

تحلیل سطوح ایزوکروناال یک حوضه با کاربرد مدل موج پخشیدگی بر مبنای تغییرات شدت بارش (منطقه مورد مطالعه: حوضه کمانج علیا - تبریز)

صابره دربندی^{۱*}، احمد فخری فرد^۲، علی حسین زاده دلیر^۲، سیدعلی اشرف صدرالدینی^۲ و داود فرسادی زاده^۱

تاریخ دریافت: ۸۶/۱۲/۲۸ تاریخ پذیرش: ۸۷/۱۲/۲۰

۱ و ۲- به ترتیب استادیار و دانشیار گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

*مسئول مکاتبه E-mail: sabereh.darbandi@yahoo.com

چکیده

هدف این تحقیق کاربرد معادلات سنت- ونانت دو بعدی برای تعیین سطوح ایزوکروناال حوضه کمانج علیا، یکی از زیر حوضه‌های رودخانه آجی چای واقع در استان آذربایجان شرقی می‌باشد. برای این منظور ابتدا سطح حوضه مورد مطالعه در محیط GIS به سلول‌هایی با ابعاد 250×250 متر تقسیم‌بندی و سپس نقشه رقومی ارتفاعی (DEM) تهیه شد. معادله نفوذ کوستیکف بر مبنای تحلیل اطلاعات میدانی با توجه به تطابق مطلوب آن برای بیان مؤلفه نفوذ در معادلات سنت- ونانت انتخاب گردید. حل معادلات با استفاده از تکنیک عددی تفاضلات محدود با روش صریح به انجام رسید. مسیر جریان هر سلول به سلول مجاور تا خروجی تعیین شد. سپس مقدار جریان از سلولی به سلولی مجاور بر مبنای مدل پخشیدگی با لحاظ نمودن میزان نفوذ لحظه‌ای برای تحلیل زمانی و مکانی شبیه سازی گردید. به ازای رویدادهای مختلف بارش زمان تعادل برای کلیه سلول‌های حوضه به طور جداگانه محاسبه شد و نقشه ایزوکروناال برای هر رویداد ترسیم گردید. رابطه زمان تمرکز با شدت بارش همچنین سطح زهکشی با شدت بارش بسط داده شد. محاسبه زمان تمرکز نسبت به شدت‌های مختلف بارش در حوضه مورد مطالعه استخراج گردید. با تغییر اندازه سلول‌ها از 250×250 به 300×300 و 350×350 متر به علت حذف عوامل توپوگرافیکی و تغییر پارامترهای هیدرولیکی زمان تعادل افزایش نشان داد.

واژه‌های کلیدی: سطوح ایزوکروناال، مدل پخشیدگی، معادلات سنت- ونانت

Analysis of Isochronal Areas Over a Watershed Using Diffusive Wave Model Based on Rainfall Intensity Variation

(Study Area : Kamanaj Olia Watershed-Tabriz)

S Darbandi^{1*}, A Fakheri Fard², A Hosseinzadeh Dalir², SA Sadraddini² and D Farsadyzadeh¹

^{1,2}Assistant and Associate Professors, Department of Water Engineering, Faculty of Agriculture, University of Tabriz, Iran

*Corresponding Author: E-mail: sabereh.darbandi@yahoo.com

Abstract

The aim of this research is the application of two dimensional Saint-Venant equations for determination of isochronal areas over the Kamanaj Olia watershed, a sub-watershed of Ajichay, located in East Azarbaijan Province, Iran. For this purpose watershed area was divided into 250×250 meters cells using GIS, then digital elevation model was prepared. Kostioikov infiltration model, as the best fitted model to measured infiltration data was selected for expressing infiltration component in Saint-Venant equations. Saint-Venant equations were solved using explicit method of finite difference numerical technique. Flow trajectory was calculated cell to cell to reach the outlet. Considering the momentary infiltration, the cell to cell flow rate was simulated using diffusive model for the purpose of spatial and temporal analysis. The equilibrium time for each cell was calculated to achieve the drivation isochronal maps for any rainfall event. Based on these maps the relation of concentration time with rainfall intensity as well as that of drainage area with rainfall intensity were developed. The equilibrium time increased as the cell size changed from 250×250 to 300×300 and 350×350 meters, because of topographic and hydraulic parameters variation.

Keywords: Diffusive model, Isochronal areas, Saint- Venant equations

مقدمه

متداول از مدل‌های مفهومی استفاده می‌شود. مدل‌های مذکور بدون آنکه نقشی در نمایش تمامی واقعیت داشته باشند، به منظور حفظ سادگی ساختار خود از یک یا چند قانون فیزیکی استفاده می‌کنند. در مدل‌های روندیابی که در زمره مدل‌های مفهومی قرار دارند، قانون مزبور قانون بقای جرم یا قانون پیوستگی جریان می‌باشد (ثقفیان و همکاران 2000). تلفات نفوذ که عامل بسیار مهمی در تحلیل بارش - رواناب می‌باشد معمولاً در این مدل‌ها در نظر گرفته نشده است.

فرآیند بارش - رواناب پدیده پیچیده‌ای می‌باشد که به پارامترهای زیادی مانند رطوبت خاک، کاربری زمین، ژئومورفولوژی، تبخیر و نفوذ حوضه آبریز و ... بستگی دارد. تحلیل رواناب در حوضه‌ها نیاز به مشخصات فیزیوگرافی و هیدرولیکی متعددی دارد که به دلیل عدم شناسایی چگونگی تأثیر آنها در فرآیند بارش - رواناب معمولاً مدل‌های متداول در هیدرولوژی جواب مناسبی ارائه نمی‌دهند (چاو و همکاران 1988). در روش‌های

همچفلت (1976) روشی را برای محاسبه زمان تمرکز حوضه در حالتی که شدت بارش ثابت و نفوذ غیر ماندگار باشد پیشنهاد کرد وی همچنین نتیجه گرفت که به عنوان یک روند کلی نفوذ پذیری اثری تعیین کننده بر روی زمان تمرکز و شکل هیدروگراف حوضه مورد مطالعه دارد. آکان (1986) یک مدل ریاضی بر اساس جریان سینماتیک و معادله نفوذ گرین-امپت برای محاسبه زمان تمرکز روی صفحه ای مسطح و مستطیلی ارائه داد. محقق مذکور در تلاشی مجدد سعی کرد تا زمان تمرکز و دبی پیک را برای حوضه های متقارب با سطحی نفوذپذیر بدست آورد. غیور (1371) به استناد تحقیقی که در یک منطقه مرطوب انگلستان انجام داد در بررسی عوامل مؤثر بر رواناب سطحی، پدیده های طبیعی، هیدرومتئورولوژی و فیزیکی را در نظر گرفت وی نهایتاً دو عامل شدت و مدت بارندگی را به عنوان عوامل اقلیمی و دو عامل زمان تمرکز حوضه و مقدار جریانات سطحی قبل از بارش را به عنوان عوامل حوضه ای در پیش بینی رواناب حاصل از بارش معرفی کرد.

زمان تمرکز ارتباط تنگاتنگ با سیلاب های حداکثر در فرمول استدلالی دارد. همچنین به عنوان یکی از پارامترهای کلیدی برای تجزیه و تحلیل های هیدرولوژیکی به شمار می رود.

برای طراحی مسیل ها ابتدا حداکثر جریان سیلابی در آنها محاسبه می شود. حداکثر آبدی از یک حوضه هنگامی اتفاق خواهد افتاد که تمام حوضه در ایجاد رواناب شرکت داشته باشد و تمام حوضه هنگامی در ایجاد رواناب شرکت خواهد داشت که قطره آب باران از دوردست ترین نقطه به انتهای حوضه برسد (زمان تمرکز).

به منظور بررسی قابلیت های معادلات دو بعدی سنت-ونانت زمان تمرکز و سطوح ایزوکرونال حوضه مورد مطالعه نسبت به شدت بارش های مختلف با

موسا و بوکیلون (2000) جریان آب در رودخانه را بر مبنای انواع موج های رودخانه به صورت موج های دینامیک، پخشیدگی و سینماتیک مطابق با فرم های مختلف معادله اندازه حرکت معادلات سنت-ونانت طبقه بندی کردند و آنها را برای روندیابی سیلاب در کانال های طبیعی به کار بردند. صالحی و همکاران (1385) با استفاده از یک مدل ریاضی مبتنی بر GIS رواناب حاصل از بارش در حوضه آبریز امامه را با روش زمان-مساحت (TA) شبیه سازی نمودند. TA یک روش روندیابی هیدرولیکی برای استخراج هیدروگراف دبی از هیتوگراف بارش مازاد می باشد (رودریگز 1979).

ضریب زبری مانینگ (n) پارامتر مهم معادله مانینگ است و بستگی به پوشش گیاهی و کاربری اراضی دارد. جولیان و همکاران (1995) در مدل بندی رواناب سطحی حوضه مک کریک آمریکا مقدار ثابت ضریب زبری مانینگ برای کل حوضه به کار بردند.

شکوئی (1380) با توسعه یک مدل ریاضی بارش-رواناب بر مبنای هیدرولیک جریان برای استفاده در سیستم های پیش بینی زمان واقعی رخداد سیلاب در حوضه W3 واقع در غرب آفریقا یک ضریب زبری برای کل حوضه در نظر گرفتند. نامبرده با استفاده از مدل موج سینماتیک، سطوح ایزوکرونال را برای یک نوع شدت بارش در یکی از حوضه های واقع در غرب آفریقا ترسیم نمود.

صالحی و همکاران (1385) با استفاده از الگوریتم $ADEQUATE^1$ مسیر جریان هر سلول از مدل DEM^2 حوضه آبریز امامه را برای یک نوع شدت بارش تا خروجی تعیین نموده و اقدام به تولید سطوح ایزوکرونال نمودند.

¹Aspect Driven Quasie Two Dimensional Algorithm

²Digital Elevation Model

استفاده از حل عددی معادلات دو بعدی سنت - ونانت در حوضه کمانج علیا تعیین گردید.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق حوضه کمانج علیا می باشد که در فاصله 33 کیلومتری تبریز واقع شده است و به عنوان حوضه معرف استان آذربایجان شرقی می باشد. این حوضه فاقد پوشش گیاهی می باشد و دارای اقلیم خشک و نیمه خشک است. طول جغرافیایی ایستگاه هیدرومتری حوضه مورد مطالعه $46^{\circ}23'19''$ و عرض جغرافیایی آن $38^{\circ}25'26''$ است. ارتفاع بالاترین و پایین ترین نقطه به ترتیب 2744 و 1880 متر است. ایستگاه باران سنجی حوضه از سال 73 تاسیس و متوسط بارش سالانه درازمدت آن در حدود 501/2 میلی متر می باشد. موقعیت جغرافیایی این حوضه در استان آذربایجان شرقی در شکل 1 ارائه شده است.

ویژگی های فیزیوگرافیک حوضه کمانج علیا

بررسی های فیزیوگرافی محدوده مورد مطالعه در محیط GIS¹ انجام گرفت. برای انجام مطالعات در این سیستم نقشه DEM حوضه تهیه گردید. در جدول 1 برخی از مشخصات فیزیوگرافی حوضه مورد مطالعه ارائه شده است.

اندازه گیری نفوذ آب در خاک

آزمایشات صحرایی نفوذ آب در خاک توسط استوانه های مضاعف در 15 نقطه مسطح حوضه انجام گرفت. آزمایش تا زمانی که افت ارتفاعی آب در فواصل زمانی یکسان به یک مقدار ثابت برسد، ادامه داشت. مدل های مختلف نفوذ آب در خاک بر روی داده های اندازه گیری

شده برآزش داده شد. مناسب ترین مدل که تطابق بیشتری با داده های اندازه گیری داشت مدل نفوذ کوستیاکف بود. صورت کلی معادله کوستیاکف به شکل زیر است (علیزاده 1378):

$$i(t) = abt^{b-1} \quad [1]$$

$i(t)$: سرعت نفوذ (سانتی متر بر دقیقه)

t : زمان از شروع نفوذ (دقیقه)

a , b ضرایب مربوط به نوع خاک هستند که از آزمایش بدست می آیند.

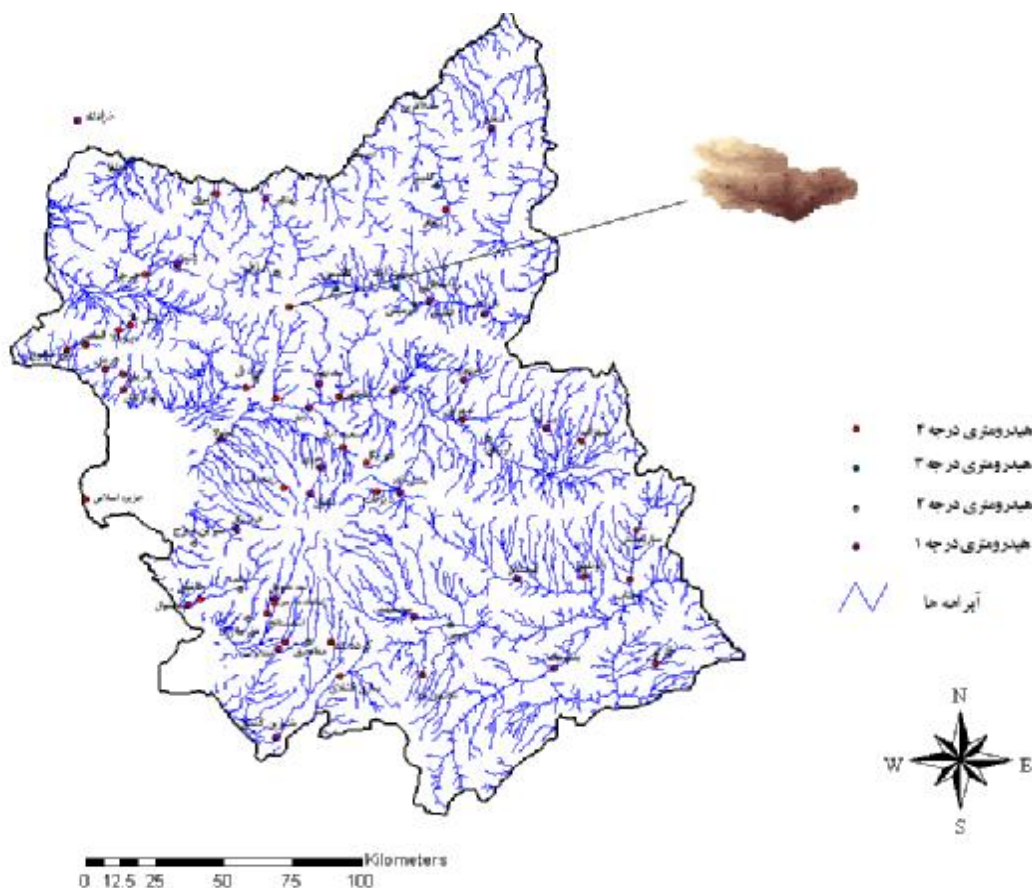
مدل روندیابی هیدرولیکی

معادلات سنت - ونانت

زمان تعادل به ازای بارش های بلند مدت تعریف می گردد و آن مدت زمانی است که حوضه تحت بارش یکنواخت به حالت تعادل می رسد. به مقدار دبی سلول های حوضه در زمان تعادل، دبی تعادل گفته می شود. سطوح ایزوکرونال، زمان رسیدن موج به خروجی حوضه می باشد. تحقیق حاضر به عنوان یک گام برای بررسی نحوه تغییرات سطوح ایزوکرونال نسبت به شدت های مختلف بارش با استفاده از حل عددی معادلات دو بعدی سنت - ونانت بر اساس مدل موج پخشیدگی انجام گرفت و دبی تعادل هر سلول از حوضه محاسبه گردید. زمان تمرکز حوضه نسبت به شدت های مختلف بارش و با در نظر گرفتن تغییرات زمانی و مکانی نفوذ در حوضه ها قابل محاسبه است.

برای محاسبه کل زمان حرکت برای سلول های سطح حوضه نقشه جهت جریان، شیب بستر و تجمع جریان آماده شد. اساس جهت جریان و نقشه های تجمع جریان، نقشه DEM حوضه می باشد. برای هر شدت بارش موثر زمان حرکت روی حوضه از روی دبی تعادلی محاسبه شد. ثقفیان و جولیان (1995) در محاسبه زمان تمرکز حوضه با استفاده از مدل موج سینماتیک روش شاخص نفوذ ϕ را به کار بردند. ولی در این تحقیق نفوذ به صورت متغیر زمانی در مدل موج

¹Geographic Information System



شکل ۱- موقعیت حوضه کمانج علیا در استان آذربایجان شرقی

جدول ۱- برخی مشخصات فیزیوگرافی حوضه کمانج علیا

ارتفاع متوسط (کیلومتر)	طول بزرگ ترین آبراهه (کیلومتر)	محیط حوضه (کیلومتر)	مساحت حوضه (کیلومترمربع)
۲/۲۷	۷/۹۸	۲۹/۸۸	۲۶/۰۴

پخشیدگی در نظر گرفته شد و معادله کوستیاکف برای این منظور به کار برده شد.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = r_e \quad [2]$$

استخراج سطوح ایزوکرونال حوضه برای شدت های مختلف بارش با استفاده از حل معادلات دو بعدی پیوستگی و اندازه حرکت سنت- ونانت با تقسیم سطح

معادله اندازه حرکت:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = g(S_{0x} - S_{fx} - \frac{\partial h}{\partial x}) \quad [3]$$

مقطع جریان هر سلول به سرعت تعادلی حاصل گردید. شکل کلی این معادلات به صورت زیر می باشد (جولیان و همکاران 1995):

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = g(S_{0y} - S_{fy} - \frac{\partial h}{\partial y}) \quad [4]$$

$$\frac{q_y^t(j \rightarrow j+1) - q_y^t(j-1 \rightarrow j)}{w}] \Delta t \quad [7]$$

در معادله فوق $h^{t+\Delta t}(j, k)$ عمق جریان در سلول (j, k) در زمان $t + \Delta t$ ، عمق جریان در سلول (j, k) در زمان t ، گام زمانی، r_e مقدار متوسط بارش مازاد هنگام شروع یک گام زمانی در زمان t ، مقدار جریان در واحد طول در جهت x در زمان t از سلول (j, k) به سلول $(j, k+1)$ ، $q_x^t(k-1 \rightarrow k)$ مقدار جریان در واحد طول در جهت x در زمان t از سلول $(j, k-1)$ به سلول (j, k) ، $q_y^t(j \rightarrow j+1)$ مقدار جریان در واحد طول در جهت y در زمان t از سلول (j, k) به سلول $(j+1, k)$ ، $q_y^t(j-1 \rightarrow j)$ مقدار جریان در واحد طول در جهت y در زمان t از سلول $(j-1, k)$ به سلول (j, k) و w اندازه سلول می باشد. جهت جریان واحد برای هر زمان و مکان بستگی به شیب اصطکاک S_f دارد. S_f بر اساس معادله اندازه حرکت در حالت پخشیدگی برای جهت های x, y در شکل ۲ به صورت زیر نشان داده می شود (جولیان و همکاران ۱۹۹۵):

$$S_{fx}^t(k-1 \rightarrow k) \cong S_{ox}^t(k-1 \rightarrow k) - \frac{h^t(j, k) - h^t(j, k-1)}{w} \quad [8]$$

$$S_{fy}^t(j-1 \rightarrow j) \cong S_{oy}^t(j-1 \rightarrow j) - \frac{h^t(j, k) - h^t(j-1, k)}{w} \quad [9]$$

شیب بستر در جهت های x, y به صورت زیر محاسبه می شود (جولیان و همکاران ۱۹۹۵):

$$S_{ox}^t(k-1 \rightarrow k) = \frac{E(j, k-1) - E(j, k)}{w} \quad [10]$$

$$S_{oy}^t(j-1 \rightarrow j) = \frac{E(j-1, k) - E(j, k)}{w} \quad [11]$$

E ارتفاع سلول و جهت محاسباتی را نشان می دهد. قانون مقاومت جریان یا رابطه عمق-دبی نیز به صورت زیر مورد نیاز می باشد (جولیان و همکاران ۱۹۹۵):

معادله اندازه حرکت در حالت پخشیدگی بر پایه فرضیات ساده کننده به صورت زیر در می آید:

$$S_{fx} = S_{ox} - \frac{\partial h}{\partial x} \quad [5]$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \frac{\partial h}{\partial y} \quad [6]$$

در معادلات فوق h عمق جریان سطحی، y, x محورهای مختصات، q_x مقدار دبی جریان در واحد طول در جهت x ، q_y مقدار دبی جریان در واحد طول در جهت y ، r_e مقدار متوسط بارش مازاد بر حسب سانتی متر بر دقیقه، S_{ox} و S_{oy} شیب های بستر یا سطح زمین به ترتیب در جهت x, y ، S_{fx} و S_{fy} شیب های اصطکاک به ترتیب در جهت x, y ، u, v سرعت های متوسط به ترتیب در جهت x, y و g شتاب ثقل می باشد.

حل معادلات سنت-ونانت به روش تفاضل های محدود صریح^۱

اساس روندیابی جریان سطحی از مفهوم بقای جرم و اندازه حرکت استنتاج می شود. روندیابی دو بعدی جریان سطحی در شکل ۲ نشان داده شده است.

در بکارگیری GIS برای مدل سازی هیدرولوژیکی اطلاعات به صورت سلولی یا شبکه ای ذخیره می شود. در این حالت شبکه مزبور از تعدادی خطوط منظم افقی و عمودی با فواصل منظم تشکیل شده است. حاصل تقاطع خطوط مزبور تعدادی مربع می باشد که به هر کدام از آنها یک سلول گفته می شود. ثقفیان و جولیان (۱۹۹۵) نشان داده اند که معادله پیوستگی برای سلول (j, k) را می توان توسط معادله ۷ بسط داد:

$$h^{t+\Delta t}(j, k) = h^t(j, k) + r_e \Delta t - \left[\frac{q_x^t(k \rightarrow k+1) - q_x^t(k-1 \rightarrow k)}{w} + \right]$$

¹Explicit

ضریب زبری مانینگ

در این تحقیق برای به حداقل رساندن خطای شبیه سازی مدل موج پخشیدگی در حوضه مورد مطالعه واسنجی مدل بر مبنای تطبیق یکی از هیدروگراف های جریان خروجی حوضه با مقادیر حاصله از مدل به انجام رسید. برای این منظور بهترین مقدار برای ضریب زبری مانینگ بر اساس اجرای متعدد مدل انتخاب گردید به طوری که خطای مدل تا حد ممکن کمتر شود. با تغییر ضریب زبری مانینگ به مقدار 0/035 در ارتفاعات و 0/02 در قسمت های کم ارتفاع حوضه بهترین مقادیر برای دبی های خروجی با حداقل مقدار خطا بدست آمد. پس از مرحله واسنجی صحت سنجی مدل نیز انجام شد.

زمان تعادل

پاسخ هیدرولیکی حوضه به بارش می تواند با کاربرد مفهوم زمان تعادل حوضه توصیف شود که مدت زمان حرکت موج پخشیدگی تا خروجی حوضه می باشد. زمان تعادل حوضه تابعی از خصوصیات فیزیکی و هندسی حوضه می باشد و بستگی به مشخصات بارش نیز دارد (ثقفیان و جولیان 1995).

زمان حرکت جریان در سلول های حوضه تا خروجی از تقسیم بزرگ ترین طول هیدرولیکی مسیر جریان تا خروجی به سرعت جریان تعادلی در همان سلول با ازای شدت های مختلف بارش محاسبه گردید.

نتایج و بحث

در شکل های 4 و 5 خطوط هم پارامتر a و b در معادله نفوذ کوستیاکف برای کل حوضه ترسیم گردیده است.

$$[q_x = \alpha_x h^\beta \quad 12]$$

α_x و β پارامترهای رژیم جریان هستند که بستگی زیاد به شرایط متلاطم یا خطی دارند. با فرض شرایط کاملاً متلاطم برای کل حوضه، معادله مقاومت مانینگ در واحد SI به صورت زیر به کار می رود (جولیان و همکاران 1995):

$$, \beta = \frac{5}{3} \quad [13]$$

$$\alpha_x = \frac{S_{fx}}{n}$$

$$q_x^t(k-1 \rightarrow k) = \frac{1}{n(j,k-1)} [h^t(j,k-1)]^{\frac{5}{3}} [S_{fx}^t(k-1 \rightarrow k)]^{\frac{1}{2}}$$

[14]

$$S_{fx}^t(k-1 \rightarrow k) \geq 0$$

$$q_x^t(k-1 \rightarrow k) = \frac{-1}{n(j,k)} [h^t(j,k)]^{\frac{5}{3}} [-S_{fx}^t(k-1 \rightarrow k)]^{\frac{1}{2}}$$

$$[S_{fx}^t(k-1 \rightarrow k) < 0 \quad 15]$$

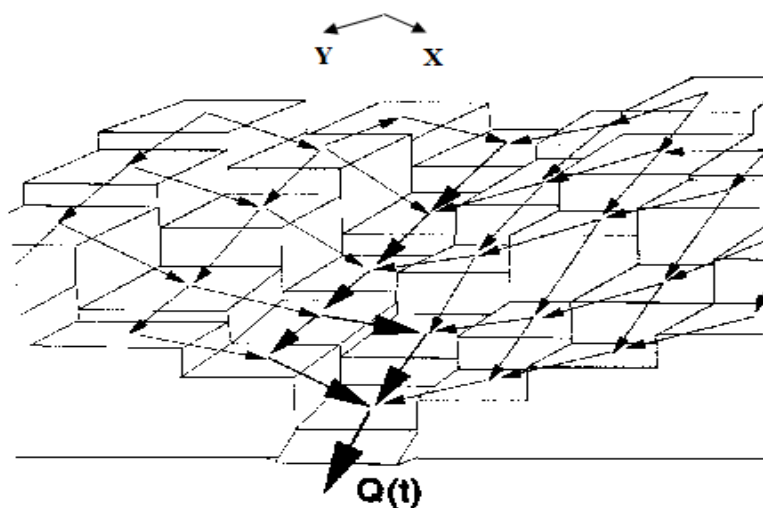
شرایط اولیه و مرزی برای یک سطح به طول L به صورت زیر می باشد (جولیان و همکاران 1995):

$$h(x,0)=0, \quad h(0,t)=0 \quad [16]$$

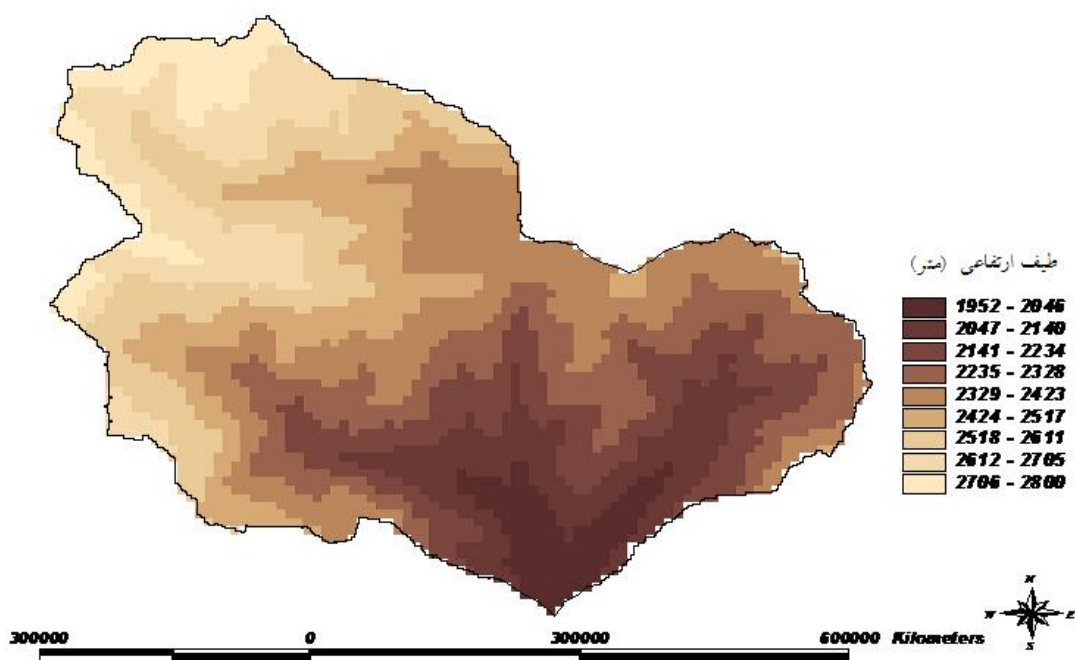
شیب سلول

در این تحقیق از نقشه DEM تهیه شده توسط SRTM¹ که دارای دقت سلول های 83 متری می باشد استفاده شده است. برای روندیابی جریان در سطح حوضه بایستی شیب هر سلول در جهت محورهای x و y تعیین گردد. با توجه به نقشه DEM حوضه شیب هر سلول با استفاده از نقشه DEM حوضه در جهت محورهای مختصات محاسبه گردید (شکل 3).

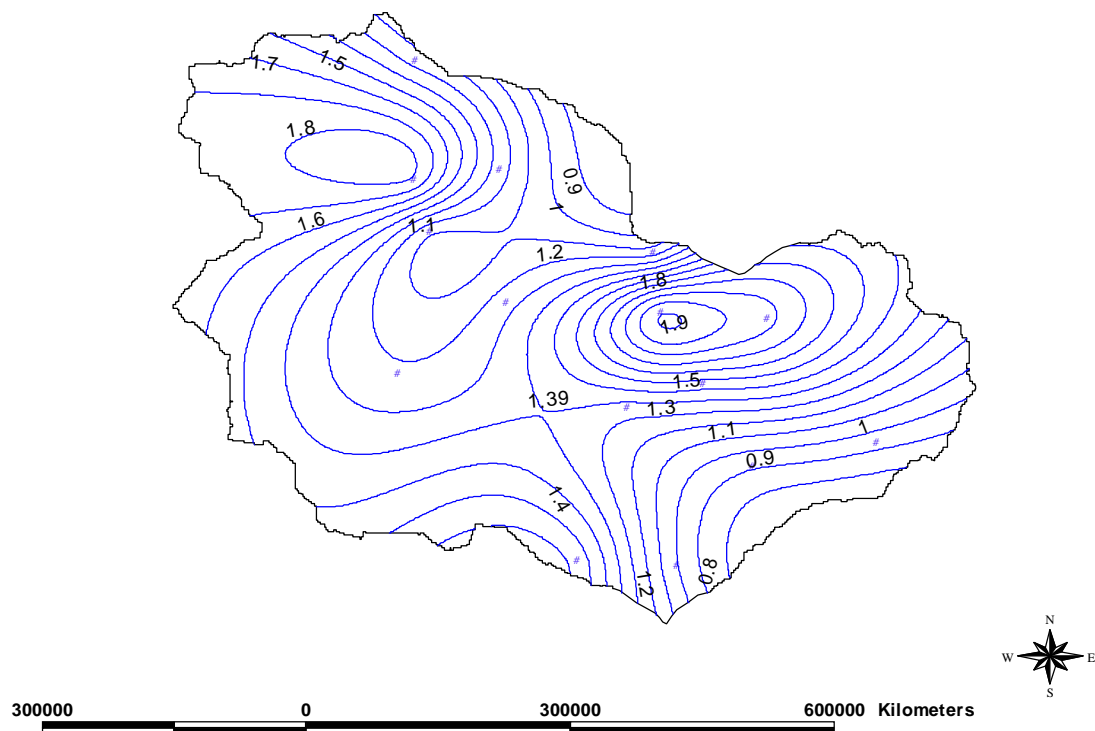
¹Shuttle Radar Topography Mission



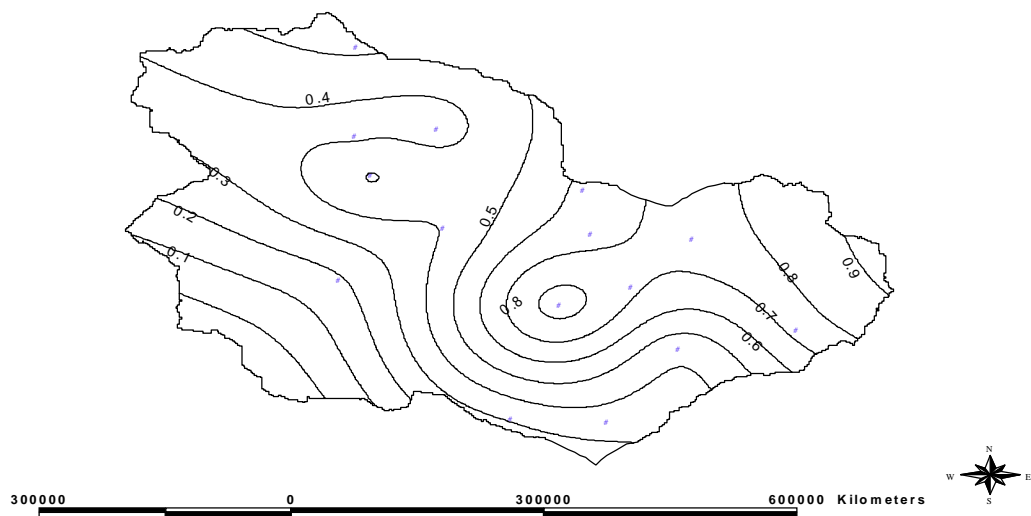
شکل ۲- روندیابی دو بعدی جریان سطحی



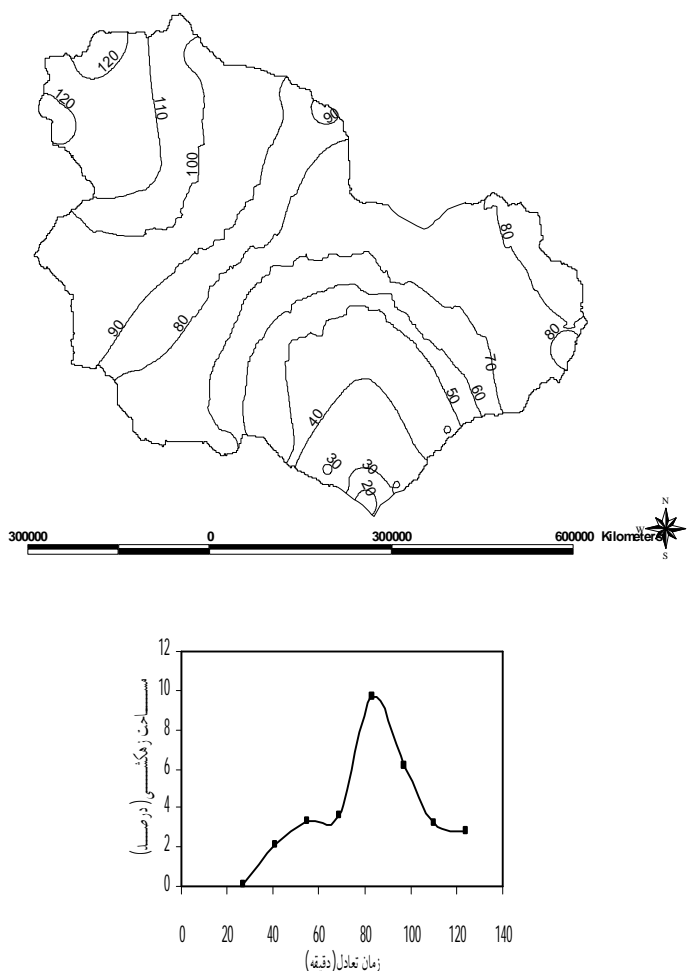
شکل ۳- مدل ارتفاعی رقومی (DEM) منطقه مورد مطالعه



شکل ۴- خطوط هم پارامتر a بر مبنای معادله کوستیاکف در نقاط مختلف آزمایش نفوذ



شکل ۵- خطوط هم پارامتر b بر مبنای معادله کوستیاکف در نقاط مختلف آزمایش نفوذ



شکل ۶- سطوح ایزوکرونال و نمودار TA برای شدت بارش ۷ میلی متر بر ساعت

نتایج حاصله نشان می دهد که زمان تعادل با افزایش شدت بارش کاهش یافته است. بزرگ ترین دبی تعادلی در خروجی حوضه نظیر حالتی است که در آن کل حوضه زهکشی می شود.

نمودار نسبت مساحت تجمعی زهکشی نسبت به زمان تعادل برای شدت های مختلف بارش در شکل ۷ ارائه شده است.

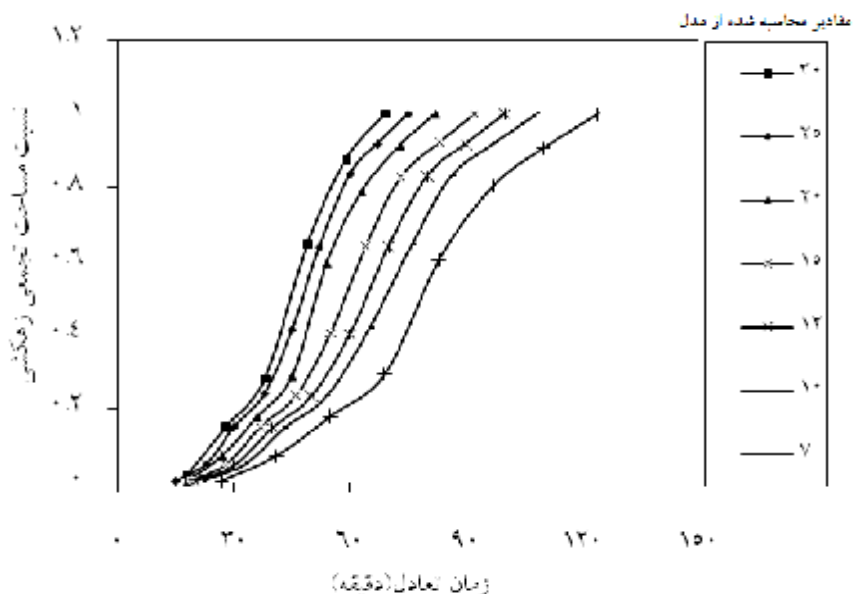
با توجه به شکل ۷ مشاهده می گردد که ۵۰ درصد سلول های حوضه زمان تعادل شان کمتر از ۸۰ دقیقه می باشد. همچنین شدت بارش های مساوی یا بیشتر از ۱۰ میلی متر بر ساعت زمان تعادل شان کمتر

با استفاده از نقشه های مذکور به راحتی معادله نفوذ در هر سلول قابل استخراج است. همان طور که ذکر شد پارامترهای معادله نفوذ بر اساس اندازه گیری در نقاط مختلف حوضه استخراج گردید.

برای نمونه در شکل ۶ سطوح ایزوکرونال برای شدت بارش ۷ میلی متر بر ساعت در حوضه مورد مطالعه ارائه شده است.

همان طوری که در شکل ۶ مشاهده می گردد کل حوضه توسط سطوح ایزوکرونال به تعدادی زیر حوضه تقسیم بندی شده است. با تغییرات شدت بارش موثر موقعیت سطوح ایزوکرونال خیلی تغییر کرده اند.

از 108 دقیقه می باشد. با توجه به شکل 7 رابطه بین درصد مساحت تجمعی زهکشی حوضه نسبت به زمان تعادل به ازای شدت های مختلف بارش به صورت زیر بسط داده شد:



شکل ۷ - نمودار تغییرات نسبت مساحت تجمعی زهکشی نسبت به زمان تعادل حوضه به ازای شدت های مختلف بارش

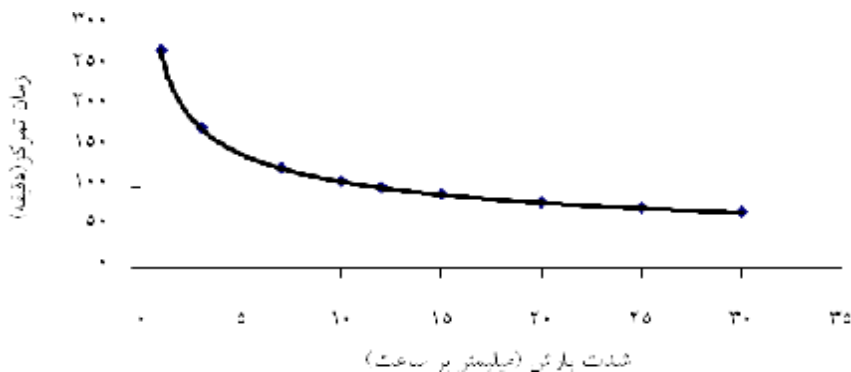
زمان تعادل (دقیقه): t_e
 در شکل 8 نمودار تغییرات زمان تمرکز حوضه نسبت به شدت بارش های مختلف ترسیم گردیده است.

$$A_c = 0.05e^{-\frac{11}{i} t_e} b(i) \quad [17]$$

$$b(i) = 1.88 + 0.02\cos(1.04i + 0.97) \quad [18]$$

A_c : مساحت تجمعی زهکشی (درصد):

i : شدت بارش (میلی متر بر ساعت)



شکل ۸ - نمودار تغییرات زمان تمرکز حوضه مورد مطالعه نسبت به شدت بارش های مختلف

بستگی به خصوصیات هیدروژئومورفولوژیکی حوضه از قبیل زبری سطح، شیب، طول هیدرولیکی جریان و تجمع جریان دارد.

زمان تمرکز حوضه مورد مطالعه با استفاده از معادلات مختلف محاسبه و در جدول ۲ ارائه شده است. همان طوری که مشاهده می گردد روش کربای و کریچ تنها مشخصات فیزیوگرافی حوضه را در نظر گرفته و مشخصات بارش را که نقش بسیار مهمی در زمان تمرکز حوضه دارد در نظر نگرفته است. و برای شدت بارش های مختلف فقط یک زمان تمرکز محاسبه می نماید. مقدار زمان تمرکز محاسبه شده به روش کریچ نزدیک به مقدار بدست آمده به روش موج پخشیدگی به ازای شدت بارش ۳۰ میلی متر بر ساعت می باشد.

نتایج حاصله نشان می دهد که ماکزیمم زمان تمرکز حوضه به روش موج پخشیدگی ۴/۵ ساعت است که مربوط به شدت بارش ۱ میلی متر بر ساعت می باشد. حداقل زمان تمرکز حوضه ۱/۱۵ ساعت و مربوط به شدت بارش ۳۰ میلی متر بر ساعت است. با توجه به شکل ۸ رابطه بین زمان تمرکز حوضه مورد مطالعه و شدت بارش به صورت زیر بسط داده شد:

$$t_c = 270.93i^{-0.33} \quad [19]$$

زمان تمرکز رابطه عکس با شدت بارش دارد. همان طوری که مشاهده می گردد با افزایش شدت بارش زمان تمرکز حوضه کاهش می یابد و سطوح ایزوکرونال مربوط به یک زمان معین به خروجی حوضه نزدیک می شوند. ضریب مربوطه در رابطه بالا

جدول ۲ - مقادیر محاسبه شده زمان تمرکز حوضه مورد مطالعه با استفاده از معادلات مختلف

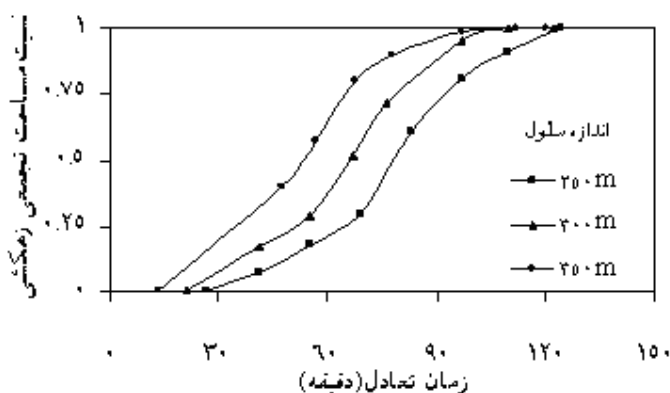
نام معادله	t_c	زمان تمرکز محاسبه شده (دقیقه)
کربای	$0.83(Lns^{-0.5})^{0.467}$	۴۱/۶۱
کریچ	$0.0078\left(\frac{L^{0.77}}{s^{0.385}}\right)$	۷۳/۷۹
سینماتیک	$\frac{0.93L^{0.6}n^{0.6}}{i^{0.4}s^{0.3}}$	۱۰۵/۸۳ (به ازای شدت بارش ۳۰ میلی متر بر ساعت)
پاپاکاداکیز - کازن	$0.52[Ln(si)^{\frac{2}{3}}]^{0.52}$	۴۴/۷۹ (به ازای شدت بارش ۳۰ میلی متر بر ساعت)

L : شدت بارش (متر بر ثانیه) i : ضریب زبری مانینگ n : متوسط شیب مسیر جریان S (متر: طول مسیر جریان)

سلول های سطح حوضه باشد. الگوی زهکشی سطحی متأثر از اندازه سلول ها می باشد و اندازه سلول های درشت باعث زهکشی نواحی بزرگ تر می شود. برای اندازه سلول های ۲۵۰، ۳۰۰ و ۳۵۰ متر، ۵۰ درصد سلول ها زمان تعادل شان کمتر از ۲ ساعت می باشد. با افزایش اندازه سلول ها زمان تعادل در سلول های سطح حوضه افزایش می یابد و علت آن را می توان حذف عوامل توپوگرافیکی و تغییر پارامترهای هیدرولیکی ذکر نمود. در این پژوهش از تقسیم بندی سطح حوضه به

مقادیر بدست آمده به روش سینماتیک و پاپاکاداکیز - کازن به علت وارد نمودن مشخصات فیزیوگرافی حوضه و مشخصات بارش دقیق تر از روش قبلی می باشد. در شکل ۹ اثر اندازه سلول ها بر روی تغییرات مکانی زمان تعادل حوضه به ازای شدت بارش ۷ میلی متر بر ساعت نشان داده شده است. بیشترین زمان تعادل و دبی تعادلی در خروجی حوضه می باشد که کل سلول های حوضه را زهکشی می نماید. اثر اندازه سلول ها بر روی زمان تعادل می تواند نشان گر پاسخ متفاوت

اندازه سلول های کوچک تر از 250×250 متر به علت ایجاد گودال های مصنوعی صرف نظر گردیده است. شدت بارش 7 میلی متر بر ساعت



شکل ۹- نمودار تغییرات نسبت مساحت تجمعی زهکشی نسبت به زمان تعادل به ازای اندازه های مختلف سلول

نتیجه گیری

در این تحقیق استخراج سطوح ایزوکرونال حوضه برای شدت های مختلف بارش با استفاده از حل معادلات دو بعدی پیوستگی و اندازه حرکت سنت- ونانت با تقسیم سطح مقطع جریان در هر سلول به دبی تعادلی حاصل گردید.

در این مدل از تلفات تبخیر در سطح حوضه صرف نظر گردید که می تواند عاملی برای به تاخیر انداختن زمان تعادل حوضه باشد. با توجه به اینکه محاسبه زمان تعادل حوضه برای رویدادهای فصل بهار انجام گرفته و در این فصل متوسط درجه حرارت حوضه مورد مطالعه پایین می باشد تبخیر و تعرق در سطح حوضه خیلی کم می باشد و لذا خطا ناچیز است.

در اندازه گیری میزان نفوذپذیری خاک غیر یکنواخت بودن مقدار رطوبت اولیه خاک در سطح حوضه و تغییرات مکانی شیب سطح زمین در هر سلول می تواند عامل ایجاد خطا در تعیین زمان تعادل حوضه باشد.

اندازه سلول ها به علت حذف عوامل توپوگرافیکی و تغییر پارامترهای هیدرولیکی تاثیر قابل توجهی بر روی زمان تعادل حوضه دارد و باعث افزایش زمان تعادل حوضه می گردد.

پیشنهادات

1- توزیع زمانی و مکانی بارش تاثیر مشخص بر روی هیدروگراف سیل دارد و با بزرگ شدن سطح حوضه از تاثیر آن کاسته می شود. پیشنهاد می شود که باران

سنج های ثابت بیشتری در سطح حوضه نصب گردد. با افزایش تعداد ایستگاه های باران سنجی در سطح حوضه توزیع مکانی رگبار و حتی جهت حرکت رگبار در داخل حوضه بطور دقیق تر مشخص می شود.

2- پیشنهاد می گردد که در شبیه سازی جریان خروجی از حوضه برای رویدادهای فصل تابستان میزان تبخیر در روندیابی جریان از یک سلول به سلول دیگر در مدل وارد گردد.

3- فرآیند نفوذ یکی از فرایندهای پیچیده و موثر در مدل های بارش- رواناب می باشد. که به پارامترهای متعددی بستگی دارد. به نظر می رسد در تعیین فرآیند نفوذ اگر از مدل های مناسب تر و پیشرفته تری که پوشش های گیاهی را دخالت دهد استفاده گردد نتایج مناسب تری در تخمین فرآیند بارش- رواناب حاصل خواهد شد. برای دخالت دادن پوشش گیاهی در مدل پیشنهاد می شود از تصاویر ماهواره ای سنجنده مودیس¹ استفاده گردد. بنابراین ترکیب مدل های فوق با مدل های مناسب تر می تواند کارایی این مدل ها را به صورت موثرتری افزایش دهد.

4- پیشنهاد می شود با استفاده از تصاویر ماهواره ای سنجنده مودیس با دقت مکانی بالا نسبت به سنجنده نوا²

¹Modis

²Noaa

و نتایج اندازه گیری عملیات برف سنجی زمینی حجم آب وارد گردد. معادل منطقه مورد مطالعه محاسبه گردیده و در مدل

منابع مورد استفاده

شکوهی ع، ۱۳۸۰. بررسی یک مدل ریاضی بارش- رواناب با مبنای هیدرولوژیکی در بستر GIS (برای استفاده در سیستم‌های پیش‌بینی زمان واقعی رخداد). پایان نامه دکتری تاسیسات آبیاری، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.

محمد صالحی پ و همکاران، ۱۳۸۵. تدوین مدل هیدرولیکی- هیدرولوژیکی مبتنی بر GIS برای شبیه سازی فرآیند بارش- رواناب در حوضه آبریز امامه. اولین همایش ملی مدیریت شبکه‌های آبیاری و زهکشی. دانشگاه چمران، اهواز.

علیزاده ا، ۱۳۷۸. رابطه آب و خاک و گیاه. انتشارات دانشگاه امام رضا (ع).

غیورح، ۱۳۷۱. پیش‌بینی سیلاب در مناطق مرطوب. فصل نامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۲۵.

Akan AO, 1986. Time of concentration of overland flow. Journal of Irrigation Drainage Engineering. ASCE 112(4):284-292.

Chow VT, Maidment DR and Mays LW, 1988. Applied Hydrology, Mc Graw – Hill International Book company.

Hjelmfelt AT, 1978. Influence of infiltration on overland flow. Journal of Hydrology 36:179-185.

Julien PY, Saghafian B and Ogden FL, 1995. Raster- Based hydrological modeling of spatially-varied surface. Water Resources Bulletin 31(3):523-536.

Moussa R and Bocquillon C, 2000. Approximation zones of the Saint-Venant equations for flood routing with overbank flow. Hydrology and Earth System Sciences 4 (2): 251-261.

Rodriguez I, 1979. The geomorphological structure of hydrologic response. Water Resources Research 15 (6):1409-1420.

Saghafian B, Julien PY and Rajaie HM, 2000. A spatial travel-time method for watershed routing. 4th International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling (GIS/EM4): Problems, Prospects and Research Needs, September 2-8, Banff, Alberta, Canada.

Saghafian B and Julien PY, 1995. Time to equilibrium for spatially variable watersheds. Journal of Hydrology 172: 231-293.