

عوامل موثر بر تغییرات زمان پیمایش جریان زیر سطحی دامنه‌های پیچیده

تورج سبزواری^{*}، رضا اردکانیان^۱، علی طالبی^۲

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۲/۲۷ تاریخ پذیرش: ۹۰/۰۳/۰۴

چکیده

زمان پیمایش زیرسطحی در حقیقت همان زمان پاسخ جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده نسبت به نفوذ بارندگی می‌باشد که در تخمین آب نگار جریان زیرسطحی حوضه‌های آبخیز به کار می‌رود. براساس سازوکار دانی بلاک، جریان زیرسطحی است که سازوکار جریان سطحی و رواناب را در حوضه‌های آبخیز تعیین می‌کند. در این تحقیق، تاثیر عواملی همچون ضخامت خاک، ضریب هدایت آبی خاک، شکل و هندسه (شکل مسطحه و میزان انحنا) دامنه‌های پیچیده بر زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده مورد بررسی قرار گرفت. به‌طور کلی، هر چه ضخامت خاک کمتر گردد یا ضریب هدایت آبی خاک کاهش یابد، خاک زودتر اشباع گردیده و زمان پیمایش کاهش می‌یابد. هرچه میزان همگرایی دامنه‌های پیچیده بیشتر گردد، زمان پیمایش کاهش یافته و همچنین هرچه دامنه‌ها واگراتر گردند، این زمان افزایش می‌یابد. هرچه انحنا دامنه‌ها از حالت مقعر به محدب بیشتر گردد، زمان پیمایش دامنه‌ها افزایش می‌یابد. در نظر گرفتن شکل و هندسه دامنه‌ها بین ۰/۵ تا ۲ برابر می‌تواند زمان پیمایش را افزایش دهد.

واژه‌های کلیدی: زمان پیمایش، جریان زیر سطحی، دامنه پیچیده.

۱- عضو هیأت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد استهبان.
 ۲- عضو هیأت علمی دانشکده مهندسی عمران دانشگاه صنعتی شریف.
 ۳- عضو هیأت علمی دانشکده منابع طبیعی دانشگاه یزد.
 * نویسنده ی مسوول: t_sabzevari@iauestahban.ac.ir.com

مقدمه

مشخصه‌های زمانی پاسخ دامنه‌های حوضه‌های آبخیز به عوامل زیادی از جمله مشخصات بارندگی و مشخصات زمین ریخت‌شناسی حوضه بستگی دارند. متداول‌ترین فراسنج‌های زمانی که در آب‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرد شامل زمان تمرکز، زمان تاخیر، زمان تعادل، زمان اوج آب نگار و زمان پیمایش می‌باشند. مشخصه‌های زمانی قسمت مهمی از شبیه‌سازی و طراحی آب‌شناسی را تشکیل می‌دهند. برای مثال، وقتی در طراحی سامانه‌های فاضلاب شهری از رابطه منطقی استفاده می‌شود، برای محاسبه‌ی شدت بارندگی بحرانی به برآورد زمان تمرکز حوضه نیاز داریم. برای محاسبه‌ی آب نگار واحد اشنایدر به زمان تاخیر حوضه و در روش روندیابی سیل موج پویشی به زمان تعادل حوضه که ارتباط نزدیکی با زمان تمرکز حوضه دارد نیاز داریم. در روش آب‌نگار واحد لحظه‌ای مشخصه‌های زمانی پاسخ حوضه‌های آبخیز به عوامل زیادی از جمله مشخصات بارندگی و مشخصات زمین ریخت‌شناسی حوضه بستگی دارند. به‌طور مثال مینینک (۱۹۷۸) با انجام آزمایش‌هایی در یک حوضه‌ی ۵ کیلومتر مربعی در استرالیا نشان داده است اگر زمان تمرکز برآورد شده‌ی حوضه نیم یا دو برابر تغییر داده شده یا محاسبه شود، این تغییر موجب ایجاد اختلافی به میزان ۰/۴۸ یا ۱/۶۴ برابر در بدهی اوج می‌گردد. در روش آب‌نگار واحد لحظه‌ای زمین ریخت‌شناسی، نیازمند زمان پیمایش جریان سطحی و زیرسطحی کلیه‌ی دامنه‌ها و نه‌های یک حوضه می‌باشیم تا بتوانیم آب‌نگار کل جریان سطحی و زیرسطحی آن را به‌دست آوریم. در جریان زیرسطحی عواملی همچون رطوبت اولیه خاک، تخلخل و هدایت آبی خاک، شکل و هندسه‌ی زمین، طول دامنه، شرایط اشباع‌پذیری خاک و ضخامت خاک بر روی زمان پیمایش جریان زیر سطحی اثر می‌گذارد.

تروخ و همکاران (۲۰۰۳) با در نظر گرفتن شکل و هندسه دقیق دامنه، به حل معادلات بوسینسک در جریان زیرسطحی پرداختند. به‌طور کلی جهت بررسی حرکت آب در محیط غیراشباع، نیازمند یک شبیه ۳ بعدی پویا دامنه هستیم تا بتوانیم بر اساس آن نحوه‌ی حرکت آب را داخل این محیط مورد بررسی قرار دهیم. معمولاً جهت بررسی

سه بعدی جریان آب زیرزمینی از شبیه سه بعدی ریچارد استفاده می‌شود که حل این معادله به‌صورت سه بعدی بسیار مشکل است.

جهت حل این مشکل، تروخ و همکاران (۲۰۰۲-۲۰۰۳) شبیه‌های کم‌بعدتری (Low-dimensional Models) توسعه داده و ارائه کرده‌اند. این شبیه‌ها، کلیه اشکال دامنه‌ها را بر اساس اندیشه‌ی وبراس (۱۹۸۰) در نظر گرفته و پیچیدگی شبیه‌های سه بعدی را به شکل معنی‌داری کاهش می‌دهد. درضمن این شبیه‌ها تغییرات عرض دامنه و انحنا‌ی کف بستر (زمین شناسی سه‌بعدی دامنه) را در نظر می‌گیرند. تروخ و همکاران (۲۰۰۳) در تحقیقات آزمایشگاهی خود به این نتیجه رسیدند که جریان زیرسطحی دامنه‌های همگرا نسبت به دامنه‌های واگرا آهسته‌تر تخلیه می‌شوند. فیلیپ (۱۹۹۱) با تحقیقات در زمینه‌ی جریان زیرسطحی، به این نتیجه رسید که در دامنه‌های واگرا و محدب بدهی جریان بیشتر از دامنه‌های همگرا و مقعر می‌باشد. در شبیه آب‌نگار واحد لحظه‌ای زمین ریخت‌شناسی جریان زیرسطحی ارائه شده به‌وسیله‌ی لی و چانگ (۲۰۰۵)، زمان پیمایش زیرسطحی از معادله‌ای استفاده می‌گردد که تابعی از تخلخل و ضریب هدایت آبی خاک، طول کل دامنه و شیب صفحات بود. شکل دامنه‌ها به‌صورت موازی- صاف در نظر گرفته شده است و در معادله‌ی مزبور ضخامت لایه خاک و شدت نفوذ یا تغذیه به لایه خاک و هندسه‌ی دامنه‌ها در نظر گرفته نشده بود. آریال و همکاران (۲۰۰۵) اخیراً با ارائه‌ی مفهوم طول موثر دامنه‌ها به این نتیجه رسید که دامنه‌های همگرا دارای طول منطقه‌ی اشباع بیشتری هستند. آنها در تحقیقات‌شان بحث دامنه‌های پیچیده را با شکل نقشه‌های مسطحه‌ی همگرا تا واگرا و انحنا‌های نیمرخ مقعر تا محدب را مطرح نموده و نقش هندسه‌ی دامنه‌های پیچیده را در مورد بدهی جریان، زمان پاسخ و میزان اشباع‌پذیری را در جریان زیرسطحی مورد بررسی قرار دادند. آنها با مطرح کردن پیچیده بودن دامنه‌ها به تحقیق در مورد میزان اشباع‌پذیری دامنه‌های پیچیده و تاثیر آن بر زمان پیمایش پرداختند. به‌طور کلی، این تحقیق اولین تحقیق نظری در مورد زمان پیمایش دامنه‌های پیچیده بود. مبنای تحقیق آنها همان نظریه‌ی نمایه‌ی اشباع‌پذیری

پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های صاف با شکل‌های مسطحه همگرا، موازی و صاف معرفی شده‌اند. معادلات زمان پیمایش ارائه شده، قادرند فراسنج‌هایی را همچون شکل هندسی دامنه (شکل مسطحه، میزان انحنای نیمرخ)، شدت تراوش بارندگی به لایه‌ی خاک، ضخامت خاک، شیب، ضریب هدایت آبی خاک، تخلخل خاک و طول دامنه را در نظر گیرند. براساس نتایج به‌دست آمده، دامنه‌های همگرا زمان پیمایش جریان زیرسطحی کمتری را نسبت به دامنه‌های واگرا نشان می‌دهند، به‌طوری که میانگین زمان پیمایش دامنه‌های واگرا دو برابر دامنه‌های همگراست. از طرف دیگر، دامنه‌های مقعر نسبت به دامنه‌های صاف و محدب زمان پیمایش کمتری را نشان می‌دهند. مهم‌ترین هدف این تحقیق بررسی اثر تغییرات شدت نفوذ بارندگی، ضخامت خاک، هدایت آبی خاک و تغییرات شکل مسطحه و میزان انحنای نیمرخ دامنه‌ها بر زمان پیمایش جریان زیرسطحی می‌باشند.

مواد و روش‌ها

هندسه دامنه‌های پیچیده

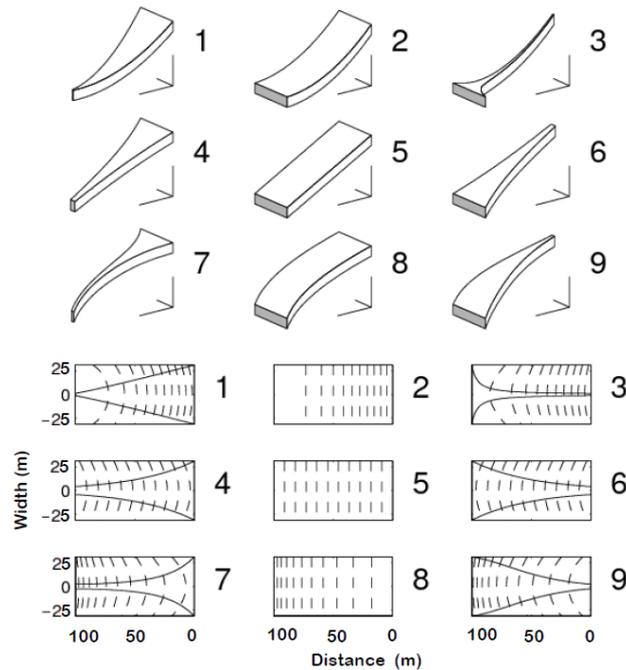
دامنه‌های حوضه‌های آبخیز در طبیعت دارای شکل سه‌بعدی بوده و از هندسه‌ای پیچیده برخوردارند، در صورتی که بسیاری از آب‌شناسان‌ها شکل دامنه‌ها را به صورت صفحات موازی و صاف در نظر می‌گیرند. اوانز (۱۹۸۰) دامنه‌های پیچیده را براساس شکل سه‌بعدی آنها که متشکل از نیمرخ طولی یا انحنای پروفیل (profile curvature) و شکل مسطحه‌ی (plan shape) دامنه‌ها بود، طبقه‌بندی نمود. براساس طبقه‌بندی صورت گرفته، دامنه‌های موجود در طبیعت به ۹ شکل مختلف، مطابق شکل ۱ وجود دارند. به‌طور کلی دامنه‌های موجود در طبیعت براساس شکل مسطحه‌ی آنها به سه شکل همگرا، موازی و واگرا براساس شکل انحنای طولی آنها به سه‌گونه‌ی مقعر، صاف و محدب طبقه‌بندی می‌شوند. اگر شکل‌های مزبور با هم ترکیب شوند، دامنه‌های نه‌گانه مرکب یا پیچیده (Complex Hillslopes) مطابق شکل ۱ به‌وجود می‌آیند. دامنه‌های حوضه‌های آبخیز به‌صورت واقعی و حقیقی به‌صورت پیچیده می‌باشند، لذا در نظر گرفتن

W بود. برای شبیه‌سازی شکل هندسه‌ی دامنه‌های پیچیده از معادلات هندسی دامنه‌های ارائه‌شده به‌وسیله‌ی زاولاسکی و رگوسکی (۱۹۶۹) استفاده شد. برای محاسبه‌ی طول منطقه‌ی اشباع دامنه‌های پیچیده‌ی یک معادله ارائه نمودند که با حل این معادله مناطق اشباع و غیراشباع مشخص می‌گردد. در نهایت، ۳ معادله‌ی اساسی برای محاسبه‌ی زمان پیمایش دامنه‌های مقعر، صاف و محدب ارائه گردید.

برنه و همکاران (۲۰۰۵) براساس معادلات موج پویشی تحقیقاتی را در مورد پاسخ دامنه‌های پیچیده در جریان زیرسطحی انجام داده‌اند. در معادلات ارائه شده از طرف ایشان، فقط نقشه‌ی مسطحه در نظر گرفته شده و انحنای نیمرخ در نظر گرفته نشده است. براساس تحقیقات ایشان، زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های همگرا بیشتر از دامنه‌های موازی و واگرا می‌باشد که این نظر با نتایج تحقیقات آریال و همکاران (۲۰۰۵) متفاوت است. طالبی و همکاران (۲۰۰۸ و ۲۰۰۷) به‌بررسی تاثیر شکل و هندسه‌ی دامنه‌های پیچیده بر پایداری دامنه‌ها پرداختند. ایشان با ارائه‌ی یک شبیه براساس معادلات HSB (Hillslope-Storage Boussinesq) حاکم بر جریان زیرسطحی به‌بررسی پایداری دامنه‌ها در شرایط دایمی و غیر دایمی پرداختند. براساس نتایج به‌دست آمده توسط طالبی و همکاران (۲۰۰۸ a, b, ۲۰۰۷) دامنه‌های همگرا و دامنه‌های مقعر بسیار زودتر از دامنه‌های واگرا و محدب به حالت ناپایداری رسیده و ضریب پایداری در آنها نیز بسیار کمتر است.

سبزواری (۱۳۸۹) به تخمین آبنگار جریان سطحی و زیرسطحی حوضه‌های آبخیز پرداخت و بحث دامنه‌های پیچیده را وارد بحث آبنگار واحد لحظه‌ای کرد. سبزواری و همکاران (۲۰۱۰) براساس مطالعات تروخ و همکاران (۲۰۰۸، ۲۰۰۲) معادلاتی را برای تخمین زمان پیمایش جریان زیرسطحی و محاسبه‌ی طول منطقه‌ی اشباع دامنه‌های پیچیده ارائه کرد. ایشان با ارائه‌ی یک شبیه اشباع‌پذیری برای شرایط دایمی، معادله‌ای را برای تعیین زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده ارائه کرده‌اند. اثر اشباع‌پذیری دامنه‌ها بر زمان پیمایش بررسی گردیده و دو معادله‌ی جدید برای محاسبه‌ی زمان

شکل سه بعدی آنها در بررسی عملکرد آنها در انتقال رواناب (زمان پاسخ) و بدهی آن بسیار حائز اهمیت است.



شکل ۱- شکل سه بعدی دامنه های پیچیده (Hilbert et al., 2004).

شکل ۲ شکل سه بعدی یک دامنه ی همگرای محدب را با تغییرات عرض دامنه نشان می دهد. این دامنه بر روی یک بستر سنگی محدب با ضخامت خاک D قرار گرفته و قسمت پایین دست دامنه بر اثر جریان زیرسطحی اشباع شده است.

شکل ۳ نیمرخ طولی انواع دامنه های مقعر، صاف و محدب را به ازای فراسنج های مختلف انحنای n را نشان می دهد. مقدار تابع عرض دامنه بر اساس معادله ی ۱ به صورت زیر محاسبه می گردد (طالبی و همکاران ۲۰۰۸):

$$w(x) = c_w \exp \left\{ c_s \left(1 - \frac{x}{L} \right)^{2-n} \right\} \quad (2)$$

که در آن:

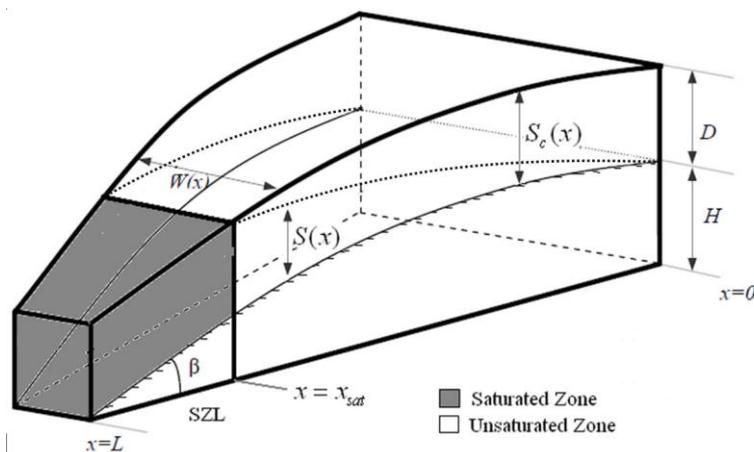
$$c_s = \frac{2\omega L^2}{n(2-n)H} \quad (3)$$

مقدار c_w عرض دامنه در $x=L$ می باشد.

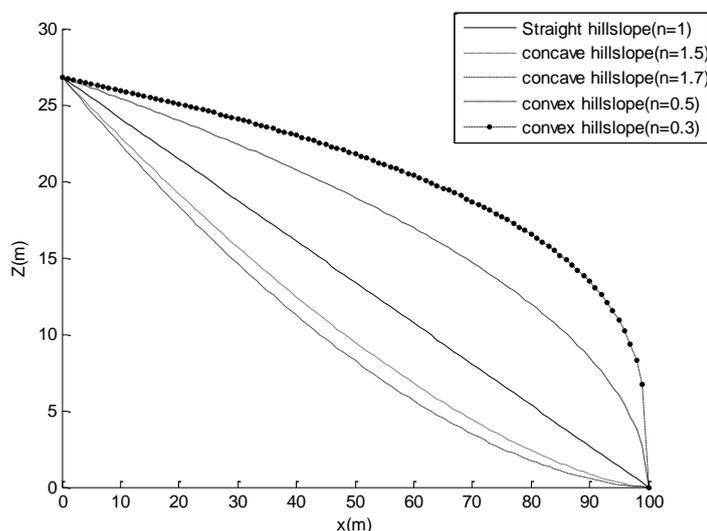
شکل سه بعدی یک دامنه پیچیده ی با کاربرد معادله زیر توصیف می گردد (طالبی و همکاران ۲۰۰۸):

$$z(x, y) = E + H(1 - x/L)^n + \omega y^2 \quad (1)$$

که در آن مطابق شکل ۲، z رقوم هر نقطه از دامنه (متر)، x فاصله ی افقی هر نقطه از بالادست دامنه (متر)، y عرض جریان عمود بر جهت جریان آب (متر)، E کمترین رقوم دامنه (متر)، H اختلاف ارتفاع بین نقطه بالادست دامنه و پایین دست دامنه (متر)، L طول افقی کل دامنه، n فراسنج انحنای نیمرخ که نشان دهنده ی میزان انحنای نیمرخ دامنه می باشد و ω فراسنج شکل مسطحه است که میزان تغییرات عرض دامنه را نشان می دهد. برای دامنه های مقعر $n > 1$ ، دامنه های صاف $n = 1$ و دامنه های محدب $n < 1$ می باشد. فراسنج شکل مسطحه برای دامنه های همگرا $\omega > 0$ ، موازی $\omega = 0$ و واگرا $\omega < 0$ می باشد.



شکل ۲- دامنه‌ی همگرای - محدب با سنگ بستر محدب



شکل ۳- نیمرخ طولی انواع دامنه‌ای مقعر، صاف و محدب

سرعت حرکت واقعی آب داخل خاک براساس معادله‌ی داریسی به صورت زیر می‌باشد:

$$v = \frac{k s^*}{f} \quad (4)$$

که در آن k ضریب هدایت آبی خاک، f تخلخل و s^* شیب محلی (local slope) در هر نقطه از دامنه می‌باشد. مقدار این شیب محلی از معادله‌ی ۱ به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$s^* = \left| \frac{dz}{dx} \right| = n \frac{H}{L} \left(1 - \frac{x}{L}\right)^{n-1} \quad (5)$$

زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده

زمان پیمایش جریان زیرسطحی یک فراسنج اساسی در شبیه‌سازی جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده می‌باشد. بارشی که بر روی سطح زمین می‌بارد، باعث نفوذ آب به داخل خاک شده و این فرایند سبب ایجاد جریان زیرسطحی در یک لایه خاک می‌گردد. از جمله فرضیات در نظر گرفته شده در این تحقیق، نزدیک بودن سنگ بستر به سطح زمین و نیز منظورکردن کل جریان داخل خاک به عنوان جریان زیرسطحی است.

همان طور که در معادله ۷ مشاهده می‌گردد، زمان پیمایش تابعی از میزان اشباع‌پذیری دامنه و مقدار x_{sat} می‌باشد. هر عاملی که بر اشباع‌پذیری دامنه‌ها تأثیر بگذارد بر زمان پیمایش نیز موثر است.

مرز منطقه‌ی اشباع x_{sat} طبق نظریه‌ی اشباع‌پذیری زیگما ارائه شده به وسیله سبزواری و همکاران (۲۰۱۰) از حل معادله زیر به دست می‌آید:

$$\frac{fL}{nkH} (1 - x_{sat}/L)^{1-n} N[A(x_{sat})] - w(x_{sat}) Df = 0 \quad (9)$$

که در آن، D ضخامت متوسط خاک، N شدت نفوذ بارندگی و $A(x)$ سطح زهکشی دامنه می‌باشند. نحوه‌ی به‌دست آوردن معادله‌ی ۹ در مقاله منبع عرضه گردیده است (سبزواری و همکاران ۲۰۱۰). برای بررسی تأثیر فراسنج‌های مختلف بر زمان پیمایش طرح مطالعاتی جدیدی را تعریف کرده و به بررسی عوامل تأثیرگذار بر زمان پیمایش زیرسطحی می‌پردازیم.

طرح مطالعاتی

در ادامه‌ی بحث با تعریف یک مسأله با در نظر گرفتن شرایط یکسان بارندگی و نوع خاک به بررسی پاسخ دامنه‌ها می‌پردازیم. مطابق شکل ۲ طول همه‌ی دامنه‌ها ۱۰۰ متر و زاویه‌ی شیب متوسط ۲۰ درجه در نظر گرفته شد. مقدار فراسنج انحنای نیمرخ (n) بین ۰/۴ تا ۱/۶ از دامنه‌ی محدب تا مقعر (مجموع درجه‌ی انحنای باید ۲ باشد) و مقدار فراسنج شکل مسطحه (ω) بین H/L^2 تا $H/L^2 +$ برای دامنه‌ها در نظر گرفته شده است (طالبی و همکاران (۲۰۰۸)). جدول ۱ مشخصات هندسی دامنه‌های مرکب را در طرح مطالعاتی ارائه شده نشان می‌دهد. جدول ۲ مشخصات آب‌شناسی دامنه‌ها را نشان می‌دهد. اعداد عرضه شده جدول ۱ و ۲ مقادیری فرضی هستند که بر اساس تحقیقات طالبی و همکاران (۲۰۰۸) در نظر گرفته شده‌اند.

با در نظر گرفتن $v = dx/dt$ و قرار دادن معادله‌ی ۵ در معادله‌ی ۴ می‌توان نوشت:

$$dx = \frac{nk}{f} \frac{H}{L} (1 - \frac{x}{L})^{n-1} dt \quad (6)$$

آریال و همکاران (۲۰۰۵) جهت محاسبه زمان پیمایش جریان زیرسطحی، فقط طول منطقه‌ی غیراشباع را مدنظر قرار دادند. لذا در این تحقیق نیز جهت محاسبه زمان پیمایش جریان زیرسطحی از همین نظریه استفاده گردیده است.

اگر از معادله‌ی ۶ برای طول $x = 0$ تا x_{sat} و برای زمان $t = 0$ تا $t = T$ (زمان پیمایش) انتگرال‌گیری شود، می‌توان نوشت (سبزواری و همکاران ۲۰۱۰):

$$T = \frac{fL}{nkH} \int_0^{x_{sat}} (1 - \frac{x}{L})^{1-n} dx = \frac{L f \left[(1 - \frac{x_{sat}}{L})^{2-n} - 1 \right]}{nkS(n-2)} \quad (7)$$

که در آن x_{sat} طول منطقه‌ی اشباع دامنه و \bar{S} شیب کلی دامنه می‌باشد. همان طور که مشاهده می‌گردد، زمان پیمایش به طول کل دامنه، تخلخل خاک، ضریب هدایت آبی خاک، شیب متوسط دامنه، فراسنج انحنای نیمرخ و طول منطقه غیر اشباع دامنه ارتباط دارد (در شرایط بعد از اشباع‌پذیری).

زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های صاف نیز از معادله‌ی زیر به دست می‌آید (سبزواری و همکاران، ۲۰۱۰):

$$T = \frac{f}{2k\omega} Ln(1 + \frac{2\omega kD}{N}) \quad (8)$$

معادله‌ی ۸ زمان پیمایش زیرسطحی کلیه‌ی دامنه‌های صاف با شکل‌های مسطحه‌ی همگرا، موازی و واگرا را نشان می‌دهد. بر پایه‌ی این معادله زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های صاف بعد از اشباع‌پذیری تابعی از تخلخل، ضریب هدایت آبی خاک و ضخامت خاک، فراسنج شکل مسطحه و شدت تغذیه بارندگی بوده و طول دامنه بعد از اشباع‌پذیری دامنه‌ها نقشی را در زمان پیمایش ندارد.

جدول ۱- مشخصات هندسی دامنه‌های پیچیده

نوع شیب	انحنای نیمرخ	شکل صفحه	n	$\omega[10^{-3}m^{-1}]$
1	محدب	همگرا	1.6	+3.6
2	محدب	موازی	1.6	0
3	محدب	واگرا	1.6	-3.6
4	مستقیم	همگرا	1	+3.6
5	مستقیم	موازی	1	0
6	مستقیم	واگرا	1	-3.6
7	مقعر	همگرا	0.4	+3.6
8	مقعر	موازی	0.4	0
9	مقعر	واگرا	0.4	-3.6

جدول ۲- مشخصات آب‌شناسی دامنه‌ها

نام فراسنج	نشانه	واحد	ارزش
ضریب هدایت آبی اشباع	k	mh^{-1}	0.25
تخلخل خاک	f	-	0.25
شدت تغذیه	N	mmd^{-1}	30-50
ضخامت خاک	D	m	1.5
زوایه ی شیب	β	deg	20

شکل ۴، در بعضی از دامنه‌ها مانند ۶ و ۹، تغییرات زمان پیمایش از شدت تغذیه‌ی ۳۰ میلی‌متر بر روز به ۶۰ میلی‌متر بر روز مشاهده نمی‌شود، بدین علت که این دامنه‌ها تا تغذیه‌ی ۶۰ میلی‌متر در روز هم اشباع نشده‌اند. برای محاسبه‌ی شدت تغذیه یا نفوذ به لایه‌ی خاک زیرسطحی در حوضه‌های آبخیز باید شبیه‌های نفوذ به کار گرفته شوند. برای بررسی میزان اثر فراسنج‌های مختلف از تابع تحلیل حساسیت به صورت معادله‌ی ۱۰ استفاده می‌گردد:

$$S_r = \frac{\partial O}{\partial P} \frac{P}{O} = \frac{(O_2 - O_1) P}{(P_2 - P_1) O} \quad (10)$$

که در آن، P مقدار فراسنج، O مقدار خروجی شبیه است، S_r درصد حساسیت نسبی است که برابر تغییرات خروجی شبیه به ازای تغییرات یک درصد تغییرات فراسنج ایجاد می‌گردد.

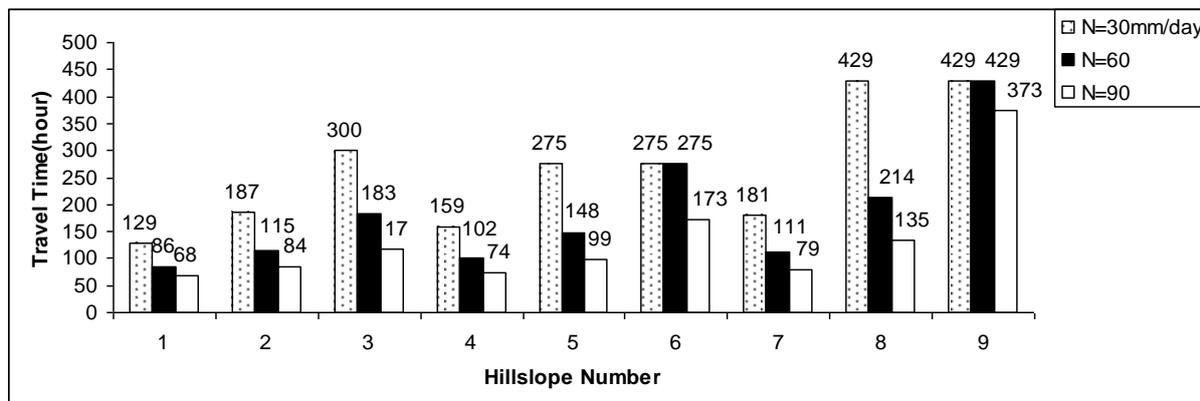
برای بارندگی بین ۳۰ تا ۹۰ میلی‌متر در روز، بیشترین حساسیت برای دامنه‌ی شماره ۸ با ضریب حساسیت ۱ و کمترین برای دامنه‌ی شماره ۱ با ضریب حساسیت ۰/۶-

تأثیر شدت تغذیه‌ی بارندگی بر زمان پیمایش

به‌طور کلی جریان زیرسطحی دامنه‌ها، پاسخ تغذیه‌ی بارندگی به لایه‌ی زیرسطحی می‌باشد. شدت تغذیه به لایه زیرسطحی N ، یکی از فراسنج‌های موثر بر اشباع‌پذیری و به‌دنبال آن بر زمان پیمایش می‌باشد. شکل ۴ تأثیر شدت تغذیه‌ی بارندگی را بر زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده طرح مطالعاتی نشان می‌دهد.

بر اساس شکل ۴ با افزایش شدت تغذیه، زمان پیمایش کاهش می‌یابد، با فزونی گرفتن شدت تغذیه میزان اشباع‌پذیری دامنه افزایش یافته و طول منطقه‌ی اشباع نیز بیشتر شده و جریان سطحی بر روی دامنه نقش اساسی را خواهد داشت. منطقه‌ی غیراشباع با جریان زیر سطحی کاهش خواهد یافت و به‌دنبال آن زمان پیمایش نیز کاهش می‌یابد. براساس نظریه دانی بلاک جریان زیرسطحی باعث اشباع شدن پایین‌دست دامنه‌ها گردیده و منطقه‌ی اشباع با جریان زیرسطحی را ایجاد می‌کند که در آن جریان سطحی نیز مشاهده می‌گردد. وقتی منطقه‌ی جریان سطحی افزایش یابد، به‌طورکلی سازوکار جریان سطحی بر سازوکار جریان زیرسطحی غلبه می‌کند. مطابق

بود. دامنه های ۸، ۵ و ۳ بیشترین حساسیت را نشان دادند. متوسط ضریب حساسیت کل دامنه ها ۰/۷۹- می باشد. جدول ۳ مقادیر حساسیت کلیه دامنه ها را نشان می دهد.



شکل ۴-تاثیر نفوذپذیری بر زمان پیمایش زیرسطحی

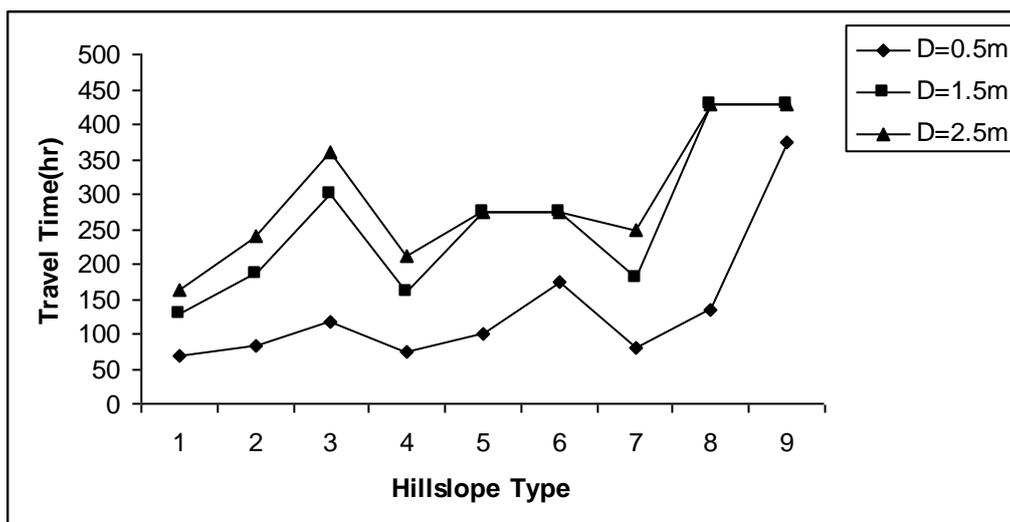
جدول ۳-تحلیل حساسیت دامنه های مختلف در برابر تغییرات نفوذپذیری بین ۳۰ تا ۹۰ میلی متر در روز

دامنه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
S_r	-۰/۶	-۰/۷۵	-۰/۹۱	-۰/۷۲	-۰/۹۴	-۰/۵۶	-۰/۸	-۱	-۰/۸۳

ضخامت خاک خواهد بود. شکل ۵ تاثیر این فراسنج را بر زمان پیمایش جریان زیر سطحی نشان می دهد. براساس شکل ۵ هرچه ضخامت خاک کاهش یابد، اشباع پذیری خاک نیز بیشتر شده و زمان پیمایش جریان زیرسطحی کاهش می یابد. جدول ۴ مقادیر مختلف حساسیت دامنه های پیچیده را برای ضخامت خاک بین ۰/۵ تا ۲/۵ متر نشان می دهد. دامنه های شماره ۷ و ۶ به ترتیب بیشترین و کمترین حساسیت را نشان دادند. ضریب حساسیت متوسط دامنه ها برابر با ۰/۵۴ می باشد. زمان پیمایش دامنه های ۵، ۶ و ۸ به ازای تغییرات ضخامت خاک از ۱/۵ متر به ۲/۵ تغییر نکرده است.

تاثیر ضخامت خاک بر زمان پیمایش

ضخامت لایه ی خاک یکی دیگر از عوامل تاثیرگذار بر زمان پیمایش زیرسطحی است. در بسیاری از معادلات قدیمی، تعیین طول زمان پیمایش مانند $T = \frac{fL}{k_s}$ (هندرسن و همکاران، ۱۹۶۴)، ضخامت خاک مشاهده نمی گردد. رابینسن (۱۹۹۶) جهت شبیه سازی آب نگار واحد لحظه ای زیرسطحی، ضخامت خاک را به عنوان یک فراسنج موثر در شبیه سازی در نظر گرفت. در این تحقیق نیز در معادله ی ۹، مقدار مرز منطقه ی اشباع تابعی از ضخامت خاک و به دنبال آن در معادله ی ۸، زمان پیمایش نیز تابع



شکل ۵- تاثیر ضخامت خاک بر زمان پیمایش جریان زیرسطحی
(N=30mm/day)

جدول ۴- تحلیل حساسیت دامنه‌های مختلف در برابر تغییرات ضخامت بین ۰/۵ تا ۲/۵ متر

دامنه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
S_r	۰/۵۵	۰/۶۳	۰/۶۷	۰/۶۵	۰/۵۰	۰/۲۶	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۳۳

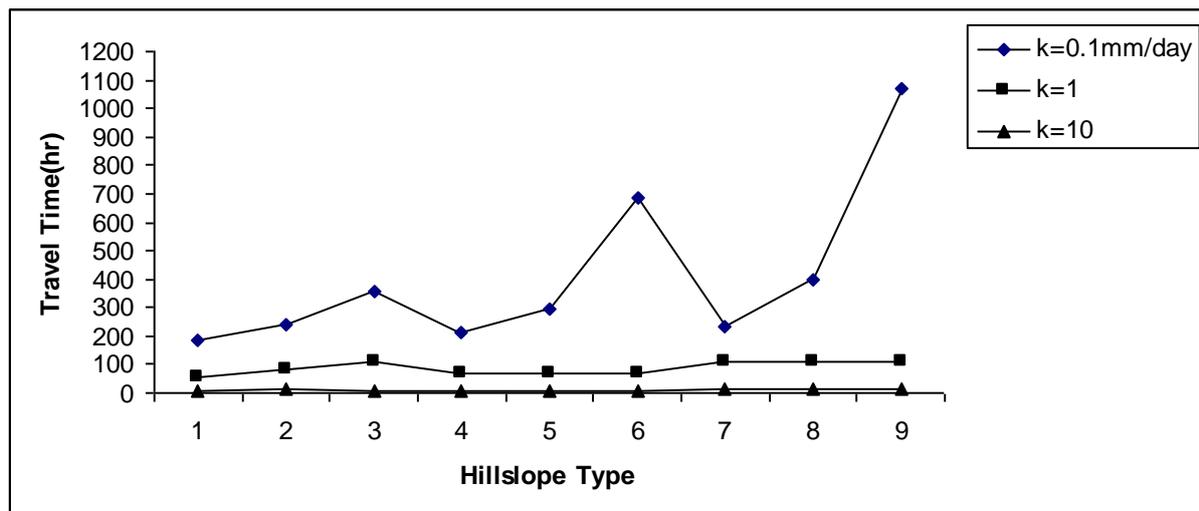
بالاست. جدول ۵ مقادیر ضرایب حساسیت را به‌ازای تغییرات هدایت آبی بین ۰/۱ تا ۱۰ میلی‌متر در روز نشان می‌دهد.

براساس نتایج به‌دست آمده، دامنه‌های ۷، ۱ و ۲ کمترین و دامنه‌های ۶ و ۹ بیشترین حساسیت را نشان داده‌اند. متوسط حساسیت دامنه‌ها برای هدایت آبی خاک ۰/۱- ۱ میلی‌متر بر روز برابر ۰/۷۱- و برای هدایت آبی ۱ تا ۱۰ میلی‌متر بر روز برابر ۰/۹۷ است که نشان دهنده‌ی این است که هر چه هدایت خاک بیشتر شود، تاثیر فراسنج بیشتر می‌گردد.

تاثیر ضریب هدایت آبی خاک بر زمان پیمایش

ضریب هدایت آبی یکی از فراسنج‌های بسیار موثر بر زمان پیمایش می‌باشد. زیرا خاک نقش عبور آب را از خود دارد. مطابق معادله‌ی ۷، افزایش ضریب هدایت آبی که در مخرج کسر است و بر میزان اشباع‌پذیری تاثیر می‌گذارد (معادله‌ی ۹)، اثر زیادی بر جواب‌ها خواهد داشت. شکل ۶ تغییرات زمان پیمایش را با تغییرات ضریب هدایت آبی خاک نشان می‌دهد.

براساس شکل ۶، هر چه ضریب هدایت آبی افزایش یابد، زمان پیمایش نیز به مقدار زیادتری کاهش می‌یابد. با توجه به این که در حوضه‌های آبخیز ضریب هدایت آبی خاک در جای‌جای مختلف حوضه تغییر می‌کند، لذا تخمین جریان زیرسطحی حوضه‌های آبخیز همیشه بسیار مشکل می‌باشد. ضریب حساسیت هدایت آبی بسیار



شکل ۶- تاثیر ضریب هدایت آبی بر زمان پیمایش جریان زیرسطحی

(N=30mm/day)

جدول ۵- تحلیل حساسیت دامنه های مختلف در برابر تغییرات هدایت آبی خاک بین ۰.۱ تا ۱۰ میلی متر در روز

دامنه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
$S_r (k = 0.1 - 1 \text{ mm/day})$	-۰/۵۹	-۰/۵۵	-۰/۷۶	-۰/۶۲	-۰/۸۵	-۱	-۰/۲۸	-۰/۷۶	-۱
$S_r (k = 1 - 10 \text{ mm/day})$	-۰/۷۷	-۰/۹۴	-۱	-۱	-۱	-۱	-۱	-۱	-۱

زمان پیمایش دوبرابر می گردد، ولی در دامنه های همگرا تاثیر انحنای کمتر مشاهده می شود.

ضریب حساسیت برای دامنه های موازی، همگرا و واگرا به ترتیب $-۰/۵۴$ ، $-۰/۳$ و $-۰/۴۷$ می باشد. بدین ترتیب، دامنه های موازی حساسیت بیشتری را نسبت به تغییرات انحنای نشان می دهند. میانگین حساسیت دامنه ها به تغییرات انحنای $-۰/۴۴$ می باشد.

شکل مسطحی دامنه های یکی از عوامل بسیار موثر بر زمان پیمایش زیرسطحی دامنه های پیچیده است. شکل ۱۰ تاثیر تغییرات فراسنج شکل مسطحی دامنه ها را بر زمان پیمایش دامنه های پیچیده نشان می دهد. شکل های 10-a تا 10-c نشان می دهند که هرچه میزان همگرایی دامنه ها بیشتر گردد، زمان پیمایش دامنه ها کمتر می شود. شکل های 10-d تا 10-f نشان می دهند که هرچه دامنه ها واگراتر شوند، زمان پیمایش زیرسطحی افزایش می یابد. علت این که آخر دو منحنی 10-e و 10-f صاف

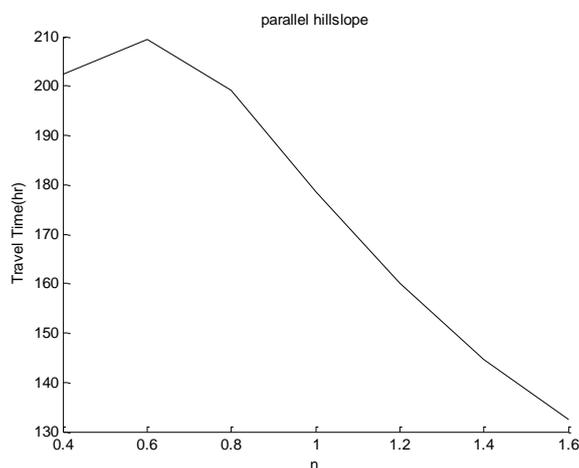
تاثیر شکل و هندسه دامنه های پیچیده بر زمان پیمایش

شکل و هندسه دامنه های پیچیده نیز اثر مستقیمی بر زمان پیمایش داشتند که در بخش های پیشین تاثیر انواع دامنه ها بر زمان پیمایش را نشان دادیم. میزان انحنای یک دامنه به وسیله فراسنج n مشخص می گردد. هرچه مقدار n از عدد یک بزرگتر گردد، دامنه مقعرتر شده و بر عکس آن دامنه محدب تر خواهد شد. شکل های ۷، ۸ و ۹ به ترتیب اثر تغییرات میزان انحنای دامنه های موازی، همگرا و واگرا نشان می دهند. براساس نتایج به دست آمده، وقتی دامنه ها به سوی مقعر شدن پیش می روند، زمان پیمایش کاهش می یابد. دامنه های محدب از زمان پیمایش بیشتری برخوردارند.

افزون بر آن، دامنه های محدب از اشباع پذیری کمتری برخوردارند. لذا، طول منطقه اشباع در آنها بسیار کوچک و زمان پیمایش زیرسطحی زیاد است. در دامنه های موازی و واگرا، در تغییرات انحنای مقعر بودن به محدب بودن،

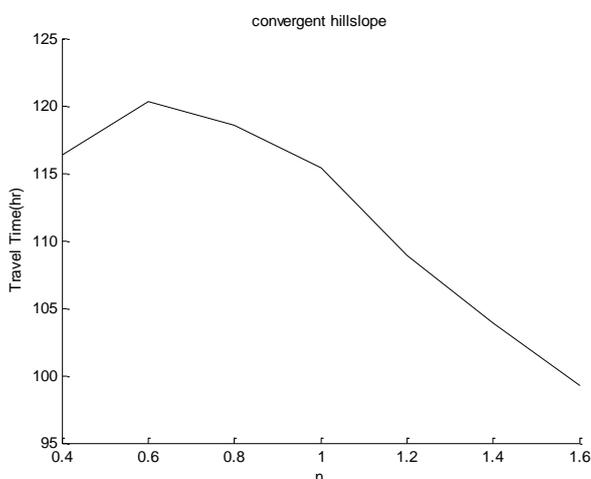
شد، مینینک (۱۹۷۸) نشان داد اگر زمان تمرکز برآورد شده حوضه، نیم یا دو برابر تغییر کرده یا محاسبه شود، این تغییر موجب ایجاد اختلافی به میزان ۰/۴۸ یا ۱/۶۴ برابر در بدهی اوج می‌گردد، یعنی یک سازه آبی طراحی شده یا دو برابر بزرگتر خواهد شد یا نصف می‌گردد.

شده، این است اشباع‌پذیری در این واگرایی‌ها ثابت بوده و تغییر نکرده است. همان‌طور که در شکل‌های مختلف ۱۰ دیده می‌شود، تغییرات میزان همگرایی و واگرایی زمان پیمایش را تا ۲ برابر افزایش یا نصف می‌کند که این یک نتیجه بسیار مهم و کاربردی است. همان‌طور که قبلاً گفته



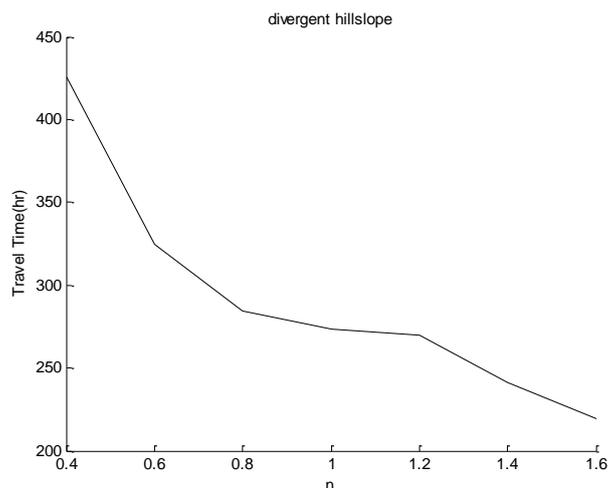
شکل ۷- اثر تغییرات میزان انحنای دامنه‌های موازی

(N=50mm/day)



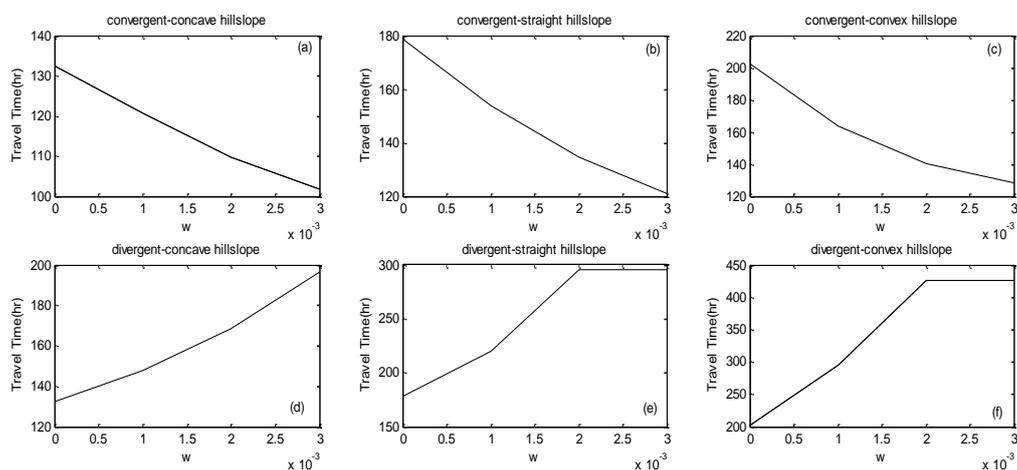
شکل ۸- اثر تغییرات میزان انحنای دامنه‌های همگرا

(N=50mm/day)



شکل ۹- اثر تغییرات میزان انحنا برای دامنه های واگرا

(N=50mm/day)



شکل ۱۰- تاثیر شکل مسطحه دامنه های پیچیده بر زمان پیمایش دامنه های پیچیده

(N=50mm/day)

دامنه ها در تدقیق زمان پاسخ جریان زیرسطحی بسیار موثر خواهد بود. سبزواری و همکاران (۱۳۸۹) این نتیجه را در مورد جریان سطحی دامنه های مرکب نیز مورد بررسی قرار دادند که تحقیقات آنها در این زمینه هنوز ادامه دارد.

نتیجه گیری

همان طور که عنوان گردید، تاثیر دادن شکل و هندسه ی دامنه های مرکب در محاسبات زمان پیمایش بسیار موثر است.

به طور کلی نتایج زیر از این تحقیق به دست آمد:

مقدار متوسط ضریب حساسیت دامنه ها در برابر تغییر شکل مسطحه برابر با ۰/۱۸- می باشد. با مقایسه ی ضریب متوسط حساسیت تغییرات انحنا (-۰/۴۴-) با ضریب متوسط حساسیت تغییرات شکل مسطحه (۰/۱۸) می توان گفت که تاثیر انحنای نیمرخ بیشتر از شکل نقشه ی مسطحه است.

بسیاری از آب شناسان نقش هندسه ی دامنه ها یا زیرحوضه های یک حوضه ی آبخیز را در محاسبات زمان پاسخ آنها به کار نمی برند، در صورتی که در این تحقیق ثابت شد که در نظر گرفتن شکل مسطحه و میزان انحنای

میلی‌متر در روز برابر با ۰/۹۷ است. بدین ترتیب هر چه هدایت آبی خاک بیشتر شود، تاثیر این فراسنج بیشتر می‌گردد.

ت- دامنه‌های مقعر زمان پیمایش کمتری را نسبت به دامنه‌های محدب نشان می‌دهند؛ هرچه دامنه‌ی انحنا محدب‌تر شود، زمان پیمایش افزایش می‌یابد. ضریب متوسط حساسیت دامنه‌ها نسبت به تغییرات انحنا برابر با ۰/۴۴- می‌باشد.

ج- هرچه میزان همگرایی دامنه‌ها بیشتر گردد، دامنه‌ها بیشتر اشباع شده و زمان پیمایش کاهش می‌یابد. هرچه میزان واگرایی دامنه‌ها بیشتر گردد، زمان پیمایش افزایش می‌یابد. ضریب متوسط حساسیت دامنه‌ها نسبت به تغییرات شکل مسطحه ۰/۱۸- می‌باشد.

چ- براساس نتایج به‌دست آمده، حساسیت فراسنج هدایت آبی خاک از همه بیشتر است. ضریب هدایت آبی خاک، شدت تغذیه بارندگی، ضخامت خاک، میزان انحنا دامنه‌ها و شکل مسطحه‌ی دامنه‌ها به‌ترتیب بیشترین حساسیت را نشان دادند.

الف- افزایش شدت تغذیه‌ی بارندگی، زمان پیمایش زیر سطحی کاهش می‌یابد، به این علت که هرچه شدت تغذیه افزایش یابد، میزان اشباع‌پذیری دامنه افزایش یافته و به دنبال آن، زمان پیمایش نیز کاستی می‌پذیرد. برای بارندگی بین ۳۰ تا ۹۰ میلی‌متر در روز دامنه‌های ۸ و ۵ و ۳ بیشترین حساسیت را نشان دادند، متوسط ضریب حساسیت کل دامنه، ۰/۷۹- می‌باشد.

ب- هرچه ضخامت خاک کاهش یابد، مقدار اشباع‌پذیری خاک بیشتر شده و زمان پیمایش جریان زیرسطحی کمتر می‌شود. دامنه‌های ۷ و ۶ به‌ترتیب بیشترین و کمترین حساسیت را نسبت به تغییرات ضخامت خاک نشان دادند. ضریب حساسیت متوسط دامنه‌ها برابر با ۰/۵۴- می‌باشد. زمان پیمایش دامنه‌های ۵، ۶ و ۸ به ازای تغییرات ضخامت خاک از ۱/۵ متر به ۲/۵ تغییر نکرده است.

پ- هرچه ضریب هدایت آبی خاک کمتر باشد، زمان پیمایش جریان زیرسطحی افزایش می‌یابد. متوسط حساسیت دامنه‌ها برای هدایت آبی خاک ۰/۱-۱ میلی‌متر در روز برابر با ۰/۷۱- و برای هدایت هیدرولیکی ۱ تا ۱۰

References:

1. Aryal, S.K., O'Loughlin, E.M., and Mein, R.G., (2005), "A similarity approach to determine response times to steady-state saturation in landscapes". *Adv. Water Resour.* 28, 99–115.
2. Berne, A., Uijlenhoet, R., and Troch, P.A., (2005), "Similarity analysis of subsurface flow response of hillslopes with complex geometry", *Water Resour. Res.*, 41, W09410, doi:10.1029/2004WR003629.
3. Evans, I. S., 1980: An integrated system of terrain analysis and slope mapping, *Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplementband*, 36, 274-295.
4. Fan, Y., and Bras, R.L. (1998), "Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow", *Water Resour. Res.*, 34(2), pp921–927.
5. Hilberts, A., Van Loon, E., Troch, P. A., and Paniconi, C., 2004: The hillslope-storage Boussinesq model for non-constant bedrock slope, *J. Hydrol.*, 291, 160-173.
6. Henderson, F.M., Wooding, R.A., 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J. Geophys. Res.* 69 (8), 1531–1540.
7. Philip JR., (1991c), " Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies", *Water Resources Research.*, 27, pp 1041–1048.
8. Meynink, W.J.C., 1978. Catchment time response .project 44/1977, 32 p., Darling Downs institute of advance education, Australia.
9. Lee, K.T., and Chang, C.H., (2005), "Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling", *Journal of Hydrology* 311, pp91–105.
10. Sabzevari, T., Talebi, A., Ardakanian, R., and Shamsai A., (2010), "A steady-state saturation model to determine the subsurface travel time (STT) in complex hillslopes", *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, pp 891–900, doi:10.5194/hess-14-891-2010.
11. Sabzevari, T., 2010, Development of catchments geomorphological instantaneous unit hydrograph based on surface and subsurface flow response of complex hillslopes, PhD thesis, Department of Civil Engineering, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran.
12. Talebi, A., Uijlenhoet, R., and Troch, P. A. (2007), "Soil moisture storage and hillslope stability", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7, pp523-534.
13. Talebi, A., Troch, P. A., and Uijlenhoet, R., (2008a), "A steady-state analytical hillslope stability model for complex hillslopes", *Hydrol. Process.*, 22, pp546-553.
14. Talebi, A., Uijlenhoet, R. and Troch, P. A., (2008b), "A low-dimensional physically-based model of hydrologic control of shallow landsliding on complex hillslopes", *Earth Surf. Process. Landforms.*, 33(13), pp1964-1976, DOI: 10.1002/esp.
15. Troch, P.A., van Loon, A.H., and Hilberts, A.G.J. (2002), "Analytical solutions to a hillslope storage kinematic wave equation for subsurface flow" *Adv. Water Resour.*, 25(6), pp637–649.
16. Troch, P.A., van Loon, A.H., and Paniconi, C., (2003), "Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes", 1. Formulation. *Water Resour. Res.*, 39(11):1316, doi: 10.1029/2002WR001728.
17. Zaslavsky, D., and Rogowski, AS. (1969), "Hydrologic and morphologic implications of anisotropy and infiltration in soil profile development". *Soil Sci Soc Am Proc*; 33(4), pp594–599.