

مقدمه

تک منبعی و S-TSEB^۱ (شاتلوورث و والاس، ۱۹۸۵) و P-TSEB^۲ (نورمن و همکاران، ۱۹۹۵، کوستاس و نورمن، ۱۹۹۹) به عنوان مدل‌های دو منبعی استفاده می‌شود. از بین الگوریتم‌های مختلف سنجش از دور، روش سبال در مناطق مختلف و با سنجنده‌های مختلفی مورد ارزیابی قرار گرفته شده است. باستانسن و همکاران (۱۹۹۸b) با ارزیابی الگوریتم خود نشان دادند که ریشه‌ی میانگین مربع خطای جزء تبخیر ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر در روز می‌باشد. تاسومی و همکاران (۲۰۰۳) با ارزیابی الگوریتم سبال در دو منطقه از ایالات متحده نشان دادند که تبخیر- تعرق به دست آمده با الگوریتم سبال با داده‌های لایسیمتر مطابقت داشته و مجموع خطای نسبی در طول فصل رشد در منطقه‌ی کیمبرلی ۴/۲ درصد بوده است. آلن و همکاران (۲۰۰۳) تبخیر- تعرق به دست آمده از الگوریتم سبال را با تبخیر- تعرق لایسیمتر مقایسه نمودند. نتایج آن‌ها نشان داد که اختلاف بین الگوریتم سبال و لایسیمتر در مقیاس ماهانه ۱۶ درصد و در مقیاس فصلی ۴/۳ درصد بود. باستانسن و همکاران (۲۰۰۵) الگوریتم سبال را در شرایط مختلف آب و هوایی و در مقیاس مکانی مزرعه و حوضه ارزیابی نموده و به این نتیجه رسیدند که در مقیاس مزرعه دقت الگوریتم سبال در تخمین تبخیر- تعرق روزانه ۸۵ درصد و تبخیر- تعرق فصلی ۹۵ درصد می‌باشد. آنها همچنین نشان دادند که دقت این الگوریتم در تخمین تبخیر- تعرق سالانه در مقیاس حوضه به ۹۶ درصد می‌رسد. معین و همکاران (۲۰۰۷) نشان دادند که برآورد تبخیر- تعرق روزانه و هفتگی در شرایط ابری از دقت خوبی برخوردار نیست، اما در مقیاس سالانه می‌توان برآورد مناسبی از تبخیر- تعرق در حوضه‌های بزرگ داشت. یانگ و همکاران (۲۰۱۲) در منطقه هتاو^۹ در شمال چین الگوریتم سبال را

تبخیر- تعرق یکی از مولفه‌های مهم و اصلی توازن آب و انرژی در حوضه‌ها می‌باشد. در مناطق خشک و نیمه‌خشک، به دلیل اینکه مقدار بارش کمتر از نیاز آبی گیاهان است، استفاده از آب‌های سطحی و زیرزمینی برای آبیاری غیرقابل اجتناب است. بنابراین تخمین دقیق تبخیر- تعرق در مدیریت آب در بخش کشاورزی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در برخی از تحقیقات و پروژه‌های کاربردی از جمله مدیریت حوضه‌های رودخانه‌ها و سامانه‌های تامین آب، استفاده از داده‌های تبخیر- تعرق به صورت نقطه‌ای (با استفاده از لایسیمتر و دستگاه همبستگی پیچکی^۱) کافی نبوده و نیاز به دانستن توزیع مکانی تبخیر- تعرق واقعی می‌باشد. تخمین توزیع مکانی تبخیر- تعرق با استفاده از روش‌های درون‌یابی داده‌های نقطه‌ای به دلیل ناهمگنی سطح زمین ممکن است دقت قابل قبولی را به همراه نداشته باشد (گائو و لانگ، ۲۰۰۸). در سال‌های اخیر امکان استفاده از فناوری سنجش از دور در تخمین تبخیر- تعرق واقعی فراهم شده است. مدل‌های مختلف فیزیکی و تجربی در ترکیب با داده‌های زمینی و تصاویر ماهواره‌ای می‌توانند تبخیر- تعرق را در شرایط غیرابری تخمین بزنند (باستانسن، ۱۹۹۸a، باستانسن، ۲۰۰۰). برای تخمین تبخیر- تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای از الگوریتم‌های مختلفی همچون SEBI^۲ (مننتی و چادوری، ۱۹۹۳)، SEBAL^۳ (باستانسن و همکاران، ۱۹۹۸a)، S-SEBI^۴ (رورینک و همکاران، ۲۰۰۰)، SEBS^۵ (سو، ۲۰۰۲) و METRIC^۶ (آلن و همکاران، ۲۰۰۷) به عنوان مدل‌های

¹Eddy Covariance²Surface Energy Balance Index³Surface Energy Balance

Algorithm for Land

⁴Simplified Surface Energy

Balance Index

⁵Surface Energy Balance System⁶Mapping Evapotranspiration at High Resolution and Internalized Calibration⁷Series Two-Source Energy Balance⁸Parallel Two-Source Energy Balance⁹Hetao

متوسط بارندگی^۱ در حوضه آبریز نیشابور ۲۵۵ میلیمتر در در سال است. حدود ۴۷ درصد سطح حوضه به زمین‌های کشاورزی و ۴۸ درصد آن به مراتع اختصاص یافته است و لذا می‌توان این حوضه را از نظر کاربری در دسته حوضه‌های آبریز کشاورزی آفرار داد (مهندسین مشاور سازآب شرق، ۱۳۸۷). موقعیت حوضه آبریز نیشابور-رخ در کشور و استان خراسان رضوی در شکل ۱ نمایش داده شده است.

داده‌های مورد نیاز

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه شامل داده-های روزانه بارش، دمای بیشینه و کمینه، سرعت باد و رطوبت نسبی ایستگاه همدیدی نیشابور به عنوان ایستگاه نماینده حوضه برای محاسبه تبخیر-تعرق مرجع و همچنین داده‌های رواناب، بارش و دمای بیشینه و کمینه و تبخیر از تشت ایستگاه‌های آب‌سنجی، باران‌سنجی و دماسنجی حوضه آبریز نیشابور می‌باشد. با توجه به شاخص خشکسالی SPI (مک کی و همکاران، ۱۹۹۵) سال‌های ۱۳۸۴-۱۳۸۳، ۱۳۸۵-۱۳۸۴ و ۱۳۸۷-۱۳۸۶ به ترتیب به عنوان سه سال تر، نرمال و خشک برای اهداف این مطالعه انتخاب شد.

انتخاب تصاویر

برای محاسبه تبخیر-تعرق با استفاده از مدل-های سنجش از دور، از تصاویر هرروزه مودیس یا تصاویر ۱۶ روزه لندست می‌توان استفاده نمود. توان تفکیک مکانی تصاویر مودیس نسبت به تصاویر لندست کم‌تر است، لذا تخمین تبخیر-تعرق با تصاویر لندست می‌تواند از دقت بیشتری نسبت به تصاویر مودیس برخوردار باشد. اما از آنجا که این تصاویر ۱۶ روزه در دسترس است، لذا امکان تخمین تبخیر-تعرق برای همه روزها فراهم نمی‌باشد. از

با تصاویر سنجنده مودیس ارزیابی نمودند. روف و همکاران (۲۰۱۲) تبخیر-تعرق به دست آمده از الگوریتم سبال و با سنجنده مودیس را با دستگاه همبستگی پیچکی در مزارع چغندر قند مقایسه نمودند و دریافتند که الگوریتم سبال مقدار تبخیر را بیشتر از تبخیر اندازه‌گیری شده برآورد می‌کند.

پیش از استفاده از الگوریتم‌های سنجش از دور لازم است توانایی، کاربردها و محدودیت‌های آن‌ها برای مناطق مختلف و در شرایط آب و هوایی متفاوت بررسی شود. اگرچه بررسی‌های انجام شده نشان داده است که مدل‌های مبتنی بر سنجش از دور می‌توانند توزیع منطقی از تبخیر-تعرق در مناطق مختلف داشته باشد، اما در برخی موارد، مقدار تبخیر-تعرق در مقیاس پیکسل دقت مناسبی را نشان نمی‌دهد (گائو و لانگ، ۲۰۰۸).

هدف از این مطالعه بررسی اثر نحوه انتخاب تصاویر سنجنده مودیس، انتخاب پیکسل سرد و گرم و نوع روش درون‌یابی بر تخمین تبخیر-تعرق سالانه حوضه نیشابور با استفاده از الگوریتم سبال کوهستانی در چارچوب بادیکو می‌باشد. به این منظور تبخیر-تعرق به دست آمده از الگوریتم سبال با خروجی مدل SWAT که توسط ایزدی (۱۳۹۲) اجرا شده است و تبخیر-تعرق به دست آمده از معادله بیلان آب مقایسه شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

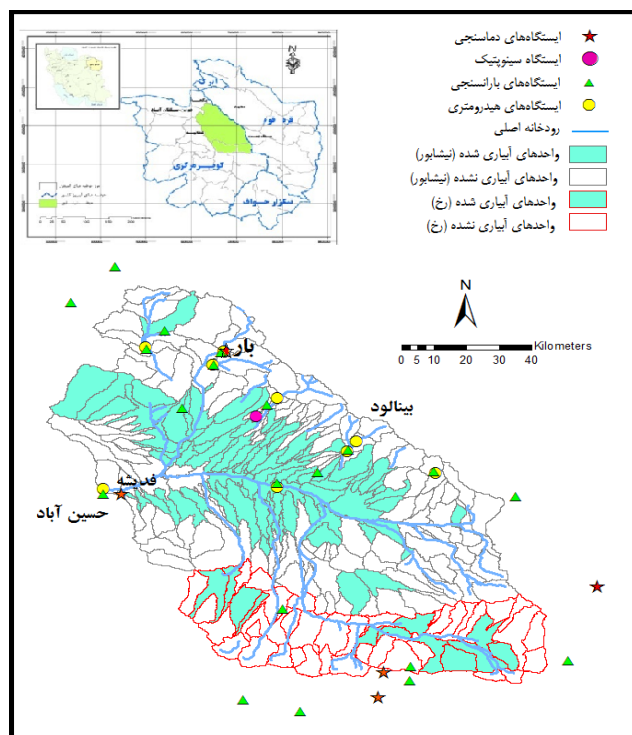
حوضه آبریز نیشابور-رخ در استان خراسان رضوی و در شرق حوضه آبریز کویر مرکزی قرار دارد. موقعیت جغرافیایی این حوضه بین ۵۸ درجه و ۱۳ دقیقه تا ۵۹ درجه و ۳ دقیقه شرقی و ۳۵ درجه و ۴ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۹ دقیقه شمالی واقع شده است. مساحت حوضه آبریز نیشابور-رخ حدود ۹۱۵۸ کیلومتر مربع می‌باشد. بیشترین ارتفاع حوضه ۳۳۰۵ متر و کمترین ارتفاع آن ۱۰۶۵ متر و ارتفاع متوسط حوضه ۱۵۵۵/۷ متر است.

^۱ متوسط بارش حوضه بر اساس رابطه بارش-ارتفاع و با استفاده از مدل ارتفاع رقومی (DEM) محاسبه شد.

^۲Agricultural watershed

توان تبخیر- تعرق را برای همه روزها به دست آورد و تغییرات ناگهانی جوی را نیز پایش نمود.

طرفی امکان دارد در فاصله ۱۶ روزه تصاویر، بارش صورت گرفته یا تغییرات دما به شدت قابل ملاحظه باشد. برتری تصاویر هرروزه سنجنده مودیس این است که می-



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در ایران و خراسان رضوی

تصویر نزدیک‌ترین روز به واقعه بارش و بدون ابرناکی انتخاب می‌شد. هدف از این کار با این نگرش این بود که تصاویری انتخاب شود که تاثیر بیشتری بر تبخیر- تعرق داشته و همچنین پدیده‌های خاص جوی از جمله تغییرات ناگهانی دما و وقوع بارش در نظر گرفته شوند. بر این اساس تعداد ۴۳ تصویر برای سال تر، ۲۷ تصویر برای سال نرمال و ۲۶ تصویر برای سال خشک انتخاب گردید.

انتخاب پیکسل سرد و گرم

انتخاب پیکسل سرد در تصاویر سنجنده مودیس به علت بزرگ بودن اندازه پیکسل‌ها مشکل می‌باشد. چرا که در این مقیاس پیدا کردن پیکسلی که $NDVI^1$ (شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی) آن یکنواخت

البته از آنجا که تفسیر تعداد زیاد تصاویر ماهواره‌ای زمان بر بوده و در بعضی از روزها به دلایل مختلفی از جمله ابرناکی امکان استفاده از تصاویر وجود ندارد، لذا انتخاب تصاویر مناسب به طوری که اطلاعات مفید موردنیاز از دست نرود، از اهمیت زیادی برخوردار است. در این مطالعه برای تخمین تبخیر- تعرق واقعی به جای استفاده از تصاویر هرروزه مودیس که بسیار زمان بر می‌باشد، از تصاویر روزهای قبل و بعد از هر بارش، به- علاوه تصاویر مربوط به روزهایی که در آن روزها اختلاف دما با روزهای قبل یا بعد بیشتر از ۳۰ درصد دامنه تغییرات هرفصل باشد انتخاب و مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به حساسیت بیشتر تبخیر- تعرق در فصل رشد، برای فصل رشد این مقدار ۲۰ درصد در نظر گرفته شد (یاوری ۱۳۹۲؛ آزاد، ۱۳۹۳). در صورتی که تصاویر قبل و بعد از بارش به دلیل ابرناکی قابل استفاده نمی‌بود،

¹ Normalized Difference Vegetation Index

$ET_r F_{cold}$ کسر تبخیر پیکسل سرد و $NDVI_1$ متوسط NDVI پیکسل‌های انتخابی در هر فضای نمونه می‌باشد. در این مطالعه برای واسنجی معادله (۱) و تخمین ضرایب a و b، داده‌های کسر تبخیر چهار تصویر لندست (با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر) استفاده شده و با استفاده از نرم افزار ENVI و به روش نزدیکترین همسایه^۴ (لیانگ، ۲۰۰۵) به مقیاس تصاویر مودیس (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰۰۰ متر) تبدیل شد. از بین چهار تصویر لندست، دو تصویر در ماه خرداد و دو تصویر در شهریور ماه انتخاب گردید. این ماه‌ها به دلیل عدم ابرناکی و همچنین به دلیل قرار گرفتن در فصل رشد انتخاب شدند. بین مقادیر کسر تبخیر به دست آمده به روش فوق و مقادیر NDVI سنجنده مودیس رگرسیون برقرار و مقادیر a و b به دست آمد (ترزا و همکاران، ۲۰۱۳).

برای انتخاب پیکسل گرم، پس از انتخاب فضای نمونه (زمین‌های غیر کشاورزی، مرتع یا خاک لخت، در فاصله ۲۰-۳۰ کیلومتری از ایستگاه معرف حوضه) ابتدا پیکسل‌هایی که ۱۰ درصد کمترین مقدار NDVI را دارند انتخاب و از بین آن‌ها ۲۰ درصد گرم‌ترین پیکسل‌ها تعیین می‌شوند. سپس میانگین دمای این پیکسل‌ها محاسبه و پیکسلی که دمای آن بین ± 0.2 دمای متوسط پیکسل‌های انتخابی (برحسب کلونین) باشد، به عنوان پیکسل گرم در نظر گرفته می‌شود. سپس با استفاده از روابط زیر مقدار کسر تبخیر برای پیکسل گرم محاسبه می‌شود (آلن و همکاران، ۲۰۱۳):

$$ET_r F_{hot} = f_c ET_r F_{cold} + (1 - f_c) ET_r F_{bare} \quad (2)$$

$$f_c = \frac{NDVI_{hot} - NDVI_{bare}}{NDVI_{full} - NDVI_{bare}}$$

(۳)

که در آن:

$ET_r F_{hot}$ کسر تبخیر برای پیکسل گرم، $ET_r F_{bare}$ کسر تبخیر برای پیکسل بدون پوشش، $NDVI_{hot}$ مقدار NDVI برای پیکسل گرم انتخاب شده، $NDVI_{bare}$

و مقدار آن بیشتر از ۰/۷۵ باشد، به سختی امکان‌پذیر است (ترزا و همکاران، ۲۰۱۳). از آن‌جا که انتخاب پیکسل سرد و گرم نیاز به مهارت و دقت زیادی دارد، آلن و همکاران (۲۰۱۳) روشی آماری برای انتخاب خودکار این پیکسل‌ها ارائه نمودند تا نیاز به دخالت کاربر در انتخاب پیکسل سرد و گرم برطرف شود. در این فرآیند ابتدا چند منطقه از حوضه که با توجه به تعریف، احتمال وجود پیکسل سرد و گرم در آن زیاد است^۱، به عنوان نمونه انتخاب می‌شود. برای پیکسل سرد باید فضای نمونه انتخابی شامل زمین-های کشاورزی آبیاری شده باشد و در فاصله ۲۰-۳۰ کیلومتری از ایستگاه هواشناسی معرف حوضه قرار داشته باشد. برای انتخاب پیکسل سرد، برای هر فضای نمونه پیکسل‌هایی که ۱۰ درصد بالاترین مقدار NDVI را دارند انتخاب شده و سپس از بین آن‌ها ۲۰ درصد سردترین پیکسل‌ها (با توجه به مقادیر $T_s DEM$ در الگوریتم سبال کوهستانی^۲) تعیین می‌شوند. پس از آن متوسط دمای سطح زمین و متوسط NDVI برای پیکسل‌های انتخابی محاسبه می‌شود. از بین پیکسل‌های فوق، پیکسلی به عنوان پیکسل سرد انتخاب می‌شود که دمای آن بین ± 0.2 دمای متوسط پیکسل‌های انتخابی (بر حسب کلونین) باشد. آلبیدوی پیکسل سرد باید بین ۰/۲۲ و ۰/۲۴ باشد. البته پس از انتخاب پیکسل سرد، باید آن را روی سطح زمین بررسی نموده تا از صحت انتخاب آن اطمینان حاصل شود. پس از انتخاب پیکسل سرد با استفاده از معادله (۱) مقدار کسر تبخیر در پیکسل سرد ($ET_r F_{cold}$) محاسبه می‌شود:

$$\begin{aligned} ET_r F_{cold} &= aNDVI_1 - b & \text{if } NDVI_1 < 0.75 \\ ET_r F_{cold} &= 1.05 & \text{if } NDVI_1 > 0.75 \end{aligned} \quad (1)$$

که در آن:

^۱ Area of interest (AOI)^۲ دمای سطح زمین برای هر پیکسل که با توجه به ارتفاع آن نقطه تصحیح شده است.^۳ در الگوریتم سبال کوهستانی اثر تغییرات ارتفاع بر تابش، انعکاس و انتشار تابش، آلبیدو و دمای سطح زمین و در نتیجه بر تبخیر- تعرق در نظر گرفته می‌شود.^۴ - Nearest Neighbor

به علت اینکه حوضه مورد مطالعه یک حوضه کشاورزی فاریاب می‌باشد، لذا یکی از اجزای اصلی بیلان آب در حوضه عمق آبیاری است که باید آن را در نظر گرفت. ایزدی و همکاران (۲۰۱۵) فرض کردند که میزان آب پمپاژ شده از چاه‌های کشاورزی می‌تواند به عنوان آب آبیاری مورد استفاده در حوضه در نظر گرفته شود. بنابراین مقدار تبخیر- تعرق حوضه (ET_a) با رابطه (۴) به دست می‌آید:

$$ET_a = P + I - Q - R$$

(۴)

که در آن:

P میزان بارش حوضه، I عمق آبیاری، Q میزان رواناب در خروجی حوضه و R مقدار تغذیه به خاک می‌باشد. از آنجا که مقدار تغذیه به خاک به آسانی قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد، از مقدار مدل سازی شده آن توسط مدل SWAT استفاده شد. برای محاسبه تبخیر- تعرق با رابطه ۴، داده‌های بارش ایستگاه‌های بارانسنجی داخل و اطراف حوضه با در نظر گرفتن توپوگرافی درون‌یابی شده و سپس میانگین بارش برای حوضه محاسبه شد. رواناب خروجی از حوضه از داده‌های ایستگاه هیدرومتری حسین آباد جنگل فراهم شد.

مدل SWAT

برای صحت‌سنجی مقدار تبخیر- تعرق به دست آمده از مدل‌های سنجش از دور در مقیاس حوضه آبریز، می‌توان از مدل‌های مختلف هیدرولوژی استفاده نمود (باستیانسن و همکاران، ۱۹۹۸b، کایت و دروگرز، ۲۰۰۰). بر اساس پیشنهاد گائو و لانگ (۲۰۰۸) می‌توان از مدل SWAT^۱ (آرنولد و همکاران، ۱۹۹۸) به عنوان استاندارد برای بررسی دقت مدل‌های سنجش از دور در تخمین تبخیر- تعرق استفاده نمود. مدل SWAT مدلی نیمه توزیعی است که تخمین قابل قبولی از تبخیر- تعرق در مقیاس حوضه به دست می‌دهد. در این مدل مدیریت‌های

مقدار $NDVI_{full}$ برای خاک بدون پوشش و مقدار $NDVI$ برای خاک با پوشش کامل است که مقدار آن حدود ۰/۸ در نظر گرفته می‌شود، اما با توجه به تصویر مورد بررسی مقدار آن می‌تواند متغیر باشد. پس از انتخاب پیکسل‌های سرد و گرم به روش فوق، این پیکسل‌ها مورد بررسی قرار گرفته و در صورت داشتن شرایط تعریف شده صحت انتخاب پیکسل‌ها مورد تایید قرار می‌گیرد. در غیر این صورت پیکسل‌ها باید به صورت دستی انتخاب شوند، به طوری که شرایط ذکر شده در آن‌ها برقرار باشد.

روش‌های درون‌یابی برای تخمین تبخیر- تعرق ماهانه و سالانه از تبخیر- تعرق روزانه

پس از تخمین تبخیر- تعرق برای روزهای دارای تصاویر، با استفاده از روش‌های درون‌یابی می‌توان تبخیر- تعرق را برای روزهای بین تصاویر محاسبه نموده (ریزمقیاس نمایی زمانی^۱) و در نهایت برای تمام روزهای سال مقدار تبخیر- تعرق را به دست آورد. به این منظور از روش درون‌یابی خطی استفاده می‌شود (ترزا و همکاران، ۲۰۱۳). از آنجایی که در روزهای پس از بارش، تبخیر- تعرق به صورت لگاریتمی کاهش می‌یابد (کیو و بن آشور، ۲۰۱۰، ژائو و همکاران، ۲۰۱۰)، لذا استفاده از رابطه خطی می‌تواند باعث بیش برآورد تبخیر- تعرق در روزهای بین دو تصویر شود. در این شرایط بهتر است از روش لگاریتمی برای درون‌یابی تبخیر- تعرق استفاده نمود. در این مطالعه دو روش درون‌یابی خطی و خطی- لگاریتمی برای تخمین تبخیر- تعرق در روزهای بدون تصویر استفاده شد. در روش خطی- لگاریتمی، برای روزهای پس از بارش از روش درون‌یابی لگاریتمی و برای روزهای معمولی و بدون پدیده خاص هواشناسی از درون‌یابی خطی استفاده شد.

معادله بیلان آب

²Soil and Water Assessment Tool¹Temporal downscaling

(۲۰۱۵) گندم آبی و دیم را به عنوان معرف محصولات زمستانه در نظر گرفتند که دلیل آن را تناوب کشت ثابت این محصولات در دوره شبیه‌سازی ذکر کردند. از طرفی به دلیل مشخص نبودن موقعیت مکانی برخی از محصولات تابستانه از جمله پنبه، چغندر قند و یونجه، گیاه ذرت علوفه‌ای را به عنوان معادل محصولات تابستانه در نظر گرفتند. از آنجا که در حوضه نیشابور-رخ ابزار اندازه‌گیری تبخیر-تعرق واقعی وجود ندارد و همچنین تنها داده تبخیر-تعرق مناسب موجود در حوضه مورد مطالعه خروجی مدل SWAT است که به مدت ۱۲ سال و در مقیاس سالانه و ماهانه توسط ایزدی (۱۳۹۲) اجرا شده است، لذا در این مطالعه از این مدل برای ارزیابی الگوریتم سبال استفاده شد.

چارچوب بادیکو

منحنی‌های بادیکو^۲ برای تخمین تبخیر-تعرق واقعی حوضه در مقیاس سالانه به صورت تابعی از شاخص خشکی استفاده می‌شوند. اساس منحنی‌های بادیکو معادلات بیلان آب و انرژی بوده (آرورا، ۲۰۰۲) و شکل کلی آنها به صورت معادله (۵) است.

$$\frac{ET}{P} = \frac{\phi}{1 + f(\phi)} = F(\phi) \quad \phi = \frac{ET_p}{P} \quad (5)$$

که در آن:

ET تبخیر-تعرق سالانه، P بارش سالانه، ϕ نمایه خشکی، ET_p تبخیر-تعرق پتانسیل و $f(\phi)$ و $F(\phi)$ تابع نمایه خشکی می‌باشد. اساس همه منحنی‌های ارائه شده توسط محققان مختلف (شریبر، ۱۹۰۴؛ اولدکاپ، ۱۹۱۱؛ پایک، ۱۹۶۴؛ بادیکو، ۱۹۷۴) معادله (۵) می‌باشد. پس از ارائه معادلات شریبر (۱۹۰۴) و اولدکاپ (۱۹۱۱)، بادیکو (۱۹۷۴) به این نتیجه رسید که نقاط حاصل از داده‌های به دست آمده از بیلان آب بین دو منحنی شریبر و اولدکاپ قرار می‌گیرد، لذا معادله خود را با میانگین‌گیری هندسی از این دو معادله ارائه کرد. این چهار معادله (شکل ۲) رفتار

مختلف آبیاری و گیاهی لحاظ می‌شود. مدل SWAT تبخیر از سطح خاک و پوشش گیاهی را به طور جداگانه محاسبه می‌کند. این مدل ابتدا مقدار تبخیر آب باران بر روی پوشش گیاهی را محاسبه و سپس مقدار تبخیر از سطح خاک (و یا تصعید از سطح برف) را بر اساس تعرق و تبخیر (یا تصعید) حداکثر محاسبه می‌کند. تعرق به صورت تابعی خطی از تبخیر-تعرق پتانسیل و شاخص سطح برگ و تبخیر واقعی از سطح خاک نیز بر اساس توابع نمایی بین عمق خاک و رطوبت خاک محاسبه می‌شود (نیچ و همکاران، ۲۰۰۹). در مدل SWAT حوضه مورد بررسی به زیرحوضه‌ها و زیرحوضه‌ها نیز به واحدهای کوچکتری به نام واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی^۱ تقسیم می‌شوند. هر واحد می‌باید دارای خصوصیات خاک، پوشش گیاهی و توپوگرافی مشابهی باشد. محاسبه تبخیر و سایر پارامترهای بیلان آب در مدل SWAT در قالب واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی انجام می‌شود.

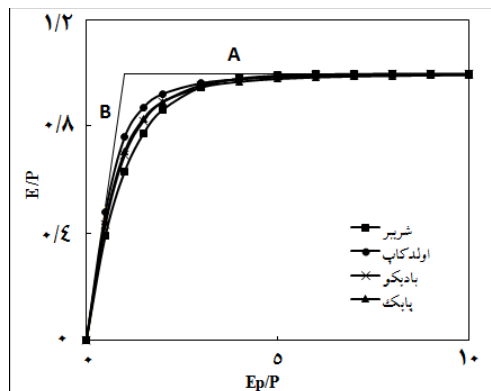
مدل SWAT در حوضه نیشابور-رخ بر اساس داده‌های عملکرد گندم دیم و آبی و نیز بر اساس داده‌های رواناب واسنجی و اعتبارسنجی شده است (ایزدی و همکاران، ۲۰۱۵). از آنجایی که عملکرد گیاه نسبت مستقیم با تبخیر-تعرق واقعی دارد (جنسن، ۱۹۶۸؛ فائو، ۱۹۸۶). بنابراین می‌توان واسنجی مدل SWAT را بر اساس رواناب و عملکرد گیاه انجام داد. این مسئله باعث افزایش اعتماد به نتایج مدل SWAT در تعیین مولفه‌های بیلان شامل تبخیر واقعی، ذخیره آب خاک و تغذیه به آب‌های زیرزمینی می‌شود (اسرینیواسان و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیر و همکاران، ۲۰۱۱). بر اساس نتایج ایزدی و همکاران (۲۰۱۵)، شاخص‌های آماری ضریب تبیین، ضریب نش-ساتکلیف و RMSE نشان داده است که مدل SWAT در تخمین رواناب و عملکرد گیاه گندم دیم و آبی از دقت قابل قبولی برخوردار بوده است. برای وارد کردن اطلاعات مربوط به مدیریت گیاه، ایزدی و همکاران

²Budyko curves

¹ Hydrologic Response Unit (HRU)

بعضی دیگر از مناطق مقدار تبخیر- تفرق سالانه با مقدار تبخیر- تفرق پتانسیل برابر می‌شود. این حالت در صورتی رخ می‌دهد که میزان انرژی در دسترس کمتر از میزان انرژی مورد نیاز برای تبخیر بارش سالانه باشد. در این شرایط مقدار انرژی در دسترس تبخیر- تفرق را محدود می‌کند (خط B در شکل ۲).

عددی مشابهی دارند. معادله پایک و بادیکو تقریباً نتایج یکسانی ارائه می‌دهند و به سختی از یکدیگر قابل تمایز هستند. در برخی از مناطق که انرژی در دسترس برای تبخیر بارش وجود دارد، تبخیر- تفرق سالانه با بارش سالانه برابر می‌باشد. در این شرایط مقدار آب در دسترس تبخیر- تفرق را محدود می‌کند (خط A در شکل ۲). در



شکل ۲- نمایش چهار منحنی بادیکو (شیربر، اولدکاب، بادیکو و پایک)، خطوط مشخص شده با A و B به ترتیب شرایط با محدودیت آب و انرژی را نشان می‌دهد

همین دلیل هان و همکاران (۲۰۱۱) پیشنهاد کردند که عمق آبیاری را وارد معادلات بادیکو نمایند:

$$\frac{ET}{P+I} = F(\phi_i)\phi_i = \frac{ET_p}{P+I} \quad (6)$$

در این مطالعه از بین منحنی‌های ارائه شده توسط محققان مختلف، منحنی اصلی بادیکو (۱۹۷۴) که پرکاربردتر از سایر معادلات است، استفاده شد (معادله ۷):

$$\frac{ET}{P+I} = \left[\phi_i \tanh\left(\frac{1}{\phi_i}\right) (1 - \exp(-\phi_i)) \right]^{0.5} \phi_i = \frac{ET_p}{P+I} \quad (7)$$

آماره‌های صحت‌سنجی

برای بررسی دقت الگوریتم سبال نسبت به مدل SWAT از آماره‌های RMSE، MBE و MAE استفاده شده است:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (8)$$

$$MBE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n P_i - O_i}{n}} \quad (9)$$

معادله ۵ برای حوضه‌های پایدار که در آن‌ها تغییرات ذخیره آب در حوضه ناچیز فرض می‌شود ($\Delta S \approx 0$)، قابل استفاده می‌باشد. تغییرات ذخیره آب حوضه شامل ذخیره رطوبت خاک، ذخیره آب‌های سطحی و ذخیره آب‌های زیرزمینی می‌باشد. در مقیاس سالانه تغییرات ذخیره رطوبت خاک به‌ویژه در مناطق خشک ناچیز بوده و از آن صرف‌نظر می‌شود. تغییرات سطح آب‌های سطحی شامل دریاچه‌های طبیعی و آب‌های پشت سدها می‌باشد که در حوضه مورد مطالعه از آنها صرف‌نظر شده است. افزایش سطح زیر کشت آبی و اعمال آبیاری در سطح حوضه باعث افزایش برداشت و تغییر در سطح آب‌های زیرزمینی می‌شود. بنابراین شرایط حوضه شرایط پایداری نبوده و سطح آب‌های زیرزمینی حتی در درازمدت نیز دارای افت شدید است. به همین دلیل نمی‌توان از معادله ۵ برای تخمین تبخیر استفاده نمود. در چنین شرایطی بخش زیادی از آب‌های زیرزمینی به شکل آبیاری در اختیار گیاه قرار گرفته و باعث افزایش تبخیر شده و نسبت تبخیر به بارش بیشتر از یک می‌شود. به

می‌دهد. مقادیر واسنجی شده a و b برای معادله (۱) برابر $1/1595$ و $0/0123$ به دست آمد. مقادیر a و b در مطالعات پیشین برای جنوب آیداهو برای کل محصولات به ترتیب $1/13$ و $0/08$ و برای سیب‌زمینی $1/19$ و $0/19$

به دست آمد (آلن و همکاران، ۲۰۱۳). تاسومی و همکاران (۲۰۰۶) نیز مقادیر a و b را برای میدل ریو گراند در نیومکزیکو به ترتیب $1/51$ و $0/145$ به دست آوردند. نتایج آنالیز رگرسیون با نرم افزار SPSS نشان داد که این رگرسیون در سطح ۹۵ درصد معنی‌دار می‌باشد (جدول ۱).

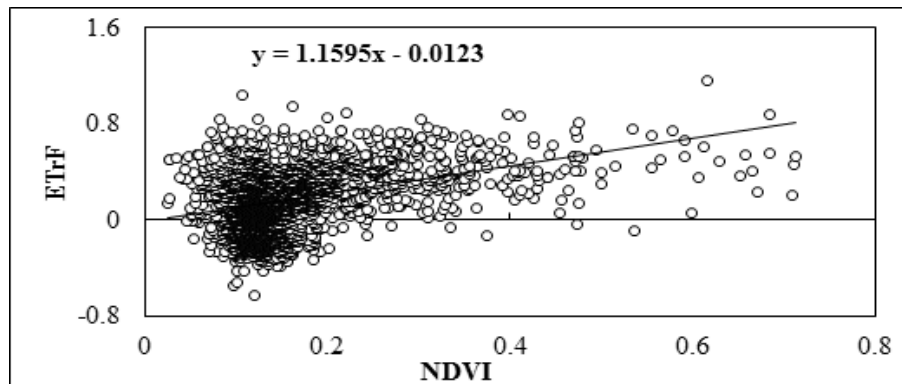
$$MAE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{n}} \quad (10)$$

در این معادلات n تعداد مشاهدات، O نشان‌دهنده مشاهدات و P نشان‌دهنده مقادیر مدل شده می‌باشد.

لازم به ذکر است که در این مطالعه برای آنالیز و بررسی تصاویر ماهواره ای از نرم افزار ENVI و برای آنالیزهای آماری از نرم افزار SPSS استفاده شد.

نتایج و بحث

شکل ۳ رابطه رگرسیون برقرار شده بین کسر تبخیر در پیکسل سرد و NDVI سنجنده مودیس را نشان



شکل ۳- مقدار کسر تبخیر بر اساس NDVI به دست آمده از داده‌های بزرگنمایی شده از لندست به مودیس

جدول ۱- جدول تجزیه واریانس برای بررسی سطح معنی‌داری رابطه رگرسیون بین NDVI و کسر تبخیر پیکسل سرد

منتهی	مجموع مربعات	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	معنی‌داری
رگرسیون	۲۴/۸۵۳	۱	۲۴/۸۵۳	۴۶۷/۳۵۷	./...
باقی مانده	۱۴۴/۲۶۹	۲۷۱۳	۰/۰۵۳		
کل	۱۶۹/۱۲۲	۲۷۱۴			

باعث شده است که آن مناطق پوشش گیاهی متراکمی داشته و بنابراین تبخیر در آنها بیشتر است. در قسمت جنوبی دشت نیشابور مکان‌های دارای تبخیر زیاد بر مناطق تحت کشت آبی منطبق است، اما در مناطق شمالی تبخیر کمتر است که به نظر می‌رسد علت آن این باشد که کشت غالب این منطقه گندم است که در فصل زمستان آبیاری کمی برای آن صورت می‌گیرد و در تابستان هم آب زیادی دریافت نکرده و تا خرداد و تیر برداشت می‌شود. از طرفی در این منطقه در بعضی از مواقع آیش وجود دارد و بنابراین این مناطق در فصل آیش آبیاری

شکل ۴ توزیع مکانی تبخیر را در سطح حوضه نیشابور- رخ با روش درونیابی خطی و خطی- لگاریتمی برای سه سال تر (۱۳۸۳-۱۳۸۴)، نرمال (۱۳۸۵-۱۳۸۴) و خشک (۱۳۸۶-۱۳۸۷) نشان می‌دهد. به طور کلی مقدار تبخیر سال خشک کمتر از تبخیر سال نرمالو تراست که علت آن بارش و رطوبت کمتر در سال خشک می‌باشد. با توجه به نقشه کاربری اراضی (شکل ۵) توزیع مکانی تبخیر در حوضه با کاربری اراضی تقریباً هماهنگ می‌باشد. در کوهستان‌های شمال شرق حوضه، در شیب رو به غرب وجود چشمه‌های بزرگ بوژان که دبی آنها زیاد است،

لگاریتمی نسبت به روش خطی به تبخیر به دست آمده از مدل SWAT نزدیکتر است، اگرچه اختلاف چندانی بین دو روش دیده نمی‌شود.

نتایج شکل ۶ همچنین نشان می‌دهد که در سال‌های خشک و نرمال الگوریتم SEBAL تبخیر را بیشتر از مدل SWAT برآورد کرده است. روند تغییرات الگوریتم SEBAL و مدل SWAT با نتایج یآوری (۱۳۹۲) هماهنگ می‌باشد. در سال تر سال تر مدل SWAT تبخیر را بیشتر از الگوریتم SEBAL تخمین می‌زند که علت آن تفاوت ساختار دو مدل است. مدل SWAT نسبت به الگوریتم SEBAL شیب تندتری از تغییرات را نسبت به رطوبت از خود نشان می‌دهد و به تغییرات رطوبت حساس‌تر است.

شکل ۷ مقایسه تبخیر- تعرق واقعی به دست آمده از الگوریتم سبال را در مقایسه با تبخیر پتانسیل حاصل از تشت تبخیر برای ایستگاه بار (واقع در مناطق کوهستانی) و ایستگاه فدیشه (در منطقه دشت در نزدیکی خروجی حوضه) نشان می‌دهد. از آنجا که در سال نرمال دما بیشتر از سال خشک و تر بوده است، بنابراین تبخیر پتانسیل در سال نرمال بیشتر از تبخیر پتانسیل در سال خشک و تر می‌باشد. همچنین شکل ۷ نشان می‌دهد که در ایستگاه بار که در مناطق کوهستانی قرار دارد، با توجه به دمای کمتر نسبت به ایستگاه فدیشه، تبخیر پتانسیل کمتری را نشان می‌دهد. تبخیر- تعرق واقعی در ایستگاه بار به دلیل بارش بیشتر در این منطقه نسبت به ایستگاه فدیشه بیشتر است. با توجه به کاهش بارش از سال تر به سال خشک، میزان تبخیر- تعرق واقعی نیز از سال تر به سال خشک در هر دو ایستگاه کاهش می‌یابد. در شکل ۸ مقایسه تبخیر به دست آمده از الگوریتم سبال (با درون‌یابی خطی- لگاریتمی)، مدل SWAT و معادله بیلان آب در چارچوب منحنی‌های بادیکو نشان داده شده است. در این شکل منحنی ارائه شده توسط بادیکو (۱۹۷۴) به عنوان نمونه نشان داده شده است. نقاط نشان داده شده در شکل ۸ (الف) نسبت تبخیر واقعی به بارش ($\frac{E}{P}$) در برابر نسبت

نمی‌شوند. بنابراین تبخیر در قسمت شمالی دشت نیشابور کمتر از قسمت جنوبی می‌باشد. در دشت رخ (در جنوب حوضه) و در مناطق دارای کشت آبی تبخیر به شدت بالاست که علت آن اعمال آبیاری زیاد در این دشت است. در اطراف دشت رخ نیز مقدار تبخیر بالاست که در سال تر به اطراف گسترش بیشتری یافته است. این مناطق پوشیده از مراتع با تراکم متوسط و کم می‌باشد و منبع آبی برای تبخیر وجود ندارد. بنابراین ممکن است علت تبخیر بسیار بالای این مناطق وجود اثر فرارفت‌ه‌های سرد باشد. با توجه به توضیحات فوق به نظر می‌رسد که الگوریتم سبال توزیع مناسبی از تبخیر در حوضه نیشابور- رخ ارائه داده است. نتایج توزیع مکانی تبخیر در این مطالعه با نتایج آزاد مرزآبادی (۱۳۹۲) و موذن زاده (۱۳۹۲) همخوانی دارد.

شکل ۶ مقایسه تبخیر- تعرق به دست آمده از الگوریتم سبال با داده‌های به دست آمده از بیلان آب و خروجی مدل SWAT را در مقیاس سالانه نشان می‌دهد. بر اساس این شکل تبخیر به دست آمده با روش خطی تفاوت چندانی با روش خطی- لگاریتمی ندارد. مقدار تبخیر به دست آمده با درون‌یابی خطی کمی بیشتر از تبخیر به دست آمده با روش خطی- لگاریتمی است که این نتیجه قابل انتظار می‌باشد. پس از هر بارش، به دلیل مرطوب بودن لایه سطحی خاک، تبخیر در ابتدا با سرعت بیشتری انجام می‌شود. پس از خشک شدن لایه سطحی خاک، سرعت کاهش تبخیر کمتر شده و در نهایت به مقدار ثابتی می‌رسد. بنابراین در روش لگاریتمی شیب کاهش تبخیر در ابتدای فرآیند بیشتر از شیب آن در انتهای فرآیند است. لذا مقدار تبخیر با روش لگاریتمی کمتر از مقدار تبخیر با روش خطی (که در آن شیب کاهش در طول فرآیند ثابت در نظر گرفته می‌شود) می‌باشد. جدول ۲ نتایج مقایسه آماری دو روش خطی و خطی- لگاریتمی را با مدل SWAT نشان می‌دهد. بر اساس مقادیر RMSE، MBE و MAE تبخیر به دست آمده با روش خطی-

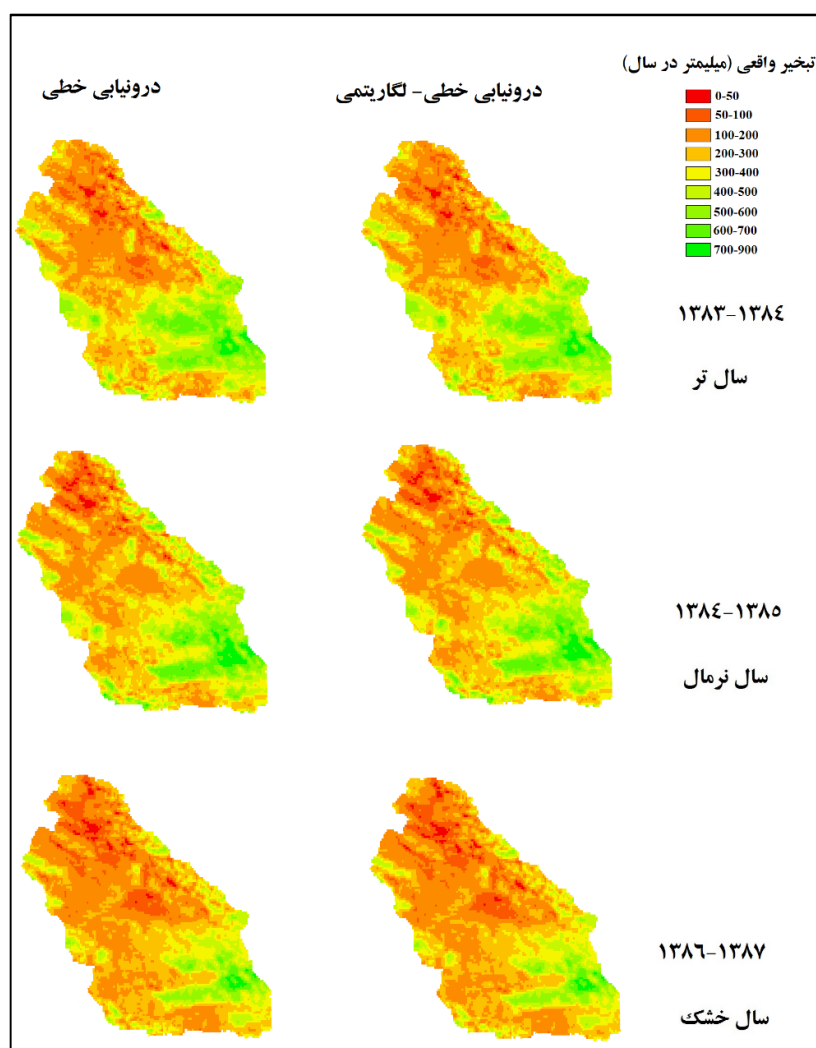
¹advection

عمق آبیاری یکی از اجزای اصلی بیلان آب در حوضه- های آبیاری شده می باشد که می تواند منجر به افزایش تبخیر در حوضه شود، بنابراین نسبت تبخیر- تعرق سالانه به بارش سالانه در حوضه می تواند بیش تر از یک شود (شکل ۸ الف).

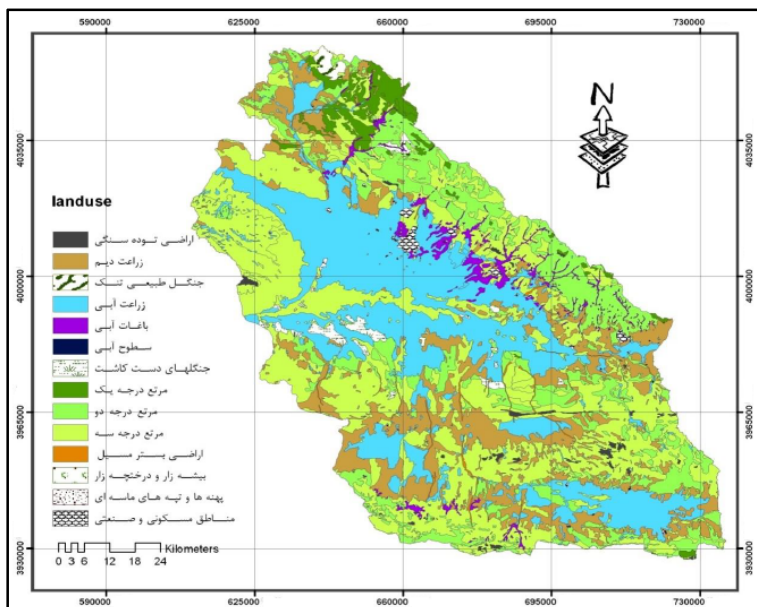
تبخیر پتانسیل به بارش $(\frac{E_p}{P})$ می باشد. این نقاط در شکل ۸ (ب) نسبت تبخیر واقعی به مجموع بارش و آبیاری $(\frac{E}{P+I})$ در برابر نسبت تبخیر پتانسیل به مجموع بارش و آبیاری $(\frac{E_p}{P+I})$ برای سال های تر، نرمال و خشک می باشد. تبخیر واقعی این نقاط از مدل SWAT، الگوریتم سیال و بیلان آب به دست آمده است. همانطور که پیش از این ذکر شد،

جدول ۲- مقایسه روش های درون یابی خطی و خطی- لگاریتمی با استفاده از آماره های صحت سنجی

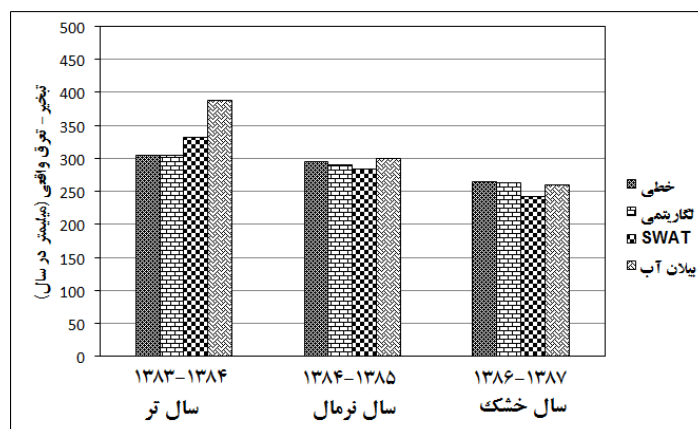
روش درون یابی	RMSE (mm)	MBE (mm)	MAE (mm)
روش خطی	۲۱/۸	-۲/۴	۲۰/۸
روش خطی- لگاریتمی	۲۰/۴	۰/۰۹	۱۸/۴



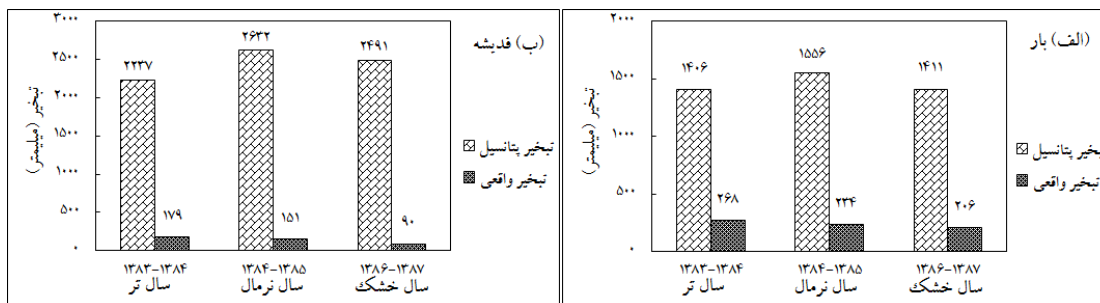
شکل ۴- توزیع مکانی تبخیر- تعرق واقعی برای سه سال تر (۱۳۸۳-۱۳۸۴)، نرمال (۱۳۸۴-۱۳۸۵) و خشک (۱۳۸۶-۱۳۸۷) با روش درون یابی خطی (سمت چپ) و خطی- لگاریتمی (سمت راست)



شکل ۵- نقشه کاربری اراضی حوضه آبریز نیشابور- رخ (شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۷۷)



شکل ۶- مقایسه تبخیر- تعرق واقعی به دست آمده از الگوریتم سبال با خروجی مدل SWAT و تبخیر- تعرق به دست آمده از بیان آب



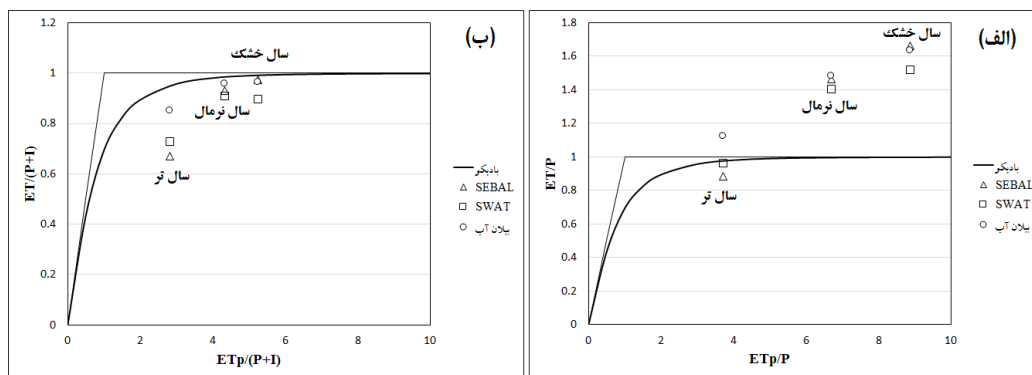
شکل ۷- مقایسه روند تبخیر- تعرق واقعی به دست آمده از الگوریتم سبال با تبخیر پتانسیل حاصل از تشریح تبخیر برای ایستگاه‌های (الف) بار و (ب) فدیسه

بادیکو لحاظ شود (هان و همکاران، ۲۰۱۱) (معادله ۶). همانطور که در شکل ۸ (ب) دیده می‌شود، با وارد گردن عمق آبیاری در مخرج معادله، نقاط به منحنی بادیکو

از آنجایی که در حوضه نیشابور- رخ، بخش زیادی از آب‌های زیرزمینی برای آبیاری برداشت می‌شود، لذا برای تامین فرض $\Delta S \approx 0$ باید مقدار آبیاری در منحنی

نزدیکتر می‌شوند. از سوی دیگر مقدار تبخیر- تعرق محاسبه شده با معادله بیلان آب در مقایسه با برآورد سبال و SWAT به منحنی بادیکو نزدیک‌تر است. نقاط حاصل از مدل سبال نسبت به الگوریتم SWAT با منحنی بادیکو و با داده‌های حاصل از بیلان آب به‌ویژه در سال‌های خشک و نرمال تطابق بیشتری دارد. در سال تر (۱۳۸۳-۱۳۸۴) نسبت تبخیر به بارش از منحنی بادیکو فاصله زیادی دارد. به نظر می‌رسد که این مسئله به این دلیل است که مقدار آبیاری در همه سال‌ها تقریباً یکسان است و مقدار آبیاری اضافی در سال تر باعث افزایش تبخیر نشده بلکه باعث افزایش نفوذ آب به خاک می‌شود. چرا که در سال تر به دلیل وجود بارش کافی، گیاهان نیاز

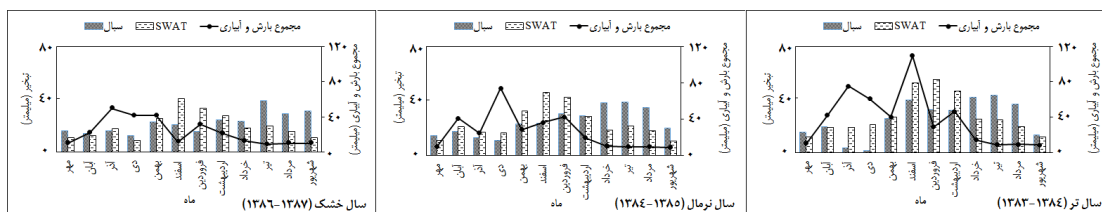
کمتری به آب آبیاری داشته و بنابراین بخش بیشتری از آبیاری به صورت نفوذ به خاک برمی‌گردد. بنابراین نسبت افزایش تبخیر در سال تر نسبت به سال‌های خشک و نرمال کمتر از نسبت افزایش مجموع بارش و آبیاری می‌باشد. علت عدم تطابق نقاط با منحنی اصلی بادیکو می‌تواند به خاطر خصوصیات حوضه باشد که می‌توان این مسئله را با در نظر گرفتن انواع دیگر منحنی‌های بادیکو از جمله معادله پرکاربرد فو (۱۹۸۱) حل کرد. با توجه به اینکه حوضه نیشابور جزو مناطقی است که در آن انرژی در دسترس محدود نمی‌باشد، لذا انتظار می‌رود نقاط در اطراف خط با محدودیت آب در دسترس (قسمت A) قرار بگیرند. شکل ۸ این مسئله را به خوبی تایید می‌کند.



شکل ۸- مقایسه تبخیر بدست آمده از الگوریتم SEBAL و مدل SWAT در چارچوب بادیکو (الف) بدون و (ب) با در نظر گرفتن اثر آبیاری برای سه سال تر، نرمال و خشک

دو مدل در ماه‌های گرم سال به‌ویژه تیر و مرداد می‌تواند به این دلیل باشد که در مدل SWAT فقط گیاه ذرت علوفه- ای به عنوان نماینده گیاهان تابستانه در نظر گرفته شده است (ایزدی، ۱۳۹۲). با توجه به این‌که در ماه‌های فروردین و اسفند رطوبت در جو موجود بوده و دما افزایش می‌یابد، بنابراین مدل SWAT تبخیر در این ماه را بیشتر تخمین می‌زند.

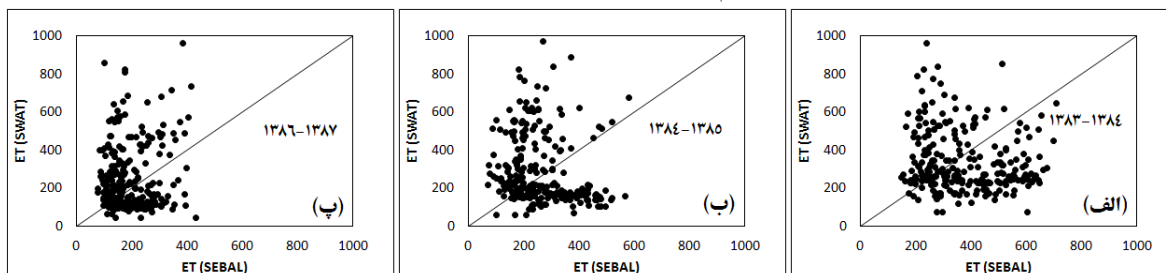
شکل ۹ مقایسه مدل SWAT و الگوریتم SEBAL را در مقیاس ماهانه نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود در ماه‌های سرد سال نتایج هر دو مدل به هم نزدیک است، اما در فصل گرم سال به ویژه در تیرماه و مردادماه تفاوت زیادی بین دو مدل وجود دارد. الگوریتم SEBAL بیشترین مقدار تبخیر را در تیرماه نشان می‌دهد، اما بر اساس نتایج مدل SWAT بیشترین تبخیر در فروردین و اسفند ماه اتفاق می‌افتد. علت اختلاف زیاد



شکل ۹- مقایسه تبخیر ماهانه تبخیر برآوردشده توسط مدل SWAT و الگوریتم SEBAL در سه سال آبی مختلف

می‌شود که الگوریتم سبال مقدار تبخیر- تعرق را برای سایر پیکسل‌های گرم بیشتر برآورد کند (واترز و همکاران، ۲۰۰۲). با توجه به اندازه بزرگ پیکسل‌های تصاویر سنجنده مودیس (۱۰۰۰ متر) و با توجه به پوشش گیاهی پراکنده حوضه مورد مطالعه، نمی‌توان پیکسلی را یافت که دارای پوشش گیاهی همگنی باشد و لذا انتخاب پیکسلی که بخش زیادی از آن تحت پوشش گیاهی باشد، امکان‌پذیر نیست، لذا دما و NDVI پیکسل سرد ممکن است دقیقاً بیان‌کننده شرایط یک پیکسل سرد نباشد. اگرچه انتخاب پیکسل سرد و گرم اثر زیادی بر مقدار تبخیر دارد، اما عدم قطعیت مدل SWAT نیز می‌تواند دلیل اختلاف موجود باشد.

شکل ۱۰ نتایج مقایسه تبخیر- تعرق واقعی به دست آمده از الگوریتم سبال با تبخیر- تعرق به دست آمده از مدل SWAT را در مقیاس واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی نشان می‌دهد. همانطور که در این شکل دیده می‌شود، در مقیاس واحدهای هیدرولوژیکی مقدار تبخیر- تعرق حاصل از الگوریتم سبال با مدل SWAT همبستگی ندارد. گائو و لانگ (۲۰۰۸) نیز ذکر کردند که در بعضی موارد ممکن است الگوریتم‌های سنجنش از دور در مقیاس پیکسل دقت مناسبی نداشته باشند. انتخاب پیکسلی با دمای بسیار پایین برای پیکسل سرد، باعث می‌شود که مقدار تبخیر- تعرق برای پیکسل‌های با تبخیر کامل و دمای بالا کمتر برآورد شود. همچنین انتخاب پیکسلی با دمای بسیار بالا به عنوان پیکسل گرم باعث



شکل ۱۰- مقایسه تبخیر- تعرق (میلیمتر در سال) به دست آمده از الگوریتم سبال (درون‌یابی خطی- لگاریتمی) با مدل SWAT در مقیاس واحدهای پاسخ هیدرولوژیکی (الف) سال ۱۳۸۳-۱۳۸۴ (سال تر)، (ب) سال ۱۳۸۴-۱۳۸۵ (سال نرمال) و (پ) ۱۳۸۶-۱۳۸۷ (سال خشک)

نتیجه‌گیری

و ماهانه در دسترس است، خروجی مدل SWAT می‌باشد، بنابراین در این مطالعه از این مدل برای صحت-سنجی الگوریتم سبال استفاده شد. نتایج نشان داد که روش خطی- لگاریتمی تبخیر- تعرق را کمتر از روش خطی برآورد کرد که با توجه به فرآیند کاهش غیرخطی تبخیر- تعرق در روزهای پس از بارش این نتیجه قابل انتظار است. در مقایسه با تبخیر به دست آمده از مدل SWAT روش خطی- لگاریتمی نتایج بهتری به همراه داشت. برای استفاده از روش لگاریتمی، داشتن تصاویر سنجنده موردنظر پس از پدیده بارش ضروری است. بنابراین در انتخاب تصاویر باید به این نکته توجه نمود. تبخیر به دست آمده از الگوریتم سبال در مقیاس زمانی بزرگ (سالانه) و مقیاس مکانی بزرگ (حوضه) به مدل SWAT نزدیک‌تر است. اما در مقیاس‌های زمانی و مکانی

در این مطالعه به بررسی میزان دقت الگوریتم سبال در تخمین تبخیر- تعرق سالانه با در نظر گرفتن روش انتخاب تصاویر، انتخاب پیکسل سرد و گرم و نوع درون-یابی تبخیر- تعرق برای روزهای بدون تصویرپرداخته شد. به طور کلی نتایج این مطالعه نشان داد که با انتخاب تصاویر مناسب و با روش انتخاب خودکار پیکسل سرد و گرم به ویژه در شرایطی که کاربر مهارت کافی در انتخاب پیکسل‌ها ندارد، می‌توان تبخیر در سطح حوضه را با الگوریتم سبال تخمین زد. اگرچه برای صحت‌سنجی الگوریتم سبال بهتر است از داده‌های اندازه‌گیری شده تبخیر استفاده شود، اما با توجه به این که در حوضه مورد مطالعه داده اندازه‌گیری شده تبخیر موجود نمی‌باشد و تنها داده معتبر موجود که به مدت ۱۲ سال و در مقیاس سالانه

است، تایید می‌کند. به طور کلی یافته‌های این تحقیق نشان داد که الگوریتم سبال می‌تواند با دقت قابل قبولی به عنوان ابزاری برای تخمین تبخیر در مقیاس زمانی و مکانی بزرگ استفاده شود، اما در مقیاس‌های کوچکتر نتایج آن چندان قابل اعتماد نیست. نتایج همچنین نشان داد که به دلیل افت شدید آب‌های زیرزمینی و وجود شرایط ناپایدار در حوضه مورد مطالعه، استفاده از چارچوب اصلی بادیکو با محدودیت‌هایی روبه‌رو است که با در نظر گرفتن عمق آبیاری در این چارچوب می‌توان بر این محدودیت غلبه کرد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از میریام کونندر- گریتر (استادیار دانشگاه صنعتی دلفت هلند)، عزیزالله ایزدی، مهدی یآوری، محمدرضا آزاد، سعید امامی‌فر، محمدرضا جرکه و مهدی مکاری به خاطر کمک‌ها و نظرات ارزشمندشان تشکر می‌نمایند.

کوچک نتایج الگوریتم سبال و مدل SWAT تفاوت زیادی دارند که این مسئله می‌تواند ناشی از عدم قطعیت هر دو مدل SWAT و الگوریتم سبال و یا انتخاب نامناسب پیکسل سرد و گرم در الگوریتم سبال باشد. همچنین توان تفکیک مکانی سنجنده مودیس نیز باعث عدم دقت مناسب در انتخاب پیکسل سرد و گرم و در نهایت تخمین تبخیر می‌باشد. الگوریتم سبال توزیع مناسبی از تبخیر ارائه می‌دهد، اما در تخمین مقدار تبخیر- تعرق در مقیاس پیکسل نتایج ضعیفی به همراه دارد. بنابراین ترکیب الگوریتم سبال با مدل SWAT می‌تواند به تخمین و توزیع مناسب‌تر تبخیر- تعرق به‌ویژه با در نظر گرفتن توزیع آن کمک نماید. بررسی منحنی بادیکو در حوضه نیشابور- رخ نشان داد که به دلیل اعمال آبیاری در برخی از دشت‌های حوضه نسبت تبخیر- تعرق واقعی به بارش بیشتر از یک می‌باشد. با وارد کردن عمق آبیاری در معادله بادیکو، این نسبت به کمتر از یک کاهش یافت. قرار گرفتن نقاط در قسمت A منحنی بادیکو این مسئله را که در حوضه مورد مطالعه میزان آب در دسترس برای تبخیر محدودیت دارد و انرژی کافی برای تبخیر موجود

فهرست منابع

۱. آزاد مرزآبادی، م. ر. ۱۳۹۳. مقایسه الگوریتم‌های SEBAL و S-SEBI در برآورد تبخیر - تعرق در دشت نیشابور با استفاده از تصاویر سنجنده MODIS. پایان نامه کارشناسی ارشد گروه مهندسی آب. دانشکده کشاورزی. دانشگاه فردوسی مشهد.
۲. ایزدی، ع. ا. ۱۳۹۲. کاربرد و ارزیابی یک مدل توسعه یافته تلفیقی آب زیرزمینی - آب سطحی در حوضه آبریز نیشابور. رساله دکتری گروه مهندسی آب. دانشکده کشاورزی. دانشگاه فردوسی مشهد.
۳. شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی. ۱۳۷۷. گزارش محاسبه بیلان منابع آب حوضه آبریز نیشابور.
۴. موزن زاده، ر. ۱۳۹۲. پایش سیستم هیدرولوژیک حوضه آبریز نیشابور با استفاده از تکنیک سنجش از دور. رساله دکتری. گروه مهندسی آب. دانشکده کشاورزی. دانشگاه فردوسی مشهد.
۵. مهندسین مشاور ساز آب شرق. ۱۳۸۷. مطالعات بهم پیوسته منابع آب حوضه نیشابور. گزارش‌های هواشناسی، هیدرولوژی و خاکشناسی. مشهد.
۶. یآوری، م. ۱۳۹۲. ارزیابی روش‌های تجربی برآورد تبخیر- تعرق واقعی سالانه در مقیاس بزرگ به کمک تبخیر- تعرق برآوردی از روش سبال در دشت نیشابور. پایان نامه کارشناسی ارشد گروه مهندسی آب. دانشکده کشاورزی. دانشگاه فردوسی مشهد.

7. Allen, R.G., B. Burnett, W. Kramber, J. Huntington, J. Kjaersgaard, A. Kilic, C. Kelly and R. Trezza. 2013. Automated calibration of the METRIC-Landsat evapotranspiration process. *J. Am. Water Resour. Assoc.* 49(3): 563–576.
8. Allen, R.G., M. Tasumi and R. Trezza. 2007. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration (METRIC)—Applications. *J. Irrig. Drain. Eng* 133(4): 395–406.
9. Allen, R. Morse, A. Tasumi, M. 2003. "Application of SEBAL for western US water rights regulation and planning". ICID workshop on remote sensing of ET for large regions.
10. Arnold, J.G., R. Srinivasan, R.S. Muttiah and J.R. Williams. 1998. Large area hydrologic modeling and assessment, part 1: model development. *J Am Water Resour Assoc (JAWRA)* 34:73–89
11. Arora, V.K. 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *J. Hydrol.* 265(1-4): 164–177.
12. Budyko, M. I. 1974. *Climate and Life*. Academic Press. Orlando, Florida. 508 pp.
13. Bastiaanssen, W.G.M., E.J.M.Noordman, H. Pelgrum, G. Davids, B.P. Thoreson, and R.G. Allen. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field condition. *J. Irrig. Drain Eng.* 131(1): 85-93.
14. Bastiaanssen, W.G.M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. *J. Hydrol.* 229(1-2): 87–100.
15. Bastiaanssen, W.G.M., M. Menenti, R.A. Feddes, and A.A.M. Holtslag. 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212-213(1-4): 198–212.
16. Bastiaanssen, W.G.M., H. Pelgrum, J. Wang, Y. Ma, J.F. Moreno, G.J. Roerink, and T. van der Wal. 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 2. Validation. *J. Hydrol.* 212-213: 213–229.
17. Fu, B.P. 1981. On the calculation of the evaporation from land surface. *Scientia Atmospherica Sinica.* 5: 23–31.
18. Gao, Y., and D. Long. 2008. Intercomparison of remote sensing-based models for estimation of evapotranspiration and accuracy assessment based on SWAT. *Hydrol. Process.* 22(25): 4850–4869.
19. Han, S., H. Hu, D. Yang, and Q. Liu. 2011. Irrigation impact on annual water balance of the oases in Tarim Basin, Northwest China. *Hydrol. Process.* 25(2): 167–174.
20. Izady, A., K. Davary, A. Alizadeh, A. N. Ziaei, S. Akhavan, A. Alipoor, A. Joodavi, and M.L. Brusseau. 2015. Groundwater conceptualization and modeling using distributed SWAT-based recharge for the semi-arid agricultural Neishaboor plain, Iran. *Hydrogeol. J.* 23(1): 47–68.
21. Kite, G.W., and P. Droogers. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *J. Hydrol.* 229(1-2): 3–18.
22. Kustas, W.P., and J.M. Norman. 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agric. For. Meteorol.* 94(1): 13–29.
23. Liang, S. 2005. *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*. John Wiley and Sons, Inc, pp 449.
24. Menenti, M., and B. Choudhury. 1993. Parameterization of land surface evaporation by means of location dependent potential evaporation and surface temperature range. *Proceeding*, (212): 561–568.

25. McKee T.B., N.J. Doesken, and J. Kleist. 1995. Drought Monitoring with Multiple Time Scales. Proceeding of the Ninth Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society: Boston.
26. Moene, A.F., D. Schüttemeyer, and H.A.R. De Bruin. 2007. Basin-wide, year-round estimation of actual evaporation for the Volta Basin using remote sensing. Geophysical Research Abstracts of the European Geosciences Union General Assembly, 15-20 April 2007, Vienna, Austria.
27. Neitsch, S.L., J.G. Arnold, J.R. Kiniry, J.R. Williams, and K.W. King. 2009. Soil and Water Assessment Tool. In: Theoretical Documentation: Version 2009. TWRI TR-191, College Station, TX.
28. Norman, J.M., W. P. Kustas, and K. S. Humes. 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. For. Meteorol.* 77(3-4): 263–293.
29. Ol'dekop, E.M. 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Trans. Meteorol. Obs.* 4, 200.
30. Pike, J.G. 1964. The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate. *J. Hydrol.* 2: 116– 123.
31. Qiu, G.Y., and J. Ben-Asher. 2010. Experimental Determination of Soil Evaporation Stages with Soil Surface Temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74(1): 13-22.
32. Roerink, G.J., Z. Su, and M. Menenti. 2000. S-SEBI: A simple remote sensing algorithm to estimate the surface energy balance. *P&S. Chem. Earth (B).* 25(2): 147–157.
33. Ruhoff, A., A. Paz, W. Collischonn, L. Aragao, H. Rocha, Y. Malhi. 2012. A MODIS-based energybalance to estimate evapotranspiration for clear-sky days in Brazilian tropical savannas. *RemoteSens.* 4: 703–725
34. Schreiber, P. 1904. About the relationship between the precipitation and the water management of the river in Central Europe. *Z. Meteorol.* 21(10): 441– 452.
35. Shuttleworth, W.J., and J.S. Wallace. 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111(469): 839–855.
36. Su, Z. 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6(1): 85–100.
37. Tasumi, M., R.G. Allen, and R. Trezza. 2008. At-surface albedo from Landsat and MODIS satellites for use in energy balance studies of evapotranspiration. *J. Hydrol. Eng.* 13: 51–63.
38. Trezza, R., R.G. Allen, and M. Tasumi. 2013. Estimation of actual evapotranspiration along the Middle Rio Grande of New Mexico using MODIS and landsat imagery with the METRIC model. *Remote Sens.* 5(10): 5397–5423.
39. Waters, R., R.G. Allen, M. Tasumi, R. Trezza, W. Bastiaanssen. 2002. SEBAL, Surface Energy Balance Algorithms for Land, Advanced Training and Users Manual, Version 1, the Idaho Department of Water Resources.
40. Yang, Y., Shang, S., Jiang, L. 2012. Remote sensing temporal and spatial patterns of evapotranspiration and the responses to water management in a large irrigation district of North China. *Agric. For. Meteorol.* 164: 112–122.
41. Zhao, S., Y. Yang, G. Qiu, Q. Qin, Y. Yao, Y. Xiong, and C. Li. 2010. Remote detection of bare soil moisture using a surface-temperature-based soil evaporation transfer coefficient. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 12(5): 351–358.