

مدل‌سازی جریان حاصل از ذوب برف بر اساس مدل پنمن مونتیث تغییر یافته

فروغ صفدری^۱، صابره دربندی^{۲*}، احمد فاخری فرد^۳

تاریخ دریافت: ۹۳/۱۱/۳۰ تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۰۷

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۲- استادیار، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۳- استاد، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

* مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: sdarbandi.tabrizu@yahoo.com

چکیده

عوامل زیادی در ذوب برف دخالت دارند، به همین جهت تعیین دقیق آن یکی از چالش‌های مهم در مدیریت منابع آب به‌شمار می‌رود. پیش‌بینی رواناب حاصل از ذوب برف به برنامه‌ریزی و مدیریت مؤثرتر و کاراتر منابع آب از جمله مدیریت مخزن، مدیریت آب‌های زیرزمینی و هشدار سیل کمک می‌کند. در اغلب مناطق، اطلاعات مشاهده‌ای زمینی برای خصوصیات برف اندک بوده که خود یکی از محدودیت‌های مدل‌سازی جریان حاصل از ذوب برف است. به این منظور، در این مطالعه معادله پنمن-مونتیث تغییر یافته با استفاده از داده‌های اقلیمی ایستگاه هواشناسی لیقوان در استان آذربایجان شرقی به منظور تخمین رواناب حاصل از ذوب برف به‌کار گرفته شد. دوسوم داده‌ها برای آموزش و یک‌سوم آنها برای صحت‌سنجی استفاده شدند. در نهایت معادله پنمن-مونتیث تغییر یافته با ارائه مقادیر ۰/۸۹ و ۰/۸۵ برای ضرایب همبستگی برای بخش آموزش و صحت‌سنجی و مقادیر ۰/۵۷ و ۰/۳۷ مترمکعب بر ثانیه برای میانگین مطلق خطاها برای بخش آموزش و صحت‌سنجی، به‌عنوان مدلی مناسب که بر اساس پارامترهای اقلیمی جریان را تخمین می‌زند، ارائه گردید.

واژه‌های کلیدی: انرژی دریافتی، پنمن مونتیث، ذوب برف، رواناب، فصول برفی، لیقوان

Snowmelt Flow Modeling Based on the Modified Penman Monteith Equation

F Safdari¹, S Darbandi^{*2}, A Fakheri Fard³

Received: 19 February 2015 Accepted: 28 August 2016

1- M.Sc. Student, Dept. of Water Engineering, Univ. of Tabriz, Iran

2- Assist. Prof., Dept. of Water Engineering, Univ. of Tabriz, Iran

3- Prof., Dept of Water Engineering, Univ. of Tabriz, Iran

*Corresponding Author, Email: sdarbandi.tabrizu@yahoo.com

Abstract

Many factors are participated in the snowmelt process, therefore accurate estimation of it is one of the major challenges in water resources management. Snowmelt runoff prediction provides the necessary tools for effective and efficient management of water resources, including reservoir management, groundwater management and flood warning. In most cases there are little earth-observing information for snow properties which is one of the limitations of snowmelt flow modeling. For this purpose, the modified Penman-Monteith equation using climate data from Lighvan weather station in the East Azarbaijan Province was applied in order to estimate runoff from snowmelt. Two-thirds of data were used for training and the rest one-third for verification of the model. Finally, the modified Penman-Monteith equation with mean correlation coefficients values of 0.89 and 0.85 for training and verification stages, mean average absolute error values of 0.57 and 0.37 m^3s^{-1} for training and testing stages, was presented as an appropriate model to estimate the snowmelt flow based on climatic parameters.

Keywords: Lighvan, Penman –Monteith, Received energy, Runoff, Snowmelt, Snowy seasons

مقدمه

برف، معرف میزان آب ذخیره شده در حوضه‌های کوهستانی است و پایش زمانی و مکانی سطح پوشیده شده از برف و عمق آب معادل برف اهمیت بسیار بالایی در مدل‌های هیدرولوژیک دارد (فتاحی و وظیفه‌دوست ۱۳۹۰). این موضوع، اهمیت و لزوم پرداختن به برف و رواناب ناشی از ذوب برف به‌ویژه در مناطق برف‌گیر را مشخص می‌کند.

برف یکی از شکل‌های بارش است که به دلیل طبیعت ایجاد تأخیر در تبدیل آن به رواناب، تفاوت خاصی با سایر مؤلفه‌های بیلان آب دارد. پوشش برفی در یک حوضه، بر بیلان آب و انرژی آن حوضه تأثیر می‌گذارد، بنابراین عامل مهمی در تغییرات اقلیمی یک منطقه محسوب می‌شود. از طرفی ذوب برف تابع پارامترهای اقلیمی است، بنابراین انتظار می‌رود با

اقلیم اغلب مناطق ایران عمدتاً از نوع خشک و نیمه‌خشک بوده لذا کشور ایران جزء کشورهای کم‌آب محسوب می‌شود. بنابراین مدیریت بهینه منابع آب سطحی و زیرزمینی، در حیطه چرخه مدیریت به‌هم پیوسته منابع آب امری حیاتی به‌شمار می‌رود. در مناطق کوهستانی تا ۹۰ درصد رواناب سالانه از ذوب برف تأمین می‌شود. در نیمکره شمالی در بعضی از سال‌ها تا ۵۳ درصد سطح زمین از برف پوشیده می‌شود. این رقم برای نیمکره جنوبی ۴۴ درصد می‌باشد (کارآموز و عراقی نژاد ۱۳۸۹). از طرفی ذخایر برفی و آب معادل آن حدود یک‌سوم از آب مورد نیاز برای فعالیت‌های کشاورزی و آبیاری در سراسر کره زمین را تأمین می‌کند (نکونام و مزیدی ۱۳۸۹). پوشش

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز ليقوان از زیرحوضه‌های مهم و معرف حوضه آبریز آجی‌چای بوده که با وسعتی معادل ۷۶/۱۹ کیلومتر مربع در استان آذربایجان شرقی در دامنه شمالی سهند بین ۴۶ درجه و ۲۰ دقیقه و ۳۰ ثانیه تا ۴۶ درجه و ۲۷ دقیقه و ۳۰ ثانیه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۴۲ دقیقه و ۵۵ ثانیه تا ۳۷ درجه و ۴۹ دقیقه و ۳۰ ثانیه عرض شمالی واقع شده است. رودخانه ليقوان چای به‌عنوان زهکش اصلی حوضه مذکور بوده و جریان‌های خود را به رودخانه آجی‌چای و نهایتاً دریاچه ارومیه تخلیه می‌کند. این حوضه به‌دلیل پوشش‌های برفی دائمی در ارتفاعات مختلف آن، دارای رژیم برفی است و ذوب برف در جریان دائمی آن مؤثر و قابل ملاحظه است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز ليقوان را به‌همراه آبراهه‌ها نشان می‌دهد.

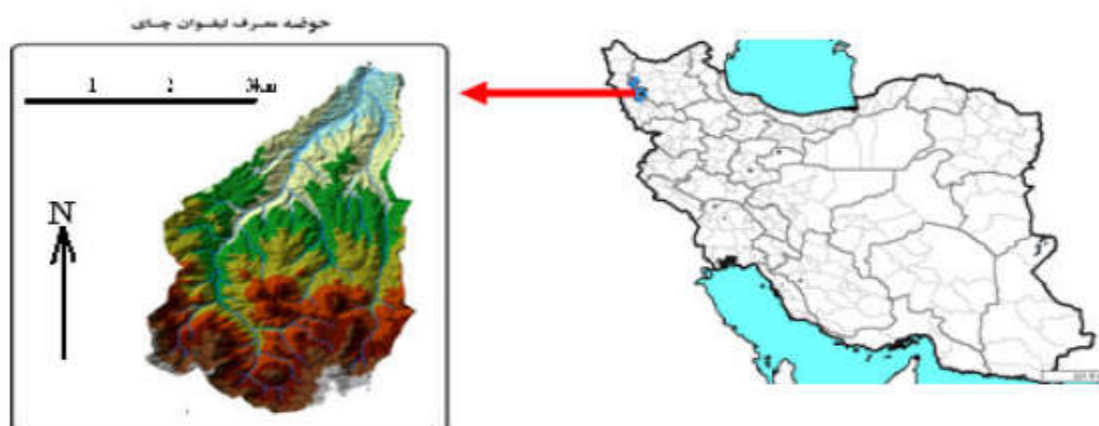
در این تحقیق برای مدل‌سازی رواناب حاصل از ذوب برف بر اساس روش پنمن-مونتیت تغییر یافته از داده‌های اقلیمی ایستگاه کلیماتولوژی و نیز از داده‌های جریان ایستگاه هیدرومتری ليقوان به‌صورت روزانه استفاده گردید. مشخصات آماری داده‌های اقلیمی در جدول ۱ آورده شده است. کلیه داده‌های دما، بارش، رطوبت نسبی و جریان به‌صورت روزانه از سال ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰ از سازمان آب منطقه‌ای استان آذربایجان شرقی اخذ گردید. داده‌های سرعت باد، مربوط به سرعت اندازه‌گیری شده در محل تشتک تبخیر در ارتفاع ۰/۵ متری بوده بنابراین با استفاده از رابطه ۱ سرعت باد در ارتفاع ۲ متری به‌دست آمد (وزیری و همکاران ۱۳۸۷).

$$U_{2m} = U_z \left(\frac{2}{Z} \right)^{0.15} \quad [1]$$

داشتن اندازه این متغیرها بتوان رابطه معقولی بین ذوب برف و متغیرهای اقلیمی برقرار نمود. پارامترهای اقلیمی عموماً توسط روش‌های مختلف قابل پیش‌بینی می‌باشند. لذا چنانچه سطوح با پوشش برفی و خصوصیات آن از طریق ماهواره‌ها تخمین زده شود، می‌توان بر اساس مدل توسعه داده‌شده مقدار جریان حاصل از ذوب برف را پیش‌بینی نمود که در مدیریت منابع آب به‌ویژه در مناطق برف‌گیر اهمیت شایانی خواهد داشت.

ذوب برف، تابع پارامترهای اقلیمی مختلفی است و به مقدار انرژی دریافتی بستگی دارد. انتظار می‌رود متغیرهای اقلیمی مانند شدت تشعشع با طول موج کوتاه و تشعشع با طول موج بلند بر مبنای آلبیدوی سطح، دمای هوا، سرعت باد و مقدار رطوبت نسبی نقش اساسی در ذوب برف ایفا کنند (فتاحی و وظیفه‌دوست ۱۳۹۰)، لذا در این تحقیق پارامترهای اقلیمی مؤثر در تبخیر-تعرق مثل دما، سرعت باد، انرژی با طول موج کوتاه، انرژی با طول موج بلند (براساس آلبیدوی سطح) و رطوبت نسبی، مبنای تعیین مدل ذوب برف قرار داده شده است. امکان تخمین پوشش برفی به‌وسیله اطلاعات سنجش از دور در سال‌های اخیر مورد توجه محققان قرار گرفته است و تحقیقات زیادی به‌خصوص برای محاسبه پوشش و بودجه برفی بر اساس تخمین‌های دقیق از اطلاعات ماهواره‌ای صورت گرفته است (کارآموز و عراقی نژاد ۱۳۸۹).

از آنجایی که در ساختار مدل پنمن-مونتیت که برای برآورد میزان تبخیر-تعرق به‌کار برده می‌شود بیان انرژی و بخش آیرودینامیکی که همگی در ذوب برف دخالت دارند، دیده می‌شود؛ مدل پنمن-مونتیت در برآورد دبی حاصل از ذوب برف در فصول سرد می‌تواند با تغییرات کوچکی به‌کار برده شود. هدف از این تحقیق تخمین جریان ناشی از ذوب برف با استفاده از پارامترهای اقلیمی و مدل‌های تبخیر-تعرق متکی به پارامترهای اقلیمی نظیر پنمن-مونتیت می‌باشد.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.

بسیار مفید باشد.

برف در باند ۴ این سنجنده دارای انعکاس بالا و در باند ۶ دارای انعکاس پایین می‌باشد (متکان و همکاران ۱۳۸۷). رابطه ۲ شاخص NDSI را بر اساس باند ۴ و ۶ سنجنده MODIS نمایش می‌دهد.

جدول ۱- مشخصات آماری داده‌های اقلیمی مورد استفاده

پارامتر	واحد	میانگین	کمینه	بیشینه
میانگین دمای روزانه	(°C)	۵/۱۰	۰	۱۵
ساعات آفتابی	(hr)	۶/۲۰	۰	۱۲/۶
باران	(mm)	۱/۶۷	۰	۱۲/۲۰
سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین	(m s ⁻¹)	۱/۵۸	۰/۳۷	۳/۹۴
فشار بخار هوا	(kpa)	۰/۴۴	۰/۱۳	۰/۶۱
رطوبت نسبی	(%)	۵۴/۷۰	۲۰	۹۲
سطح پوشش برف	(km ²)	۳۰/۲۲	۰	۷۴/۳۹

شاخص NDSI بین صفر تا یک متغیر می‌باشد که آستانه ۰/۴ برای شناسایی برف معرفی گردیده است (متکان و همکاران ۱۳۸۷). Band 4 و Band 6 به ترتیب باند چهارم و باند ششم در سنجنده مودیس می‌باشند. با توجه به آنکه، این آستانه همزمان برف و منابع رطوبتی مانند آب را از سایر پدیده‌ها جدا می‌نماید، لذا آستانه‌ای برای جداسازی برف از سایر منابع رطوبتی

برای استخراج سطوح پوشش برفی از تصاویر سنجنده MODIS ماهواره Terra استفاده شد. محصولات Terra سنجنده MODIS به صورت رایگان از سیستم پردازش انطباقی MODIS از طریق سیستم توزیع و بایگانی داده‌های اتمسفری از وب سایت <http://ladsweb.nascom.nasa.gov> دانلود شدند. تصاویر مربوط به سه تاریخ (پنجم، پانزدهم و بیست و پنجم) از هر یک از ماه‌های دی، بهمن و اسفند سال ۱۳۸۱ تا ۹۰ و فروردین و اردیبهشت سال ۱۳۸۲ تا ۱۳۸۹ بوده و مجموعاً ۱۳۸ تصویر ماهواره‌ای دانلود شد.

برای آماده‌سازی، بررسی و تجزیه و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای از نرم‌افزارهای ENVI و ArcGIS استفاده شد. مرحله پیش‌پردازش در واقع تصحیح و بهینه‌سازی اطلاعات می‌باشد. در این مرحله سعی شد خطاهای سیستماتیک و غیرسیستماتیک موجود در تصاویر تصحیح گردد. در نرم‌افزار ENVI از شاخص NDSI^۱ برای به دست آوردن سطح پوشش برفی استفاده شد.

شاخص NDSI

به علت انعکاس پایین برف در باندهای مادون قرمز و انعکاس بالا در باندهای مرئی، این شاخص می‌تواند در تشخیص پوشش برف از سایر پدیده‌ها

^۱ Normalized-difference snow index

$$E_{(Mj.m^{-2}.day^{-1})} = \left[\frac{\Delta.A + \rho_a C_p D / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \right] \quad [4]$$

که در آن Δ شیب منحنی فشار بخار ($Kpa\ c^{-1}$)، A انرژی در دسترس ($Mj\ m^{-2}\ day^{-1}$)، ρ_a دانسیته هوای مرطوب ($Kg\ m^{-3}$)، D کمبود فشار بخار بر حسب کیلوپاسکال، r_a و r_s مقاومت آیرودینامیک و مقاومت سطحی ($s\ m^{-1}$)، γ ثابت سایکرومتری ($Kpa\ c^{-1}$) و c_p گرمای ویژه هوای مرطوب ($1/0.13\ KJ\ kg^{-1}\ c^{-1}$) است که مقادیر شیب منحنی فشار بخار، دانسیته هوای مرطوب، ثابت سایکرومتری و فشار بخار اشباع به ترتیب از روابط ۵ تا ۸ به دست می آید، (شاتلورث ۱۹۹۳).

$$\Delta = \frac{4098e_s}{(237.3 + T)^2} \quad [2]$$

$$\rho_a = 3.486 \frac{P}{275 + T} \quad [3]$$

$$\gamma = 0.0016286 \frac{P}{\lambda} \quad [4]$$

$$e_s = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right) \quad [5]$$

در کلیه روابط ذکر شده T دمای هوا بر حسب درجه سلسیوس، P فشار بر حسب کیلوپاسکال و λ گرمای نهان (که مقدار آن در صفر درجه $2/50.4\ MJ\ Kg^{-1}$) است.

این تحقیق جهت تخمین ذوب برف بر اساس روش پنمن-مونتیت با یک دید تفکیکی به اجزا معادله پنمن-مونتیت به لحاظ بخش بیلان انرژی

$$\left[\frac{\Delta A}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \right] \quad \text{و} \quad \text{بخش}$$

$$\text{آیرودینامیک} \left[\frac{\rho_a C_p D / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \right], \text{ پیش برده شد.}$$

محاسبه بخش بیلان انرژی

برای محاسبه بخش بیلان انرژی، مقادیر انرژی تابشی، انرژی منتقل شده از طریق باران و هدایت

در رابطه ۲ تعریف گردیده است. $Ref\ Band4 \geq 0.11$ [۲]

در این رابطه Ref مخفف کلمه انعکاس است. همچنین آستانه‌ای برای جداسازی برف از پوشش گیاهی مطابق رابطه ۳ ارائه شده است (متکان و همکاران ۱۳۸۷).

$Ref\ band6 \geq 0.1$ [۳]

مقادیر همزمان پارامترهای اقلیمی و پوشش‌های برفی استخراج شده در محیط نرم افزار اکسل مرتب شدند. نظریه این که ذوب برف تنها در روزهایی صورت می گیرد که متوسط دمای هوا مثبت باشد، تمام رویدادهایی که در آن، دمای هوا منفی بود، حذف شدند. نهایتاً ۷۶ رویداد یعنی ۷۶ داده روزانه در تاریخ‌های متفاوت برای مدل سازی ذوب برف مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

در این تحقیق، با استفاده از مدل پنمن-مونتیت که برای تخمین تبخیر-تعرق در گیاهان به کار برده می شود، جریان حاصل از ذوب برف به صورت روزانه در حوضه آبریز ليقوان تخمین زده شد.

مدل پنمن-مونتیت به نحوی انرژی رسیده از خورشید به زمین، که موجب تبخیر-تعرق از خاک و گیاه می گردد را تخمین می زند؛ لذا منطقی است که بتوان این فرآیند فیزیکی را در خصوص ذوب برف نیز تطبیق داد. در این راستا، ایجاد تغییراتی در پارامترها و یا ضرایب این مدل‌ها الزامی می باشد.

ساختار مدل پنمن-مونتیت

روش پنمن-مونتیت برای محاسبه تبخیر-تعرق از گیاهان، رابطه ۴ را ارائه کرده است. این معادله تبخیر-تعرق را به ازای متغیرهای متئورولوژیکی، مقاومت روزانه‌ای و مقاومت آیرودینامیکی گیاه تخمین می زند.

نتیجه جریان حاصل از ذوب برف، بیشتر خواهد بود، همچنین نتایج حاصل از سعی و خطا نیز موید همین موضوع است. در واقع برای به دست آوردن آلبیدوی بهینه از طریق سعی و خطا، تنها با در نظر گرفتن بخش بیلان انرژی، مقداری از آلبیدو به عنوان آلبیدوی بهینه پذیرفته می‌شود که به ازای آن میزان تطابق بین دبی روزانه جریان و انرژی حاصل از بخش بیلان انرژی بیشینه شود.

گرمای انتقالی از طریق بارش

انرژی که از طریق بارش به برف منتقل می‌شود از رابطه ۱۲ به دست می‌آید.

$$Q_p = c_p \rho_w p_r (T_r - T_s) / 1000 \quad [12]$$

C_p گرمای ویژه که مقدار آن $4/2 \text{ KJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$ برای باران و $2/09 \text{ KJ.kg}^{-1}.\text{C}^{-1}$ برای برف است، ρ_w دانسیته آب، p_r شدت بارش و T_s و T_a دمای برف و دمای باران می‌باشند. دمای باران برابر دمای هوا و دمای برف برابر صفر درجه سلسیوس فرض می‌شود (بی‌نام ۱۹۹۸).

در روزهایی که بارش وجود دارد، انرژی‌ای که از طریق بارش در دسترس برف قرار می‌گیرد، در ذوب برف تأثیرگذار است. بنابراین، با این ایده که این انرژی انتقالی از طریق بارش، به صورت بیلان انرژی یا آیرودینامیک تأثیر خود را اعمال می‌کند، با گنجاندن انرژی انتقالی از طریق بارش، در هر یک از بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک به صورت جداگانه، هر جا میزان تطابق بین جریان روزانه مشاهداتی و هر کدام از بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک به بیشینه رسید، تأثیر بارش به همان صورت اعمال گردید. با توجه به این‌که گنجاندن انرژی انتقالی در بخش بیلان انرژی نتیجه بهتری حاصل کرد، تأثیر بارش در بخش بیلان انرژی در نظر گرفته شد.

گرمایی زمین، به عنوان انرژی در دسترس در نظر گرفته شد.

بیلان انرژی تابشی

میزان ضریب بازتابشی سطح برف تأثیر به‌سزایی در مقدار انرژی‌ای که برای ذوب در دسترس برف قرار خواهد گرفت، دارد. بخش زیادی از تابش‌های خورشیدی با طول موج کوتاه که به سطح برف می‌رسند، دوباره منعکس می‌شوند. میزان تابش خالص در دسترس برای برف از رابطه ۱۰ به دست آمده است، جنیسک و همکاران (۲۰۱۲). در رابطه ۹ میزان ضریب آلبیدوی برف و یخ بین ۰/۲ تا ۰/۸ متغیر در نظر گرفته می‌شود (شاتلورث ۱۹۹۳).

$$Q_n = (1 - \alpha) S_i + (L_i - L_o) \quad [6]$$

که در آن Q_n میزان تابش خالص، α میزان آلبیدو، L_i انرژی ورودی با طول موج بلند، L_o انرژی خروجی با طول موج بلند و S_i تابش‌های با طول موج کوتاه که به سطح زمین می‌رسند، می‌باشند.

بر اساس قانون استفان بولتزمن با استفاده از ضریب گسیلندگی (ϵ) و دمای سطح برف (T_s) بر حسب درجه کلون می‌توان رابطه‌ای بین امواج ورودی و خروجی با طول موج بلند مطابق رابطه ۱۰ استخراج نمود (شاتلورث ۱۹۹۳).

$$L_o = \epsilon \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon) L_i \quad [7]$$

که در آن σ ثابت استفان بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \text{ MJ m}^{-2} \text{ k}^{-4}$) می‌باشد (شاتلورث ۱۹۹۳). تابش‌های ورودی با طول موج بلند برای آسمان بدون ابر از طریق رابطه ۱۱ حاصل شد (جنیسک و همکاران ۲۰۱۲):

$$L_i = \left(0.575 e_a^{1/7} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \right) \quad [8]$$

که در آن e_a فشار بخار آب است.

در واقع ۰/۲ به عنوان میزان آلبیدوی بهینه اعمال شد، البته با توجه به رابطه ۱۰ بدیهی است که هر چه میزان آلبیدو کمتر باشد، میزان انرژی دریافتی و در

مرکزی برف سیرا^۱ روابط ۱۵ و ۱۶ به طور مستقیم رابطه ذوب برف را با پارامترهای مؤثر در گرمای محسوس و گرمای نهان نشان می دهد (بی نام ۱۹۹۸).

$$M_c = 0.00629 \left(\frac{P}{P_0} \right) (z_a z_b)^{-1/6} (T_a - T_s) V_b$$

[۱۵]

$$M_e = 0.054 (z_a z_b)^{-1/6} (e_s - e_a) V_b$$

[۱۶]

P فشار اتمسفری و P_0 فشار در سطح دریا، V_b

سرعت باد (مایل بر ساعت)، Z_a و Z_b ارتفاع اندازه گیری سرعت باد و دما (فوت)، e_a و e_s فشار بخار هوا و فشار بخار سطح برف (میلی بار)، T_s و T_a دمای سطح برف و دمای هوا (درجه فارنهایت) و M میزان ذوب (in day^{-1}). فشار بخار برای سطح برف $6/11$ میلی بار توصیه شده است، (بی نام ۱۹۹۸).

همان طوری که ذکر شد عوامل متعددی در بخش

آیرودینامیک تأثیر دارند و از آنجایی که بخش آیرودینامیک مجموع گرمای محسوس و گرمای نهان است و نیز با توجه به روابط ۱۷ و ۱۸ ترکیب مناسبی برای تخمین بخش آیرودینامیک در نظر گرفته شد (بی نام ۱۹۹۸).

$$M_c \alpha (z_a z_b)^{-1/6} (T_a - T_s) V_b \quad [۱۷]$$

$$M_e \alpha (z_a z_b)^{-1/6} (e_s - e_a) V_b \quad [۱۸]$$

α در روابط ۱۷ و ۱۸ علامت تناسب است و به عنوان مثال به معنی آن است که M_c متناسب با اختلاف دمای هوا و دمای سطح برف می باشد. مقاومت سطحی برای سطح پوشش برف صفر می باشد، بلجارس و ویترو (۱۹۹۴)، لاندبرگ و هالدین (۱۹۹۴)، ساموئلسون و همکاران (۲۰۰۶) و مقاومت آیرودینامیک برف مطابق رابطه ۱۹ محاسبه می شود، ساموئلسون و همکاران (۲۰۰۶).

هدایت گرمایی از زمین به برف

گرمایی که از زمین به برف منتقل می شود بخش بسیار کوچک از بیلان انرژی را تشکیل می دهد و می توان در مقیاس های کوتاه زمانی (کمتر از یک هفته) از آن صرف نظر کرد. البته اگر چه در طول روز ذوب ناشی از گرمای زمین بسیار ناچیز است اما در تمام فصل برف مقدار قابل توجهی آب تولید می کند (بی نام ۱۹۹۸). در این تحقیق از میزان ذوبی که از طریق هدایت گرمایی زمین حاصل می شود، صرف نظر شد.

محاسبه بخش آیرودینامیک

معادلات ۱۳ و ۱۴ به ترتیب انتقال گرمای محسوس و گرمای نهان را نشان می دهد.

[۱۳۹]

$$Q_h = D_h u_z (T_a - T_s)$$

$$Q_e = D_e u_z (e_a - e_s) \quad [۱۴]$$

D_h ضریب انتقال حجمی برای گرمای محسوس

D_e ، $(\text{KJ.m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$ ضریب انتقال حجمی برای گرمای نهان $(\text{KJ.m}^{-3} \cdot ^\circ\text{C}^{-1})$ ، u_z سرعت باد در ارتفاع Z متری بالای سطح برف (m s^{-1}) ، T_a دمای هوا $(^\circ\text{C})$ ، T_s دمای سطح برف $(^\circ\text{C})$ ، e_a فشار بخار هوا و e_s فشار بخار سطح برف (P_a) می باشند.

محاسبه انتقال گرمایی به صورت گرمای نهان و

گرمای محسوس به صورت نظری بسیار پیچیده است و ضرایب تبدلات انرژی به صورت تجربی از طریق آزمایش های کنترل شده به دست می آیند. عواملی که بر روی گرمای محسوس (جابجایی انرژی گرمایی و یا همرفت) تأثیر دارند، عبارتند از گرادیان دمایی اتمسفر بالای سطح برف و سرعت باد متناظر آن و نیز عواملی که بر روی گرمای نهان تأثیر می گذارند شامل فشار بخار اتمسفر، فشار بخار سطح برف و سرعت باد متناظر آن می باشند. بر اساس مشاهدات در آزمایشگاه

¹ Sierra

انرژی را برآورد می‌کند. از طرفی ذوب برف نیز از طریق دریافت انرژی صورت می‌گیرد؛ مضاف بر اینکه در ذوب برف نیز همان دو بخش بیلان انرژی و آیرودینامیک که در معادله پنمن موجود است تأثیر دارند بنابراین باید بتوان رابطه منطقی بین پارامترهای اقلیمی مؤثر در ذوب برف از طریق معادله پنمن-مونتیت برقرار کرد.

جهت تخمین ذوب برف بر اساس روش پنمن-مونتیت هر یک از بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک به تفکیک مورد بررسی قرار گرفتند و در این مرحله به-جای عوامل مؤثر در بیلان انرژی و بخش آیرودینامیک گیاه، با در نظر گرفتن فیزیک ذوب برف، کلیه عوامل و فاکتورهای مؤثر در بیلان انرژی و بخش آیرودینامیک برف در معادله پنمن-مونتیت وارد شدند، در واقع ساختار کلی پنمن مونتیت حفظ گردید درحالی‌که پارامترهای مؤثر در ذوب برف (به جای پارامترهای مؤثر در تبخیر-تعرق) در هر بخش اعمال گردید، همچنین با اعمال مقدار صفر برای مقاومت سطحی گیاه، مخرج ساده‌تر شد.

پس از در دست داشتن بخش بیلان انرژی و بخش آیرودینامیک برای برف، بین جریان روزانه و هریک از بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک به‌طور جداگانه رگرسیون غیرخطی گرفته شد، رگرسیون با خطای کمتر و دقت بیشتر پذیرفته شد و در نهایت با در دست داشتن مجموع این دو رگرسیون و سطح پوشش برف و همچنین جریانات روزانه رگرسیون غیر خطی دیگری حاصل می‌شود که در واقع تأثیر هر دو عامل بیلان انرژی و آیرودینامیک را به‌طور هم‌زمان در نظر می‌گیرد.

عملکرد مدل استخراج شده در این تحقیق بر پایه محاسبه ضریب همبستگی^۲ و میانگین مطلق خطا^۳، مورد ارزیابی قرار گرفت. فرمول‌های محاسبه آماره‌های فوق

$$r_a = \frac{1}{u_z c_d} \quad [19]$$

که در آن u_z سرعت باد در ارتفاع Z متری (معمولا سرعت در ارتفاع دو متری در نظر گرفته می‌شود) برحسب متر بر ثانیه، c_d ضریب کشش (بدون بعد) و r_a مقاومت آیرودینامیک برف بر حسب ثانیه بر متر است. اختصاص مقدار ضریب کشش برای برف از طریق سعی و خطا انجام شد، به‌طوری‌که هر کجا میزان همبستگی بین بخش آیرودینامیک و جریان رودخانه به بیشینه مقدار رسید به‌عنوان ضریب کشش برف انتخاب گردید.

در نهایت پس از استخراج هر کدام از بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک، ذوب برف از طریق معادله پنمن تخمین زده شد به گونه‌ای که با رگرسیون بین انرژی در دسترس برای ذوب برف که از طریق معادله پنمن-مونتیت (مجموع بخش‌های بیلان انرژی و آیرودینامیک) به‌دست آمد، مساحت پوشش برفی و مقدار جریانات روزانه، از طریق نرم‌افزار Datafit رابطه‌ای برای تخمین جریانات روزانه ذوب برف حاصل شد.

جهت مدل‌سازی، دوسوم داده‌ها برای آموزش و یک‌سوم داده‌ها برای صحت‌سنجی به‌کار برده شدند. به‌طورکلی مراحل پیشروی تحقیق به‌شرح زیر است:

مرتب‌کردن داده‌های روزانه برای جریان و پارامترهای اقلیمی از سال ۸۱ تا ۹۰، داندود تصاویر ماهواره‌ای برای تاریخ‌های مشخص در بازه سال‌های ۸۱ تا ۹۰، پردازش تصاویر ماهواره‌ای در محیط دو نرم افزار ENVI و GIS و به‌دست آوردن مقادیر عددی پوشش برف، حذف تمامی رویدادهایی که دمای هوا در آن منفی می‌باشد؛ کلیه مراحل است که برای به‌دست آوردن داده‌های اولیه انجام شده است.

در واقع تبخیر و تعرق از طریق دریافت انرژی صورت می‌گیرد که معادله پنمن-مونتیت میزان این

² Correlation coefficient

³ Mean absolute error

نسبی هریک از فرآیندهای انتقال آشفته یا انرژی حاصل از تابش، بسته به شرایط آب و هوایی و اقلیمی محیط فرق می‌کند. به عنوان مثال، در بهار در شرایط آب و هوایی صاف، انرژی‌ای که از طریق فرآیند انتقال آشفته تبادل پیدا می‌کند در مقایسه با انرژی تابشی، برای ذوب برف اهمیت ثانوی دارد در حالی که در فصل زمستان در یک واقعه بارش باران روی برف، تبادل گرمایی از طریق انتقال آشفته اهمیت بیشتری پیدا می‌کند (شاتلورث ۱۹۹۳) و همچنین انرژی رسیده به سطح برف نیز در ذوب برف نقش اساسی دارد. لذا همان طوری که از شکل ۲ استنباط می‌شود مدل تغییر یافته پنمن-مونتیت (که از مجموع دو بخش آیرودینامیک و بیلان انرژی تشکیل شده است) به خوبی رفتار جریان از نظر تغییرات را تحت پوشش قرار می‌دهد. مدل پنمن-مونتیت با ضریب همبستگی ۰/۸۹ و میانگین مطلق خطا ۰/۵۷ متر مکعب بر ثانیه در بخش آموزش و ضریب همبستگی ۰/۸۵ و میانگین مطلق خطا ۰/۳۷ متر مکعب بر ثانیه در بخش صحت‌سنجی قادر است به خوبی رفتار جریان حاصل از ذوب برف را شبیه‌سازی کند. حسن این روش نسبت به سایر روش‌ها در آنست که با در نظر گرفتن فیزیک ذوب برف و اعمال کلیه فاکتورهای مؤثر در بیلان انرژی و آیرودینامیک، جریان حاصل از ذوب برف را تخمین زده می‌شود.

نتیجه‌گیری کلی

با توجه به نتایج سوامی و بریویو (۱۹۹۶)، که با استفاده از مدل SRM رواناب حاصل از ذوب برف در حوضه کردوال در شمال ایتالیا را به دست آوردند و سطح پوشش برف منطقه را با استفاده از تصاویر ماهواره LANDSAT به دست آوردند. همچنین نتایج نجفی ایگدیر و همکاران (۱۳۸۶) که تفاضل حجمی برابر ۲/۷۵ برای محاسبه رواناب برف در حوضه شهر چائی ارومیه از مدل SRM بدست آوردند و بیان داشتند که این مقادیر دقت بالای مدل را در برآورد رواناب ذوب

در روابط ۲۰ تا ۲۱ ارائه گردیده است. در روابط اخیر، Q_i^E و Q_i^O به ترتیب مقادیر دبی مشاهداتی و تخمینی در گام زمانی i ام بوده و \bar{Q}^E و \bar{Q}^O نیز میانگین مقادیر مشاهداتی و تخمینی دبی می‌باشد. N نیز نشان‌گر تعداد داده هاست.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i^O - \bar{Q}^O)(Q_i^E - \bar{Q}^E)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Q_i^O - \bar{Q}^O)^2 \sum_{i=1}^N (Q_i^E - \bar{Q}^E)^2}} \quad [20]$$

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N |Q_i^E - Q_i^O| \quad [21]$$

نتایج و بحث

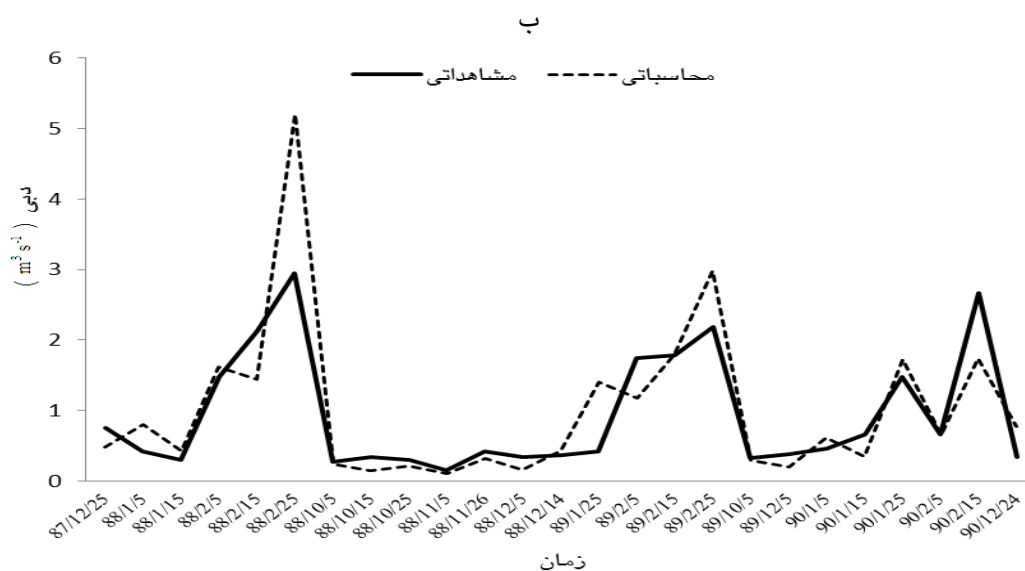
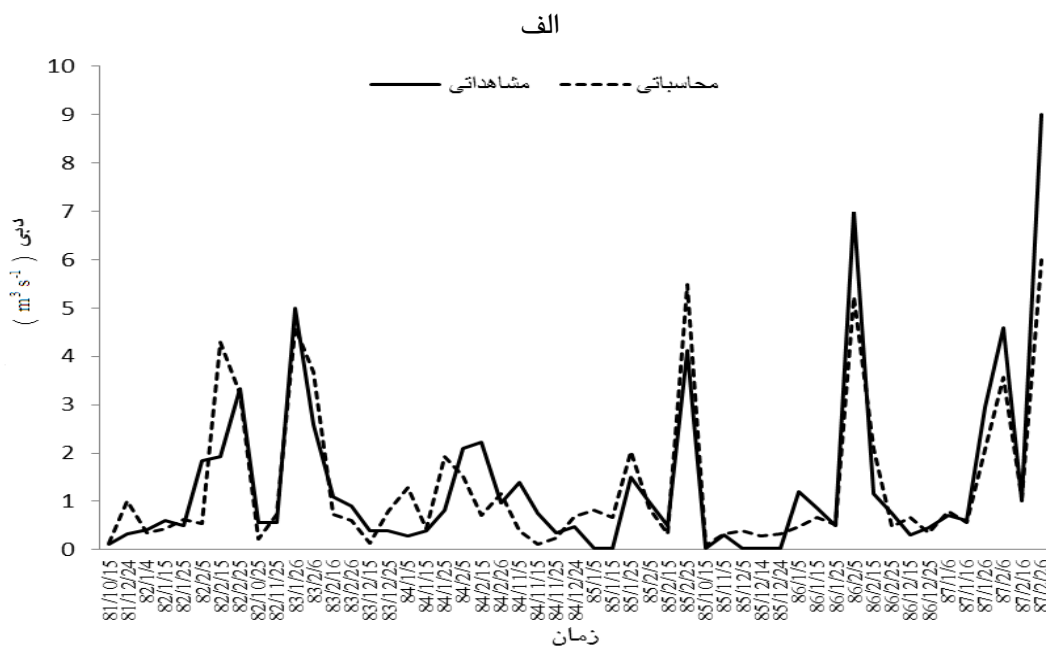
در واقع معادله ذوب برف بر اساس روش پنمن-مونتیت (متشکل از مجموع دو بخش آیرودینامیک و بیلان انرژی) به صورت رابطه ۲۲ بیان می‌شود.

$$Q = 0.013 \times 0.998^S \times \left(\frac{(\Delta A)^{1.81} + (T_a u_z (e_s - e_a) (\varepsilon_a z_b)^{(-1/6)} / r_a)^{2.44}}{\Delta + \gamma} \right)^{1.625} \quad [22]$$

رابطه ۲۲ نشان می‌دهد انرژی حاصل از معادله پنمن-مونتیت (مجموع بخش آیرودینامیک و بخش بیلان انرژی) برای ذوب برف، با پوشش برفی و جریان رابطه غیرخطی دارد. و در آن Q رواناب بر حسب متر مکعب بر ثانیه و A بخش بیلان انرژی بر حسب مگاژول بر متر مربع در روز، S_c پوشش برف بر حسب کیلومتر مربع و سایر پارامترها، پارامترهای اقلیمی مذکور در قسمت‌های پیشین تحقیق است.

بر خلاف این تصور که بخش آیرودینامیک در ذوب برف نقش معکوس (به دلیل اثر سرد کنندگی دمیدن باد روی برف) دارد، پس از محاسبات و تجزیه و تحلیل‌های بسیار، مشخص شد بخش آیرودینامیک روی ذوب برف نقش مستقیم داشته و حتی بسته به فصل ذوب برف، اهمیت هر یک از بخش‌های آیرودینامیک و بیلان انرژی متفاوت خواهد بود، به طوری که اهمیت

برف برای حوضه مذکور نشان می دهد و نشانگر می باشد.
قابلیت کاربرد مدل برای حوضه های دیگر این منطقه



شکل ۲- نمودار دبی مشاهداتی و محاسباتی ناشی از تأثیر همزمان بخش آیرودینامیک و بیلان انرژی در نوب برف.
(الف) آموزش ب) صحت سنجی.

اولین بار به عنوان مدلی مناسب که بر اساس پارامترهای اقلیمی و مکانیزم فیزیک نوب برف، جریان حاصل را تخمین می زند، ارایه گردید. روش پنمن-مونتیت بهترین و شناخته شده ترین روش برای تخمین

در این مطالعه معادله پنمن-مونتیت تغییر یافته با ارائه مقادیر ضرایب همبستگی ۰/۸۹ و ۰/۸۵ به ترتیب برای بخش آموزش و صحت سنجی و مقادیر میانگین مطلق خطاها، ۰/۵۷ و ۰/۳۷ مترمکعب بر ثانیه برای

انتخاب نداشته باشد و بتوان ذوب برف در تمام ساعات روز که میانگین دما بالاتر از صفر است را پیش‌بینی نمود. همچنین سطح پوشش برف و عمق برف در نقاط مختلف به صورت روزانه ثبت گردد. در شرایط آزمایشگاهی فشردگی برف زمستانه به‌ازای دماهای مختلف محاسبه گردد و بر مبنای دمای هوا در طبیعت این فشردگی به کار گرفته شود. مدل حاکم بر مساحت پوشش برفی نسبت به زمان از طریق سری‌های زمانی یا روش‌های دیگر استخراج شود سپس از طریق سری زمانی مساحت پوشش برفی و سایر پارامترهای اقلیمی، جریان ناشی از ذوب برف تخمین زده شود. پایش رطوبت اولیه خاک در حوضه‌ها از نظر تشکیل جریان از طریق ذوب برف و تغذیه آب‌های زیرزمینی صورت گیرد.

تبخیر- تعرق بوده لذا با توجه به این که مکانیزم فیزیک پدیده تبخیر- تعرق منطبق با ذوب برف می‌باشد، بنابراین اگر مبنای فیزیکی بیشتری در ارائه مدل در نظر گرفته شود، نتایج بهتری برای تخمین ذوب برف با استفاده از روش‌های مبتنی بر تبخیر- تعرق حاصل خواهد شد. روش‌های تخمین تبخیر- تعرق به دلیل ماهیت انرژی بودن‌شان روش‌های مناسبی برای تخمین ذوب برف بوده و پیشنهاد می‌گردد سایر روش‌های تخمین تبخیر- تعرق نیز برای تخمین جریان حاصل از ذوب برف به کار برده شود. پیشنهاد می‌شود در مناطقی که سطح آب زیرزمینی بالاست تأثیر آب زیرزمینی نیز در جریان در نظر گرفته شود. به جای ثبت دما به صورت کمینه، میانگین و بیشینه، دما به صورت ۲۴ ساعته و پیوسته ثبت گردد تا اجبارا داده‌ها محدودیت

منابع مورد استفاده

- فتاحی ا و وظیفه‌دوست م، ۱۳۹۰. برآورد دمای سطح برف و گستره پوشش برف با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS (مطالعه موردی حوضه‌های استان گلستان). فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۶، شماره ۳، صفحه‌های ۱۴۹ تا ۱۶۸.
- کارآموز م و عراقی نژاد ش، ۱۳۸۹. هیدرولوژی پیشرفته. انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک تهران). تهران.
- متکان ع، ضیائی‌ان فیروزآبادی پ، عاشورلو د و داداشی خانقاه س، ۱۳۸۷. ارزیابی شاخص جهانی پوشش برف برای مطالعه سطح پوشش برف در مقیاس منطقه‌ای. همایش ژئوماتیک، تهران (پوستر)، سازمان نقشه‌برداری کشور.
- نجفی ایگدیر ا، قدوسی ح، ثقفیان ب و پرهمت ج، ۱۳۸۶. برآورد رواناب ذوب برف با استفاده از سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در حوضه شهرچای ارومیه. فصل‌نامه پژوهش و سازندگی، سال ۲۰، شماره ۲، صفحه‌های ۱۷۷ تا ۱۸۵.
- نکونام ز و مزیدی ا، ۱۳۸۹. تحلیل پوشش برف در حوضه فخرآباد یزد. صفحه‌های ۱ تا ۱۱. چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیادانان جهان اسلام (ICIWG 2010). ۲۷-۲۵ فروردین، زاهدان.
- وزیری ژ، سلامت ع، انتصاری م، مسچی م، حیدری ن و دهقانی سانچ ح، ۱۳۸۷. تبخیر تعرق گیاهان (دستورالعمل محاسبه آب مورد نیاز گیاهان). کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران، تهران، چاپ اول.
- Allen RG, Pereira LS, Raes D and Smith M, 1998. Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop Evapotranspiration. FAO Irrigation & Drainage paper No. 56. FAO, Rome.
- Beljaars A and Viterbo P, 1994. The sensitivity of winter evaporation to the formulation of aerodynamic resistance in the ECMWF model. *Boundary-Layer Meteorology* 71(1-2): 135-149.
- Jenicek M, Beitlerova H, Hasa M, Kucerova D, Pevna H, Podzimek S, 2012. Modeling snow accumulation & snowmelt runoff – present approaches & results, *AUC Geographica* 47(2): 15-24.
- Lundberg A, Halldin S, 1994. Evaporation of intercepted snow: analysis of governing factors. *Water Resources Research* 30:2587-2598.
- Samuelson P, Gollvik S, Ullerstig A, 2006. The land surface scheme of the rossby centre regional atmospheric climate model (RCA3). Pp 25. In: Report in Meteorology 122. SMHI, SE-60176

Norrkoping, Sweden.

Shuttleworth WJ, 1993. Evaporation. Pp. 1-53. In: Maidment, D.R (eds), handbook of hydrology. McGraw-Hill Inc., New York.

Swamy AN, Brivio PA, 1996. Hydrological modeling of snowmelt in the Italian Alps using visible and infrared remote sensing, *Journal of Remote Sensing*, 17(16): 3169-3188.