بررسی تغییرات دبی جریانهای زیر سطحی در دامنه های مرکب (غیر یکنواخت)

علی طالبی[۱]، محمد تقی دستورانی[۱]

۱.استادیار دانشکده منابع طبیعی دانشگاه یزد

talebisf@yazduni.ac.ir

چکیده:

برای مدل کردن فرآیندهای هیدرولوژیکی سه بعدی اغلب از مدلهایی استفاده می شود که بر مبنای معادله سه بعدی ریچارد هستند. معادله سه بعدی ریچارد، معادله ای غیر خطی است و برای حل آن حتی در مسائل کوچک باید تعداد زیادی از معادلات حل شوند. علاوه بر این، پارامتریزه و کالیبره کردن این مدلها به واسطه محدود بودن و دقت پایین داده های در دسترس، وقت زیادی را می طلبد و بسیار دشوار است. بنابراین به منظور محاسبه جریان آب زیر زمینی و فرآیندهای ذخیره به صورت سه بعدی در مقیاس دامنه و خصوصا در دامنه های با ویژگیهای توپوگرافی مختلف، می توان از مدلهای ساده تر (کم بعد شده) اما واقع گرا (realistic) که مبنای فیزیکی (physically-based) دارند استفاده کرد، ضمن آنکه نتایج این مدلها نیز تا حد زیادی با نتایج معادله سه بعدی ریچارد همخوانی دارد. در این تحقیق، پس از توسعه مدل بوسینسک و استفاده از آن در دامنه های مختلف، دیده می شود که دامنه هایی که شکل پلان آنها همگراست، نسبت به دامنه های واگرا دیرتر تخلیه شده و ضمنا حجم ذخیره آب آنها بیشتر است.

واژه های کلیدی: جریانهای زیر سطحی، دامنه های غیر یکنواخت، هیدرولوژی دامنه

Abstract:

Discharge variations of subsurface flow in complex hillslopes

In attempting to accurately model the three-dimensional hillslope hydrological processes, 3D Richards equation models are often used. The 3D Richards equation is highly non-linear and requires the solution of extremely large systems of equations even for small problems (Paniconi et al., 2003). Moreover, the parameterization and calibration of these models is often cumbersome due to the small amount and low accuracy of the available data (Hilberts, 2006). Therefore, to account for the three-dimensional hillslope shape in which the groundwater flow and storage processes take place, simple (low-dimensional) but physically realistic models that represent hydrological processes at the hillslope scale are needed for reliable simulation of

hillslope stability at the landscape scale. In this research, after developing the bousinesq model, the obtained model is applied in different hilslopes. Based on the obtained results, the hillslopes with convergent plan shape, are evacuated later than divergent hillslopes.Moreover, the convergent and concave hillslopes have more water storage than divergent and convex hillslopes.

Key words: subsurface flow, complex hillslopes, hillslope hydrology

مقدمه:

فرآیند جریان زیر سطحی در یک دامنه، نحوه حرکت آب نفوذ یافته را کنترل می کند. این فرآیندها همچنین توزیع زمانی و مکانی فشار آب منفذی را تحت تاثیر قرار می دهند. در سالهای اخیر، عده ای از محققان (تروخ و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳ ؛ برن وهمکاران، ۲۰۰۵ ؛ هیلبرت و همکاران ، ۲۰۰۷ ؛ طالبی و همکاران ، ۲۰۰۸) نشان داده اند که فرآیندهای جریان زیر سطحی تحت تاثیر شکل پلان ، پروفیل طولی و خصوصیات هیدرولیکی محیط متخلخل می باشد.

تلاش جهت توصیف فرآیندهای هیدرولوژیکی دامنه به صورت ریاضی منتج به فرموله شدن معادله سه بعدی ریچارد (۱۹۳۱) شد که حل آن به صورت عددی بسیار وقت گیر و دشوار است. به منظور غلبه بر این دشواریهای مربوط به مدلهای سه بعدی، مجموعه ای از مدلهای کم بعد شده توسعه یافتند (تروخ و همکاران، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳). این مدلها با بکارگیری یک راه ساده بر پیچیدگیهای ناشی از شکل هندسی منطقه (دامنه) غلبه می کنند. این راه ساده که بر مبنای مفهوم ارائه شده توسط فَن و بِراس (۱۹۹۸) است، با کاهش بُعد (سه بعدی به دو بعدی) پیچیدگی مدلها را به نحو قابل ملاحظه ای کم می کند. این کاهش بُعد از طریق معرفی تابع ظرفیت ذخیره سطحی (SC) حاصل می شود. این تابع (فَن و بِراس، ۱۹۹۸) ضخامت فضای منفذی در طول دامنه را تعریف می کند و آن را برای شکل پلان از طریق تابع عرضی و برای پروفیل طولی از طریق تابع عمق خاک محاسبه می کند.

مواد و روشها:

ایده ارائه شده در این مقاله یک مدل فیزیکی جهت بررسی رابطه بین شکل دامنه شامل عرض دامنه (همگرا، واگرا و موازی) و انحنای کف (محدب، مقعرو صاف) با عکس العمل جریانهای زیر سطحی در دامنه های های مرکب (غیریکنواخت) می باشد .این مدل ترکیبی از یک مدل ژئومتری سه بعدی از دامنه های مرکب و یک مدل هیدرولوژی در حالت دینامیک می باشد.

جهت بررسی شکل هندسی دامنه های مرکب که هم پروفیل طولی ناصاف (مقعر یا محدب) و هم شکل پلان غیریکنواخت (همگرا یا واگرا) دارند، یک مدل سه بعدی هندسی از دامنه مورد نیاز می باشد. چرا که عکس العمل

هیدرولوژیکی دامنه متاثر از پروفیل طولی و شکل پلان دامنه می باشد. در واقع، پروفیل طولی کنترل کننده تغییرات سرعت جریان و شکل دامنه نیز کنترل کننده تمرکز جریانهای زیرسطحی مخصوصا در قسمت خروجی دامنه می باشد.

الف) مدل ژئومتری دامنه

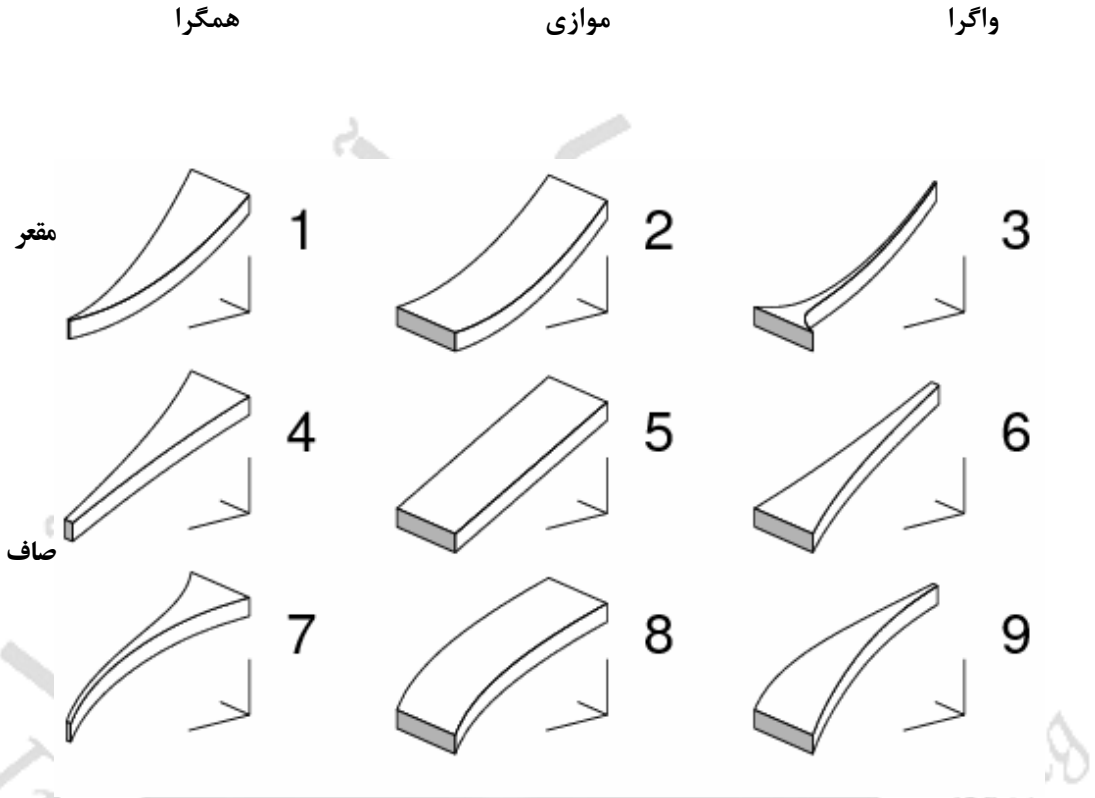
کامل ترین مدل سه بعدی جهت بررسی شکل دامنه های مرکب، مدل Evans (۱۹۸۰) می باشد که رابطه ریاضی بین طول، عرض و ارتفاع در این مدل از این قرار است:

$$z(x,y) = E + H(1 - x/L)^n + \omega y^2 \qquad \text{(رابطه ۱)}$$

که در ین رابطه، z ارتفاع، x فاصله افقی اندازه گیری شده بطرف پایین دست، y فاصله افقی از مرکز دامنه در جهت عمود به طول، E حداقل ارتفاع سطح پایه، H اختلاف ارتفاع بین نقطه خروجی و انتهای بالادست دامنه،L طول کل دامنه،n پارامتر انحنای پروفیل و ω پارامتر شکل دامنه می باشند. در این معادله n توصیف کننده پروفیل طولی دامنه است که مقدار کوچکتر از یک برای دامنه های محدب، مقدار یک برای دامنه های صاف و مقدار بزرگتر از یک برای دامنه های مقعر در نظر گرفته می شود. همچنین، ω توصیف کننده شکل دامنه می باشد که مقدار منفی برای شکل واگرا، مقدار صفر برای شکل موازی و مقدار مثبت برای دامنه های با شکل همگرا در نظر گرفته می شود. بدین ترتیب، با تغییر این دو پارامتر نه شکل جهت دامنه های مختلف بدست می آید که مشخصات آنهادر جدول شماره ۱ و شکل سه بعدی آنها نیز در شکل شماره ۱ نشان داده شده است. شایان ذکر است که شیب همه دامنه ها یکسان و برابر ۱۵ درجه و عمق خاک روی سنگ بستر ۲ متر در نظر گرفته شده است.

جدول شماره ۱- پارامترهای هندسی دامنه های مورد مطالعه

شماره دامنه	پروفیل طولی	شکل دامنه	n [-]	ω [10-3 m-1]	سطح دامنه [m2]
۱	مقعر	همگرا	۱/۵	+۲/۷	۲۴۴۱
۲	مقعر	موازی	۱/۵	۰	۵۰۰۰
۳	مقعر	واگرا	۱/۵	-۲/۷	۱۰۴۹
۴	صاف	همگرا	۱	+۲/۷	۲۱۶۲
۵	صاف	موازی	۱	۰	۵۰۰۰
۶	صاف	واگرا	۱	-۲/۷	۲۱۶۲
۷	محدب	همگرا	۰/۵	+۲/۷	۱۴۰۲
۸	محدب	موازی	۰/۵	۰	۵۰۰۰
۹	محدب	واگرا	۰/۵	-۲/۷	۲۲۶۸



شکل شماره ۱- دید سه بعدی دامنه های مورد مطالعه

ب)مدل هیدرولوژی دامنه

فرایند حرکت آب در خاک و تشکیل سطح آب زیرزمینی در یک دامنه متاثر از شکل دامنه و خصوصیات هیدرولیکی ناحیه متخلخل خاک می باشد. جامع ترین توصیف ریاضی این فرایند معادله سه بعدی ریچارد می باشد که حل عددی آن خصوصا در شرایط دینامیک بسیار مشکل است. جهت فائق آمدن بر این مشکل اخیرا (Fan & Bras, 1998) با ارائه یک تابع ظرفیت ذخیره دامنه ابعاد معادله را کاهش داده اند. لذا با استفاده از تابع مذکور و توسعه معادله بوسینسک (۱۸۷۷) می توان مدل ساده تری جهت حل مسئله ارائه نمودکه به شرح ذیل می باشد:

معادله دارسی در طول یک واحد عرض دامنه با سنگ بستر شیب دار به صورت زیر است :

$$q = -kh\left(\frac{\partial h}{\partial x}\cos\beta + \sin\beta\right) \qquad (۱)$$

با جایگزینی آن در معادله پیوستگی معادله زیر حاصل می شود:

$$f\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x} + N \qquad (۲)$$

با استفاده از معادله (۲) بوسینسک (۱۸۷۷) معادله خود را برای حرکت آب در خاک ارائه داد :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{k}{f}\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial h}{\partial x}\right)\cos\beta + \frac{\partial h}{\partial x}\sin\beta\right] + \frac{N}{f} \qquad (۳)$$

که $h(x,t)$ ارتفاع سطح آب زیر زمینی (در جهت عمود برلایه غیر قابل نفوذ که دارای زاویه شیب β است اندازه گیری می شود)، k هدایت هیدرولیکی، f تخلخل زهکشی، x فاصله تا خروجی (موازی لایه غیر قابل نفوذ اندازه گیری می شود)، t زمان و N باران ورودی به آب زیر زمینی می باشد. باید توجه شود که در این معادله خطوط جریان موازی سنگ بستر فرض شده اند.

از آنجایی که کاربرد معادله (۳) محدود به پوشش خاکی یک بعدی است، تروخ و همکاران (۲۰۰۳) معادلات دارسی و پیوستگی را در رابطه باذخیره در طول دامنه مجددا فرموله کردند و در نتیجه معادله ذخیره- دامنه بوسینسک (HSB) را برای جریانهای زیر سطحی در دامنه های مرکب ارائه دادند :

$$f\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{k\cos\beta}{f}\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{S}{w}\left(\frac{\partial S}{\partial x} - \frac{S}{w}\frac{\partial w}{\partial x}\right)\right] + k\sin\beta\frac{\partial S}{\partial x} + fNw \qquad (۴)$$

که $S = S(x,t) = wf\bar{h}$ برابر با ذخیره زیرسطحی آب، $\bar{h} = \bar{h}(x,t)$ ارتفاع متوسط سطح آب زیر زمینی در طول عرض دامنه می باشد و $w(x)$ تابع عرض دامنه می باشد. مجموع ظرفیت ذخیره در طول دامنه را می توان به صورت $S_c(x) = fw(x)\bar{D}(x)$ بیان کرد که $\bar{D}$ متوسط عمق خاک در عرض دامنه است.

پانیکونی و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند که مدل HSB در مقایسه با شبیه سازی های بر مبنای معادله سه بعدی ریچارد می تواند ویژگیهای عمومی ذخیره و عکس العمل های جریان خروجی دامنه های مرکب را در بر بگیرد. این محققان به کمک معادله ۴ توانستند رفتار هیدرولوژیکی معادله بوسینسک اولیه را روی دامنه های با شکل هندسی مختلف بررسی کنند. هیلبرت و همکاران (۲۰۰۴) به منظور آنالیز اثر پروفیل طولی غیر ثابت مدل HSB را به صورت زیر ارائه دادند :

$$f\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{k}{f}\cos\beta(x)\left[B\frac{\partial S}{\partial x} + S\frac{\partial B}{\partial x} + fS\frac{\partial\beta(x)}{\partial x}\right] + \frac{k}{f}\sin\beta(x)\left[f\frac{\partial S}{\partial x} - SB\frac{\partial\beta(x)}{\partial x}\right] + fNw \qquad (۵)$$

در این معادله $B = \partial/\partial x(S/w)$ می باشد. وقتی این مدل به صورت عددی حل شد، می تواند پارامترهایی که از نظر زمانی و مکانی متغیر هستند را مورد استفاده قرار دهد و این اجازه را به کاربر می دهد تا جریان زیر سطحی و

جریان سطحی مازاد اشباع را محاسبه کند. همچنین از طریق تعیین ذخیره اشباع (S) در هر گام زمانی (روزانه) شبیه سازی، ذخیره اشباع نسبی ($\sigma = S / S_c$) محاسبه می شود.

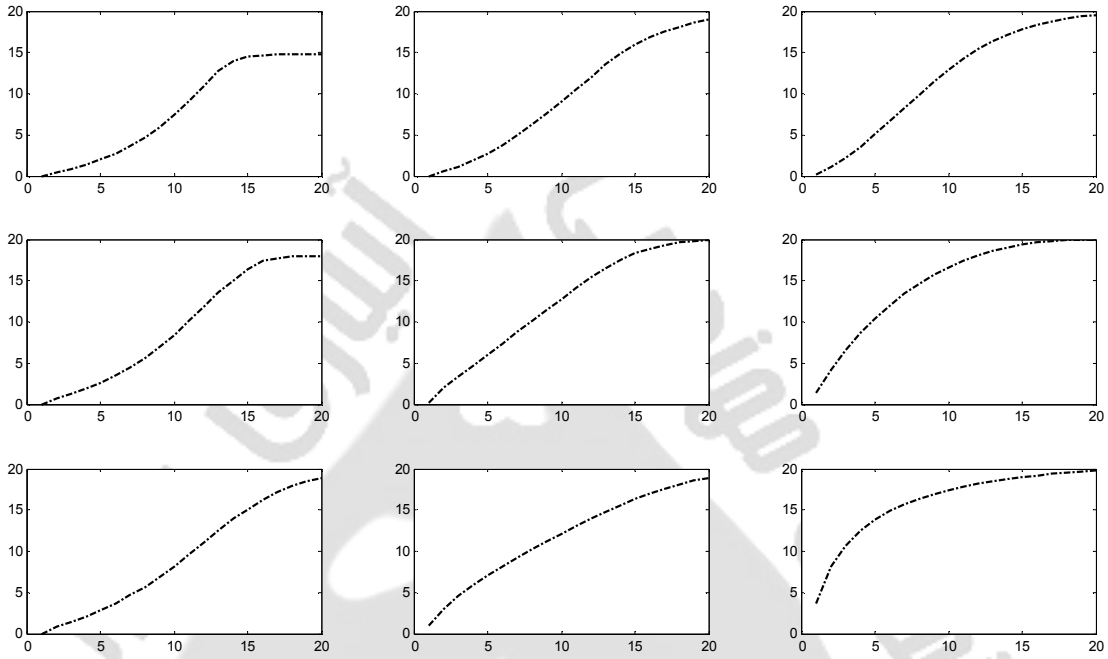
جهت بررسی رطوبت خاک در منطقه غیر اشباع، بارندگی را به عنوان پارامتر ورودی می توان مساوی نرخ ورودی (آب) فرض کرد. سپس محتوای رطوبتی خاک در منطقه غیر اشباع (θ) می تواند براساس مدل کمپبل (۱۹۷۴) یعنی استفاده از قانون دارسی و فرض شیب طولی واحد محاسبه شود :

$$\theta = \mu \left(\frac{N}{k_s} \right)^{\frac{1}{2b+3}} \qquad (۶)$$

در این معادله، θ متوسط محتوای رطوبت حجمی خاک در طول یک عمق ($D-h$)، μ تخلخل، N نرخ ورودی (آب)، k_s هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع و b پارامتر توزیع اندازه خلل و فرج است. از آنجایی که عموما تخلخل (μ) و توزیع اندازه خلل و فرج (b) با هدایت هیدرولیکی اشباع (k_s) همبستگی دارند، هیلبرت وهمکاران (۲۰۰۴) با استفاده از برازش داده های بدست آمده رگرسیون خطی $\ln(k_s)$ بدست آوردند تا μ و b را با k_s ارتباط دهند. در نتیجه $\mu = -0.0147 \ln(k_s) + 0.545$ و $b = -1.24 \ln(k_s) + 15.3$ که k_s براساس mmd^{-1} است (تولینگ و تروخ، ۲۰۰۵). بنابراین در هر گام زمانی (روزانه) متوسط محتوای رطوبت خاک در منطقه غیر اشباع می تواند براساس نرخ ورودی (بارندگی) تغییر کند.

نتایج:

مدل ارائه شده در این مقاله هر سه بعد دامنه را در نظر گرفته و برای کلیه اشکال توپوگرافی در طبیعت قابل اجراست. بدین ترتیب، کلیه پارامترها در نه شکل ارائه شده (شکل شماره ۱) که در بر گیرنده سه حالت پروفیل طولی و سه حالت پلان سطح می باشد، مورد بررسی قرار گرفته است. شایان ذکر است در این تحقیق طول هر دامنه برابر ۱۰۰ متر، هدایت هیدرولیکی اشباع برابر ۵ متر بر روز، بارندگی روزانه برابر ۲۰ میلی متر در روز و طول هر dx برابر ۰/۵ متر در نظر گرفته شده است. در واقع پس از تعیین پارامترهای توپوگرافی در هر دامنه، مقدار ذخیره کل، تغییرات سطح آب زیر زمینی و نهایتا دبی خروجی (زیر سطحی) در هر دامنه (با استفاده از نرم افزار MATLAB) محاسبه گردید که نتایج آن در شکل شماره ۲ نشان داد شده است.



شکل شماره ۲- تغییرات دبی جریان زیر سطحی در دامنه های مورد مطالعه

همانطوریکه دیده می شود با اینکه کلیه پارامترهای هیدرولوژیکی دامنه ها (*Ks, f, N, L, dx*) یکسان می باشد ولی به علت تغییر شکل هندسی دامنه، تمام دامنه ها رفتار هیدرولوژیکی متفاوتی از خود نشان می دهند(شکل ۲). بررسی اولیه شکل ۲ نشان می دهد در حالیکه دبی خروجی دامنه شماره ۱ (پروفیل مقعر و شکل همگرا) پس از ۱۵ روز به مقدار ثابت ۱۳ میلی متر در روز می رسد ولی در دامنه شماره ۹ (پروفیل محدب و شکل واگرا) بعد از ۱۵ روز دبی به ۲۰ میلی متر در روز (برابر کل بارندگی) رسیده است. نتیجه اینکه دامنه های محدب و همگرا خیلی سریع تر از انواع دیگر تخلیه می شوند و بنابر این حجم کمتری از منابع آب را حفظ می کنند. همانطور که دیده می شود، دامنه های ستون اول (شکل شماره ۱) که همه پروفیل مقعر دارند، نه تنها دیرتر تخلیه شده بلکه بخشی از بارندگی را نیز در خود حفظ می کنند.

منابع:

1. 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.

2. Campbell G., 1974, A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, Soil Sci., 117(6), 311-314.

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 R. L. Bras (1998), "Analytical solutions to hillslope subsurface storm flow and saturation overland flow", Water Resour. Res., 34(4): 921-927.

5. Hilberts, A., E. Van Loon, P. A. Troch and C. Paniconi (2004), "The hillslope-storage Boussinesq model for non-constant bedrock slope", J. Hydrol., 291, 160-173.

6. Hilberts A., Troch P. A., Paniconi C. and Boll J., 2007, Low-dimensional modeling of hillslope subsurface flow: the relationship between rainfall, recharge, and unsaturated storage, Water Resour. Res., 43, doi: 10.1029/2006WR006496.

7. Paniconi, C., Troch P. A., Van Loon E. E. and Hilberts A., 2003, Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model, Water Resour. Res., 39(11), doi: 10.1029/2002WR001730.

8. Talebi A., Uijlenhoet R. and Troch P.A., 2007, Soil moisture storage and hillslope stability, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 7, 523-534.

9. Talebi, A., P. A. Troch and R. Uijlenhoet (2008), "A steady-state analytical hillslope stability model for complex hillslopes", Hydrol. Proces., 21, doi:10.1002/hyp.6881.

10. Teuling A. J. and Troch P.A., 2005, Improved understanding of soil moisture variability dynamics, Geophys. Res. Lett., 32, doi: 10.1029/2004GL021935.

11. Troch, P. A., E. Van Loon and A. Hilberts (2002), “Analytical solutions to a hillslope-storage kinematic wave equation for subsurface flow”, Adv. Water Resour., 25, 637-649.

12. Troch, P. A., C. Paniconi and E. Van Loon (2003), “Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1- Formulation and characteristic response”, Water Resour. Res., 39(11):1316, doi: 10.1029/2002WR001728.