Irrigation Sciences and Engineering
Vol.40, No. 2, Summer 2017, p. 159-171

علوم و مهندسی آبیاری
جلد ۴۰، شماره‌ی۲، تابستان ۹۶، ص. ۱۷۱-۱۵۹

برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های آبریز استان خراسان شمالی با استفاده از مدل WinSRM (مطالعه موردی: حوضه آبریز دربند سملقان)

محمد رشیدی[۱*]، محبوبه حاجی‌بیگلو[۲]، محبوبه سربازی[۳] و محمد قادری[۴]

۱*- نویسنده مسئول، دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشگاه ارومیه، mo.rashidi1@gmail.com
۲- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبخیزداری، دانشگاه یزد.
۳- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد مناطق بیابانی، دانشگاه تهران.
۴- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشگاه ارومیه .

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۱۶ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱/۳۱

چکیده

برف شکلی از بارش است که به دلیل تأخیر زمانی بین زمان بارش و زمان تولید رواناب رفتار متفاوتی با دیگر شکل‌های بارش دارد و نقش بارزی در تعیین رژیم جریان و منابع آبی حوضه‌های آبریز کوهستانی دارد. حوضه آبریز دربند سملقان یکی از حوضه‌های آبریز کوهستانی استان خراسان شمالی می‌باشد که رواناب ناشی از آن از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش تلاش بر این بوده است که با استفاده از مدل شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف (WinSRM)، رواناب روزانه حاصل از ذوب برف با استفاده از اطلاعات برف به دست آمده از تصاویر سنجنده مودیس در این حوضه آبریز برای سال‌های آبی ۹۰-۱۳۸۹ و ۹۱-۱۳۹۰مورد ارزیابی و شناسایی قرار گیرد که سال نخست به عنوان سال واسنجی و سال بعدی به عنوان سال اعتبارسنجی درنظر گرفته شد. این مدل رواناب ذوب برف را با استفاده از پارامترهای هواشناسی، هیدرولوژی و ویژگی‌های فیزیکی حوضه برآورد کرده و همراه با مقادیر مشاهداتی، به صورت نمودار و عددی ارائه می‌کند. نتایج کاربرد مدل، شبیه‌سازی موفق و قابل قبولی را نشان داد به طوری که در آن مقادیر دو شاخص ضریب تبیین و تفاضل حجمی به ترتیب برابر ۰/۸۸ و ۳/۳- درصد برای سال نخست و ۰/۷۲ و ۰/۳ برای سال بعدی می‌باشد. مقادیر به دست آمده، دقت بالای مدل را در برآورد رواناب ذوب برف حوضه مورد مطالعه، نشان می‌دهد و بیانگر قابلیت کاربرد مدل برای حوضه‌های دیگر منطقه می‌باشد.

کلیدواژه‌ها : ذوب برف، رواناب، فاکتور درجه روز، مدل SRM.

Estimation of Snowmelt Runoff in Northern Khorasan Basin by using winSRM Model(Case Study: Darband Samalghan Basin)

M.Rashidi[1*], M.Hajibigloo[2], M.Sarbazi[3] and M.Ghaderi[4]

1*- Corresponding Author, M.Sc. Irrigation and Drainage, Urimia University, Urimia, Iran.
2- M.Sc. Watershed Management, Yazd University, Yazd, Iran.
3- M.Sc. Desert Management, Tehran University, Tehran, Iran.
4- M.Sc. Irrigation and Drainage, Urimia University, Urimia, Iran.

Received:6 May 2014 Accepted:19 April 2016

Abstract

Snow is a form of precipitation that plays a key role in runoff generation at mountain climate watersheds. Because of a time delay between the snowfall and its melting process, the generated runoff has a differnet behavior than other form runoff generations. DarbandSamalghan is one of

Archive of SID
www.SID.ir

the important mountain climate watersheds in North Khorsan province that its snowmelt runoff has a significant influence in the watershed streamflow. In this study a snowmelt runoff model (WinSRM) applied for runoff simulation during the two water year 2010-11 as calibration and 2011-12 for validation by using the MODIS satellite data. The model can estimate the snowmelt runoff using metorogical, hydrological and physical characterstics of the watershed as well as providing the output simulations in diffrenet form of charts and values. The results showed a good agreement between the simulated and observed streamflow data. The determination coefficient and difference volume were 0.88 and -3.3 % for the first year, and 0.72 and 0.3 for the next year of simulation respectively. Finally, results of this study indicated the high capability of the WinSRM model and this model can be applied for the other watersheds in the region.

Keywords: Snow melt, Runoff, Degree-day factor, SRM model.

مقدمه

برف در مناطق کوهستانی و با عرض جغرافیایی بالا اهمیت ویژه‌ای دارد. ذوب برف در رواناب سطحی و در میزان نفوذ به صورت ضمنی منظور می‌شود و از جمله پارامترهایی است که اندازه‌گیری آن در یک سطح وسیع امکان‌پذیر نیست، زیرا نقاط مرتفع که بیشتر در معرض بارش برف هستند، از امکانات دسترسی کمتری برخوردارند. از این رو، باید با فرمول‌بندی عوامل مؤثر بر ذوب و انرژی محیط که صرف ذوب می‌شود، میزان ذوب را محاسبه نمود.

به این منظور، فرمول‌های متعددی برای محاسبه ذوب نقطه‌ای و ذوب حوضه‌ای ارائه گردیده است (پرهمت و همکاران، ۱۳۸۱ ؛ فتاحی و همکاران، ۱۳۹۰)، که هر کدام تحت شرایط خاص منطقه‌ای فرمول‌بندی و واسنجی می‌گردند. یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر ذوب، سطح پوشش برف می‌باشد و در حال حاضر استفاده از تصاویر ماهواره‌ای در کلیه مناطق جهان برای بررسی برف اهمیت خاصی پیدا کرده و تحقیقات مختلفی با استفاده از آن صورت گرفته و در حال انجام می‌باشد.

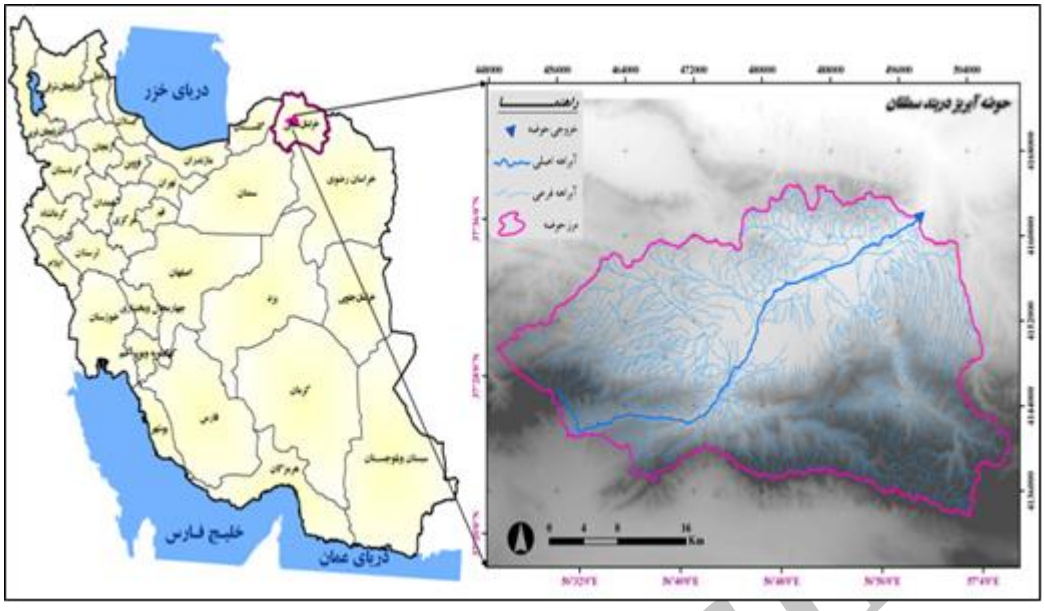
مدل SRM توسط مارتینک[1] در ۱۹۷۵ و نسخه‌های بعدی توسط مارتینک و رنگو[2] در ۱۹۸۶ تدوین گردیده‌اند که آخرین نسخه‌ی آن WinSRM ۱,۱۲ می‌باشد که در سال ۲۰۰۹ تهیه گردیده است. در پروژه‌ای که سازمان جهانی هواشناسی در یک مقایسه بین‌المللی در مورد برآورد و شبیه‌سازی برفاب در شش حوضه انتخابی و با استفاده از بیش از ۱۰۰ مدل انجام داد، مدل SRM کم‌ترین خطا را در شبیه‌سازی داشت (بی‌نام[3]، ۱۹۸۶). این مدل توسط سازمان‌ها و مراکز تحقیقاتی زیادی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تخمین رواناب حوضه آبریز در مناطق با پوشش برف فصلی، نیاز به یک الگوریتم ذوب برف به عنوان جزئی از سیستم مدل‌سازی دارد (بیلز و کلاین[4]، ۲۰۰۳).

مالچر و هیدینگر[5] (۲۰۰۱)، با استفاده از عکس‌های ماهواره مودیس سطح پوشش برف چهار زیرحوضه از حوضه اتزال در شرق اتریش را به دست آورده و با استفاده از مدل SRM رواناب ناشی از ذوب برف را شبیه‌سازی کرد. مدل رواناب زیرحوضه‌های ونت- روفن، ابرگرگل، هوبن و تومپن را به ترتیب با اختلاف حجم ۲/۳۵-، ۵/۵۶، ۰/۴۴ و ۰/۴۹ درصد و با مجذور ضریب همبستگی ۰/۹۳، ۰/۹۲، ۰/۸۷ و ۰/۸۸ شبیه‌سازی کرده است. در ترکیه، امره و همکاران[6] (۲۰۰۵) به منظور مدل‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در بالادست حوضه آبریز فرات از منحنی‌های فروکش سطح پوشش برف استخراج شده از نقشه‌های پوشش برف مودیس استفاده کردند. نتایج اولیه این مطالعه ایشان نشان داد که از این اطلاعات می‌توان برای شبیه‌سازی و همچنین پیش‌بینی رواناب ذوب برف در آن کشور استفاده کرد. جین و شائو[7] (۲۰۰۵) مدل SRM را برای بررسی تغییر اقلیم با استفاده از چگونگی میزان تغییرات رواناب حاصل از ذوب برف در شمال غربی چین به کار بردند. نتایج این مطالعه نشان داد، تغییر فصل ذوب برف، افزایش جریان آب در فصل ذوب برف و کاهش در جریان‌های بعد از فصل ذوب، تحت سناریو چهار درجه سانتی‌گراد افزایش دما رخ داده است.

هارشبرگر و همکاران[8] (۲۰۱۰) با استفاده از مدل SRM، داده‌های برف سنجنده مودیس و اطلاعات ایستگاه‌های تله‌متری برف در حوضه‌های کوهستانی غرب ایالات متحده به بررسی جریان‌های کوتاه‌مدت تا متوسط یک تا ۱۵ روزه پرداختند و به منظور بهینه‌سازی عملکرد مدل و کمک به اجرای آن از روش شاخص درجه حرارت برای دست‌یابی به میزان ذخیره برفی و از حداکثر و حداقل دمای بحرانی برای جداسازی بارش جامد و مایع و یا مخلوطی از باران و برف استفاده کردند. مقایسه این شبیه‌سازی نشان داد، پیشرفت قابل توجهی در بهبود عملکرد مدل روی داده است.

1- Martinec
2- Martinec and Rango
3 - Anonymous
4 - Bales and Cline
5 - Malcher and Heidinger
6 - Malcher and Heidinger
7 - Jian and Shuo
8 - Harshburger *et al.*

Archive of SID
www.SID.ir



شکل۱- موقعیت حوضه مورد مطالعه در ایران و استان خراسان شمالی

تاهیر و همکاران[1] (۲۰۱۱)، مدل SRM را برای مدل‌سازی رواناب ذوب برف تحت سناریوهای آب و هوایی در حوضه رودخانه هونزا واقع در محدوده قراقروم در شمال پاکستان به کار بردند که نتایج به دست آمده نشان داد که این مدل را می‌توان برای زیرحوضه‌های برفی و دارای یخچال‌های طبیعی بالادست رودخانه سند به کار برد. تاکور[2] (۲۰۱۴) وضعیت رواناب ذوب برف در بخشی از حوضه گانگا را مورد بررسی قرار داد و با استفاده از مدل SRM رواناب ناشی از ذوب برف را شبیه‌سازی کرد. مدل، رواناب حوضه رودخانه باگیراتی[3] و حوضه آلاخناندا[4] را به ترتیب با مجذور ضریب همبستگی بین ۰/۸۴-۰/۷۶ برای دوره زمانی ۲۰۰۷-۲۰۰۲ و مجذور ضریب همبستگی حدود ۰/۸۷ و ۰/۹۰ برای سال‌های ۲۰۰۰ و ۲۰۰۸ شبیه‌سازی کرده است. از آن‌جا که بیشتر حوضه‌های آبریز ایران کوهستانی و برف‌گیر می‌باشد، استفاده از مدل SRM همراه با کاربرد تصاویر ماهواره‌ای در سال‌های اخیر مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. از جمله آن‌ها می‌توان به کاربرد مدل SRM به همراه سطح پوشش برف بدست آمده از تصاویر ماهواره نوآ[5] در حوضه آبریز کامه توسط شهابفر و همکاران (۱۳۸۲) و در حوضه آبریز خرسان توسط پرهمت و همکاران (۱۳۸۴) اشاره کرد. نجفی و همکاران (۱۳۸۳)، برای برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه آبریز سد مهاباد، بیرودیان و همکاران (۱۳۸۴)، در تخمین رواناب حوضه آبریز زیارت، حسینی و همکاران (۱۳۸۶)، در حوضه آبریز طالقان از این مدل استفاده کردند. نجفی و همکاران (۱۳۸۶)، با استفاده از تصاویر سنجنده AVHRR و میربعقوب زاده (۱۳۸۶) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از تصاویر سنجنده مودیس، از مدل SRM برای شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های شهرچای ارومیه، سد کرج و حوضه آبریز بختیاری بهره جستند و به نتایج قابل قبولی در برآورد رواناب حاصل از ذوب برف برای مناطق یاد شده، دست یافته‌اند که بیانگر قابلیت کاربرد مدل برای حوضه‌های دیگر در این مناطق می‌باشد.

در تحقیق حاضر نیز با استفاده از تصاویر ماهواره مودیس[6]، سطح پوشش برف به صورت روزانه استخراج شده که در ترکیب با مدل WinSRM که یک مدل هیدرولوژیکی می‌باشد، رواناب حاصل از ذوب برف برآورد و شبیه‌سازی شده است تا از نتایج آن برای برآورد رواناب ذوب برف در حوضه‌های آبریز کوهستانی استان خراسان شمالی استفاده نمود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز دربندسملقان یکی از زیرحوضه‌های کوهستانی و برف‌گیر استان خراسان شمالی می‌باشد که در ۳۵ کیلومتری شهر بجنورد واقع شده است. مساحت این حوضه آبریز ۱۱۳۲/۶ کیلومترمربع می‌باشد که موقعیت آن در شکل (۱) نمایش داده می‌شود. در این حوضه، بیش‌ترین ارتفاع ۲۷۹۶ متر از سطح دریا و کم‌ترین آن ۶۶۸/۸ متر در خروجی است. طول آبراهه اصلی، محیط، ارتفاع متوسط، شیب متوسط و شیب آبراهه اصلی حوضه به ترتیب برابر ۵۶/۳ کیلومتر، ۱۸۴ کیلومتر، ۱۲۹۸/۹ متر، ۱۹/۹ درصد و ۱/۳ درصد می‌باشد. بارندگی متوسط سالیانه ۳۳۰ میلی‌متر و ارتفاع آب معادل برف سالانه ۲۱/۵ میلی‌متر است.

1- Tahir *et al.*

2 - Thakur

3-Bhagirath

4-Alakhnanda

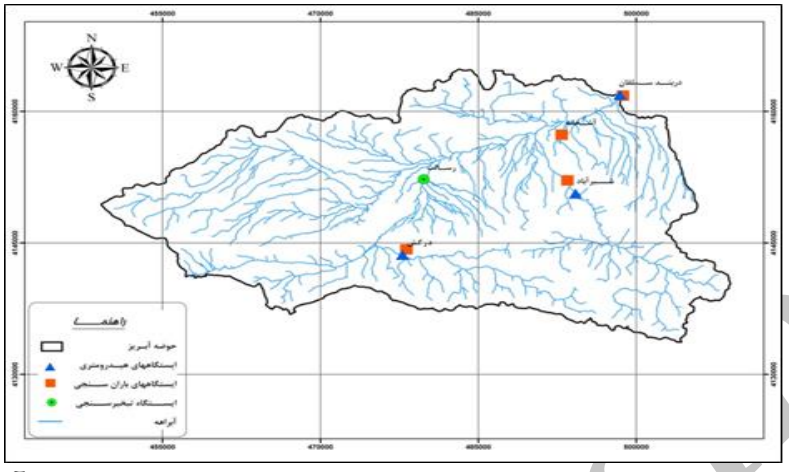
5- NOAA

6- Modis

Archive of SID

www.SID.ir

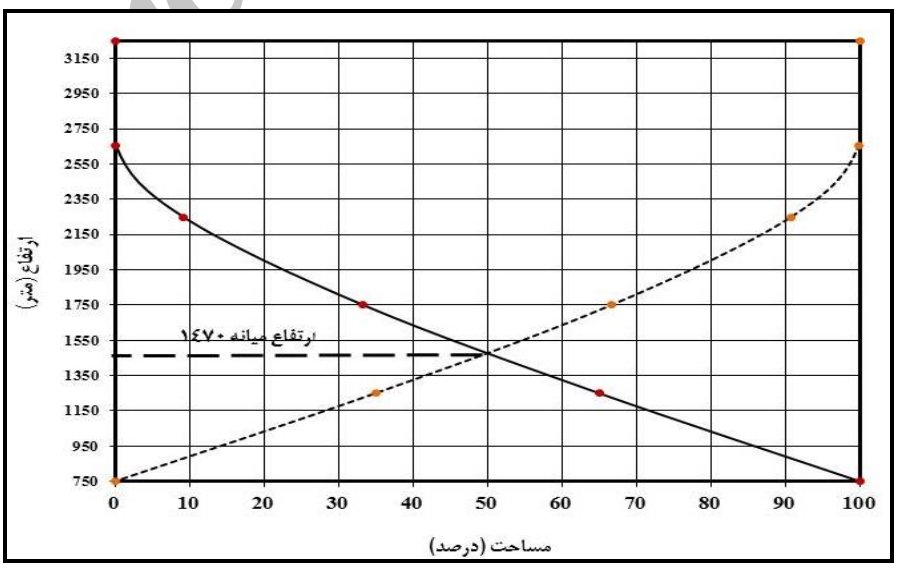
دمای کمینه، متوسط حداقل، متوسط، متوسط حداکثر، بیشینه این حوضه در سال آبی مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲۱-، ۰/۳-، ۱۳، ۲۶/۹ و ۴۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اقلیم حوضه مورد مطالعه براساس اقلیم‌نمای دومارتن، نیمه‌خشک می‌باشد. شکل (۲) حوضه مورد مطالعه و ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری واقع در آن را نمایش می‌دهد.



شکل۲- حوضه مورد مطالعه و ایستگاه‌های هواشناسی و هیدرومتری واقع در آن

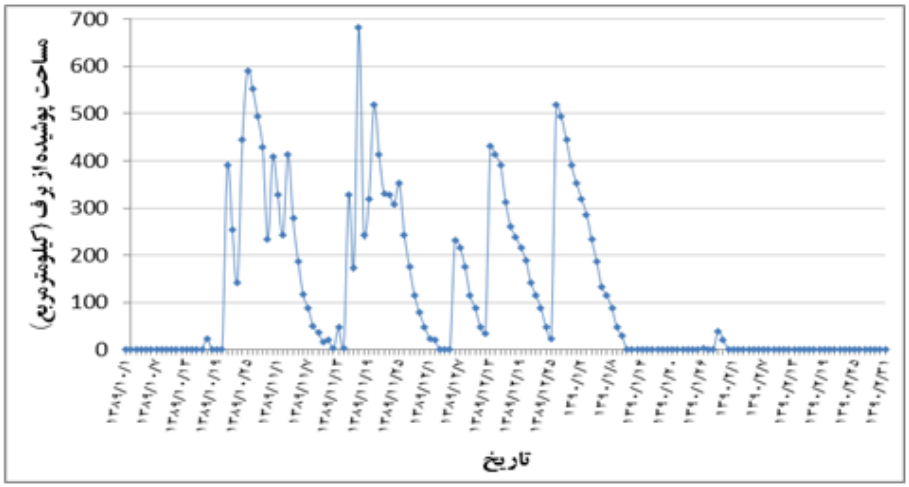
جدول ۱- مشخصات ارتفاعی حوضه دربند سملقان

بالاترین ارتفاع (متر)	پایین ترین ارتفاع (متر)	ارتفاع متوسط (متر)	مساحت		مساحت تجمعی	
			درصد	مقدار	درصد	مقدار
۲۸۱۳	۲۵۰۰	۲۶۵۷	۰/۱۴	۱/۶	۰/۱۴	۱/۶
۲۵۰۰	۲۰۰۰	۲۲۵۰	۹/۲	۱۰۴/۵	۹/۱	۱۰۲/۹
۲۰۰۰	۱۵۰۰	۱۷۵۰	۳۳/۴	۳۷۷/۹	۲۴/۱	۲۷۳/۴
۱۵۰۰	۱۰۰۰	۱۲۵۰	۶۵	۷۳۶/۲	۳۱/۶	۳۵۸/۳
۱۰۰۰	۵۰۰	۷۵۰	۱۰۰	۱۱۳۲/۶	۳۵	۳۹۶/۳
	مجموع		۱۰۰	۱۱۳۲/۶		
	ارتفاع متوسط حوضه (متر)			۱۲۸۸/۶		

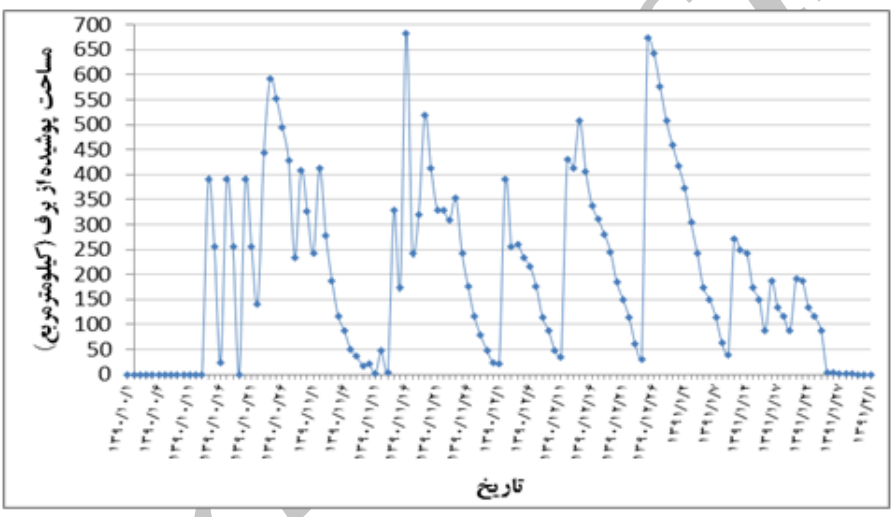


شکل۳- منحنی هیپسومتری حوضه دربند سملقان

www.SID.ir



شکل٤- مساحت پوشیده از برف در حوضه مورد مطالعه- سال آبی ۹۰-۱۳۸۹



شکل۵- مساحت پوشیده از برف در حوضه مورد مطالعه- سال آبی ۹۱-۱۳۹۰

تعیین سطح پوشش برف با استفاده از تصاویر مودیس

مقدار سطح پوشیده از برف به کل سطح را نسبت پوشش برف می‌نامند. سطح پوشش برف در فصل ذوب به تدریج کاهش پیدا می‌کند. مقادیر روزانه پوشش برف، از متغیرهای مهم ورودی به مدل SRM می‌باشد. پس از تهیه داده خام با استفاده از نرم افزار انوی[1] ابتدا تصحیحات هندسی، سپس رادیومتریک انجام می‌گردد؛ نیاز به تغییر سیستم مختصات تصویر وجود دارد که بقیه مراحل با نرم افزار اردس[2] انجام گردید. سیستم مختصات تصاویر پوشش برف، سیستم سینوسی می‌باشد، که باید به سیستم لامبرت و یا اگر محدوده مورد نظر کوچک‌تر از یک زون باشد به سیستم یو تی ام تبدیل گردد. اختلال‌های احتمالی موجود در تصاویر با استفاده از فیلترهای مربوطه رفع گردید و سپس از باندهای مناسب (۱و۲و۶) برای تفکیک برف از ابر استفاده گردید. پس از طبقه‌بندی و تفسیر تصاویر و استخراج پیکسل‌های برف، نقشه سطح پوشش به صورت روزانه برای حوضه مورد مطالعه تهیه گردید. زمان تصاویر، روزانه و برای سال‌های مورد مطالعه، از ۲۰۱۰/۱۲/۲۲ الی ۲۰۱۱/۵/۲۱ و ۲۰۱۱/۱۲/۲۲ الی ۲۰۱۲/۵/۲۱ می‌باشد. لازم به ذکر است که تصاویر ماهواره مودیس برای شناسایی دارای شناسه‌هایی می‌باشند که MOD10A1 مربوط به تولیدات سطح پوشش برف[3] و مورد استفاده در این تحقیق می‌باشد و شماره کاشی (موزائیک) آن h22v05 است. یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین سطوح برف‌گیر با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، شاخص NDSI می‌باشد که توسط سازمان فضایی ایالات متحده

1- ENVI
2- ERDAS

3-Snow cover

www.SID.ir

برای تعیین سطح پوشش برف در مقیاس جهانی با استفاده از تصاویر مودیس تعریف گشته است. آستانه پیشنهادی ناسا برای شاخص عادی بودن تمایز برفی[1] عدد ۰/۴ می‌باشد. که در حال حاضر این آستانه در مقیاس منطقه‌ای نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد (عزیزیان فیروزآبادی و داداشی خانقاه، ۲۰۰۷). شکل‌های (۴) و (۵) نمودار سطح پوشش برف را در بازه زمانی که سطح حوضه در سال‌های آبی مورد نظر پوشیده از برف بود، نشان می‌دهد.

اطلاعات ورودی مدل SRM

برای مطالعه جریان حاصل از ذوب برف در حوضه دربند سملقان از مدل WinSRM استفاده شد، که در زیر به اختصار به اجزای مدل اشاره گردیده است.

ساختار مدل

این مدل بر اساس روش درجه – روز استوار می‌باشد. این مدل، مقدار جریان ناشی از باران و ذوب برف را به‌طور روزانه محاسبه و به دبی جریان فروکشی اضافه و با تأثیر دادن ضریب انتقال، به دبی خروجی از حوضه تبدیل می‌کند. رابطه اصلی به صورت ذیل است:

$$Q_{n+1} = [C_{sn}.a_n(T_n + \Delta T_n)S_n + C_{Rn}P_n] \frac{A.10000}{86400}(1 - K_{n+1}) + Q_n K_{n+1} \quad (۱)$$

که در این فرمول،

Q : دبی متوسط روزانه (مترمکعب بر ثانیه)

C : ضریب رواناب که بیانگر تلفات می‌باشد و به صورت نسبت رواناب به بارش تعریف می‌گردد.

Csn : ضریب رواناب برف

CRn : ضریب رواناب باران

an : فاکتور درجه – روز (سانتی‌متر بر درجه سانتی‌گراد– روز) که نشان دهنده میزان عمق آب ناشی از ذوب برف به ازای یک درجه – روز است.

Tn : تعداد درجه – روز

ΔTn : تصحیح درجه حرارت به وسیله گرادیان دما با استفاده از ایستگاه دماسنجی به متوسط ارتفاع هیپسومتری

Sn : نسبت مساحت پوشیده از برف به کل سطح حوضه

Pn : بارشی که در رواناب شرکت می‌کند (سانتی‌متر)

دمای بحرانی که از قبل برای مدل تعریف می‌شود، معین می‌کند که آیا بارش اتفاق افتاده، برف است دارای تأثیر ذخیره‌ای و تأخیری می‌باشد. A : مساحت حوضه آبریز یا سطح انتخابی (کیلومترمربع)

K : ضریب فروکشی جریان که مشخص‌کننده مقدار کاهش یا تنزل دبی در دوره زمانی بدون ذوب برف یا بارش می‌باشد و مقدار آن برابر است با:

$$K = \frac{Q_{m+1}}{Q_m} \quad (۲)$$

که در این فرمول،

m و m+1 : نشان دهنده‌ی دو روز متوالی در دوره کاهش دبی می‌باشد.

n : نشان‌دهنده توالی روزها در طول‌مدت محاسبه دبی

مقادیر P، T و S متغیرهایی هستند که می‌بایست در هر روز اندازه‌گیری شوند. مقادیر C_s، C_r، گرادیان دما، دمای بحرانی (K) و زمان تأخیر (L) حوضه آبریز، مقادیری هستند که بستگی به ویژگی‌های حوضه آبریز داشته و می‌بایست مشخص شوند.

چنانچه دامنه تغییرات ارتفاعی حوضه بیش‌تر از ۵۰۰ متر باشد، بهتر است که حوضه آبریز به ناحیه‌هایی با اختلاف ارتفاعی ۵۰۰ متری تقسیم شود. چنانچه برای حوضه‌ای اختلاف بلندترین و پست‌ترین نقاط ۱۵۰۰ باشد، طبق توصیه ارائه شده حوضه آبریز به سه ناحیه تقسیم می‌گردد.

داده‌های مورد نیاز برای اجرای مدل به دو دسته تقسیم می‌شود:

– ویژگی‌های حوضه: مساحت حوضه یا ناحیه‌های ارتفاعی و منحنی سطح– ارتفاع

– متغیرهای هواشناسی و هیدرولوژیکی: دما، بارندگی، سطح پوشش برف و دبی

پارامترهای مدل شامل: ضریب رواناب برف و باران، ضریب درجه– روز، درجه حرارت بحرانی، نرخ کاهش درجه حرارت با ارتفاع، زمان تأخیر، ضریب فروکش جریان و سطح مؤثر بارش می‌باشند. هر یک از این پارامترها، می‌توانند با اندازه‌گیری یا براساس نظر کارشناسی متخصصان و با استفاده از خصوصیات حوضه، روابط فیزیکی، تجربی و روابط همبستگی برآورد گردد. باید توجه داشت که مقدار تخمینی هریک از پارامترها در داخل محدوده قابل قبول فیزیکی و هیدرولوژیکی باشد (مک کوئن، ۱۹۹۸).

دما

دما، به‌وسیله گرادیان دما به متوسط ارتفاع هیپسومتریک منتقل می‌گردد. برای کاهش خطا، بهتر است از بهترین ایستگاه دماسنجی منطقه برای انتقال دمای نزدیک‌ترین ایستگاه به مرکز ثقل حوضه استفاده شود (مک کین[2]، ۱۹۹۸). برای استخراج این پارامتر از داده‌های ایستگاه تبخیرسنجی رسالت که در مرکز حوضه واقع شده است، استفاده می‌شود که موقعیت آن در شکل (۲) نمایش داده شده است.

1- NDSI

2- McCuen

Archive of SID
www.SID.ir

گرادیان دما

گرادیان درجه حرارت برای انتقال درجه حرارت از ایستگاه مبنا به متوسط ارتفاع هیپسومتریک حوضه یا هر یک از ناحیه‌ها به کار می‌رود. گرادیان درجه حرارت در مدل به صورت ۱۵ روزه (در صورت لزوم یک روزه) و حتی به صورت تغییرات فصلی به کار گرفته می‌شود. اگر چند ایستگاه حرارت‌سنجی در ارتفاعات مختلف قرار گرفته باشد، گرادیان دما می‌تواند از روی داده‌های ثبت شده پیشین به دست آید. اگر در ارتفاعات ایستگاه دماسنجی نباشد، با مقایسه سایر حوضه‌ها و یا با ملاحظه شرایط هواشناسی گرادیان دما بدست می‌آید. معمولاً گرادیان ۰/۶۵ درجه سانتی‌گراد در هر ۱۰۰ متر در صورت نبودن آمار توصیه می‌شود. در این بررسی گرادیان درجه حرارت به صورت روزانه محاسبه گردیده و در مدل به کار رفته است.

دمای بحرانی

درجه‌حرارت بحرانی برای تعیین باران یا برف بودن بارش اندازه‌گیری شده یا پیش‌بینی شده به کار می‌رود. در مدل SRM، اگر دما بیش از دمای بحرانی باشد بارش به صورت باران است و تأثیر فوری در رواناب دارد. در صورتی که دما کتر از دمای بحرانی باشد، بارش به صورت برف بوده و روی هم انباشته شده و تأثیر آن در رواناب به صورت تأخیری می‌باشد. در این حالت، مدل SRM، بارش برف جدید را به عنوان ذخیره نگه می‌دارد تا روزهای گرم بعدی ذوب شود. با توجه به شرایط اقلیمی حوضه و توصیه‌های راهنمای مدل، مقادیر دمایی مندرج در جدول (۲) به عنوان دمای بحرانی در نظر گرفته شد.

بارش

ذوب برف در اثر بارش باران در ارتفاعات حوضه‌ها، بیشتر می‌شود و اوج رواناب مربوط به مواقعی است که باران شدید بر روی حوضه ببارد. در صورت نبود ایستگاه باران‌سنجی در ارتفاعات، داده‌های بارش با استفاده از برون‌یابی به متوسط ارتفاع هیپسومتریک، ارتفاعات ناحیه‌های مربوطه توسط یک گرادیان ارتفاعی منتقل می‌شود. بارش‌هایی که در ارتفاعات و در دمای کمتر از دمای بحرانی اتفاق می‌افتند به صورت برف بوده و تأثیر تأخیری در جریان دارند و اگر دما بیشتر از دمای بحرانی باشد دبی‌های اوج به وقوع می‌پیوندند. مقادیر این پارامتر به صورت روزانه وارد مدل شده است. در مطالعه مذکور از داده‌های باران‌سنجی ایستگاه شیرآباد با ارتفاع ۱۳۸۰ متر استفاده گردیده است.

جدول ۲- مقادیر دمای بحرانی ورودی به مدل

پارامتر	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
دمای بحرانی (درجه سانتی‌گراد)	۰/۷۵	۰/۷۵	۱/۵	۲	۲	۲	۱	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۵

جدول ۳- مقادیر ضرایب رواناب برف و باران حوضه مورد مطالعه

پارامتر	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
ضریب رواناب برف (Cs)	۰	۰/۲۰۳	۰/۱۱۶	۰/۰۹۵	۰/۰۶۹	۰/۱۱۵	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰
ضریب رواناب باران(Cr)	۰/۰۱۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶	۰/۰۱۹	۰/۰۲۷	۰/۰۱۵	۰/۰۹۱	۰/۰۳۲

جدول ٤- مقادیر عامل درجه- روز در حوضه مورد مطالعه

پارامتر	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور
فاکتور درجه- روز	۰/۳۶۵	۰/۳۰۸	۰/۳۰۸	۰/۳۰۸	۰/۳۰۸	۰/۳۶۵	۰/۴۱۸	۰/۴۷۳	۰/۴۷۳	۰/۴۷۳	۰/۴۷۳	۰/۴۷۳

Archive of SID

www.SID.ir

ضریب رواناب C

ضریب رواناب، به نسبت رواناب اندازه‌گیری‌شده به بارش اندازه‌گیری شده، گفته می‌شود. این ضریب به دلیل کمبود بارش برف و ناکافی بودن داده‌ها در ارتفاعات به آسانی به دست نمی‌آید. این ضریب به صورت اختلاف بین آب در دسترس (جمع ذوب برف و بارش باران) و جریان خروجی از حوضه در یک دوره معین بیان می‌شود. ضریب رواناب برف و باران متفاوت می‌باشند و در برنامه، مقدار ضریب رواناب برف (CS) و ضریب رواناب باران (CR) از یکدیگر تفکیک شده‌اند. اگر شبیه‌سازی در یک بار اجرا کامل نشود، ضریب رواناب به عنوان یک انتخاب اولیه برای تنظیم مدل منظور می‌شود (مارتینک و رنگو، ۱۹۹۸). با توجه به شرایط اقلیمی حوضه مطالعاتی، ضرایب رواناب برف و باران به صورت مقادیر مندرج در جدول (۳) درنظر گرفته شد.

عامل ذوب (a)

عامل ذوب، به صورت مقدار عمق ذوب شده به تعداد درجه- روز بوده و به شکل زیر تعریف می‌گردد (مارتینک و همکاران، ۲۰۰۸).

$$M = T.a \qquad (۳)$$

M : مقدار ذوب (cm)
a : ضریب ذوب برف
T : تعداد درجه روز

مقدار عامل درجه- روز را می‌توان با محاسبه نسبت کاهش آب معادل برف به درجه روز اندازه‌گیری شده، به دست آورد و این اندازه‌گیری می‌تواند به وسیله بالشتک برفی یا لیسیمتر و اندازه‌گیری‌های رادیواکتیو برف بدست آید. در صورت نبودن داده، عامل درجه- روز می‌تواند با استفاده از رابطه تجربی زیر بدست آید (مارتینک و همکاران، ۲۰۰۸):

$$a = 1.1\frac{\rho_s}{\rho_w} \qquad (۴)$$

a : عامل درجه- روز (سانتی‌متر بر درجه سانتی‌گراد بر روز)
ρs : دانسیته (تراکم) برف
ρw : دانسیته (تراکم) آب

در بعضی مواقع اثر یک پیشامد مانند بارش برف جدید مقدار عامل ذوب باید به صورت دستی اصلاح و وارد مدل گردد تا اینکه شرایط غیرعادی ذوب برف را نشان دهد.

در این حوضه با توجه به نبود داده و شرایط اقلیمی حوضه و توصیه‌های راهنمای مدل، مقادیر عامل درجه- روز برای ماه‌های مختلف محاسبه گردید که مقادیر آن در جدول (۴) آمده است. مقادیر تراکم برف با استفاده از نتایج اندازه‌گیری میدانی، تراکم برف در حوضه استخراج گردید.

سطح شرکت کننده در بارش[1]

زمانی که بارش به صورت باران باشد، دو نوع رفتار قابل بررسی است. در نوع اول، باران بر روی برف پشته می‌بارد و در برف پشته نگه‌داری می‌شود (برف خشک و عمیق باشد) و رواناب ناشی از باران فقط در سطوحی که فاقد پوشش برف می‌باشند، اتفاق می‌افتد. در نوع دوم سطح پوشش برفی رسیده و پرآب است در این حالت اگر باران بر روی سطح برف ببارد، فرض می‌شود که همان آب از برف پشته خارج می‌گردد. بنابراین تمامی آب باران بدون دست‌خوردگی به رواناب حاصل از ذوب برف اضافه می‌گردد و از تأثیر ذوب برف توسط باران صرف‌نظر می‌گردد. زیرا گرمایی که توسط باران به برف پشته انتقال می‌یابد، بسیار کم می‌باشد. در این حوضه برای فصول پاییز و زمستان و ماه فروردین، بارش نوع اول و در بقیه ماه‌ها، بارش نوع دوم در نظر گرفته می‌شود. در مدل، برای بارش نوع اول، سطح شرکت‌کننده در بارش برابر صفر و برای بارش نوع دوم، سطح شرکت‌کننده در بارش برابر یک لحاظ می‌شود.

ضریب فروکش

ضریب فروکش (K)، یک پارامتر بسیار مهمی در مدل SRM است زیرا (1-K) قسمتی از ذوب روزانه می‌باشد که بدون فاصله به رواناب اضافه می‌گردد. معمولاً تحلیل داده‌های دبی اندازه‌گیری شده قبلی یک روش خوبی برای تعیین K است. در این روش مقادیر Q_n در مقابل Q_{n+1} (در مواقعی که هیدروگراف جریان در حالت فروکش می‌باشد) رسم می‌گردد. باید توجه داشت که K ثابت نیست و با کاهش دبی مقدار K افزایش می‌یابد. بنابراین روابط زیر ارائه شده است.

$$K_{n+1} = xQ_n^{-y} \qquad (۵)$$

که X و Y با حل معادله‌های زیر برای حوضه قابل تعیین می‌باشد.

$$K_1 = XQ_1^{-y} \qquad (۶)$$

$$\log K_1 = logx - ylogQ_1 \qquad (۷)$$

$$K_2 = XQ_2^{-y} \qquad (۸)$$

$$\log K_2 = logx - ylogQ_2 \qquad (۹)$$

1- Rainfall Contributing Area (RCA)

Archive of SID

www.SID.ir

با حل روابط بالا در یک دستگاه معادلات مقدار X و Yمحاسبه می‌شوند. مقادیر X و Y باید با شرایط زیر تطبیق نماید:

$$Q_{min} > x^{y} \qquad (۱۰)$$

Qmin : حداقل دبی در حوضه مورد نظر است.

در حوضه مورد مطالعه، ضرایب X و Y به ترتیب برابر ۰/۸۷۷۳ و ۰/۰۰۹ می‌باشد. ضرایب استخراج شده براساس آمار داده‌های هیدرومتری ایستگاه دربند سملقان است.

تعدیل ضریب فروکش برای بارش‌های سنگین

در معادله ($K_{n+1} = xQ_1^{-y}$)، ضریب فروکش، نشان‌دهنده رفتار حوضه در شرایط عادی ذوب برف است. در بارش‌های سنگین، ضریب فروکش به شرح زیر تغییر می‌کند:

$$F(P_{rain}) > 6cm \rightarrow K_{n+1} = x(4Q_n)^{-y} \qquad (۱۱)$$

در این روش، مقدار K کمتر شده، بنابراین عکس‌العمل حوضه نسبت به ورودی‌ها سریع خواهد بود. در این حوضه و در سال آبی مورد نظر بارش سنگین که رخ نداده است.

زمان تأخیر (L): زمان تأخیر، مهم‌ترین مبنای رابطه زمانی بین پارامترهای مختلف هیدرولوژیکی در مدل‌بندی و شبیه‌سازی حوضه‌ها می‌باشد.

خصوصیات نوسانات روزانه رواناب از طریق زمان تأخیر و به طور مستقیم از هیدروگراف جریان سال‌های گذشته می‌تواند، تعیین گردد. در زیر به ازای زمان تأخیرهای مختلف نسبت ورودی و خروجی نشان داده شده است:

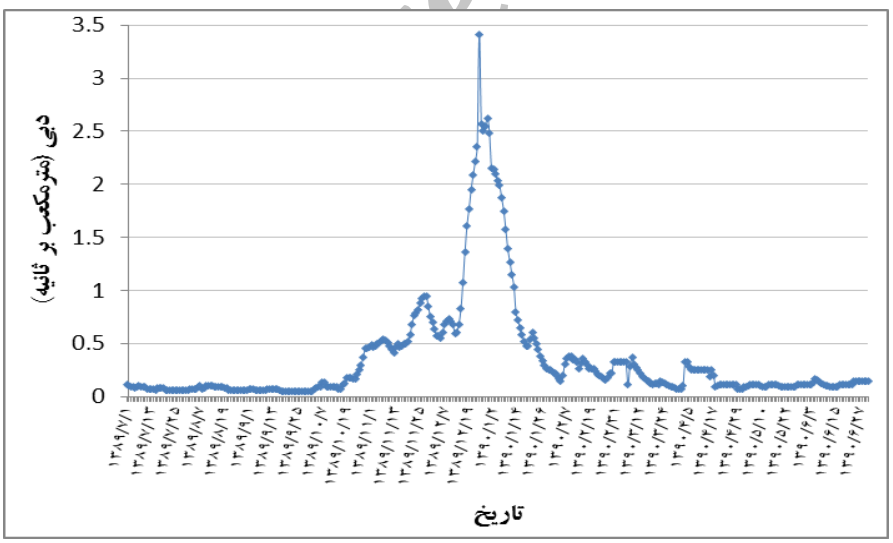
$$L = 18hr \qquad 0.5I_n + 0.5I_{n+1} \rightarrow Q_{n+1}$$

$$L = 24hr \qquad 0.5I_n + 0.5I_{n+1} \rightarrow Q_{n+2}$$

اگر به طور مثال، دبی هر روز در حوالی شب شروع به کاهش نماید، فروکش دبی در حدود شش ساعت از فروکش درجه حرارت تأخیر دارد. بنابراین رابطه‌ای بین درجه حرارت اندازه‌گیری شده در روز n ام با دبی بین ساعت ۱۲روز n ام تا ساعت ۱۲ روز n+1 ام وجود خواهد داشت. در حوضه مورد مطالعه، زمان تأخیر برابر ۳/۱ ساعت می‌باشد.

دبی مشاهداتی

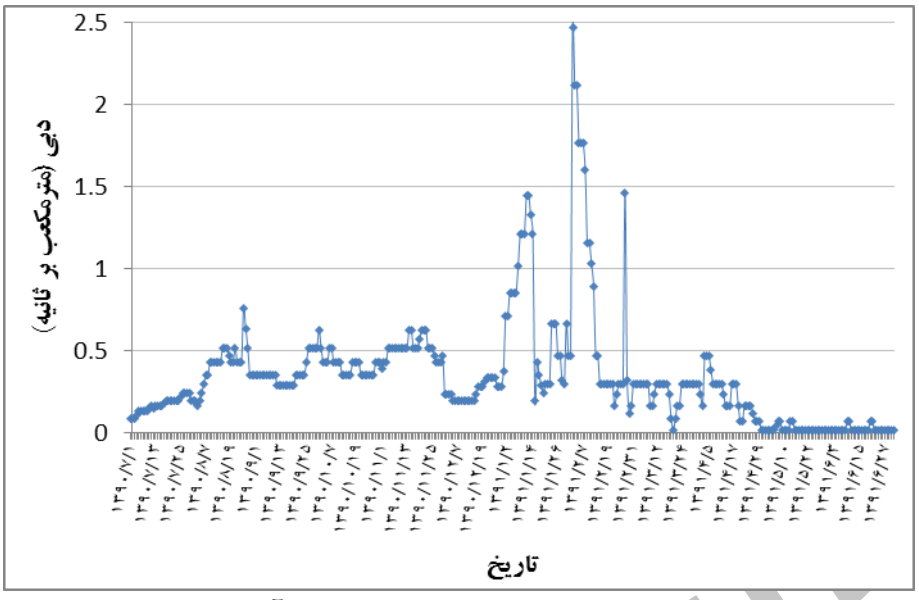
مقادیر دبی مشاهده‌ای ایستگاه دربند سملقان در خروجی حوضه مورد مطالعه در شکل‌های (۶) و (۷) نشان داده شده است.



شکل ٦- مقادیر دبی روزانه مشاهده شده در سال آبی ۹۰-۱۳۸۹

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۷- مقادیر دبی روزانه مشاهده شده در سال آبی ۹۱-۱۳۹۰

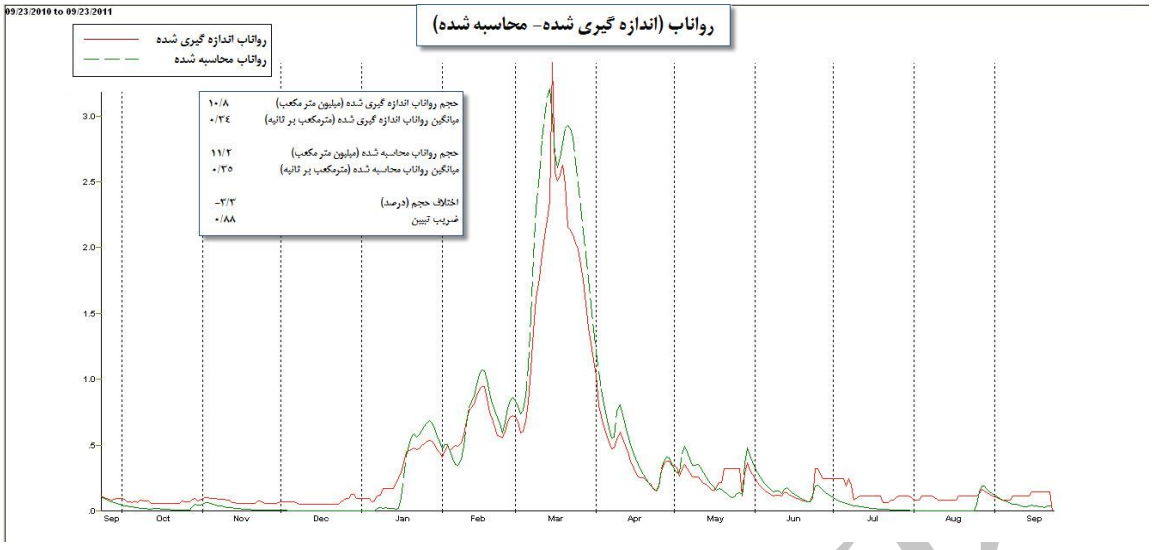
نتایج و بحث

فرآیند شبیه سازی جریان حاصل از ذوب برف در حوضه آبریز دربندسملقان برای سال‌های آبی ۹۰-۱۳۸۹ و ۹۱-۱۳۹۰ انجام گرفته است که نتایج حاصل از این شبیه‌سازی در جدول (۵) و شکل‌های (۸) و (۹) آمده است. پارامترهای ارزیابی که توسط مدل برای ارزیابی دقت جریان شبیه‌سازی، مورد استفاده قرار گرفته است، ضریب تبیین و تفاضل حجمی می‌باشد. این مقادیر در دوره شبیه‌سازی و صحت‌سنجی به ترتیب برابر ۰/۸۸ و ۳/۳- درصد برای سال ۹۰-۱۳۸۹ و ۰/۷۲ و ۰/۳ برای سال ۹۱-۱۳۹۰ می‌باشد؛که بیانگر دقت بالای مدل در پیش‌بینی رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه مورد مطالعه، می‌باشد. با توجه به نتایج هیدروگراف شبیه‌سازی شده و مشاهداتی روزانه مشاهده می‌شود که مقادیر دبی اوج در اسفندماه (ماه مارس) و اواخر فروردین ماه (ماه آوریل) و به دنبال بارش باران رخ داده است. غالباً در ارتفاعات حوضه‌های برف‌گیر رواناب حاصل از ذوب برف در اثر بارش باران بیشتر می‌شود و اوج رواناب در زمان بارش شدید، رخ می‌دهد که در این حوضه نیز بیش‌ترین میزان بارندگی در ماه‌های اسفند و فروردین ثبت شده است. با توجه به این‌که در فصل تابستان و فصل خشک برف قابل توجهی در حوضه وجود ندارد، منحنی محاسبه شده در زیر منحنی اندازه‌گیری شده، قرار گرفته است. همچنین بیش‌ترین درصد آبدهی ماهانه به ترتیب در ماه‌های فروردین، اردیبهشت و اسفندماه با مقادیر ۲۱/۴، ۱۴/۹ و ۱۲/۱ درصد می‌باشد.

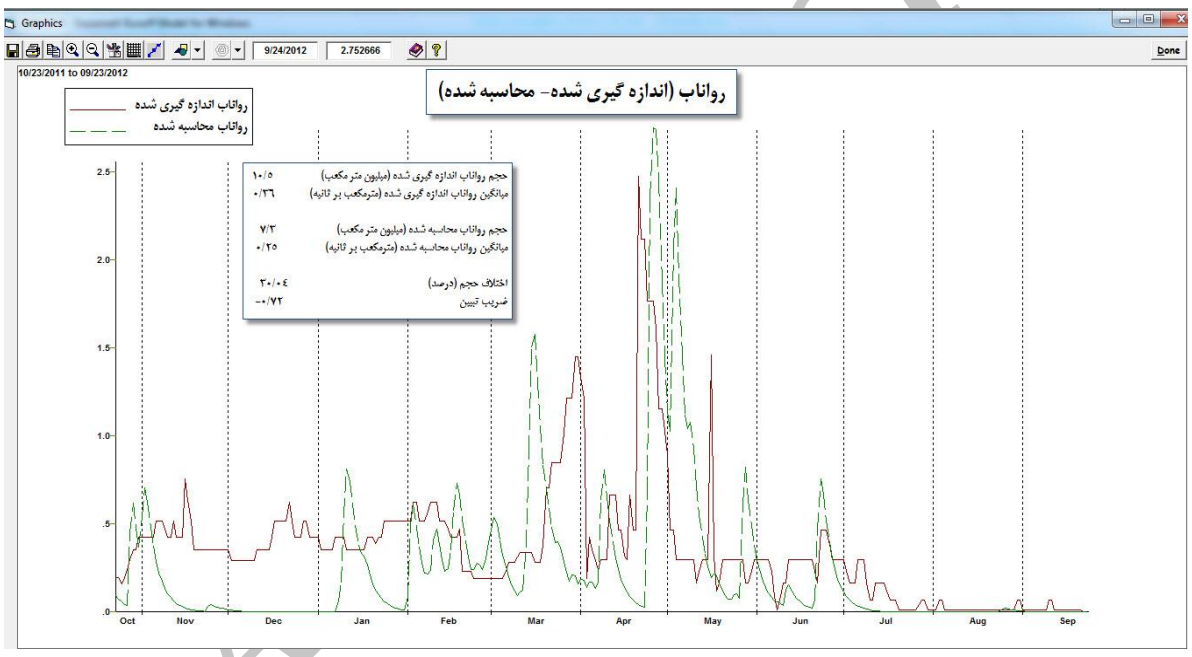
جدول ۵- نتایج شبیه‌سازی رواناب ذوب برف برای ایستگاه دربند سملقان

پارامتر	نتایج شبیه‌سازی	
	سال آبی ۹۰-۱۳۸۹	سال آبی ۹۱-۱۳۹۰
حجم رواناب اندازه‌گیری شده (میلیون مترمکعب)	۱۰/۸	۱۰/۵
متوسط رواناب اندازه‌گیری شده (مترمکعب بر ثانیه)	۰/۳۴۳	۰/۳۶
حجم رواناب محاسباتی (میلیون مترمکعب)	۱۱/۲	۷/۴
متوسط رواناب محاسباتی (مترمکعب بر ثانیه)	۰/۳۵۵	۰/۲۵
تفاضل حجمی (درصد)	-۳/۳	۰/۳
ضریب تعیین (R2)	۰/۸۸	۰/۷۲

Archive of SID
www.SID.ir



شکل ۸- تغییرات دبی روزانه شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در سال آبی ۹۰-۱۳۸۹



شکل ۹- تغییرات دبی روزانه شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در سال آبی ۹۱-۱۳۹۰

تحلیل حساسیت پارامترهای مدل

برای تحلیل حساسیت مدل به پارامترها، پارامترهای ضریب رواناب برف، فاکتور درجه- روز و افت محیطی دما با ۱۰+ و ۱۰- درصد کاهش و افزایش به مدل وارد شده است. پس از بررسی و تجزیه و تحلیل نتایج خروجی، مشخص گردید که سه پارامتر یاد شده در بالا بر ضریب تبیین و تفاضل حجمی مؤثرند که البته مدل نسبت به تغییرات افت محیطی دما نسبت به دو پارامتر دیگر از حساسیت کمتری برخوردار است. همچنین تغییرات ضریب فروکش، دمای بحرانی و ضریب رواناب باران در نتایج مدل از تأثیرگذاری کمتری برخوردار است.

نتیجه‌گیری

شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه آبریز دربند سملقان نشان داد این مدل به خوبی قادر به مشخص کردن و تخمین رواناب روزانه در حوضه یاد شده، می‌باشد و همبستگی بین دبی مشاهداتی و شبیه‌سازی روزانه در سال‌های آبی مورد مطالعه مؤید این مطلب است.

- نتایج کاربرد مدل، شبیه‌سازی موفق و قابل قبولی را نشان داد به طوری که در آن مقادیر دو شاخص ضریب تبیین و تفاضل حجمی به ترتیب برابر ۰/۸۸ و ۳/۳- درصد برای سال نخست (واسنجی) و ۰/۷۲ و ۰/۳ برای سال بعدی (اعتبارسنجی) می‌باشد.

www.SID.ir

– استفاده از سطح پوشش برف که از تصاویر ماهواره‌ای مودیس به دست آمده است، نتایج قابل قبولی را در شبیه‌سازی جریان حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM در حوضه آبریز دربند سملقان به همراه داشته است.

– مدل SRM یک مدل درجه–روز می‌باشد و به این فاکتور حساس است. فاکتور درجه– روز به تراکم برف وابسته است. بنابراین برای تخمین دقیق این فاکتور، در اختیار داشتن اطلاعات نسبتاً دقیقی از تراکم برفی منطقه ضروری به نظر می‌رسد.

– ضریب فروکش جریان، مؤثرترین پارامتر مدل در هماهنگی بین رواناب شبیه‌سازی و مشاهداتی است و لازم است تا به‌دقت مورد واسنجی قرار گیرد.

– با استفاده از نتایج به دست آمده، این مدل امکان بررسی سهم پوشش برف فصلی (برف جدید)، پوشش برف دائم (برف اولیه) و بارندگی(باران) را در رواناب حوضه آبریز دربند سملقان میسر می‌سازد.

منابع

۱- بیرودیان، ن و ن. جندقی.۱۳۸۴. برآورد رواناب ذوب برف به وسیله مدل SRM و مقایسه نتایج آن با اطلاعات آبنمود رودخانه در آبخیز زیارت، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، ۱۲ (۶): ۱–۸.

۲- پرهمت، ج. ب. ثقفیان و ح. صدقی.۱۳۸۴. بررسی کاربرد مدل SRM در شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای در حوضه‌های بدون آمار برف (مطالعه موردی حوزه خرسان در کارون). نشریه تحقیقات منابع آب ایران، ۱ (۱):۱–۱۱.

۳- حسینی، م و ج. پرهمت. ۱۳۸۶. ارزیابی مدل ذوب برف (SRM) در حوضه آبخیز طالقان. چهارمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، دانشگاه ساری.

۴- فتاحی، ا. م. دلاور و ا. قاسمی.۱۳۹۰. شبیه‌سازی رواناب ناشی از ذوب برف در حوضه‌های کوهستانی با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی: حوضه آبریز بازفت)، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، ۲۰ (۲۳): ۱۲۹–۱۴۱.

۵- قاسمی، ا. ب. علیجانی و ا. فتاحی. ۱۳۸۹. شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی حوضه آبریز بختیاری)، اولین همایش ملی برف و یخ، دانشگاه شهرکرد.

۶- میربعقوب‌زاده. م.ح. ۱۳۸۶. شبیه‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، رشته مهندسی منابع آب، دانشکده مهندسی، دانشگاه مازندران. ۱۴۵ صفحه.

۷- نجفی، ا. ج. قدوسی، ب. ثقفیان و ج. پرهمت. ۱۳۸۶. برآورد رواناب ذوب برف با استفاده از سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در حوضه شهرچایی ارومیه. مجله پژوهش و سازندگی، ۳ (۳): ۱۷۷–۱۸۵.

۸- نجفی، م. ج. شیخی وند و ج. پرهمت. ۱۳۸۳. برآورد رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه‌های برف‌گیر با استفاده از مدل SRM (مطالعه موردی حوضه سد مهاباد). مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، ۱۱ (۳): ۱۱۱–۱۲۲.

9- Anonymous.1986. Results of an intercomparison of models of snowmelt runoff, Proceeding of Budapest Symposiom, World Meteorolgical Organizaton, July.

10- Aziaiian Firuzabadi, P. and S. Dadashi Khaneghah. 2007. Snow cover detection using image processing algorithm in Karaj and Latian basins, The Third International Conference, Earth from Space.

11- Bales, RC and Cline, D. 2003.Snow Hydrology and Resources (Western United Sates), In Handbook of Weather , Climate and Water: Dynamics,Climate, Physical Meteorology, Weather Systems, and Measurements, Ed. Potter T.D., Colman B.R., Wiley - Interscience, pp. 443-459.

12- Emre, A., Zuhal Akyu¨rekb, A., Arda, S., ormanc Aynur, S.¸ and A. U. ensoyc, 2014. Using MODIS snow cover maps in modeling snowmelt runoff process in eastern part of Turkey. Remote Sensing of Environment, 97: 216-230.

13- Georgievsky, M.V. 2009. Application of the snowmelt sun off model in the Kuban river basin using MODIS satellite images. Environmental Research Letters, 4 (4): 1-5.

Archive of SID

www.SID.ir

14- Harshburger, B. 2010. Evaluation of Short-to-Medium Range Streamflow Forecasts Obtained Using an Enhanced Version of SRM. Journal of the American Water Resources Association (JAWRA), 10:1752-1688.

15- Hong, M., and C. Guodong, 2003. A test of Snowmelt Runoff Model (SRM) for the Gongnaisi River basin in the western Tianshan Mountains, China. Chinese Science Bulletin, 48: 2253-2259.

16- Jian, W. and L. Shuo, 2005. Effect of climatic change on snowmelt runoffs in mountainous regions of inland rivers in Northwestern China. Earth Sciences, 44 (12): 881-888.

17- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M., and L.G. Saindon, 1983. Precipitation-runoff modeling system: User's manual. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 1-207.

18- Malcher, P. and M. Heidinger. 2004. Processing and data assimilation scheme for satellite Snow cover products in the hydrological model. EnviSnow journal, 52 (13):1-18.

19- Martinec, J., Rango, A., and R. Roberts, 2008. Snowmelt run off Model (SRM) user's manual, college of agriculture and home economics, updated edition for windows, Win SRM Version 1.11, USDA Jornada Experimental Range, New Mexico State University, Las Cruces, NM 88003, U.S.A.

20- Martinec, J. and A. Rango. 1986. Parameter values for snowmelt runoff modelling. Journal of Hydrology, 84: 97-119.

21- Martinec, J. 1975. Snowmelt runoff model for stream flow forecasts. Nordic Hydrology, 6:145–154.

22- Quick, M. 1995. The UBC watershed model. In: Singh, V.J.(Ed.).Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Colorado, pp. 233–280.

23- Seidel, K. and J. Martinec, 2004. Remote sensing in snow hydrology: Runoff modeling, effect of climate change. 18: 85-101.

24- Tahir, A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Neppel, L. and B. Ahmad, 2011. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza river asin, Karakoram Range, Northern Pakistan. Journal of Hydrology, 409 (12): 104-117.

25- Thakur, P. 2014. Snow melt run off status in part of ganga basin. Our National River Ganga, pp. 241-260.

Archive of SID

www.SID.ir