

عوامل موثر بر تغییرات زمان پیمایش جریان زیر سطحی دامنه‌های پیچیده

تورج سبزواری^۱، رضا اردکانیان^۲، علی طالبی^۳

تاریخ دریافت: ۹۰/ / تاریخ پذیرش: ۹۰/ /

چکیده

زمان پیمایش زیرسطحی در حقیقت همان زمان پاسخ جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده نسبت به نفوذ بارندگی می‌باشد که در تخمین آب نگار جریان زیر سطحی 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 انحنای) دامنه‌های پیچیده بر زمان پیمایش جریان زیر سطحی 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 دامنه‌ها پیچیده بیشتر گردد، زمان پیمایش کاهش یافته و همچنین هرچه دامنه‌ها واگراتر گردند، این زمان افزایش می‌یابد. هرچه انحنای 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.

مقدمه

مشخصه‌های زمانی پاسخ دامنه‌های حوضه‌های آبخیز به عوامل زیادی از جمله مشخصات بارندگی و مشخصات زمین ریخت شناسی حوضه بستگی دارند. متداول‌ترین فرانسج‌های 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 محاسبه شدت بارندگی بحرانی به برآورد زمان تمرکز حوضه نیاز داریم. برای محاسبه آب نگار واحد اشنایدنر 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 آب نگار واحد لحظه‌ای مشخصه‌های زمانی پاسخ حوضه‌های آبخیز به عوامل زیادی از جمله مشخصات بارندگی و مشخصات زمین ریخت‌شناسی حوضه بستگی دارند. به طور مثال مینینک (۱۹۷۸) با انجام آزمایش‌هایی در یک حوضه ۵ کیلومتر مربعی در استرالیا نشان داده است اگر زمان تمرکز برآورد شده حوضه نیم برابر یا دو برابر تغییر داده شود یا محاسبه شود، این تغییر موجب ایجاد اختلافی به میزان ۰/۴۸ یا ۱/۶۴ برابر در بده اوج می‌گردد. در روش آب نگار واحد لحظه‌ای زمین ریخت شناسی نیازمند زمان پیمایش جریان سطحی و زیر سطحی کلیه دامنه‌ها و نهرهای یک حوضه می‌باشیم تا بتوانیم آب نگار کل جریان سطحی و زیر سطحی آن را به دست آوریم. در جریان زیر سطحی عواملی همچون رطوبت اولیه خاک، تخلخل و هدایت آبی خاک، شکل و هندسه 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 زیر سطحی پرداختند. به‌طور کلی، جهت بررسی حرکت آب در محیط غیر اشباع نیازمند یک شبیه 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 زیر زمینی از شبیه سه بعدی ریچارد استفاده می‌شود که حل این معادله به صورت 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. در ضمن این شبیه‌ها تغییرات عرض دامنه و انحنای کف بستر (زمین شناسی سه بعدی 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 زمینه جریان زیرسطحی به این نتیجه رسید که در دامنه‌های واگرا و محدب بدهی جریان بیشتر از دامنه‌های همگرا و مقعر می‌باشد. در شبیه آب نگار واحد لحظه‌ای زمین ریخت‌شناسی جریان زیرسطحی ارائه شده به وسیله لی و چانگ (۲۰۰۵)، زمان پیمایش زیر سطحی از معادله‌ای استفاده می‌گردد که تابعی از تخلخل و ضریب هدایت آبی خاک، طول کل دامنه و شیب صفحات بود. شکل دامنه‌ها به صورت 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 انحنای 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

تعیین زمان پیمایش جریان زیرسطحی دامنه‌های پیچیده ارائه کرده‌اند. اثر اشباع‌پذیری دامنه‌ها بر زمان پیمایش بررسی گردیده و دو معادله‌ی جدید برای محاسبه‌ی زمان 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 آشناسان‌ها 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 مسطحه (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 سه گونه‌ی مقعر، صاف و محدب طبقه‌بندی می‌شوند. اگر شکل‌های مزبور

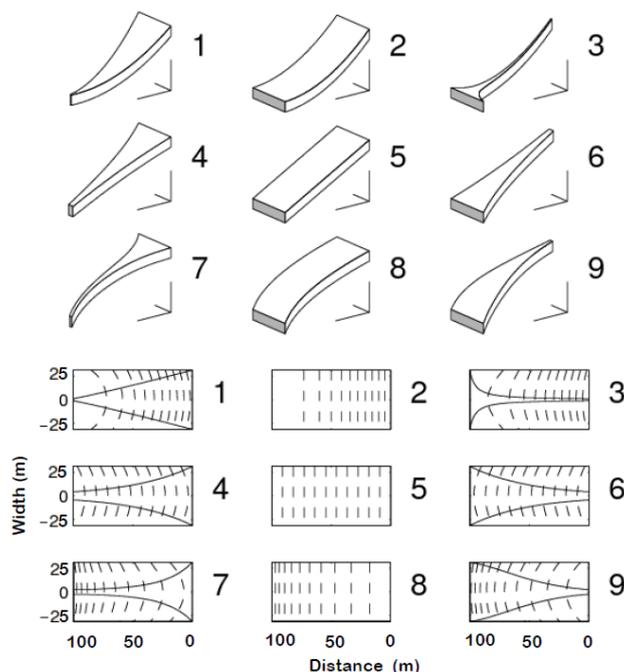
تحقیق اولین تحقیق نظری در مورد زمان پیمایش دامنه‌های پیچیده بود. مبنای تحقیق آنها همان نظریه‌ی نمایه‌ی اشباع‌پذیری W بود. برای شبیه‌سازی شکل هندسه‌ی دامنه‌های پیچیده از معادلات هندسی دامنه‌های ارائه‌شده به‌وسیله‌ی زاوالاسکی و رگوسکی (۱۹۶۹) استفاده شد. برای محاسبه‌ی طول منطقه‌ی اشباع دامنه‌های پیچیده یک معادله ارائه نمودند که با حل این معادله منطاطق اشباع و غیر اشباع 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 (۲۰۰۷، ۲۰۰۸) 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 به دست آمده توسط طالبی و همکاران (۲۰۰۷، ۲۰۰۸ab) 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 آب نگار 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 (۲۰۰۲، ۲۰۰۸) 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

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

با هم ترکیب شوند، دامنه های نه گانه مرکب یا پیچیده (complex hillslopes) مطابق شکل ۱ به وجود می آیند. دامنه های حوضه های آبخیز به صورت واقعی و حقیقی به صورت پیچیده می باشند، لذا در نظر



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 :

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

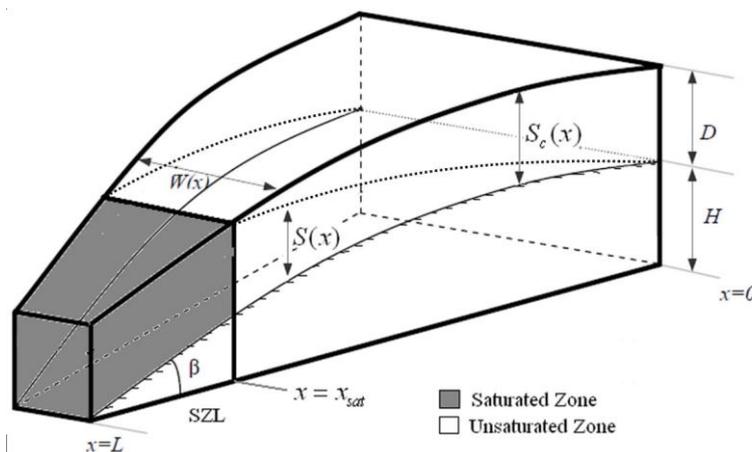
مقدار c_w عرض دامنه در $x=L$ می باشد.

شکل سه بعدی یک دامنه پیچیده ی با کاربرد معادله زیر

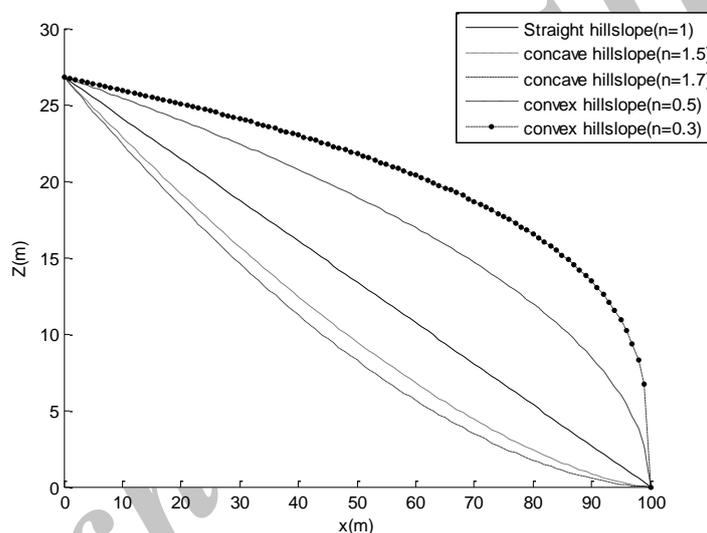
توصیف می گردد (طالبی و همکاران ۲۰۰۸)

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

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

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

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:

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

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

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 منظور کردن کل جریان داخل خاک به عنوان جریان زیرسطحی است. سرعت حرکت واقعی آب داخل خاک براساس معادله‌ی دارسی به صورت زیر می‌باشد:

می‌باشد. هر عاملی که بر اشباع‌پذیری دامنه‌ها تاثیر بگذارد بر زمان پیمایش نیز موثر است.

مرز منطقه‌ی اشباع x_{sat} طبق نظریه‌ی اشباع‌پذیری زیگما ارائه شده به‌وسیله 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 به دست آوردن معادله‌ی ۹ در مقاله منبع عرضه گردیده است (سبزواری و همکاران ۲۰۱۰). برای بررسی تاثیر فراسنج‌های مختلف بر زمان پیمایش طرح مطالعاتی جدیدی را تعریف کرده و به بررسی عوامل تاثیرگذار 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 (a, 2008)). جدول ۱ مشخصات هندسی دامنه‌های مرکب را در طرح مطالعاتی ارائه شده نشان می‌دهد. جدول ۲ مشخصات آشناسی دامنه‌ها را نشان می‌دهد. اعداد عرضه شده جداول ۱ و ۲ مقادیری فرضی هستند که بر اساس تحقیقات طالبی و همکاران (a, b, 2008) در نظر گرفته شده‌اند.

$$dx = \frac{nkH}{fL} \left(1 - \frac{x}{L}\right)^{n-1} dt \quad (6)$$

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):

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

که در آن x_{sat} طول منطقه‌ی اشباع دامنه، و \bar{S} شیب کلی دامنه می‌باشد. همان‌طور 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 معادله زیر به دست می‌آید (سبزواری و همکاران ۲۰۱۰):

$$T = \frac{f}{2k\omega} \ln \left(1 + \frac{2\omega k D}{N}\right) \quad (8)$$

معادله‌ی ۸ زمان پیمایش زیرسطحی کلیه‌ی دامنه‌های صاف با شکل‌های مسطحه‌ی همگرا، موازی و واگرا را نشان می‌دهد. برپایه‌ی 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.

همان‌طور که در معادله‌ی ۷ مشاهده می‌گردد، زمان پیمایش تابعی از میزان اشباع‌پذیری دامنه و مقدار x_{sat}

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 آبخش‌های دامنه‌ها

نام فرانسج	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

سازوکار جریان سطحی بر سازوکار جریان زیرسطحی غلبه می‌کند. مطابق 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 محاسبه شدت تغذیه یا نفوذ به لایه‌ی خاک زیرسطحی در حوضه‌های آبخیز باید شبیه‌های نفوذ به کار گرفته شوند. برای بررسی میزان اثر فرانسج‌های مختلف از تابع تحلیل حساسیت به صورت معادله ۱۰ استفاده می‌گردد:

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

که در آن $P = 0.5(P_2 - P_1)$, $O = 0.5(O_2 - O_1)$ مقدار فرانسج، O مقدار خروجی شبیه است، S_r درصد حساسیت نسبی است که برابر تغییرات خروجی شبیه به ازای تغییرات یک درصد تغییرات فرانسج ایجاد می‌گردد.

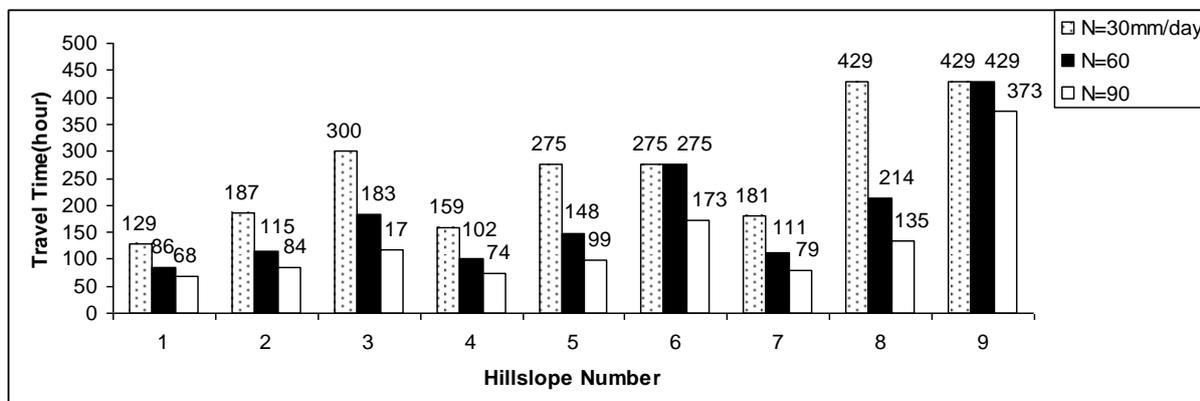
تأثیر شدت تغذیه‌ی بارندگی بر زمان پیمایش

به‌طور کلی جریان زیرسطحی دامنه‌ها پاسخ تغذیه‌ی بارندگی به لایه زیرسطحی می‌باشد. شدت تغذیه به لایه زیرسطحی، N ، یکی از فرانسج‌های 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 زیر سطحی را ایجاد می‌کند که در آن جریان سطحی نیز مشاهده می‌گردد. وقتی منطقه‌ی جریان سطحی افزایش یابد، به‌طور کلی

نشان دادند. متوسط ضریب حساسیت کل دامنه‌ها ۰/۷۹- می باشد. جدول ۳ مقادیر حساسیت کلیه دامنه‌ها را نشان می دهد.

برای بارندگی بین ۳۰ تا ۹۰ میلی‌متر بر روز، بیشترین حساسیت برای دامنه‌ی شماره ۸ با ضریب حساسیت ۱ و کمترین برای دامنه‌ی شماره ۱ با ضریب حساسیت ۰/۶- بود. دامنه‌های ۸، ۵ و ۳ بیشترین حساسیت را



شکل ۴- تاثیر نفوذپذیری بر زمان پیمایش زیر سطحی

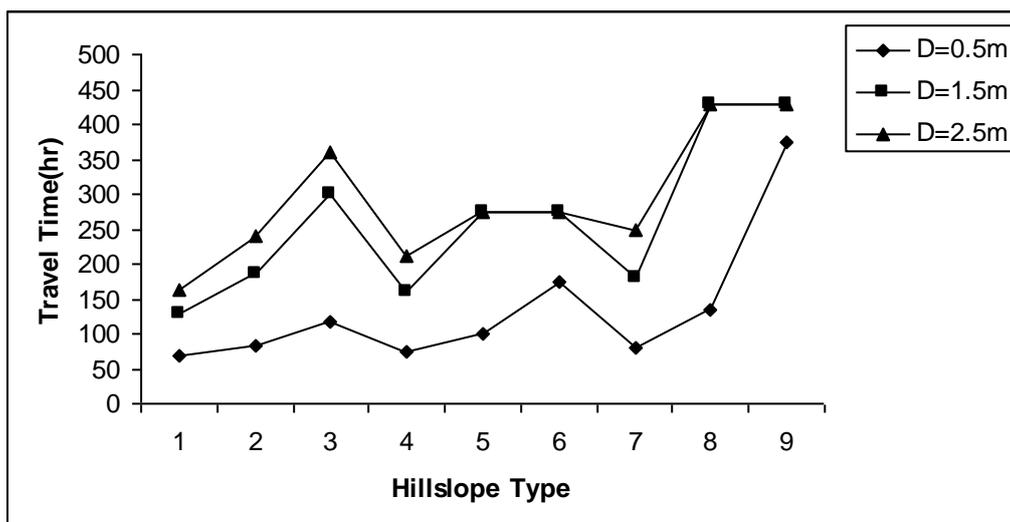
جدول ۳- تحلیل حساسیت دامنه های مختلف در برابر تغییرات نفوذپذیری بین ۳۰ تا ۹۰ میلی متر در روز

دامنه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
S_r	-0.6	-0.75	-0.91	-0.72	-0.94	-0.56	-0.8	-1	-0.83

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 دامنه‌های پیچیده را برای ضخامت خاک بین ۰/۵ تا ۲/۵ متر نشان می دهد. دامنه‌های شماره ۷ و ۶ به ترتیب بیشترین و کمترین حساسیت را نشان دادند. ضریب حساسیت متوسط دامنه‌ها برابر با ۰/۵۴ می باشد. زمان پیمایش دامنه‌های ۵، ۶ و ۸ به‌زای تغییرات ضخامت خاک از ۱/۵ متر به ۲/۵ تغییر نکرده است.

تاثیر ضخامت خاک بر زمان پیمایش

ضخامت لایه‌ی خاک یکی دیگر از عوامل تاثیرگذار بر زمان پیمایش زیرسطحی است. در بسیاری از معادلات قدیمی تعیین طول زمان پیمایش مانند $T = \frac{fL}{ks}$ (هندرسن و همکاران ۱۹۶۴)، ضخامت خاک مشاهده نمی گردد. رابینسن (۱۹۹۶) جهت شبیه سازی آب نگار واحد لحظه‌ای زیرسطحی، ضخامت خاک را به عنوان یک فراسنج موثر در شبیه سازی در نظر گرفت. در این تحقیق نیز در معادله ۹، مقدار مرز منطقه ی اشباع تابعی از ضخامت خاک و به دنبال آن در معادله ی ۸، زمان پیمایش نیز تابع ضخامت خاک خواهد بود. شکل ۵



شکل ۵- تاثیر ضخامت خاک بر زمان پیمایش جریان زیر سطحی

(N=30mm/day)

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

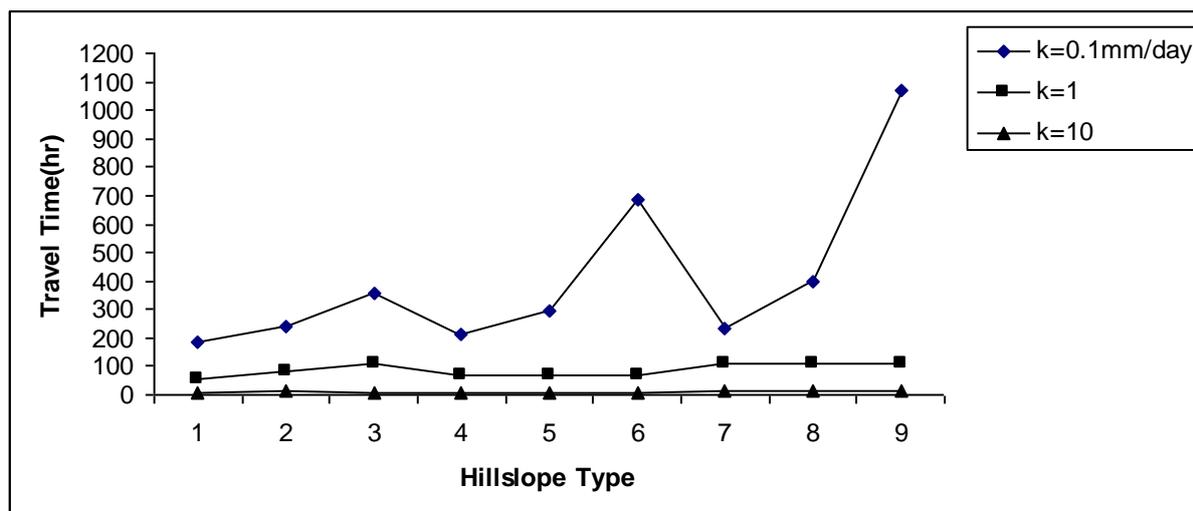
دامنه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
S_r	۰.۵۵	۰.۶۳	۰.۶۷	۰.۶۵	۰.۵۰	۰.۲۶	۰.۷۰	۰.۶۰	۰.۳۳

بسیار بالاست. جدول ۵ مقادیر ضرایب حساسیت را به ازای 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 جای مختلف حوضه تغییر می‌کند، لذا تخمین جریان زیرسطحی حوضه‌های آبخیز همیشه بسیار مشکل می‌باشد. ضریب حساسیت هدایت آبی



شکل ۶- تاثیر ضریب هدایت آبی بر زمان پیمایش جریان زیر سطحی

(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
$S_r(k=0.1-1mm/day)$	-0.59	-0.55	-0.76	-0.62	-0.85	-1	-0.28	-0.76	-1
$S_r(k=1-10mm/day)$	-0.77	-0.94	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1

به محدب بودن، 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 -0.54 ، -0.3 و -0.47 می باشد. بدین ترتیب، دامنه های موازی حساسیت بیشتری را نسبت به تغییرات انحنای نشان می دهند. میانگین حساسیت دامنه ها به تغییرات انحنای -0.44 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.

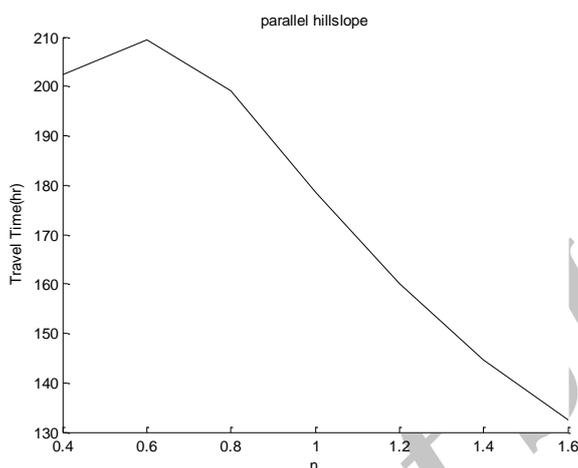
شکل های 10-d تا 10-f نشان می دهند که هرچه دامنه ها واگرا تر شوند، زمان پیمایش زیرسطحی افزایش

تاثیر شکل و هندسه دامنه های پیچیده بر زمان پیمایش

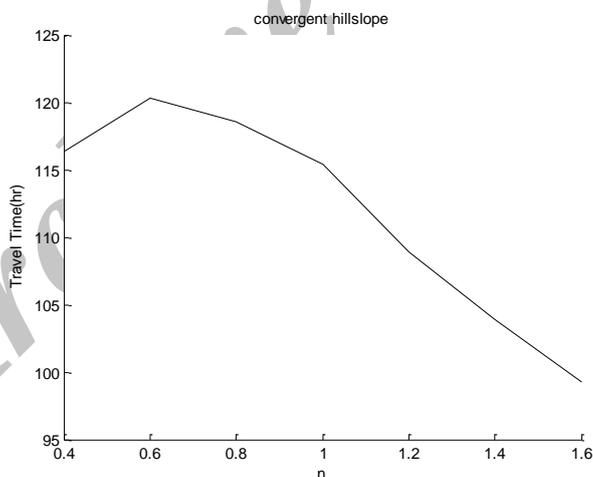
شکل و هندسه دامنه های پیچیده نیز اثر مستقیمی بر زمان پیمایش داشتند که در بخش های پیشین تاثیر انواع دامنه ها بر زمان پیمایش را نشان دادیم. میزان انحنای یک دامنه به وسیله فراسنج n مشخص می گردد. هرچه مقدار n از عدد یک بزرگتر گردد، دامنه مقعرتر شده و بر عکس آن دامنه محدب تر خواهد شد. شکل های ۷ و ۸ و ۹ به ترتیب اثر تغییرات میزان انحنای برای 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

همان طور که قبلا گفته شد، مینینک (۱۹۷۸) نشان داد اگر زمان تمرکز برآورد شده حوضه، نیم برابر یا دو برابر تغییر کرده یا محاسبه شود، این تغییر موجب ایجاد اختلافی به میزان $0/48$ یا $1/64$ برابر در بدهی اوج می‌گردد، یعنی یک سازه آبی طراحی شده یا دو برابر بزرگتر خواهد شد یا نصف می‌گردد.

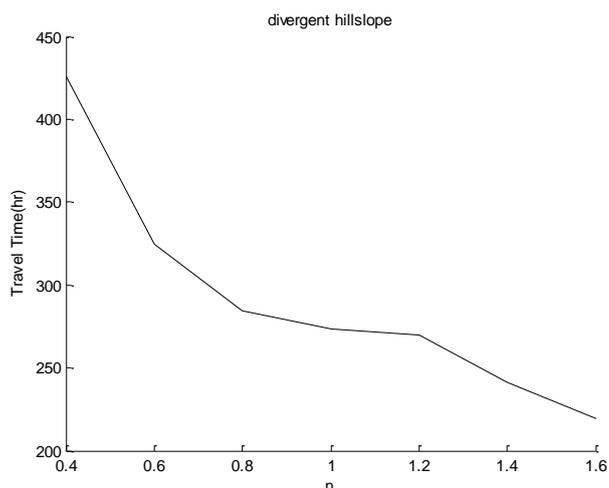
می‌یابد. علت این که آخر دو منحنی 10-e و 10-f صاف شده این است اشباع‌پذیری در این واگرایی‌ها ثابت بوده و تغییر نکرده است. همان‌طور که در شکل‌های مختلف ۱۰ دیده می‌شود، تغییرات میزان همگرایی و واگرایی زمان پیمایش را تا ۲ برابر افزایش یا نصف می‌کند که این یک نتیجه بسیار مهم و کاربردی است.



شکل ۷- اثر تغییرات میزان انحنای دامنه‌های موازی
(N=50mm/day)

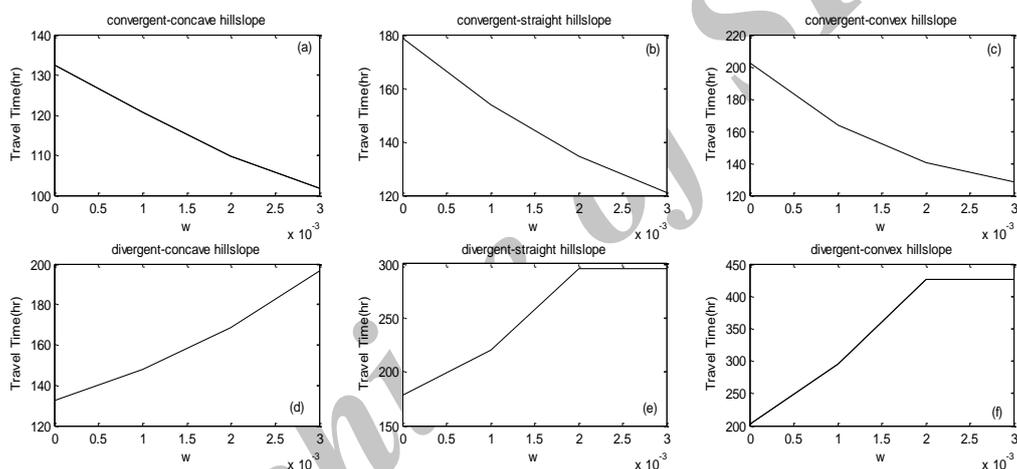


شکل ۸- اثر تغییرات میزان انحنای دامنه‌های همگرا
(N=50mm/day)



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)

انحنای 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.

مقدار متوسط ضریب حساسیت دامنه ها در برابر تغییر شکل مسطحه برابر با $0/18$ می باشد. با مقایسه ی ضریب متوسط حساسیت تغییرات انحنا ($-0/44$) با ضریب متوسط حساسیت تغییرات شکل مسطحه ($0/18$) می توان گفت که تاثیر انحنای نیمرخ بیشتر از شکل نقشه ی مسطحه است.

بسیاری از آشناسان نقش هندسه ی دامنه ها یا زیرحوضه های یک حوضه 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

نتیجه گیری

همان‌طور که عنوان گردید، تاثیر دادن شکل و هندسه‌ی دامنه‌های مرکب در محاسبات زمان پیمایش بسیار موثر است.

به‌طور کلی نتایج زیر از این تحقیق به‌دست آمد:

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 ۳۵۰ 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 میلی‌متر در روز برابر با ۰/۹۷ است. بدین ترتیب، هرچه 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 انحنای محدب‌تر شود زمان پیمایش افزایش می‌یابد. ضریب متوسط حساسیت دامنه‌ها نسبت به تغییرات انحنای 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 انحنای دامنه‌ها و شکل مسطحه‌ی دامنه‌ها به‌ترتیب بیشترین حساسیت را نشان دادند.

منابع:

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, pp 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.
7. *J. Geophys. Res.* 69 (8), 1531-1540.
8. Philip JR., (1991c), "Infiltration and downslope unsaturated flows in concave and convex topographies", *Water Resources Research.*, 27, pp 1041-1048.
9. Meynink, W.J.C., 1978. Catchment time response. project 44/1977, 32 p.,

- model for complex hillslopes”, *Hydrol. Process.*, 22,pp546-553.
15. 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.
 16. 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.
 17. 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.
 18. 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.
 - Darling Downs institute of advance education, Australia.
 10. Lee, K.T., and Chang, C.H. ,(2005), “Incorporating subsurface-flow mechanism into geomorphology-based IUH modeling”, *Journal of Hydrology* 311,pp91–105.
 11. 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
 12. 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.
 13. Talebi, A., Uijlenhoet, R., and Troch, P. A. ,(2007), “Soil moisture storage and hillslope stability”, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 7,pp523-534.
 14. Talebi, A., Troch, P. A., and Uijlenhoet, R. ,(2008a), “A steady-state analytical hillslope stability