بیش‌برآورد را نشان می‌دهند. در منطقه رسوب‌گذاری نیز کم‌وبیش همان ترتیب معادلات با اندک تغییراتی مشاهده می‌شود اما در اینجا تمام معادلات، کم‌برآورد بوده‌اند. در مناطق بین کانالی معادله کاستیاکوف برآورد نسبتاً بهتری نسبت به سایر روش‌ها داشته و بعد از آن معادلات گرین-امپت، فیلیپ و هورتون قرار می‌گیرند. در این مناطق نیز تنها معادله هورتون کم‌برآورد بوده و سایر معادلات اندکی بیش‌برآورد را نشان می‌دهند. همچنین در مقایسه با دو منطقه دیگر، در منطقه بین کانالی برآوردهای دقیق‌تری به دست آمده است که با یافته‌های [۱۶] همخوانی دارد. این محققین بیان می‌کنند که با سبک‌تر شدن بافت

زامرین کمترین اختلاف را با داده‌های اندازه‌گیری شده داشته‌اند و بنابراین برای منطقه مورد مطالعه مناسب بوده‌اند. روابط اسلیچتر، کراگر و ترزاقی کم‌برآورد بوده‌اند. همچنین بر اساس آزمون t جفت شده سه رابطه اخیر کم دقت‌ترین روشها نیز بوده‌اند. به‌منظور برآورد دقیق هدایت هیدرولیکی و قابل استفاده بودن روابط تجربی در شرایط مختلف، ضرایب C در آنها نیاز به اصلاح دارند. ضرایب اصلاح شده در این مطالعه برای روابط مختلف به‌طور متوسط از $2/5$ برابر افزایش تا حدود 6 برابر کاهش را نسبت به مقادیر C اصلی نشان می‌دهند.

نتایج شبیه‌سازی فرایند نفوذ و برآورد هدایت هیدرولیکی توسط معادلات نفوذ نشان داد که هر چهار معادله می‌توانند به‌طور موفقیت‌آمیزی بیش از 99% کل تغییرات در نفوذ تجمعی در بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه را تبیین کرده و برآورد نسبتاً دقیقی از هدایت هیدرولیکی رسوبات ارائه نمایند. مقادیر بسیار پایین معیارهای خطا نشان داد که معادلات کاستیاکوف و گرین-امپت بهترین معادلات هستند. در عین حال در هیچ‌یک از معادلات اختلاف معنی‌داری بین مقادیر هدایت هیدرولیکی شبیه‌سازی شده با مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایش‌های نفوذپذیری مشاهده نمی‌شود.

فرایند خاص است؛ اما در این پژوهش، معادله هورتون در همه مناطق کم‌برآورد بوده است. باوجوداین اختلافات جزئی اما درمجموع اختلاف معنی‌داری بین هر چهار معادله وجود ندارد. [۷، ۱۶] نیز در مطالعه خود به چنین نتایجی دست یافتند. این محققین همچنین بیان می‌کنند که احتمالاً آزمایش‌ها نفوذ به‌اندازه کافی طولانی نبوده‌اند تا اختلاف معنی‌داری بین هدایت هیدرولیکی به دست آمده توسط هر یک از معادلات ایجاد شود.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

در این مطالعه از ۱۲ رابطه تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات و ۴ معادله نفوذ برای برآورد هدایت هیدرولیکی نوع رسوب در عرصه پخش سیلاب جارمه در استان خوزستان استفاده شد. برای ارزیابی نتایج، از داده‌های آزمایش نفوذپذیری به روش استوانه‌های مضاعف استفاده گردید. نتایج نشان داد که برآورد هدایت هیدرولیکی به‌وسیله روابط تجربی مبتنی بر آنالیز اندازه ذرات می‌تواند منجر به بیش‌برآورد یا کم‌برآورد شود، مگر اینکه روش مناسب انتخاب گردد. در مقایسه با هدایت هیدرولیکی به دست آمده از آزمایش نفوذپذیری روابط هیزن، بی‌یر و زانکر برای تمام بخش‌های منطقه بیش‌برآورد داشته‌اند. روابط شفرد، کازنی-کارمن و

References

- [1] Beyer, W. (1964). To determine the water permeability of sands and gravels from the particle distribution curve. *Water Management*, 14, 165-168 (in German).
- [2] Boadu, F.K. (2000). Hydraulic conductivity of soils from grain-size distribution: new models. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, 126 (8), 739-746.
- [3] Carman, P.C. (1937). Fluid Flow through Granular Beds. *Trans. Inst. Chem. Eng.*, 15, 1-50.
- [4] Chapuis, R.P. (2012). Predicting the saturated hydraulic conductivity of soils: a review. *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 71, 401-434.
- [5] Cheong, J., Hamm, S., Kim, H., Ko, E., Yang, K. and Lee, J. (2008). Estimating hydraulic conductivity using grain-size analyses, aquifer tests, and numerical modeling in a riverside alluvial system in South Korea. *Hydrogeology Journal*, 16, 1129-1143.

- [6] Chua, L.H.C., Lo, E.Y.M., Freybery, D.L., Shuy, E.B., Lim, T.T., Tan, S.K. and Ngonidzashe, M. (2007). Hydrostratigraphy and geochemistry at a coastal sandhill in Singapore. *Hydrogeology Journal*, 15(8), 1591–1604.
- [7] Fodor, N., Sándor, R., Orfanus, T., Lichner, L. and Rajkai, K. (2011). Evaluation method dependency of measured saturated hydraulic conductivity. *Geoderma*, 165, 60 – 68.
- [8] Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911). Studies in soil physics: I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agriculture science*, 4, 1-24.
- [9] Hazen, A. (1892). Some physical properties of sands and gravels with special reverence to their use infiltration. In: 24th annual report, *Massachusetts State Board of Health*, pp. 539–556.
- [10] Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*, Academic press, Sand Diego, CA, 486p.
- [11] Horton, R.E. (1940). An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 5, 399 – 417.
- [12] Kostiaikov, A.N. (1932). On the dynamics of the coefficients of water per-colation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. *Trans. Com. Int. Soc. Soil Sci.*, 6, 17–21.
- [13] Kozeny, J. (1927). In line via capillary water in the ground. *Proceedings of Acad. Vienna. Math. Natural Sciences*, 136, 271-306 (In German).
- [14] Landon, M.K., Rus, D.L. and Harvey, F.E. (2001). Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water*, 39(6), 870–885.
- [15] Loudon, A.G. (1952). The computation of hydraulic conductivity from simple soil test. *Geotechnique*, 3(3), 165–183.
- [16] Mohamadi, M.H. and Rafahi, H.G. (2005). Estimating of parameters of infiltration equations by using soil physical properties. *Journal of Iranian Agricultural Science*, 36(6), 1391-1398 (In Persian).
- [17] Nakhaei, M. (2005). Estimating the Saturated Hydraulic Conductivity of Granular Material, Using Artificial Neural Network, Based on Grain Size Distribution Curve. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 16(1), 55-62.
- [18] Odong, J. (2007). Evaluation of empirical formulae for determination of hydraulic conductivity based on grain-size analysis. *Journal of American Science*, 3(3), 54–60.
- [19] Phillip, J.R. (1957). The theory of infiltration: 1. Infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83, 345- 357.
- [20] Pliakas, F. and Petalas, C. (2011). Determination of Hydraulic Conductivity of Unconsolidated River Alluvium from Permeameter Tests, Empirical Formulas and Statistical Parameters Effect Analysis. *Water Resour. Management*. 25(11), 2877–2899.
- [21] Ronayne, M., Houghton, T. and Stednick, J. (2012). Field characterization of hydraulic conductivity in a heterogeneous alpine glacial till. *Journal of Hydrology*, 458–459, 103–109.
- [22] Sadeghzadeh, K., Shirmohammadi, A., Montas, H. and Felton, G. (2007). Evaluation of infiltration models in contaminated landscape. *Journal of Environmental Science and Health (Part A)*, 42, 983–988.
- [23] Shepherd, R.G. (1989). Correlations of hydraulic conductivity and grain size. *Ground Water*, 27(5), 633–638.
- [24] Slichter, C.S. (1899). Theoretical investigation of the motion of ground waters. *U.S. Geol. Surv., 19th Ann. Rept.*, 2, 295–384.
- [25] Song, J., Chen, X., Cheng, C., Wang, D., Lackey, S. and Xu, Z. (2009). Feasibility of grain-size analysis methods for determination of vertical hydraulic conductivity of streambeds. *Journal of Hydrology*, 375, 428–437.
- [26] Takounjou, A.F., Fantong, W., Ngoupayou, J.N. and Nkamdjou, L.S. (2012). Comparative Analysis for Estimating Hydraulic Conductivity Values to Improve the Estimation of Groundwater Recharge in Yaoundé-Cameroon. *British Journal of Environment & Climate Change*, 2(4), 391-409.
- [27] Terzaghi, K. and Peck, R.B. (1964). *Soil mechanics in engineering practice*, Wiley, New York, 688p.
- [28] Vukovic, M. and Soro, A. (1992). *Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition*, Water Resources Publications, Colorado, 83p.