

ارزیابی دبی شبیه‌سازی شده طرحواره جفت شده سطح و مدل روندیابی رودخانه در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF (بررسی موردی حوضه رودخانه کارون)

مهران خدامرادپور^{۱*}، پرویز ایران‌نژاد^۲، سهراب حجّام^۳

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۵/۵، پذیرش نهایی: ۸۸/۱۲/۱۸)

چکیده

امروزه طرحواره‌های پارامترسازی سطح به‌منزله یکی از مهم‌ترین مولفه‌ها در مدل‌های گردش کلی جو و پیش‌بینی عددی وضع هوا مطرح‌اند. این طرحواره‌ها تبادل تکانه، جرم و انرژی بین سطح و جو را برآورد می‌کنند. رواناب یکی از مهم‌ترین مولفه‌های چرخه آبی طرحواره‌های سطح خشکی‌ها است که پارامترسازی آن به دلیل پیچیدگی فرایندهای حاکم بر ایجاد آن و وابسته بودن این فرایندها به زمان و مکان دشوار است. در این بررسی طرحواره سطح OSU جفت شده در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF، که در آن رواناب با تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ خاک پارامتر می‌شود، مورد بررسی قرار می‌گیرد. ارزیابی دبی شبیه‌سازی شده در سه زیرحوضه رودخانه کارون، شامل زیرحوضه‌های فارسیات، حرمله و سوسن، با جفت کردن مدل روندیابی رودخانه (TRIP) با طرحواره سطح OSU صورت می‌گیرد. بررسی روزانه دبی شبیه‌سازی شده مدل جفت شده بیانگر اختلاف بسیار کوچکی در هر سه زیرحوضه است. همچنین مقایسه داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده دبی رودخانه در هر سه زیرحوضه بیانگر فرو-برآورد رواناب با مدل OSU-WRF است. ارزیابی دبی شبیه‌سازی طرحواره سطح مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF جفت شده با مدل روندیابی رودخانه در هر دو زیرحوضه سوسن و حرمله بیانگر مقادیر منفی کارایی مدل است یعنی مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در دوره مورد بررسی، بسیار ناموفق است و حتی نمی‌تواند به اندازه به‌کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد اما در زیرحوضه فارسیات کارایی مثبت است که این نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد. خطای مدل پیش‌بینی وضع هوا (WRF) در پیش‌بینی بارش و خطای طرحواره سطح OSU در ارتباط با بارش-رواناب یا خطای موجود در پارامترهای سطحی به‌کار برده شده در اجرای مدل، به‌ویژه پارامترهای مربوط به تابع توزیع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک، به‌دلیل آریبی منفی و میانگین مطلق خطاهای بزرگ مدل، هر یک سهمی در خطای برآورد دبی رودخانه دارند. مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده همچنین نشان می‌دهد که خطا در شرایط آغازی به‌کار رفته در تحقیق حاضر، به‌ویژه شرایط آغازی ذخایر آب سطحی و زیرزمینی، نیز می‌تواند منشأ خطای دیگری برای دبی شبیه‌سازی شده باشد.

واژه‌های کلیدی: طرحواره پارامتر شده سطح، رواناب، مدل روندیابی رودخانه، ضریب کارایی مدل، رودخانه کارون، دبی رودخانه

The evaluation of simulated discharge of coupled surface scheme and river routing in numerical weather prediction WRF (Case study Karoon river)

Khodamorad Pour, M.¹, Irannejad, P.² and Hajjam, S.³

¹ PhD. Student of Meteorology, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

² Associate Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Associate Professor, Islamic Azad University, Research and Science Branch, Tehran, Iran

Received: 22 May 2009, Accepted: 9 March 2010

Abstract

Land surface parameterization schemes are one of the most important components in GCM and NWP models. These schemes calculate the exchanges of momentum, mass and energy between land surface and the atmosphere. Runoff is one of the important components in the water cycle of the land surface scheme whose parameterization is difficult because of complexity in the processes governing the runoff generation and its strong dependence on time and space. A coarse resolution land surface model cannot explicitly model the complexities of runoff generation within a catchment; instead, it aims to represent the major processes via subgrid scale parameterizations. A popular solution involves the use of probability density functions to represent subgrid variability.

In this paper, the OSU land surface scheme in version 3 of the Weather Research and Forecasting (WRF) model is studied in which runoff is parameterized as a probability density function of the maximum infiltration. Because the river is being studied it needs to couple the land surface scheme (OSU) with a river routing model, then Total Runoff Integrating Pathway (TRIP) is considered. In this paper, only the treatment of runoff in the model was considered, hence some of the errors in simulations could be the result of deficiencies in other parameterizations.

In this paper, the Karoon River is divided into three subbasins including Farsiat, Harmaleh and Soosan located in the south, west and east of the Karoon respectively by using ARCGIS and ARCHYDRO softwares.

The WRF model was run in a one-way method which needs two domains. The simulations are conducted for December 2005 with 5×5 km grid spacing over an internal domain having 106×115 grid points along altitude and longitude respectively and with 15×15 km grid spacing over a parent domain having 67×69 grid points along altitude and longitude respectively and centered on the Karoon at 50°E and 32°N . The initial and boundary conditions are derived from the GFS data. The modeled discharge (OSU-WRF) in the three subbasins was evaluated with the coupled TRIP river routing and OSU-WRF, using daily observation.

The daily study of the simulated discharge between the coupled model and OSU-WRF, indicates slight difference in all the three subbasins. This slight difference is related to the lag time involved in the calculating surface and ground water storages.

The comparison between the coupled modeled and observed discharge shows that the coupled model generally underestimates total runoff during December 2005 and there were high model bias and Mean Absolute Error (MAE) in all of the three subbasins, especially Farsiat and Harmaleh. This is due to great differences between the monthly mean discharge of the coupled modeled and that observed. Also, the subsurface runoff dominates in most of the studied time and the coupled modeled generally underestimates subsurface runoff. This is related to the poor simulation subsurface soil moisture in the lowest soil layer.

The evaluation of the simulated discharge of the land surface scheme in WRF coupled with the river routing shows negative model efficiency in all of the three subbasins, especially Farsiat and Harmaleh. This means that the model is not successful in the discharge simulation and it cannot even indicate the reality of the stream flow as good as the application of average of the observation. In Soosan subbasin, the simulation of discharge is better than other subbasins because of the higher efficiency and lower model bias and mean absolute error.

On the other hand, the coupled model usually underestimates runoff, though the model overestimates precipitation. This can be related to error in the surface runoff parameterization and so in calculating maximum infiltration.

The study of the correlation coefficient between the simulations and observations

shows the correlation coefficient is higher for precipitation (0.66 and 0.88) than runoff (0.50 and 0.54) in Harmaleh and Soosan subbasins. While the correlation coefficient for runoff is relatively high (0.6) in Farsiat, that for precipitation is very small (~ 0.02). The comparison between normalized standard deviation of rainfall and runoff in all of the three subbasins shows the modeled rainfall has higher variability than observation, especially in Farsiat, but the modeled runoff has lower variability than observations.

The error of the WRF model in the rainfall prediction and the error of the OSU land surface scheme in the rainfall-runoff model or the error which existed in the surface parameters used in the performance of the model, especially parameters related to probably density distributed function of the soil infiltration are effective in the error of the estimated river's discharge.

The comparison between the observed and modeled discharge shows the error in the initial conditions used in this paper, especially initial conditions of surface water and ground water storages, could be another source of the error in the simulated discharge.

Key words: Land Surface Parameterization scheme, Runoff, River routing model, model efficiency, Karoon River, Discharge

۱ مقدمه

به فرایندهای هیدرولوژیکی سطح خاک و رفتار زیست‌سپهر قاره‌ای نیز وابسته است. از این دیدگاه، سطح خشکی را می‌توان در حکم لایه‌ای شامل پایین‌ترین بخش لایه مرزی جو، چند متری بالایی سطح خاک، زیست‌سپهر قاره‌ای و سطح آب‌های داخل قاره‌ها در نظر گرفت. طرحواره‌های سطح به‌طور کلی دارای دو بخش ترمودینامیکی و آبی هستند. بخش ترمودینامیکی، شارهای انرژی سطح را محاسبه می‌کند به طوری که تابش خالص ورودی به شارهای گرمای نهان، محسوس، خاک و انرژی ذوب برف (در صورت وجود برف) تقسیم می‌شود. در بخش آبی طرحواره‌های سطح، شارهای آب محاسبه می‌شود، به طوری که بارش به تبخیر-تعرق، رواناب و تغییرات رطوبت خاک تقسیم می‌شود. چرخه‌های آب و انرژی از طریق شار گرمای نهان و تبخیر-تعرق با یکدیگر در ارتباطند.

در چرخه آبی، رواناب از مهم‌ترین مولفه‌ها است و شبیه‌سازی غیر واقعی آن بر شبیه‌سازی تبخیر و تعرق (کاستر و میلی، ۱۹۹۷) و در نتیجه بر تقسیم انرژی در دسترس سطح به شارهای گوناگون انرژی تاثیر می‌گذارد.

طرحواره‌های پارامترسازی سطح، هم در مدل‌های بزرگ مقیاس جو شامل مدل‌های گردش کلی جو (مینتز، ۱۹۸۴؛ راونتری، ۱۹۸۳) و هم در مدل‌های میان‌مقیاس و منطقه‌ای (راونتری و بولتن، ۱۹۸۳؛ مفوف و همکاران، ۱۹۸۷؛ اویسار و پیلکه، ۱۹۸۹) نقش مهمی دارند. بیش از بیست سال پیش، ورسترات و دیکنسن (۱۹۸۶) اشاره کردند که یکی از عوامل محدود کننده دقت و توان پیش‌بینی مدل‌های گردش کلی این است که فرایندهای سطح خشکی‌ها با جزئیات کافی در این مدل‌ها وارد نشده است. از آن زمان تلاش گسترده‌ای صرف بهبود عرضه فرایندهای سطح و به‌ویژه فرایندهای هیدرولوژیکی، به‌منزله هسته مرکزی این طرحواره‌ها، در مدل‌های اقلیمی جهانی و پیش‌بینی وضعیت هوا صورت گرفته است. با این حال شبیه‌سازی تراز آبی سطح در مدل‌های اقلیمی و پیش‌بینی وضع هوا هنوز از حالت مطلوب فاصله زیادی دارد (ایران‌نژاد و هندرسن - سلرز، ۲۰۰۷).

در سطح مشترک جو-سطح خشکی (Land Surface) تبادل تکانه، انرژی و جرم صورت می‌گیرد. این تبادلات نه فقط به حرکات ملکولی و اغتشاشی در جو بلکه

رواناب به رواناب سطحی و زیرسطحی تقسیم می‌شود. رواناب سطحی در اثر سازوکارهای اضافی اشباع (سازوکار دان) و اضافی نفوذ (سازوکار هورتون) ایجاد می‌شود. در سازوکار دان، رواناب ناشی از بارندگی روی خاک اشباع است، در حالی که در سازوکار هورتون رواناب هنگامی رخ می‌دهد که شدت بارندگی بیشتر از ظرفیت نفوذ خاک است. رواناب زیرسطحی زمانی رخ می‌دهد که آب نفوذ کرده در خاک به لایه‌ای از خاک نفوذناپذیر یا با نفوذپذیری کم برسد و در این حالت جریان آب در زیر سطح و در امتداد شیب جاری می‌شود. عوامل موثر بر ایجاد رواناب، شامل بارندگی، رطوبت خاک و توپوگرافی، به شدت با زمان و مکان تغییر می‌کنند. طرحواره‌های سطح به دلیل توان تفکیک کم قادر به مدل کردن صریح این فرایندهای پیچیده حاکم بر ایجاد رواناب نیستند. از این رو، برای وارد کردن این فرایندها در طرحواره‌های سطح تغییرات زیرشبکه‌ای معرفی می‌شوند که در مقیاس مدل، قابل ردیابی نیست. روش‌های متفاوتی بر مبنای تابع توزیع احتمال بارش (انتخابی و ایگلکسن، ۱۹۸۹؛ هامان، ۲۰۰۳) یا تابع توزیع احتمال ویژگی‌های فیزیوگرافی و هیدرولوژیکی سطح برای وارد کردن اثر تغییرات زیرشبکه‌ای در مدل‌سازی بارش-رواناب طرحواره‌های سطح خشکی‌ها معرفی شده است. روش‌های دسته‌آخر شامل به کار بردن تابع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک (دومنیل و تودینی، ۱۹۹۲؛ وود و همکاران، ۱۹۹۲؛ لیانگ و شی، ۲۰۰۱)، تابع توزیع احتمال ظرفیت ذخیره آب خاک (ژائو و همکاران، ۱۹۸۰؛ مانفردا و فیورنتینو، ۲۰۰۸) و تابع توزیع احتمال شاخص‌های توپوگرافی (اشتایگلاپتر و همکاران، ۱۹۹۷؛ گندی و کاکس، ۲۰۰۳؛ نیو و همکاران، ۲۰۰۵) است.

در ارزیابی خروجی‌های رواناب طرحواره‌های سطح در رودخانه‌ها نیاز به مدل روندیابی رودخانه است و رواناب ایجاد شده در رودخانه از طریق شبکه کانال در

مسیر جریان آب انتقال می‌یابد. راسل و میلر (۱۹۹۰) چرخه‌های هیدرولوژی رودخانه‌های اصلی در مقیاس محلی و جهانی را مورد بررسی قرار دادند و رواناب‌های شبیه‌سازی شده یک مدل گردش کلی جو را به دبی رودخانه در شبکه‌ای با گام مکانی $2^{\circ} \times 2/5^{\circ}$ تبدیل و با داده‌های مشاهداتی مقایسه کردند. همچنین میلر و همکاران (۱۹۹۴) یک مدل روندیابی خطی را برای شبیه‌سازی دبی ماهانه خروجی‌های رواناب مدل گردش کلی جو به کار بردند. اکی و سود (۱۹۹۸) نیز مدل مسیر مجموع رواناب کل (TRIP, Total Runoff Integrating Pathways) را معرفی کردند که هدف آن توصیف جریان جانبی آب روی سطح براساس مسیرهای کانال رودخانه بود و شبیه‌سازی‌های رواناب مدل گردش کلی جو در حوضه رودخانه را به دبی تبدیل کردند.

در این تحقیق رواناب طرحواره سطح OSU-LSM (Oregon State University Land Surface Scheme) در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF (Weather and Research Forecasting Model) مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این طرحواره برای پارامتر کردن رواناب از تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ لایه‌ای خاک استفاده شده است. همچنین برای تبدیل رواناب به دبی رودخانه، نسخه دوم مدل روندیابی TRIP (اکی و همکاران، ۲۰۰۱) با این طرحواره سطح جفت شده است.

لازم به ذکر است که در این تحقیق فقط پارامترسازی رواناب مدنظر قرار گرفته است در حالی که ضعف در مدل‌های هواشناسی می‌تواند به شرایط اولیه و مرزی، نوع مدل هواشناسی، طرحواره سطح و شکل پارامترسازی مربوط باشد.

۲ روش‌شناسی

در این بخش مدل‌های مورد بررسی به طور خلاصه معرفی و خصوصیات منطقه مورد تحقیق، عرضه می‌شود.

گیاهی پن و مارت (۱۹۸۴) و رواناب سطحی شاکه و همکاران (۱۹۹۶) و مدل ساده برف است. در بخش ترمودینامیکی طرحواره سطح، دمای خاک از طرحواره چندلایه‌ای خاک مارت و پن (۱۹۸۴) محاسبه می‌شود که در آن رابطه پخشی شار گرمایی خاک به کار می‌رود.

در بخش آبی این طرحواره سطح، رطوبت حجمی خاک، Θ ، از حل عددی معادله ریچاردز (Richards equation) محاسبه می‌شود:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\Theta} \quad (1)$$

که در آن F_{Θ} چشمه و چاه رطوبت خاک (مانند بارش، تبخیر و رواناب) و K و D رسانایی هیدرولیکی و پخش هیدرولیکی خاک است که هر دو به رطوبت حجمی خاک وابسته‌اند. در این طرحواره، برای بهبود شبیه‌سازی‌های رواناب، رواناب سطحی از مدل توازن ساده آب (SWB, Simple Water Balance) پارامتر می‌شود (شاکه و همکاران، ۱۹۹۶). مدل توازن ساده آب یک مدل دولایه‌ای خاک است که در آن تابع توزیع احتمال ظرفیت نفوذ لایه‌ای خاک برای توصیف تغییرات رطوبت خاک به کار می‌رود. لایه نازک بالایی حدود چند میلی‌متر بالایی خاک است و تاثیر تبخیر از بخش مرطوب پوشش گیاهی نیز در آن در نظر گرفته می‌شود. لایه پایینی در بردارنده ناحیه ریشه و سامانه آب خاک است که در آن جذب آب توسط ریشه‌ها و درون شارش اضافی بارش از لایه بالایی به این لایه در نظر گرفته می‌شود. هر دو لایه دارای ظرفیت ذخیره آب محدودی هستند. در این مدل رواناب سطحی زمانی رخ می‌دهد که شدت بارش از بیشینه نفوذ خاک بیشتر باشد. توزیع ظرفیت نفوذ، I_C ، به صورت تابع توزیع تجمعی، $F(I_C)$ ، به صورت زیر بیان می‌شود:

$$F(I_C) = \frac{I_C}{P_x + I_C} \quad (2)$$

۱-۲ مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF

مدل WRF مدل میان‌مقیاس پیش‌بینی عددی وضع هوا است که امروزه به‌طور گسترده‌ای در پیش‌بینی و در پروژه‌های تحقیقاتی به کار می‌رود. اولین نسخه این مدل در دسامبر ۲۰۰۱ عرضه شد (وانگ و همکاران، ۲۰۰۱). گام مکانی مدل ممکن است از چندین متر تا هزاران کیلومتر متغیر باشد. مدل WRF دارای دو هسته دینامیکی و فیزیکی است. هسته دینامیکی شامل دو هسته جرم اولیری (ARW: Advanced Research WRF) و مدل غیر هیدروستاتیکی میان‌مقیاس (NMM: Non hydrostatic Mesoscale Model) است. هسته دینامیکی شامل معادلات فرافت، گرادیان فشار، اثر کوریولیس، فیلترها، پخش و طرحواره زمانی است. هسته فیزیکی مدل شامل طرحواره‌های پارامترسازی تابش، لایه مرزی، سطح، همرفت و میکروفیزیک است که هر کدام شامل چندین نسخه مختلف‌اند. دستگاه مختصات قائم مدل دستگاه سیگما است که مقدار آن از یک تا صفر، از سطح زمین تا بالاترین لایه جو، تغییر می‌کند. شبکه افقی مدل، شبکه C آراکوا است. مدل WRF دارای سه بخش پیش‌پردازشگر، خود مدل (شامل هسته دینامیکی و هسته فیزیکی) و بخش پس‌پردازشگر است.

۲-۲ طرحواره سطح OSU

طرحواره OSU (چن و دادها، ۲۰۰۱) یکی از سه طرحواره سطح جفت شده در نسخه سوم مدل WRF است. این طرحواره شامل ۴ لایه خاک، به ترتیب از سطح با ضخامت‌های ۰/۱، ۰/۳، ۰/۶ و ۱ متر، یک لایه پوشش برف و یک لایه پوشش گیاهی است. کل عمق خاک ۲ متر در نظر گرفته می‌شود که شامل یک متر بالایی خاک (ناحیه ریشه‌ها) و یک متری پایین خاک با جریان گرانشی کف است. این طرحواره سطح ترکیبی از مدل‌های چندلایه‌ای خاک مارت و پن (۱۹۸۴)، مدل پوشش

ذخیره آب زیرزمینی (متر مکعب)، S_g ، با ذخیره خطی ساده معرفی می‌شود:

$$\frac{dS_g}{dt} = D_{LSMg} - D_{outg} \quad (7)$$

که در آن D_{outg} و D_{LSMg} به ترتیب رواناب زیر سطحی و برون شارش جریان از ذخیره زیرزمینی است. این برون شارش با در نظر گرفتن تاخیر زمانی جریان آب زیرزمینی (برحسب روز)، T_g ، برابر با $D_{outg} = \frac{1}{T_g} \times S_g$ است. با وارد کردن رابطه برون شارش جریان در رابطه ذخیره آب زیرزمینی، ذخیره آب زیرزمینی به صورت زیر بهنگام می‌شود:

$$S_g(t+dt) = e^{\frac{-dt}{T_g}} S_g(t) + \left(1 - e^{\frac{-dt}{T_g}}\right) \times T_g \times D_{LSMg} \quad (8)$$

ذخیره آب سطحی (مترمکعب)، S_s ، از رابطه تراز آب به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{dS_s}{dt} = D_{up} + D_{out} + D_{LSMs} - Q \quad (9)$$

در رابطه (9) D_{up} و D_{LSMs} رواناب سطحی و کل برون شارش سلول‌های شبکه در بالادست (مترمکعب بر ثانیه) و Q مقدار دبی رودخانه (مترمکعب بر ثانیه) است. ذخیره آب سطحی، یا همان حجم آب در کانال رودخانه، براساس رابطه‌ای بین مساحت، A ، و طول رودخانه، l ، بیان می‌شود. قابل ذکر است که در این مدل روندیابی مقدار محاسبه شده طول کانال کوچک‌تر از مقدار واقعی است. به همین دلیل ضریب اصلاحی r_m ، با مقدار جهانی 1/4، برای برآورد طول واقعی مسیر معرفی شده است. پس ذخیره آب سطحی با فرض سرعت ثابت جریان آب، v ، با رابطه زیر بیان می‌شود:

در رابطه (2) مقدار بارش موثر است. مقدار بیشینه نفوذ خاک، I ، از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$I = \frac{P_x I_C}{P_x + I_C} \quad (3)$$

براین اساس بیشینه نفوذ خاک در طرحواره سطح OSU به صورت رابطه زیر وارد می‌شود:

$$I_{max} = P_d \frac{D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]}{P_d + D_x [1 - \exp(-kdt\delta_i)]} \quad (4)$$

در این رابطه، δ_i گام زمانی مدل برحسب مقیاس زمانی روزانه ($\frac{\delta_i}{86400}$) است و kdt و D_x از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$kdt = kdt_{ref} \frac{K_s}{K_{ref}} \quad (5)$$

$$D_x = \sum_{i=1}^4 \Delta z_i (\Theta_s - \Theta_i) \quad (6)$$

که K_s رسانایی هیدرولیکی اشباع (m/s)، $kdt_{ref} = 3$ ، $K_{ref} = 2 \times 10^{-6} \text{ms}^{-1}$ و Θ_s و Θ_i به ترتیب رطوبت حجمی اشباع و رطوبت حجمی واقعی خاک در لایه i ام (m^3/m^3) است.

فرض می‌شود که شار آب در کف مدل خاک فقط در اثر نفوذ گرانشی رخ می‌دهد و از این رو برابر رسانایی هیدرولیکی پایین‌ترین لایه خاک است. در طرحواره سطح OSU این شار رواناب زیرسطحی خوانده می‌شود.

2-3 مدل روندیابی مسیر تجمعی رواناب کل (TRIP) در این تحقیق مدل روندیابی مسیر مجموع رواناب کل که اکی و همکاران (2001) برای جریان‌های ثابت و متغیر عرضه کرده‌اند، با طرحواره سطح OSU جفت می‌شود. در نسخه دوم مدل روندیابی مسیر مجموع رواناب کل، که از این پس در این مقاله TRIP خوانده می‌شود، دو ذخیره آب شامل ذخیره آب سطحی و زیرزمینی تعریف می‌شود.

ایستگاه سوسن (شرق کارون) برای تقسیم حوضه کارون به سه زیرحوضه انتخاب شده است (شکل ۲). برای تقسیم‌بندی حوضه کارون به سه زیرحوضه از داده‌های ارتفاعی با توان تفکیک افقی ۹۰ متر از ماهواره شاتل و از نرم‌افزارهای ARCHYDRO و ARCGIS استفاده شده است و زیرحوضه‌ها براساس نام ایستگاه‌های آب‌سنجی، زیرحوضه فارسیات، سوسن و حرمله نام‌گذاری می‌شود (جدول ۲).

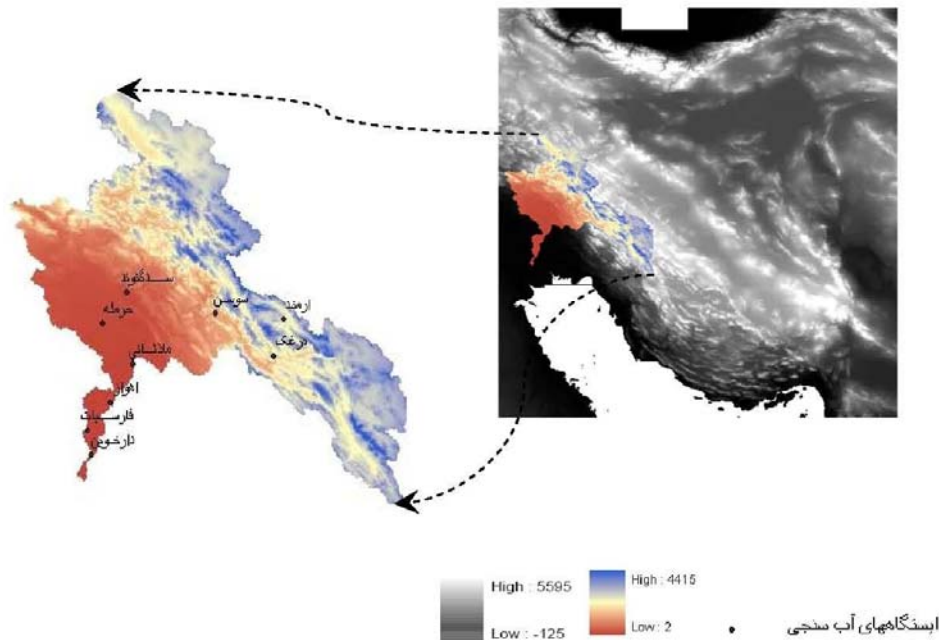
داده‌های جهت جریان از داده‌های توپوگرافی با روش D8، که جریان در ۸ جهت جغرافیایی در نظر گرفته می‌شود، تهیه شده است (شکل ۳) و این داده‌ها به همراه داده‌های ارتفاعی، پس از در آمدن به فرمت باینری ویژه مدل WRF در بخش پیش‌پردازش مدل، WPS, WRF Preprocessing System، وارد شده است.

$$S_s(t+dt) = e^{\frac{-dt \times v}{l \times r_m}} S_s(t) + \left(1 - e^{\frac{-dt \times v}{l \times r}} \right) \times \frac{l \times r_m}{v} [D_{up}(t+dt) + D_{outg}(t+dt) + D_{LSMs}(t+dt)] \quad (10)$$

تأخیر زمانی آب زیرزمینی ۳ روز و سرعت جریان آب ۰/۵ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است (اکی و همکاران، ۲۰۰۱).

۴-۲ مشخصات منطقه مورد تحقیق

منطقه مورد تحقیق حوضه رودخانه کارون محدود به طول جغرافیایی ۴۸/۴ تا ۵۲/۹ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰/۳ تا ۳۴/۰ درجه شمالی است (شکل ۱). با بررسی ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه کارون و طول دوره آماری داده‌های موجود، ۳ ایستگاه آب‌سنجی شامل ایستگاه فارسیات (جنوب کارون)، حرمله (مرکز کارون) و



شکل ۱. نقشه ارتفاعی با توان تفکیک افقی ۹۰ متر و ایستگاه‌های آب‌سنجی حوضه رودخانه کارون.

۳ بحث

مدل روندیابی TRIP برای جفت کردن با طرحواره سطح OSU به کار رفته در ویرایش سوم مدل پیش‌بینی عددی WRF در نظر گرفته می‌شود. مدل WRF با هسته دینامیکی ARW و طرحواره سطح OSU یک‌بار مستقل از TRIP (بدون روندیابی؛ از این پس OSU) و یک‌بار جفت‌شده با TRIP (با روندیابی؛ از این پس OSU-TRIP) اجرا می‌شود. نسخه طرحواره‌های دیگر که در اجرای مدل به کار رفته است در جدول ۲ آمده است. مدل WRF برای سه زیرحوضه ذکر شده با روش لانه‌ای یک‌سویه و استفاده از داده‌های شبکه مادر به‌منزله شرایط مرزی شبکه داخلی، اجرا می‌شود. گام مکانی برای شبکه مادر ۱۵×۱۵ کیلومتر مربع و برای شبکه داخلی ۵×۵ کیلومتر مربع است. در این بررسی دوره زمانی مورد بررسی، ماه دسامبر سال ۲۰۰۵ در نظر گرفته شده است. دلیل این انتخاب در دسترس بودن داده‌های هواشناسی GFS برای تامین شرایط مرزی مورد نیاز در اجرای مدل WRF است.

برای ارزیابی کارایی مدل جفت‌شده OSU-TRIP در شبیه‌سازی دبی رودخانه، ضریب کارایی مدل، E ، از رابطه زیر محاسبه می‌شود (نش و ساتکلیف، ۱۹۷۰):

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (O_i - M_i)}{\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})} \quad (11)$$

در رابطه (۱۱) O_i ، M_i و \bar{O} به ترتیب داده‌های مشاهداتی در زمان i و داده مدل در زمان i و میانگین داده‌های مشاهداتی در کل گام‌های زمانی موردنظر، N ، است. ضریب کارایی برابر صفر به این معنی است که شبیه‌سازی‌ها همان دقت را دارد که به جای اندازه‌رواناب

در همه زمان‌ها میانگین رواناب مشاهده شده را قرار دهیم. مقادیر مثبت ضریب کارایی E نشان از برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد و هنگامی که ضریب کارایی برابر با یک می‌شود داده‌های شبیه‌سازی شده با مدل در همه زمان‌ها با داده‌های مشاهداتی برابر است. مقادیر منفی ضریب کارایی نیز بیانگر این است که مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در دوره مورد بررسی بسیار ناموفق است و حتی نمی‌تواند به اندازه‌ی به کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد.

همچنین آریبی مدل (Bias)، b ، و میانگین قدر مطلق خطاها، (MAE, Mean Absolute Error)، از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$b = \bar{M} - \bar{O} \quad (12)$$

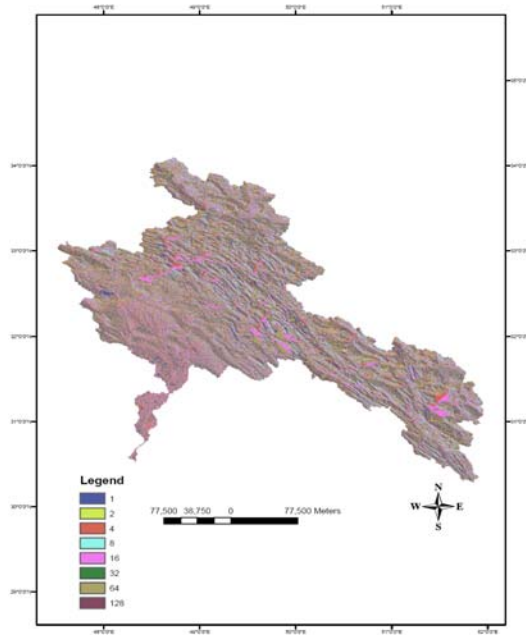
$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |M_i - O_i|$$

که \bar{M} میانگین داده‌های شبیه‌سازی شده مدل در کل زمان مورد بررسی است.

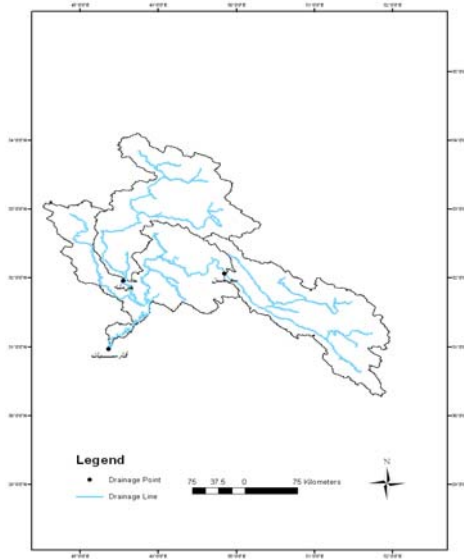
مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده روزانه رودخانه در ماه دسامبر ۲۰۰۵ با OSU و OSU-TRIP تفاوت‌های کوچکی را در هر سه زیرحوضه نشان می‌دهد (شکل ۴). این تفاوت‌ها در زیرحوضه فارسیات به طور متوسط $6/2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (حدود تغییرات $3-11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)، در زیرحوضه حرمله به طور متوسط $2/67 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (حدود تغییرات $3-5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) و در زیرحوضه سوسن به طور متوسط فقط $0/51 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (حدود تغییرات $0/01-4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) است که به دلیل وارد شدن تأخیر زمانی به صورت توان نمایی در محاسبات ذخیره‌های آب سطحی و زیرزمینی است (روابط (۸) و (۱۰)).

جدول ۱. مشخصات توپوگرافی و مساحت سه زیرحوضه مورد بررسی.

نام زیرحوضه	گستره طول جغرافیایی (درجه)	گستره عرض جغرافیایی (درجه)	میانگین ارتفاع (متر)	مساحت (کیلومتر مربع)
فارسیات	۴۷/۴-۵۲/۰ شرقی	۳۰/۲-۳۴/۲ شمالی	۱۳۵۲	۶۲۴۰۰
حرمه	۴۸/۱-۵۰/۴ شرقی	۳۱/۹-۳۴/۲ شمالی	۱۶۸۱	۲۱۳۷۶/۲
سوسن	۴۹/۵-۵۲/۰ شرقی	۳۰/۲-۳۲/۷ شمالی	۲۲۶۲	۱۹۸۱۱/۳



شکل ۳. نقشه جهت جریان درحوضه کارون (۱ بیانگر جهت شرق، ۲ جنوب شرق، ۴ جنوب، ۸ جنوب غرب، ۱۶ غرب، ۳۲ شمال غرب، ۶۴ شمال و ۱۲۸ شمال شرق).



شکل ۲. نقشه سه زیرحوضه کارون.

فارسیات ناکارایی مدل هواشناسی در پارامترسازی رواناب و به‌ویژه بارش مشهود است.

مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده مدل جفت‌شده OSU-TRIP با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه حرمه در کل زمان مورد بررسی (ماه دسامبر ۲۰۰۵) بیانگر فروبرآورد دبی با مدل است (شکل ۵-ب). در این زیرحوضه اختلاف میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده با مدل (۶۷ متر مکعب بر ثانیه) و دبی مشاهداتی (۲۰۵/۴ مترمکعب بر ثانیه) زیاد است که سبب آریبی زیاد و منفی و مقدار میانگین مطلق بزرگ خطاها می‌شود (جدول ۳). ضریب کارایی مدل نیز منفی (۲-) است که این بیانگر ناموفق بودن مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در این زیرحوضه است، به‌طوری‌که حتی نمی‌تواند به اندازه به کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد (جدول ۳). بررسی شکل ۵-ب بیانگر حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها است و اختلاف زیاد در دبی‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل در این زمان‌ها سبب ایجاد آریبی زیاد و منفی می‌شود. ناکارایی طرحواره سطح در پارامترسازی رواناب زیر سطحی می‌تواند از دلایل این آریبی زیاد و منفی و در نتیجه برآورد رطوبت پایین‌ترین لایه خاک مدل باشد. با بررسی بیشتر شکل ۵-ب، افزایش شدت بارش طی روزهای ۱۶-۱۷ دسامبر موجب افزایش شدیدی در دبی مشاهداتی می‌شود، درحالی‌که با وجود فراب‌آورد بارش شبیه‌سازی شده با مدل طی این روزها (حدوداً یک و نیم برابر بارش مشاهداتی) افزایش شدیدی در دبی شبیه‌سازی شده مشاهده نمی‌شود.

مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده مدل جفت‌شده OSU-TRIP با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه فارسیات در کل زمان مورد تحقیق (دسامبر ۲۰۰۵) بیانگر فروبرآورد دبی با مدل است (شکل ۵-الف). در این زیرحوضه، تفاوت میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده با مدل (۲۲۹/۳ متر مکعب بر ثانیه) و دبی مشاهداتی (۴۴۹/۶ مترمکعب بر ثانیه) زیاد است که سبب آریبی زیاد و منفی و مقدار میانگین مطلق بزرگ خطاها می‌شود (جدول ۳). ضریب کارایی مدل مثبت و کوچک، ۰/۰۹، است که بیانگر برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها دارد (جدول ۳).

بررسی شکل ۵-الف، بیانگر حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها است و اختلاف زیاد در دبی‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل سبب ایجاد آریبی زیاد و منفی مدل می‌شود. از دلایل این آریبی زیاد و منفی می‌تواند ناکارایی طرحواره سطح در پارامترسازی رواناب زیرسطحی و در نتیجه برآورد رطوبت کمترین لایه خاک مدل باشد. با بررسی بیشتر شکل ۵-الف، افزایش شدت بارش طی روزهای ۱۹ و ۲۶ دسامبر سبب افزایش شدیدی در دبی مشاهداتی می‌شود درحالی‌که با فروبرآورد بارش با مدل WRF طی این روزها، به‌ترتیب ۶ و ۱۸ میلی‌متر، شدت افزایش در دبی شبیه‌سازی شده مشاهده نمی‌شود. با وجود فراب‌آورد بارش شبیه‌سازی شده با مدل هواشناسی طی روزهای ۱۸-۱۶ و ۲۴-۲۲ دسامبر، به‌ترتیب ۲۵ و ۱۵ میلی‌متر، باز هم افزایش شدیدی در دبی شبیه‌سازی شده مشاهده نمی‌شود که به ضعف مدل در شبیه‌سازی رواناب سطحی در نتیجه برآورد بیشینه ظرفیت نفوذ خاک مربوط است. پس در زیرحوضه

جدول ۲. طرحواره‌های به‌کاررفته در اجرای سومین نسخه مدل WRF.

طرحواره لایه مرزی	طرحواره لایه سطحی	طرحواره همرفتی	طرحواره میکروفیزیک ابر	طرحواره تابش موج کوتاه	طرحواره تابش موج بلند
YSU	Monin-Obukhov	Kain-Fritsch	Kessler	Dudhia scheme	RRTM

مقدار محاسبه شده کارایی مدل و بررسی بارش و رواناب، مدل عملکرد بهتری نسبت به زیرحوضه حرمله دارد. در بررسی همبستگی بین داده‌های بارش و دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل، نمودار تیلور (تیلور، ۲۰۰۱) در هر سه زیرحوضه مورد بررسی، که براساس انحراف معیار نرمال شده (نسبت انحراف معیار داده‌های شبیه‌سازی شده و مشاهداتی) و ضریب همبستگی بین داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده است، رسم شد (شکل ۶). در شکل ۶، نقطه مرجع (REF) دارای ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال شده برابر یک است.

بررسی بارش در زیرحوضه فارسیات نشانگر ضریب همبستگی کمتری نسبت به رواناب است در حالی که در دو زیرحوضه سوسن و حرمله، ضریب همبستگی بارش (در محدوده ۰/۸۸-۰/۶۶) بسیار بزرگ‌تر از رواناب (در محدوده ۰/۵۴-۰/۵۰) است. بیشترین ضریب همبستگی در بارش در زیرحوضه سوسن و کمترین آن در زیرحوضه فارسیات (۰/۰۲) و بیشترین ضریب همبستگی در رواناب در زیرحوضه فارسیات (۰/۸۴) و کمترین آن در زیرحوضه حرمله (۰/۵۰) است. مقایسه انحراف معیار نرمال شده بارش و رواناب در هر سه زیرحوضه بیانگر تغییرات بزرگ‌تر (کوچک‌تر) بارش شبیه‌سازی شده (رواناب شبیه‌سازی شده) نسبت به داده‌های مشاهداتی است.

این نتایج نشان می‌دهد که خطای مدل پیش‌بینی وضع هوا (WRF) در پیش‌بینی بارش و خطای طرحواره سطح OSU در رابطه بارش-رواناب یا خطای موجود در پارامترهای سطحی به کار برده شده در اجرای مدل، به‌ویژه پارامترهای مربوط به تابع توزیع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک، هریک سهمی در خطای برآورد دبی رودخانه دارند. مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده (شکل ۵) همچنین نشان می‌دهد که خطا در شرایط آغازی به کار رفته در تحقیق حاضر، به‌ویژه شرایط آغازی ذخایر

این نبود افزایش شدید در دبی مربوط به ناکارایی مدل در پارامترسازی رواناب سطحی و در نتیجه بیشینه ظرفیت نفوذ خاک است. در بررسی دومین بیشینه دبی رودخانه طی روزهای ۲۶-۲۳ دسامبر با افزایش شدت بارش مشاهداتی و در نتیجه افزایش دبی مشاهداتی، افزایش شدت بارش با مدل پیش‌بینی می‌شود اما با وجود فرا-برآورد بارش توسط مدل باز هم افزایش شدیدی در دبی شبیه‌سازی شده مشاهده نمی‌شود. پس در زیرحوضه حرمله ناکارایی مدل در برآورد رواناب‌های سطحی و زیر سطحی مشهود است.

مقایسه دبی روزانه شبیه‌سازی شده مدل جفت شده OSU-TRIP با داده‌های مشاهداتی در زیرحوضه سوسن در بیشتر زمان مورد تحقیق، بیانگر فروبرآورد دبی با مدل است (شکل ۵-ج). در این زیرحوضه اختلاف میانگین ماهانه دبی شبیه‌سازی شده با مدل (۱۸/۳ متر مکعب بر ثانیه) و دبی مشاهداتی (۶۰/۶ مترمکعب بر ثانیه) نسبتاً زیاد است که سبب آریبی زیاد و منفی و مقدار میانگین مطلق بزرگ خطاها می‌شود (جدول ۳). ضریب کارایی مدل نیز منفی (۰/۱۳-) است که خود بیانگر ناموفق بودن مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در این زیرحوضه است (جدول ۳). بررسی شکل ۵-ج بیانگر حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها است و کاهش اختلاف در دبی‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل، بیانگر کارایی آن در پارامترسازی رواناب زیر سطحی است. با بررسی بیشتر شکل ۵-ج، افزایش شدت بارش طی روزهای ۱۸-۱۷ دسامبر، که با افزایش شدیدی در دبی مشاهداتی همراه است، با افزایش شدت بارش و دبی شبیه‌سازی شده با مدل همراه است. بررسی دومین بیشینه دبی مشاهداتی بیانگر افزایش شدت بارش طی روزهای ۲۶-۲۳ دسامبر است اما با توجه به فروبرآورد بارش با مدل، شدت افزایش دبی شبیه‌سازی شده بسیار کمتر از دبی مشاهداتی است. در زیرحوضه سوسن، با توجه به

آب سطحی و زیرزمینی، نیز می‌تواند منشأ خطای دیگری برای دبی شبیه‌سازی شده باشد.

۴ نتیجه‌گیری

بررسی روزانه شبیه‌سازی‌های دبی رودخانه در طرحواره سطح OSU در مدل پیش‌بینی عددی وضع هوا WRF با مدل روندیابی و بدون مدل روندیابی رودخانه در حوضه رودخانه کارون در دسامبر ۲۰۰۵ در هر سه زیرحوضه فارسیات، سوسن و حرمله، بیانگر اختلاف قابل ملاحظه‌ای نیست. این اختلاف کم نیز ناشی از وارد کردن تاخیر زمانی در محاسبات ذخیره‌های آب سطحی و زیرزمینی است.

بررسی شبیه‌سازی‌های دبی در طرحواره سطح با روندیابی و داده‌های مشاهداتی در هر سه زیرحوضه کارون در دسامبر ۲۰۰۵ بیانگر فروبر آورد دبی با مدل است و اختلاف زیاد بین میانگین ماهانه داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل، موجب آریبی منفی و زیاد و میانگین مطلق خطاهای بزرگ شده است.

ضریب کارایی مدل در دو زیرحوضه حرمله و سوسن منفی است که این بیانگر ناموفق بودن مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در این زیرحوضه‌ها است، به طوری که حتی نمی‌تواند به اندازه‌ی به کار بردن میانگین مشاهدات نیز واقعیت جریان رودخانه را نمایش دهد. کارایی مدل در شبیه‌سازی دبی رودخانه در زیرحوضه فارسیات مثبت است که این بیانگر برتری شبیه‌سازی‌ها بر پذیرش میانگین مشاهدات برای همه زمان‌ها است. در هر سه زیرحوضه مورد بررسی، به‌ویژه فارسیات و حرمله، آریبی مدل منفی و کم، و میانگین مطلق خطاها نیز بزرگ است.

حاکم بودن رواناب زیرسطحی در اکثر زمان‌ها و اختلاف زیاد در داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده در این دوره‌های زمانی،

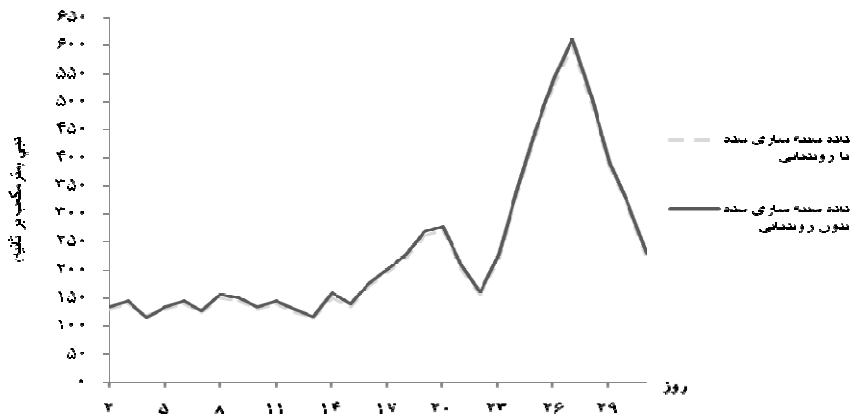
به‌ویژه در زیرحوضه‌های فارسیات و حرمله، نشان از برآورد نادرست مدل از رواناب زیرسطحی و در نتیجه رطوبت پایین‌ترین لایه خاک دارد.

اختلاف زیاد در دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل در زمان افزایش شدت بارش، بیانگر فقدان کارایی مدل در برآورد رواناب، و کارا نبودن مدل هواشناسی در برآورد بارش، به‌ویژه در زیرحوضه فارسیات است.

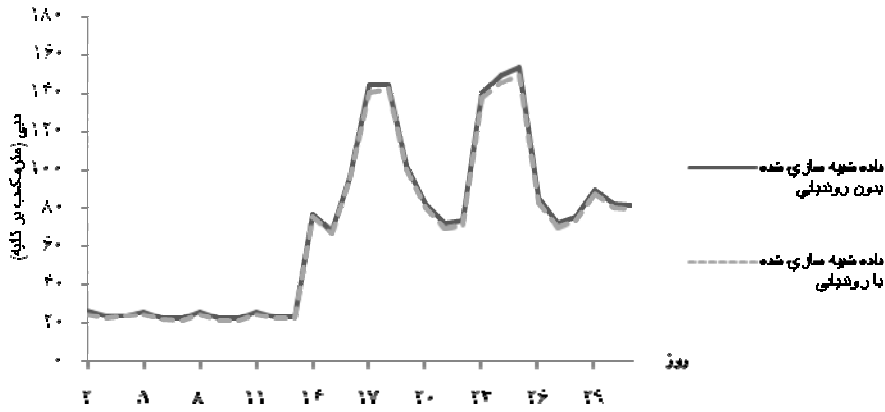
بررسی ضریب همبستگی و انحراف معیار نرمال شده رواناب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در هر سه زیرحوضه مورد تحقیق، بیانگر ضریب همبستگی بیشتر بارش نسبت به رواناب در دو زیرحوضه سوسن و حرمله و ضریب همبستگی کمتر بارش نسبت به رواناب در زیرحوضه فارسیات است و در هر سه زیرحوضه مورد بررسی، انحراف معیار نرمال شده بارش نسبت به رواناب بزرگ‌تر است.

خطای مدل پیش‌بینی وضع هوا (WRF) در پیش‌بینی بارش و خطای طرحواره سطح OSU در رابطه بارش-رواناب یا خطای موجود در پارامترهای سطحی به کار رفته در اجرای مدل، به‌ویژه پارامترهای مربوط به تابع توزیع چگالی احتمال ظرفیت نفوذ خاک، هریک سهمی در خطای برآورد دبی رودخانه دارند.

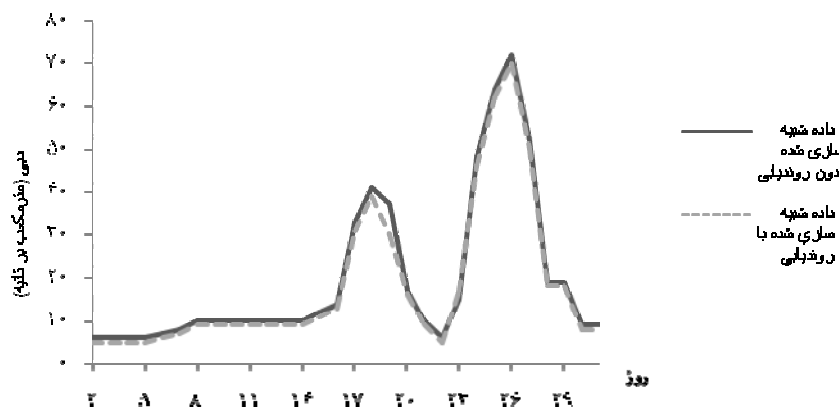
مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده و مشاهده شده همچنین نشان می‌دهد که خطا در شرایط آغازی به کار رفته در تحقیق حاضر، به‌ویژه شرایط آغازی ذخایر آب سطحی و زیرزمینی نیز می‌تواند منشأ خطای دیگری برای دبی شبیه‌سازی شده باشد.



(الف)

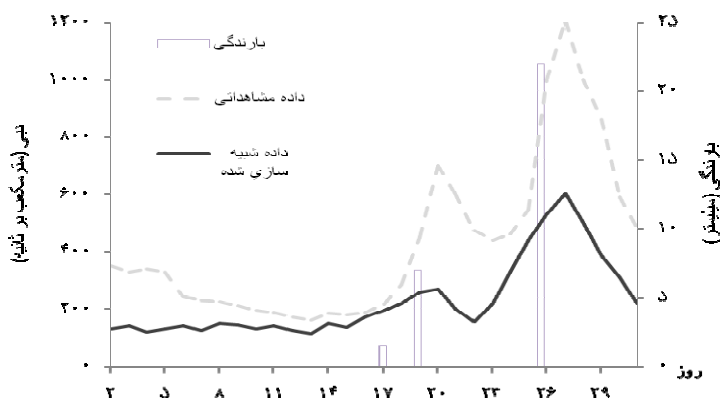


(ب)

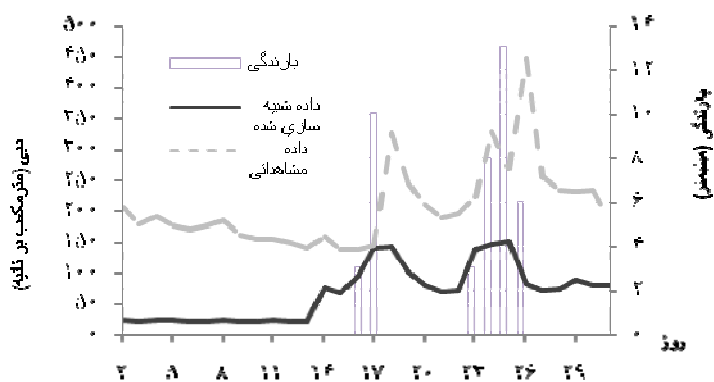


(ج)

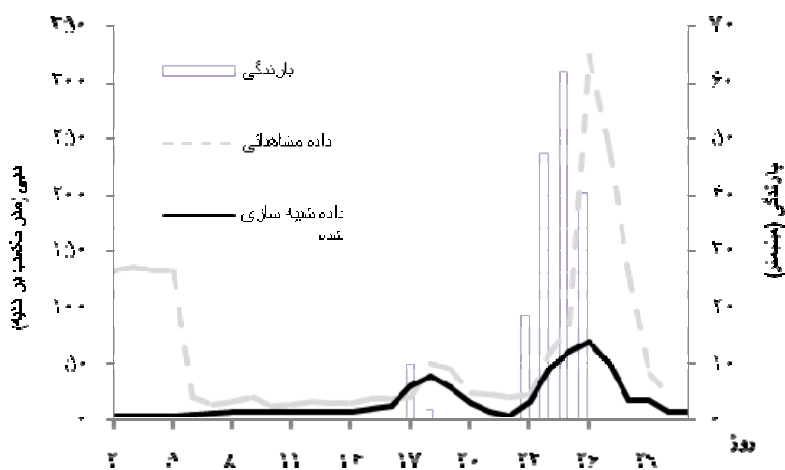
شکل ۴. مقایسه دبی‌های شبیه‌سازی شده روزانه رودخانه (مترمکعب بر ثانیه) با OSU-TRIP و OSU در بازه زمانی ۲-۳۱ دسامبر ۲۰۰۵ در (الف) زیرحوضه فارسیات، (ب) زیرحوضه حرمله و (ج) زیرحوضه سوسن.



(الف)



(ب)

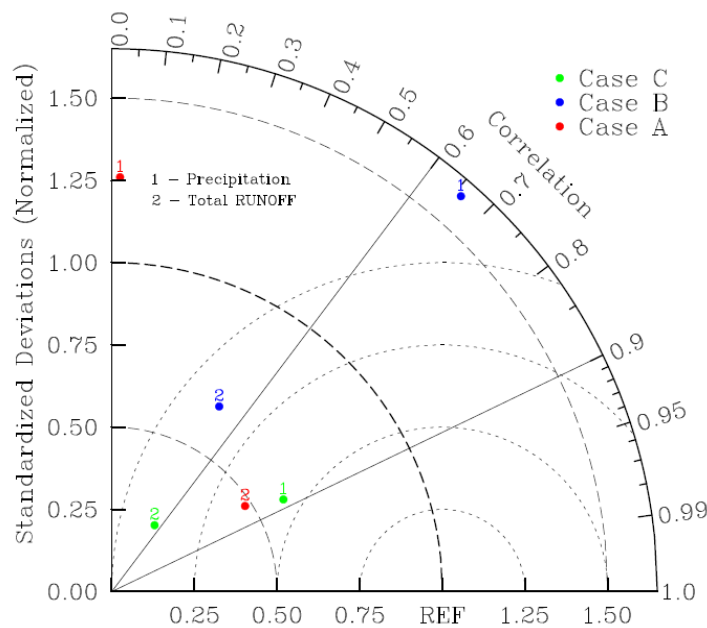


(ج)

شکل ۵. نمودار روزانه دبی رودخانه (مترمکعب بر ثانیه) مشاهداتی و شبیه‌سازی شده با مدل وبارندگی مشاهداتی (میلی‌متر) در بازه زمانی ۲-۳۱ دسامبر ۲۰۰۵ در (الف) زیرحوضه فارسیات، (ب) زیرحوضه حرملة و (ج) زیرحوضه سوسن.

جدول ۳. ارزیابی عملکرد مدل در شبیه‌سازی دبی طرحواره سطح جفت شده OSU-TRIP در سه زیرحوضه رودخانه کارون.

نام زیرحوضه	کارایی مدل	ارایی مدل	میانگین مطلق خطا
فارسیات	۰/۰۹	-۱۹۸	۱۹۹
سوسن	-۰/۱۳	-۴۲/۳	۴۳/۸
حرمه	-۲	-۱۳۸	-۱۳۸



شکل ۶. نمودار تیلور رواناب و بارش در حوضه رودخانه کارون در دسامبر ۲۰۰۵ (Case A بیانگر زیرحوضه فارسیات، Case B بیانگر زیرحوضه حرمه و Case C بیانگر زیرحوضه سوسن).

Dumenil, L., and Todini, E., 1992, A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In: O'Kane, J.P. (ed.), Advances in Theoretical Hydrology, attribute to James Dooge, Elsevier, 129-157.

Entekhabi D., and Eagleson, P. S., 1989: Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale variability. J. Climate, 2, 816-831

Gendy, N., and Cox, P. M., 2003, The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. Journal of Hydrometeorology, 4, 1265-1275.

Irannejad, P. and Henderson-Sellers, A., 2007, Evaluation of AMIP II global climate model simulations of the land-surface water budget

منابع

Avissar, R., and Pielke, R., 1989, A parameterization of heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. Mon. Wea. Rev., 117, 2113-2136.

Chen, F., and Dudhia, J., 2001, Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part I: Model implementation and sensitivity. Mon. Wea. Rev., 129, 569-585.

Chen, F., and Dudhia, J., 2001, Coupling and advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system, Part II: Preliminary model validation. Mon. Wea. Rev., 129, 587-604.

- Rowentree, P. R., 1983, Sensitivity of GCM to land surface processes. Proc. Workshop in Intercomparison of Large Scale Models for Extended Range Forecasts. Reading, United Kingdom, ECMWF, 225-261.
- Rowentree, P. R., and Bolton, J. R., 1983, Simulations of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 501-526.
- Russell, G. L. and Miller, J. R., 1990, Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model. J. Hydrol., 117, 241-254.
- Schaake, J. C., Koren, V. I., Mitchell, Q. Y. and Chen, F., 1996, A simple water balance model (SWB) for estimating runoff at different spatial and temporal scales. J. Geophys. Res., 101, 7461-7475.
- Steiglitz, M., Rind, D., Famiglietti, J. and Rosenzweig, C., 1997, An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. J. Climate, 10, 118-137.
- Taylor, K.E., 2001, Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. J. Geophys. Res., 106, 7183-7192
- Verstraete, M. M. and Dickinson, R. E., 1986, Modeling surface processes in atmospheric general circulation models. Ann. Geophys., 4(B), 357-364.
- Wang, W., Baker, D., Bruyere, C., Dudhia, J., Gill, D. and Michalakes, J., 2001, User's Guide ARW, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>.
- Wood, E. F., Lettenmair, D. P. and Zartarian, V.G., 1992, A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general-circulation models. J. Geophys. Res. Atmospheres, 97, 2717-2728.
- Zhao, R.-J., Zhang, Y.L. and Fang, L.R., 1980, The Xinanjiang model. Hydrological Forecasting Proceedings Oxford Symposium, IAHS Pub. 129, 351-356.
- and its components over the GEWEX-CEOP regions. J. Hydrometeor., 8, 304-325.
- Hahmann, A. N., 2003, Representing spatial subgrid-scale precipitation variability in a GCM. J. Hydrometeor., 4, 891-900.
- Koster, R. D., and P. C. D. Milly, 1997, The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. J. Climate., 10, 1578-1591.
- Mahfouf, J. F., Richard, E. and Mascart, P., 1987, The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. J. Climate Appl. Meteor., 26, 1483-1495.
- Mahrt, L. and Pan, H.-L., 1984, A two-layer model of soil hydrology. Bound.- Layer Meteor., 29, 1-20.
- Manfreda, S. and Fiorentino, M., 2008, A stochastic approach for the description of the water balance dynamics in a river basin. Hydrolo. Earth Syst. Sci., 12, 1189-1200.
- Miller, J. R., Russel, G. L. and Caliri, G., 1994, Continental-scale river flow in climate models. J. Climate. 7, 914-928.
- Mintz, Y., 1984, The sensitivity of numerically simulated climates to land surface boundary conditions. In: Houghton, J. T. (ed.), The Global Climate, Cambridge University Press, 79-105.
- Moore, R. J., 1985, The Probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. Hydrol. Sci. J., 30, 273-297.
- Nah, J. E., and Sutcliffe, J. V., 1970, River flow forecasting through conceptual models. I. A discussion of principles. J. Hydrol., 10, 282-290.
- Niu, G. Y., Yang, Z. L., Dickenson, R. E. and Gulden, L. E., 2005, A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. J. Geophys. Res. Atmospheres, 110, D21106, doi:10.1029/2005JD00611.
- Oki, T. and Sud, Y. C., 1998, Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP),- A global river channel network. Earth Interactions 2, <http://EarthInteractions.org>.
- Oki, T., Agataa, Y., Kanae, S., Saruhashi, T., Yang, D. and Musiaka, K., 2001, Global assessment of current water resources using total runoff integrating pathways. J. Hydrolog. Sci., 46, 983-995.
- Pan, H.-L., and Mahrt, L., 1987, Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. Bound-Layer Meteor., 38, 185-202.