

برآورد تبخیر تعرق واقعی حوضه با استفاده از الگوریتم SEBS و منابع اطلاعاتی جهانی (مطالعه موردی: حوضه آبریز نیشابور)

میثم مجیدی خلیل آباد^{۱*}، پریش پریداد^۲، کامران داوری^۳، علیرضا فرید حسینی^۴، محمدرضا آزاد مرزآبادی^۵

تاریخ ارسال: ۱۳۹۸/۰۸/۱۸

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۵/۱۵

مقاله پژوهشی

چکیده

بی‌تردید مؤلفه تبخیر تعرق واقعی در حوضه آبریز، از مهم‌ترین و پیچیده‌ترین مؤلفه‌های بیلان آب محسوب شده و تلاش‌ها در حوزه مطالعات و تحقیقات در این زمینه، در دهه‌ی اخیر روندی افزایشی داشته است. امروزه دانش سنجش از دور و توسعه الگوریتم‌های مختلف برآورد تبخیر تعرق واقعی، ضمن امکان شناخت بهتر از خصوصیات سطح زمین، اطلاعات مکانی و برآوردهای توزیعی واقعی تبخیر تعرق را میسر ساخته که این مهم در کشور نیز مورد توجه واقع شده است. در همین راستا، در این تحقیق سعی شده است تا با استفاده از روش سنجش از دور و با به‌کارگیری الگوریتم SEBS و نیز بهره‌گیری از منابع اطلاعاتی جهانی که اغلب به‌ندرت در ایران شناخته شده است، مقادیر تبخیر تعرق واقعی در مقیاس حوضه - سال برآورد گردد. در نهایت با استفاده از رویکرد فوق، ضمن ارزیابی و تحلیل رفتارسنجی نتایج، برآوردهای حاصل به‌صورت روزانه، ماهانه، فصلی و سالانه با مقادیر حاصل از الگوریتم بیشتر شناخته شده SEBAL و نتایج مدل هیدرولوژیکی SWAT مقایسه گردید. نتایج حاکی از بیش برآورد مقادیر تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS در مقایسه با الگوریتم SEBAL بوده و در عین حال، به نسبت وضع موجود، قابل قبول بودن این نتایج است. به‌ویژه اینکه عوامل اصلی این اختلاف، تفاوت دو الگوریتم در محاسبه شار گرمای محسوس و حساسیت بالای الگوریتم SEBS به پارامتر دمای هوا و نیز استفاده از داده‌های زمینی در الگوریتم SEBAL و عدم استفاده از آن‌ها در الگوریتم SEBS است. این موضوع به‌ویژه در شرایطی که با کمبود داده مواجه هستیم، بسیار حائز اهمیت است.

واژه‌های کلیدی: مدل جهانی سطح زمین، بیلان آب، تبخیر تعرق واقعی، بیلان انرژی.

۱ استادیار گروه مهندسی آب، دکتری تخصصی مهندسی آب، عضو هیات علمی، گروه مهندسی آب، مرکز آموزش عالی کاشمر، کاشمر، ایران. تلفن تماس: ۰۹۱۵۷۱۱۷۲۹۵، m.majidi@kashmar.ac.ir. *نویسنده مسئول.

۲ پژوهشگر و مربی گروه پژوهشی سنجش از دور و علوم محیطی، کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب، مرکز پژوهشی آب و محیط زیست شرق، مشهد، ایران. تلفن تماس: ۰۹۱۵۱۰۹۶۶۷۰، parivash.paridad@yahoo.com

۳ استاد گروه مهندسی آب، دکتری تخصصی منابع آب، عضو هیات علمی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. k.davary@um.ac.ir

۴ دانشیار گروه مهندسی آب، دکتری تخصصی منابع آب، عضو هیات علمی، گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران. farid-h@um.ac.ir

۵ پژوهشگر و مربی گروه پژوهشی سنجش از دور و علوم محیطی، کارشناسی ارشد مهندسی آب، مرکز پژوهشی آب و محیط زیست شرق، مشهد، ایران. reza_azad2451@yahoo.com



مقدمه

به دلیل رشد جمعیت، گسترش شهرنشینی و توسعه بخش‌های کشاورزی و صنعت در دهه‌های اخیر، تقاضای آب همواره روند افزایشی داشته است. افزایش تقاضا و کمیابی منابع آب، تخصیص بهینه آب را اجتناب‌ناپذیر نموده و رشد مدیریت آب را بیش از پیش ضروری می‌نماید. شناخت منابع آب یکی از موضوعات مهم برای برنامه‌ریزی‌های حفاظت و توسعه بهره‌برداری از آن بوده و با توجه به مستمر بودن آن در بازه‌های زمانی ۵ ساله و ده‌ساله مورد استفاده کاربران (مدیران و کارشناسان بخش‌های دولتی، مهندسی مشاور و ...) قرار می‌گیرد. این شناخت در صورتی حاصل می‌شود که نخست، آمار و اطلاعات کافی و صحیح از منابع آب در دسترس بوده و دوم، نتایج تجزیه و تحلیل اطلاعات و تلفیق عوامل مختلف تأثیرگذار بر منابع آب نیز به صورت مطلوب و روزآمد در اختیار باشد.

تعیین اجزای بیلان آبی در حوضه‌های خشک یکی از راهکارهای مؤثر در مدیریت منابع آب با توجه به شرایط کمیابی آب است و از آنجاکه یکی از عوامل مهم در چرخه هیدرولوژی تبخیرتعرق است، لذا نیاز به برآورد تبخیرتعرق در مقیاس‌های زمانی و مکانی مناسب، بیش از پیش احساس می‌گردد (Burt et al, 2005). تبخیرتعرق به‌عنوان یکی از اصلی‌ترین اجزای معادله بیلان آب، دومین عنصر مهم بعد از بارش در چرخه هیدرولوژیکی می‌باشد (Glenn et al, 2007). در مناطق خشک و نیمه‌خشک تبخیرتعرق نقش مهمی در تفسیر دینامیک بیلان آب و تعاملات جرم و انرژی بین زمین و اتمسفر ایفا نموده و از مهم‌ترین اجزای بیلان آبی در حوضه محسوب می‌گردد (Gowda et al, 2008). میزان تبخیرتعرق تابعی از توپوگرافی، اقلیم، نوع پوشش گیاهی، نوع کاربری زمین، خصوصیات خاک و محدودیت‌ها و قیود موجود در مدیریت و محیط بوده و همین امر موجب شده تا نتوان تبخیرتعرق را به‌آسانی مانند دیگر پارامترها به کمیت درآورد. در گذشته محققین با استفاده از روش‌های مبتنی بر داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی (Allen et al. 2002)، روش‌های

اندازه‌گیری رطوبت خاک (Allen et al, 1998) و روش‌های مبتنی بر بیلان انرژی سطح (Allen et al., 2008; Tanaka et al., 2008) و یا به کار بردن معادلات مختلف به مقادیر تبخیرتعرق دست می‌یافتند (Majidi et al., 2015). از طرفی در حوضه‌های بزرگ و غیرهمگن نیز اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای کافی نبوده و قابل‌تعمیم به کل حوضه نیست؛ بنابراین برآوردهای مطلوب تبخیرتعرق توسط روش‌های سنتی و متداول به دلیل تنوع مکانی و زمانی، در برداشتن هزینه زیاد برای جمع‌آوری اطلاعات زمینی و زمان‌بر بودن، محدودیت وجود ایستگاه‌های هواشناسی با تجهیزات کامل و همچنین ناقص بودن آمار هواشناسی در بسیاری از مناطق امر مشکلی است.

با بهره‌گیری از تکنیک‌های سنجش از دور و تصاویر ماهواره‌ای این امکان فراهم می‌گردد تا سطح وسیعی از منطقه مورد مطالعه بدون نیاز به دانستن پیشینه‌ای در رابطه با شرایط خاک، نوع محصول و نحوه مدیریت مزرعه به صورت همزمان مورد پوشش قرار داده و اقدام به رصد و مطالعه تبخیرتعرق گردد (Bastiaanssen et al., 2005). امکان‌پذیر بودن استفاده از اطلاعات سنجنده‌های ماهواره‌ای در راستای تخمین میزان تبخیرتعرق باعث درک تغییرات آب در زمان و مکان شده، سطوح عدم اطمینان را کاهش داده و باعث افزایش جزئیات فضایی و قابلیت‌تعمیم به حوضه‌های بزرگ می‌گردد.

امروزه الگوریتم‌های متعددی بر پایه بیلان انرژی و مبتنی بر اطلاعات ماهواره‌ای به‌منظور برآورد توزیعی تبخیرتعرق واقعی توسعه‌یافته است. در این میان مدل بیلان انرژی سطح (SEBS)^۱ که توسط Su et al., 1999 ارائه گردیده است بر پایه روابط تجربی و فیزیکی، مقادیر توزیعی تبخیرتعرق واقعی را با نیاز اندک به داده‌های زمینی با دقت قابل قبولی برآورد می‌نماید. این مدل شامل ترکیبی از الگوریتم‌ها برای تعیین پارامترها و متغیرهایی از جمله آلودگی، قابلیت انتشار، دمای سطح زمین و پوشش گیاهی از طریق داده‌های تابش و بازتابش می‌باشد که مدل بهبود یافته آن نیز توسط Su et al., 2002 ارائه شد. این الگوریتم توسط Vinukollu et al., 2011 و Su et al., 2005

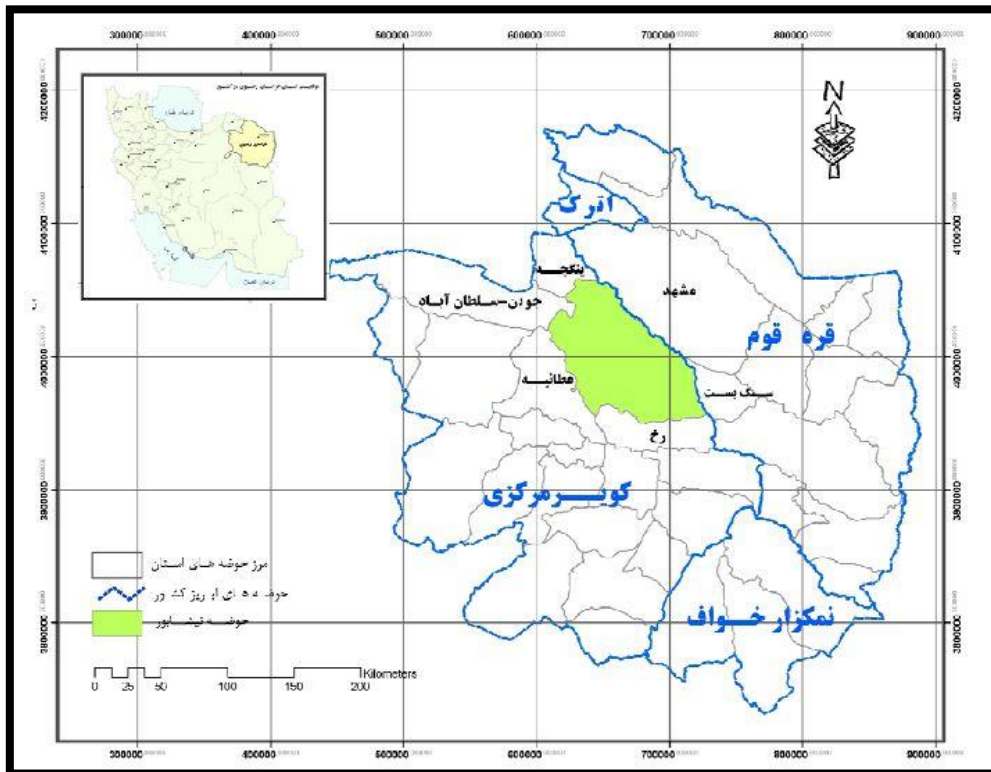
¹ Surface Energy Balance System

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه این تحقیق، محدوده مطالعاتی نیشابور یکی از زیر حوضه‌های حوضه آبریز کویر مرکزی ایران است و در شمال شرق آن قرار می‌گیرد. مساحت این محدوده ۷۳۳۰ کیلومتر مربع است که ۳۹۳۵ کیلومتر مربع آن را دشت و مابقی را ارتفاعات تشکیل می‌دهد و در محدوده‌ای به طول جغرافیایی ۱۳' ۵۸° تا ۳۰' ۵۹° و عرض جغرافیایی ۴۰' ۳۵° تا ۳۹' ۳۶° قرار دارد. بلندترین نقطه منطقه در ارتفاعات بینالود در شمال شرقی دشت واقع بوده که از سطح دریا ۳۳۰۰ متر ارتفاع دارد. پایین‌ترین نقطه در محل خروجی دشت (حسین آباد جنگل) در سمت غربی دشت قرار دارد که حدود ۱۰۵۰ متر از سطح دریا بلندتر است. میانگین دمای ماهانه ۱۳ درجه سانتی‌گراد، متوسط بارندگی معادل ۲۳۴ میلی‌متر و متوسط تبخیر پتانسیل برای کل حوضه حدود ۲۳۳۵ میلی‌متر در سال گزارش شده است (فرخ‌زاده و ولایتی، ۱۳۸۴). موقعیت حوضه آبریز نیشابور نسبت به حوضه‌های آبریز کشوری و محدوده‌های مطالعاتی در استان خراسان رضوی در شکل (۱) ارائه شده است.

شده است. نقاط مثبت این الگوریتم در آن است که به اطلاعات قبلی در مورد شارهای گرمایی متلاطم نیازی ندارد و همچنین قابلیت این را دارد که به‌طور واضحی ارتفاع زبری را محاسبه کند بدون آنکه از مقادیر مشخص استفاده کند. از آنجا که تحقیقات در خصوص این الگوریتم در ایران توسعه چندانی نیافته است، در این تحقیق تلاش شده است تا الگوریتم SEBS در محدوده مطالعاتی نیشابور به‌عنوان مطالعه موردی، به کار گرفته شده و نتایج آن با الگوریتم SEBAL و نیز نتایج مدل هیدرولوژیکی SWAT مورد مقایسه و ارزیابی قرار گیرد. ضمن تلاش برای توسعه کاربرد فناوری‌های نوین در حوزه مدیریت آب در کشور و توسعه کاربرد پایگاه‌های اطلاعاتی جدید، این تحقیق به دنبال برآورد مقادیر توزیعی تبخیر تفرق واقعی در بزرگ مقیاس (حوضه) بوده و امیدوار است بتواند رهیافت مطلوبی در زمینه تدقیق نتایج بیلان و مدیریت کارآمدتر آب حاصل نماید.



شکل (۱): موقعیت حوزه آبریز نیشابور در کشور و نسبت به حوزه‌های آبریز مجاور آن در استان خراسان رضوی

با عنایت به هدف از این تحقیق که برآورد تبخیرتعرق واقعی در مقیاس حوزه - سال است، بنابراین نیاز است از تصاویر سنجنده‌ای استفاده شود که دارای دو ویژگی باشند؛ ویژگی نخست این است که برای بیشتر روزهای سال تصویر وجود داشته باشد و ویژگی دوم این که بتواند منطقه مورد مطالعه را پوشش دهد. با در نظر گرفتن این دو ویژگی سنجنده مودیس انتخاب شد. سنجنده مودیس از زمان تکمیل مدل مهندسی EM در اواسط سال ۱۹۹۵، طراحی و توسعه داده شده و توسط سازمان فضایی ایالات متحده آمریکا (NASA) در دسامبر سال ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شده است. سنجنده مودیس بر روی ماهواره‌های ترا و آکوا نصب شده است. ماهواره ترا در ۱۸ دسامبر سال ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شده و به گونه‌ای برنامه‌ریزی شده که در صبح از سمت شمال به جنوب حرکت کرده و از روی خط استوا رد می‌گردد. ماهواره آکوا در ۴ می سال ۲۰۰۲ به فضا پرتاب شده و در بعدازظهر از جنوب به سمت شمال حرکت می‌کند.

اطلاعات مورد نیاز

الگوریتم SEBS برای محاسبه مقدار تبخیرتعرق به سه گروه داده ورودی نیاز دارد. اولین گروه شامل داده‌های آلبدو سطحی، قابلیت انتشار، دمای سطحی، کسر پوشش گیاهی، شاخص سطح برگ و ارتفاع پوشش گیاهی است. زمانی که اطلاعاتی راجع به پوشش گیاهی در دست نباشد، از شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی (NDVI) به عنوان جانشین استفاده می‌گردد. این گروه از داده‌های ورودی از تصاویر ماهواره‌ای به دست می‌آیند. دومین گروه از داده‌های ورودی شامل فشار هوا، دمای هوا، رطوبت و سرعت باد در ارتفاع مبنا می‌باشند که این گروه از داده‌ها از ایستگاه‌های هواشناسی به دست می‌آیند. سومین گروه از داده‌های ورودی شامل تابش خورشیدی ورودی و تابش ورودی با طول موج بلند می‌باشند که توسط اندازه‌گیری مستقیم و یا پارامتریزه کردن به دست می‌آید.

¹ Normalized Difference Vegetation Index

که در آن، R_n شار تابش خالص در سطح زمین $G, (W/m^2)$ شار گرمای خاک (W/m^2) ، H شار گرمای محسوس (W/m^2) و λET شار گرمای نهان (W/m^2) می‌باشند. λ در واقع گرمای نهان تبخیر بوده و ET تبخیر تعرق واقعی است.

اولین مرحله به منظور حل معادله توازن انرژی سطحی، محاسبه شار تابش خالص سطحی با استفاده از شارهای تابش ورودی و خروجی است.

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{s\downarrow} + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow} \quad (2)$$

که در این معادله، R_n شار تابش خالص در سطح زمین (W/m^2) ، $R_{s\downarrow}$ تابش ورودی با طول موج کوتاه (W/m^2) ، $R_{l\downarrow}$ تابش ورودی با طول موج بلند (W/m^2) ، $R_{l\uparrow}$ تابش خروجی با طول موج بلند (W/m^2) و α آلبدو سطحی (بدون بعد) است.

تابش ورودی با طول موج کوتاه ($R_{s\downarrow}$)، در واقع شار تابش خورشیدی است که به صورت تابش مستقیم و پراکنده به سطح زمین رسیده و مقدار آن برای زمان تصویر و شرایط آسمان صاف و بدون ابر، به صورت ذیل محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002):

$$R_{swd} = I_{sc} \cdot e_0 \cdot \cos \theta_z \cdot \exp(-m \cdot \tau) \quad (3)$$

در این معادله I_{sc} ثابت خورشیدی (1367 W/m^2)، e_0 ضریب مدار کپلر، θ_z کسینوس زاویه ورودی خورشید، m جرم هوا و τ ضریب شفافیت جوی (بدون بعد) است.

تابش ورودی با طول موج بلند ($R_{l\downarrow}$)، شار تابش حرارتی از اتمسفر به زمین است که توسط معادله ذیل محاسبه می‌گردد:

$$R_{lwd} = \varepsilon_a \cdot \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (4)$$

در این معادله ε_a گسیلمندی جوی، ε_0 گسیلمندی سطحی، T_a^4 دمای سطحی (k) و σ ضریب استفان - بولتزمن ($5.67 \times 10^{-8} \frac{W}{m^2 \cdot K^4}$) است. برای محاسبه ε_a از معادله ذیل استفاده می‌گردد:

$$\varepsilon_a = 9.2 \times 10^{-6} \cdot (T_a + 273.15)^2 \quad (5)$$

ماهواره‌های ترا و آکوا تمامی سطح زمین را هر ۱ تا ۲ روز پوشش می‌دهند و داده‌های دریافتی از زمین را در ۳۶ باند در محدوده طیفی ۰/۴ تا ۱۴/۴ میکرومتر و با عرض پوشش ۲۳۳۰ کیلومتر ثبت می‌نمایند (وب سایت مودیس به آدرس

<http://modis.gsfc.nasa.gov/about/design.ph>

(p).

در این پژوهش از تصاویر سنجنده مودیس مستقر بر روی ماهواره ترا و از محصولات (MOD 021 - Level-1B Calibrated Geolocation Data Set) و همچنین (MOD 03 - Level-1A Geolocation Data Set) استفاده شده است. Level 1B از محصولات مودیس شامل داده‌هایی هستند که به صورت رادیومتری و اسنجی شده ولی از نظر اتمسفری تصحیح نشده‌اند. محصولات MOD03 شامل مختصات ژئودزی، ارتفاع زمین، آزیموت و زینیت خورشیدی و ماهواره‌ای است.

الگوریتم بیان انرژی سطح (SEBS)

SEBS به منظور تخمین جریان‌های متلاطم اتمسفری با استفاده از داده‌های مشاهداتی ماهواره ایجاد شده است. الگوریتم SEBS، مقدار تبخیر تعرق واقعی را با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زمینی مورد نیاز و بر اساس معادله توازن انرژی محاسبه می‌نماید. از آنجاکه تصاویر ماهواره‌ای تنها می‌توانند اطلاعاتی در زمان گذر ماهواره ارائه دهند، لذا SEBS می‌تواند مقدار شار تبخیر تعرق لحظه‌ای را در زمان تصویر برآورد نماید. شار تبخیر تعرق برای هر پیکسل تصویر، به صورت باقیمانده معادله توازن انرژی سطح محاسبه می‌شود. انرژی دریافت شده از خورشید و اتمسفر به صورت تابش‌هایی با طول موج کوتاه و بلند پراکنده شده و به انواع دیگری تبدیل می‌گردد. مقدار کل انرژی در دسترس صرف فرایندهای گرم کردن خاک، گرم کردن سطح و تبدیل آب به بخار می‌گردد. تعادل بین جریان‌های انرژی ورودی و خروجی در ساده‌ترین حالت توسط فرم یک‌بعدی معادله بیان انرژی به صورت زیر بیان می‌گردد:

$$R_n = G + H + \lambda ET \quad (1)$$



در این معادله ضرایب T_1 تا T_7 به ترتیب انعکاس طیفی باندهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۷ سنجنده مودیس است. گسیلمندی سطحی بر اساس نوع پوشش سطح زمین تعیین می‌گردد که در آن پیکسل‌ها به سه دسته تقسیم می‌شوند. مقدار گسیلمندی همچنین به طول موج بستگی دارد و این عامل باعث می‌شود که گسیلمندی به نوع سنجنده هم وابسته باشد و تحت اثر مؤلفه‌های اتمسفری قرار بگیرد. در الگوریتم SEBS، مقدار گسیلمندی سطحی از دو باند قرمز و مادون‌قرمز تخمین زده می‌شود (Sobrino et al., 2003). از شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی (NDVI) هم برای تفکیک پیکسل‌های دارای پوشش گیاهی از پیکسل‌های خاک لخت استفاده می‌گردد. گسیلمندی سطحی مذکور بر اساس نوع پوشش سطح زمین و با استفاده از روابط تجربی ارائه‌شده در جدول (۱) به دست می‌آیند.

T_a در این معادله دمای هوا برحسب درجه سلسیوس است.

تابش خروجی با طول موج بلند ($R_{l\uparrow}$)، شار تابش حرارتی گسیل‌شده از سطح زمین به اتمسفر است که به صورت ذیل محاسبه می‌شود:

$$R_{lwd} = \varepsilon_0 \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (6)$$

در این معادله، ε_0 گسیلمندی سطحی، σ ضریب استفان - بولتزمن و T_s دمای سطحی (k) است. آلبدوی سطحی با استفاده از ترکیب خطی ۷ باند طیفی مودیس و ضرایبی که توسط Liang et al., (2001) به دست آمده است، به صورت ذیل محاسبه می‌شود:

$$albedo = 0.160 \cdot r_1 + 0.291 \cdot r_2 + 0.243 \cdot r_3 + 0.116 \cdot r_4 + 0.112 \cdot r_5 + 0.018 \cdot r_7 - 0.0015 \quad (7)$$

جدول (۱): روابط تجربی ارائه‌شده برای محاسبه ضریب گسیلمندی سطحی بر اساس نوع پوشش سطح

رابطه	شرایط
$NDVI < 0.2$	پیکسل خاک لخت
$0.2 \leq NDVI \leq 0.5$	پیکسل میانی
$NDVI > 0.5$	پیکسل دارای پوشش گیاهی

از داده‌های مربوط به دو باند قرمز (Bred) و مادون‌قرمز (Bnir) تصاویر ماهواره‌ای (باندهای ۱ و ۲ در سنجنده مودیس) برای محاسبه شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی استفاده می‌گردد:

$$NDVI = \frac{B_{nir} - B_{red}}{B_{red} + B_{nir}} \quad (9)$$

مقدار این شاخص بین -۱ و +۱ متغیر است، به طوری که مقدار آن برای سطح خاک بدون پوشش صفر، برای سطوح کاملاً پوشیده از گیاه، یک و برای سطوح آبی و ابرها مقدار آن معمولاً کمتر از صفر است. در مباحث سنجنش از دور، دمایی که در فضای بالای جو توسط

در این جدول، ε_0 گسیلمندی سطحی و $d\varepsilon$ تفاوت گسیلمندی سطحی و P_v نسبت پوشش گیاهی است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$P_v = \frac{(NDVI - NDVI_{min})^2}{(NDVI_{max} - NDVI_{min})^2} \quad (8)$$

در این رابطه، $NDVI_{min}=0.2$ و $NDVI_{max}=0.5$ است. از این روابط فقط برای پیکسل‌های خشکی می‌توان استفاده کرد (برای پیکسل‌های واقع بر آب، گسیلمندی سطحی با بهره‌گیری از آلبدو سطحی به دست خواهد آمد: $albedo < 0.035 \Rightarrow \varepsilon_0 = 0.995$).

$G = R_n \cdot [\Gamma_c + (1-f_c) \times (\Gamma_s - \Gamma_c)]$ (۱۳)
در این رابطه، فرض بر آن است که نسبت (G/R_n) در سطوح دارای پوشش گیاهی برابر با $(\Gamma_c = 0.05)$ و در سطوح خاک لخت برابر با $(\Gamma_s = 0.315)$ می‌باشد (Monteith, 1973). سپس با بهره‌گیری از کسر پوشش گیاهی (f_c) ، یک درون‌یابی بین حالت خاک لخت و سطح کاملاً پوشیده از گیاه انجام می‌گیرد که به صورت زیر تعیین می‌گردد:

$$f_c = 1 - \left[\frac{NDVI_{\max} - NDVI}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right]^p \quad (14)$$

در این معادله، $NDVI_{\max}$ نشان‌دهنده وضعیت پوشش کامل گیاهی، $NDVI_{\min}$ نشان‌دهنده وضعیت خاک لخت، $NDVI$ نشان‌دهنده پیکسل مورد محاسبه و ضریب p نشان‌دهنده نسبت توزیع زاویه برگ است. شار گرمای محسوس از معادله ذیل محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002):

$$H = \frac{\rho \cdot C_p \cdot dT}{r_{ah}} \quad (15)$$

که در آن ρ چگالی هوا (kg/m^3)، C_p گرمای ویژه هوا ($1.2 \times [btm(31) - btm(32)]^2 + (34.83 - 0.68 \times W) \times (1 - \epsilon_0) + (73.27 - 5.19 \times W) \times d\epsilon$)، dT اختلاف دما (برحسب درجه کلوین) میان دو ارتفاع Z_1 و Z_2 (به ترتیب ۰/۱ و ۲ متر) و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی برای انتقال گرما (s/m) است. در الگوریتم SEBS برای برآورد شار گرمای محسوس و برای ساده‌سازی محاسبات، ابتدا فرض می‌شود که در ایستگاه سینوپتیک واقع در منطقه مورد مطالعه، شرایط جوی خنثی برقرار باشد و در ادامه صحت این فرض کنترل می‌گردد. به منظور محاسبه شار گرمای محسوس از تئوری تشابه استفاده می‌شود. الگوریتم SEBS، بین لایه مرزی سیاره‌ای (PBL) و لایه سطحی اتمسفری (ASL) تفاوت قائل می‌شود. (PBL) مربوط به آن بخشی از اتمسفر است که به طور مستقیم تحت تأثیر حضور عوامل موجود در سطح زمین بوده و به نیروهای موجود در سطح زمین با مقیاس زمانی یک ساعت و یا کمتر عکس‌العمل نشان می‌دهد. در حالی که (ASL) مربوط به ۱۰٪ فضای پایین (PBL) بوده ولی در بالای زیرلایه زبری قرار می‌گیرد. در واقع،

سنجنده‌ها به دست می‌آید دمای روشنایی نامیده می‌شود. این دما به دلایل مختلفی مانند پدیده‌های جذب و پخش اتمسفری کمتر از دما در سطح زمین است. این دما در واقع میزان تابش امواج ماکروویو را که از سطح بالای اتمسفر به سمت ماهواره می‌روند، مشخص می‌نماید. برای محاسبه این دما باید تابش‌های به دست آمده از باندهای حرارتی ۳۱ و ۳۲ مودیس را به دمای جسم سیاه تبدیل نماییم. برای این منظور از قانون پلانک استفاده می‌گردد:

$$T_c = \frac{C_2}{\lambda_c \cdot \log \left[\frac{C_1}{\lambda_c^5 \cdot \Pi \cdot L_s} + 1 \right]} \quad (10)$$

در این رابطه، T_c دمای روشنایی، λ_c طول موج در وسط باند (متر) و C_1 و C_2 هم ضرایب جسم سیاه است. در سنجنده مودیس می‌توان با تکنیک پنجره‌های مجزا (SWT) و بعد از محاسبه دمای روشنایی و ضریب گسیلمندی سطحی، مقدار دمای سطحی را با استفاده از رابطه ذیل برآورد نمود:

$$(11)$$

در این رابطه LST دمای سطح زمین، btm_{31} و btm_{32} به ترتیب دماهای روشنایی به دست آمده از باندهای حرارتی ۳۱ و ۳۲ مودیس (محاسبه شده در گام قبل)، W میزان بخار آب، ϵ_0 گسیلمندی سطحی و $d\epsilon$ تفاوت گسیلمندی سطحی می‌باشند. اگر داده‌ای برای میزان بخار آب موجود در دست نباشد، می‌توان از معادله زیر استفاده نمود:

$$W = 13.73 - 13.662 \times R_{ji} \quad (12)$$

که در این معادله $R_{ji} = \frac{T_j}{T_i}$ بوده و برابر با نسبت‌های انتقال باندهای ۳۱ و ۳۲ مودیس است. مزیت تکنیک پنجره‌های مجزا در آن است که اثرات عناصر موجود در اتمسفر (به جز ستون آب اتمسفر) را از بین می‌برد (Sobrino et al., 2003). برای محاسبه شار گرمای خاک از معادله زیر استفاده می‌گردد:



جوی پایدار و اگر $L=0$ شرایط جوی خنثی در نظر گرفته می‌شود. با جابه‌جایی اجزای رابطه (۱۹) خواهیم داشت:

$$H = k \cdot u_* \cdot \rho \cdot C_p \cdot (\theta_0 - \theta_a) \cdot \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z - d_0}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right]^{-1} \quad (20)$$

مقادیر سرعت اصطکاکی u_* ، شار گرمای محسوس H و طول پایداری مانین - آبخوف L از حل دستگاه معادلات غیرخطی فوق به دست می‌آیند (Press et al., 1997). توجه به این نکته اهمیت دارد که استخراج شار گرمای محسوس (H) با استفاده از روابط فوق، فقط نیاز به دانستن سرعت باد، دما در ارتفاع میناء و دما سطحی داشته و از سایر مؤلفه‌های بیلان انرژی مستقل است. در شرایطی که اندازه‌گیری‌ها در ارتفاع چندمتری بالای سطح زمین انجام شده باشند و از آنجایی که شارهای سطحی به متغیرهای سطحی و متغیرهای موجود در لایه سطحی اتمسفری (ASL) مربوط می‌باشند، تمامی محاسبات از توابع پایداری تشابه مانین - آبخوف استفاده می‌نمایند (Brutsaert, 1982). با جایگزین نمودن توابع پایداری (MOS) با توابع (ASL)، دستگاه معادلات شامل H و L و u_* برای ارتباط دادن شارهای سطحی با متغیرهای سطحی به کار خواهد رفت. این معادلات فقط برای شرایط ناپایداری جو مناسب هستند.

طول زبری مومنتم در هر پیکسل از تصویر برحسب نوع کاربری آن پیکسل خاص محاسبه می‌گردد. این ضریب ارتفاعی را که در آن جریان از حالت متلاطم به خطی تبدیل می‌شود، تخمین می‌زند. برای به دست آوردن این ضریب از رابطه زیر استفاده می‌گردد:

$$Z_{0m} = 0.136 \times h \quad (21)$$

h متوسط ارتفاع پوشش گیاهی در محدوده ایستگاه هواشناسی است. طول زبری مومنتم را می‌توان همچنین بر اساس شاخص $NDVI$ به دست آورد (Su et al., 2001):

$$Z_{0m} = 0.005 + 0.5 \times \left(\frac{NDVI}{NDVI_{max}} \right)^{2.5} \quad (22)$$

طول زبری انتقال گرما وابسته به نوع پوشش سطحی، جریانات اتمسفری و شرایط پویایی حرارتی سطح است (Blümel, 1999). مقدار آن از رابطه زیر به دست می‌آید:

(ASL) فضایی است که شارهای متلاطم و تنش‌ها به اندازه کمتر از ۱۰٪ مقدارشان تغییر می‌نمایند. زیرلایه زبری که لایه فصل مشترک نیز نامیده می‌شود، آن لایه نازک با ضخامت چند سانتی‌متر و نزدیک به سطح است که در آن انتقال مولکولی به انتقال تلاطمی غالب است. ضخامت این لایه حدوداً ۳۵ برابر ارتفاع زبری سطح و یا ۳ برابر ارتفاع پوشش گیاهی در نظر گرفته می‌شود (Katul and Parlange, 1992). در (ASL)، روابط تئوری تشابه را برای پروفیل‌های سرعت متوسط باد و دمای میانگین با فرم انتگرالی می‌توان نوشت:

$$u = \frac{u_*}{k} \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) - \psi_m \left(\frac{z - d_0}{L} \right) + \psi_m \left(\frac{z_{0m}}{L} \right) \right] \quad (16)$$

$$\theta_0 - \theta_a = \frac{H}{k \cdot u_* \cdot \rho \cdot C_p} \times \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z - d_0}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right] \quad (17)$$

در این روابط، u میانگین سرعت باد، u_* سرعت اصطکاکی، k ثابت ون کارمن (۰/۴)، z ارتفاع بالای سطح، d_0 ارتفاع جابه‌جایی، z_{0m} طول زبری انتقال مومنتم، z_{0h} طول زبری انتقال گرما، θ_0 دمای سطح، θ_a دمای هوا در ارتفاع z ، چگالی هوا، ρ و ψ_m و ψ_h به ترتیب توابع اصلاحی پایداری برای انتقال مومنتم و گرما و L طول پایداری مانین - آبخوف است. مقدار سرعت اصطکاکی که نوسانات تلاطمی سرعت باد در هوا را به صورت کمی بیان می‌کند، از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$u_* = \left(\frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (18)$$

در این رابطه، τ_0 مقدار تنش برشی سطح و ρ چگالی هوا هستند. طول پایداری مانین - آبخوف نیز که شرایط پایداری اتمسفر را تعیین می‌نماید، از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$L = - \frac{\rho \cdot C_p \cdot u_*^3 \cdot \theta_v}{k \cdot g \cdot H} \quad (19)$$

در این رابطه، g شتاب جاذبه (9.8 m/s^2)، θ_v پتانسیل دمای واقعی در نزدیکی سطح است. در رابطه مذکور چنانچه $L < 0$ شرایط جوی ناپایدار، اگر $L > 0$ شرایط

میانگین پروفیل سرعت باد در جو پایین تابع لگاریتمی از ارتفاع Z می‌باشد. نیروهای برشی باعث کم شدن میزان مومنتم گشته و به شکل ذرات ادی ظاهر می‌گردند. این پروفیل لگاریتمی تحت اثر همرفت نیز قرار دارد. در شرایط جو خنثی، انتقال گرما وجود نداشته پس از همرفت صرف نظر می‌شود. در شرایط جو ناپایدار، همرفت نقش اساسی ایفا می‌نماید. ادی‌های رو به بالا افزایش یافته و باعث ایجاد پروفیل سرعت باد تیزتری می‌گردند. در شرایط جو پایدار، مؤلفه افقی تلاطم بیشتر شده و باعث پهن شدن پروفیل سرعت باد می‌گردد. بر روی پوشش‌های گیاهی با ارتفاع یکنواخت h ، لایه متلاطم مرزی به‌گونه‌ای رفتار می‌کند که گویی عناصر عمودی توزیع شده در فاصله‌ای مشخص از سطح زمین قرار گرفته‌اند. d_0 که ارتفاع جابه‌جایی صفر نامیده می‌شود، بخش عمده‌ای از ارتفاع گیاهی را تشکیل می‌دهد. با در نظر گرفتن ارتفاع جابه‌جایی، پروفیل سرعت باد به‌صورت زیر تصحیح می‌گردد:

$$u = A \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (29)$$

$$z = z_{st} - d_0 \quad (30)$$

در این روابط، Z_{st} ارتفاع استاندارد برای اندازه‌گیری سرعت باد است. همچنین:

$$d_0 = \frac{2}{3}h \quad (31)$$

$$h = \frac{h_{\min} + (h_{\max} - h_{\min})}{\frac{1}{(NDVI_{fully-vegetated} - NDVI_{bare-soil})} \times (NDVI - NDVI_{bare-soil})} \quad (32)$$

الگوریتم SEBS برای محاسبه شار گرمای محسوس از مراحل زیر بهره می‌گیرد:

- مقادیر اولیه‌ای برای H و u_* در دستگاه معادلات ذکر شده در مراحل قبل در نظر گرفته می‌شوند (با فرض شرایط جوی خنثی).

- بعد از مقایسه ارتفاع میناء با ارتفاع لایه سطحی اتمسفری (ASL)، استفاده از معادلات توابع پایداری (MOS) و یا توابع (BAS) انجام می‌گیرد. در هر دو حالت، مراحل تکرار یکسان هستند.

$$Z_{0h} = \frac{Z_{0m}}{\exp(kB^{-1})} \quad (23)$$

در این رابطه، B^{-1} معکوس عدد استانتون (ضریب بدون بعد انتقال گرما) بوده که به‌طور کلی میزان نسبت انتقال گرما به داخل یک مایع را به ظرفیت گرمایی آن مایع محاسبه نموده و در حالت کلی به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$St = \frac{h}{\rho \cdot u \cdot C_p} \quad (24)$$

در این رابطه h ضریب انتقال گرما می‌باشد. برای محاسبه ضریب (kB^{-1}) در SEBS، از مدل ذیل استفاده می‌شود (Su et al., 2001):

$$kB^{-1} = \frac{k \cdot C_d}{4C_t \cdot \frac{u_*}{u(h)} \cdot (1 - e^{-n_{ec}/2})} \cdot f_c^2 + \quad (25)$$

$$2f_s \cdot \frac{k \cdot \frac{u_*}{u(h)} \cdot \frac{z_{0m}}{h}}{C_t^*} + kB^{-1} \cdot f_s^2$$

در این رابطه، f_c کسر پوشش گیاهی، f_s متمم این کسر، C_t ضریب انتقال گرمای برگ، C_d ضریب کشش عناصر برگ ($0/2$) و n_{ec} ضریب نابودی پروفیل طولی در داخل پوشش گیاهی است. برای اکثر شرایط پوشش‌های گیاهی و محیطی وضعیت ذیل قابل استفاده است:

$$0.005N \leq C_t \leq 0.075N \quad (26)$$

در این رابطه، N تعداد برگ‌هایی است که در انتقال گرما شرکت می‌نمایند. در مطالعات محلی، تعیین ضریب n_{ec} به‌راحتی به دست می‌آید اما در مقیاس‌های بزرگ، یافتن جزئیات دقیقی راجع به ساختار عمودی پوشش گیاهی تقریباً غیرممکن است. در SEBS، n_{ec} به‌عنوان تابعی از کشش تجمعی برگ در بالای پوشش گیاهی محاسبه می‌گردد:

$$n_{ec} = \frac{C_d \cdot LAI}{\frac{2u_*^2}{u(h)^2}} \quad (27)$$

$u(h)$ سرعت افقی باد در بالای پوشش گیاهی و LAI شاخص سطح برگ تعریف شده برای کل منطقه است که به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$LAI = \left[\frac{NDVI \times (1 + NDVI)}{(1 - NDVI)} \right]^{0.5} \quad (28)$$



$$\Lambda = \frac{\lambda E}{H + \lambda E} = \frac{\lambda E}{R_n - G} = \frac{\Lambda_r \cdot \lambda E_{wet}}{R_n - G} \quad (38)$$

در نهایت معادله ترکیبی را می‌توان به شکل رابطه ذیل

نوشت:

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot r_e \cdot (R_n - G) + \rho \cdot C_p \cdot (e_{sat} - e)}{r_e \cdot (\gamma + \Delta) + \gamma \cdot r_i} \quad (39)$$

در این رابطه، e و e_{sat} به ترتیب فشار بخار واقعی و اشباع، γ ثابت سایکرومتری، Δ نرخ تغییر فشار بخار اشباع با دما، r_i مقاومت داخلی کل و r_e مقاومت خارجی و یا آیرودینامیک است. در این رابطه فرض می‌شود که طول زبری برای انتقال گرما و مومنتم باهم برابرند (Brutsaert, 1982). تعیین نمودن مقاومت داخلی کل r_i که به در دسترس بودن آب خاک بستگی دارد، سخت‌ترین قسمت محاسبه در این رابطه می‌باشد. به همین دلیل از راهی جایگزین در الگوریتم SEBS استفاده می‌گردد تا لازم نباشد که از r_i به‌طور مستقیم در تعیین λE استفاده کنیم. لذا در شرایط مرطوب، که $r_i = 0$ است، شار گرمای محسوس به کمک رابطه زیر به دست خواهد آمد:

(۴۰)

$$H_{wet} = \left[(R_n - G) - \frac{\rho \cdot C_p \cdot e_s - e}{\gamma} \right] / \left[1 + \frac{\Delta}{\gamma} \right]$$

مقاومت خارجی به طول مانین - آبخوف هم‌بستگی دارد، بنابراین تابعی از سرعت اصطکاکی و شار گرمای محسوس هم می‌باشد. با تعیین سرعت اصطکاکی و طول مانین - آبخوف به روش عددی مذکور، مقدار مقاومت خارجی توسط رابطه ذیل به دست می‌آید:

$$r_e = \frac{1}{k \cdot u_*} \cdot \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z - d_0}{L} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L} \right) \right] \quad (41)$$

به طرز مشابه، مقاومت خارجی در شرایط مرطوب از

رابطه زیر استخراج می‌گردد:

$$r_{ew} = \frac{1}{k \cdot u_*} \cdot \left[\ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0h}} \right) - \psi_h \left(\frac{z - d_0}{L_w} \right) + \psi_h \left(\frac{z_{0h}}{L_w} \right) \right] \quad (42)$$

و طول پایداری اتمسفر در شرایط مرطوب هم توسط

رابطه ذیل به دست می‌آید:

- در پروسه تکرار، مقدار L محاسبه می‌گردد.

- با مقدار L به دست آمده، مقادیر جدیدی برای u_* به

دست می‌آید.

- با مقدار به دست u_* آمده، مقادیر جدیدی برای H

به دست خواهد آمد.

مقدار جدید به دست آمده برای H با مقدار قبلی مقایسه شده و اگر شرط زیر برقرار باشد، تکرار متوقف خواهد شد در غیر این صورت، تکرار تا زمانی که شرط برقرار شود ادامه خواهد یافت.

$$H_i - H_{i-1} < 0.01 \quad (33)$$

مقادیر به دست آمده برای H در مراحل بعدی برای

تحلیل حدود تر و خشک استفاده خواهد شد.

شار گرمای نهان میزان هدر رفت گرما از سطح به علت فرآیند تبخیر تعرق هست که به‌عنوان باقیمانده رابطه بیلان انرژی به دست می‌آید. در الگوریتم SEBS برای تعیین شار گرمای نهان ابتدا باید میزان ضریب کسر تبخیر مشخص گردد. برای این منظور، معادله بیلان انرژی در شرایط محدودکننده سنجیده می‌شود. تحت شرایط خشکی، به دلیل کم بودن رطوبت خاک، شار گرمای نهان صفر بوده و شار گرمای محسوس بیشترین مقدار خود را خواهد داشت. رابطه زیر این شرایط را توصیف می‌نماید:

$$\begin{aligned} \lambda E_{dry} = R_n - G - H_{dry} &= 0 \\ H_{dry} = R_n - G \end{aligned} \quad (34)$$

تحت شرایط مرطوب، به دلیل اینکه تبخیر با نرخ پتانسیل اتفاق می‌افتد (تبخیر فقط توسط انرژی در دسترس و شرایط اتمسفر کنترل می‌گردد)، شار گرمای محسوس کمترین مقدار خود را خواهد داشت (ولی به صفر نمی‌رسد). رابطه زیر نیز این شرایط را توصیف می‌نماید:

$$\begin{aligned} \lambda E_{wet} = R_n - G - H_{wet} \\ H_{wet} = R_n - G - \lambda E_{wet} \end{aligned} \quad (35)$$

تبخیر نسبی را می‌توان از رابطه ذیل به دست آورد:

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{wet}} = 1 - \frac{\lambda E_{wet} - \lambda E}{\lambda E_{wet}} \quad (36)$$

با جایگزینی روابط ۳۴ و ۳۵ در رابطه ۳۶ خواهیم داشت:

$$\Lambda_r = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \quad (37)$$

کسر تبخیر در نهایت از رابطه ذیل به دست خواهد آمد:

نمودن مقادیر تبخیر روزانه در طی یک دوره مشخص، می‌توان مقدار واقعی تبخیر را برای آن دوره (یک هفته، ماه و یا سال) به دست آورد. بدین منظور، با استفاده از برون‌یابی داده‌های تبخیرتغرق روزانه نسبت به تبخیرتغرق مرجع، می‌توان میزان تبخیرتغرق فصلی را از تصاویر ماهواره‌ای تهیه نمود. در اینجا فرض بر این است که تبخیرتغرق در کل منطقه مورد مطالعه با تغییر تبخیرتغرق مرجع در ایستگاه هواشناسی، تغییر می‌کند. تبخیرتغرق مرجع برای مکانی خاص (مثلاً ایستگاه هواشناسی) محاسبه می‌شود بنابراین حالت واقعی را در هر پیکسل نشان نمی‌دهد. البته این موضوع چندان مهم نیست زیرا تبخیرتغرق مرجع تنها به‌عنوان شاخصی از تغییر نسبی هوا برای سطح تصویر به کار می‌رود. همچنین فرض بر این است که کسر تبخیر که برای زمان تصویر محاسبه شده، برای کل دوره مورد نظر ثابت است. اولین مرحله در محاسبه تبخیرتغرق فصلی، تعیین طول دوره‌ای می‌باشد که می‌خواهیم میزان تبخیرتغرق را در آن به دست آوریم. در این تحقیق دوره آماری سال ۹۱-۹۲ مدنظر می‌باشد. در مرحله دوم باید دوره‌ای که هر تصویر معرف آن خواهد بود، مشخص گردد. طول این دوره بستگی به تعداد تصاویر دارد که هرچه تصاویر بیشتری در اختیار باشد، طول دوره کوتاه‌تر خواهد بود. سومین مرحله محاسبه مقدار تبخیرتغرق مرجع به‌صورت تجمعی برای هر دوره در نظر گرفته شده، می‌باشد. در مرحله چهارم با استفاده از رابطه زیر میزان تبخیرتغرق برای هر دوره مطلوب به دست می‌آید (Allen et al., 2002):

$$ET_{period} = \Lambda_{period} \sum_1^n ET_{r-24} \quad (47)$$

که Λ_{period} مقدار کسر تبخیر در دوره مورد نظر، ET_{r-24} مقدار روزانه تبخیرتغرق مرجع و n تعداد روزهای دوره است. در نهایت با استفاده از مجموع مقادیر ET_{period} برای هر دوره، مقدار ET برای دوره فصلی مورد نظر به دست خواهد آمد.

پردازش تصاویر ماهواره‌ای

در این تحقیق برای محاسبه تبخیرتغرق با الگوریتم SEBS، از نرم‌افزارهای گوناگونی استفاده شده است که عمدتاً برای پردازش تصاویر و استخراج پارامترهای

$$L_w = -\frac{\rho \cdot u_*^3}{k \cdot g \cdot 0.61 \cdot (R_n - G) / \lambda} \quad (43)$$

این شرایط مرزی در SEBS ایجاد شده است تا مانع از این شود که مقدار شار گرمای محسوس بیشتر از شار گرمای محسوس در حالت خشکی و کمتر از شار گرمای محسوس در حالت مرطوب شود.

بعد از آنکه مقادیر لحظه‌ای شار تابش خالص (R_n)، شار گرمای محسوس (H) و شار گرمای خاک (G) برای زمان گذر ماهواره به دست آمد، مقدار شار گرمای نهان (λET) نیز به‌صورت لحظه‌ای محاسبه می‌شود:

$$H = (1 - \Lambda) \cdot (R_n - G) \\ \lambda E = \Lambda \cdot (R_n - G) \quad (44)$$

در الگوریتم SEBS، کسر تبخیر در طول روز ثابت فرض می‌گردد (Shuttleworth et al., 1989). بنابراین مقادیر لحظه‌ای کسر تبخیر در طی ۲۴ ساعت یکسان خواهد بود. اگر شار تابش خالص برای ۲۴ ساعت از پارامترهای میانگین هواشناسی به دست آید، مقدار میانگین تبخیرتغرق روزانه را می‌توان از رابطه ذیل محاسبه نمود:

$$E_{daily} = 8.64 \times 10^7 \times \Lambda_0^{24} \times \frac{R_n - G}{\lambda \cdot \rho_w} \quad (45)$$

که در این رابطه، E_{daily} مقدار تبخیرتغرق واقعی در مقیاس روزانه (mm.d^{-1})، Λ_0^{24} میانگین روزانه کسر تبخیر، \bar{R}_n و \bar{G} به ترتیب مقادیر روزانه شار تابش خالص و شار گرمای خاک، λ گرمای نهان تبخیر (JKg^{-1}) و ρ_w چگالی آب (kg.m^{-3}) است. شار گرمای خاک در طی ۲۴ ساعت صفر در نظر گرفته شده و قابل صرف نظر است زیرا شار گرمای ورودی در طول روز و شار گرمای خروجی در طول شب، یکدیگر را تا حد زیادی خنثی می‌نمایند. بنابراین میزان تبخیر روزانه فقط به شار تابش خالص که از رابطه زیر به دست می‌آید، بستگی دارد:

$$\bar{R}_n = (1 - \alpha) \cdot K_{24} \downarrow + \varepsilon \cdot L_{24} \quad (46)$$

در این رابطه، $K_{24} \downarrow$ تابش ورودی روزانه و L_{24} تابش خالص روزانه با طول موج بلند است. مقادیر آلبدو و گسیلمندی سطحی به‌راحتی توسط روابط بیان شده در قسمت معادله بیلان انرژی محاسبه می‌گردند. با جمع



برخورد با این ذرات از حرکت در اتمسفر بازمانده است. این عمل اندازه‌گیری ضخامت آئروسول‌ها نامیده می‌شود و تعیین کننده میزان مقاومت در برابر انتقال نور توسط آئروسول‌ها می‌باشد. اساس این روش بر پایه تکنیک DDV (Dark and Dense Vegetation) استوار می‌باشد. در این روش از رابطه تجربی که بین بازتابش از سطح در باندهای مرئی (تأثیر آئروسول در این باندها زیاد بوده و سیگنال رسیده از سطح کم خواهد بود) و باندهای مادون قرمز نزدیک (تأثیر آئروسول قابل‌اغماض است) وجود دارد، استفاده می‌گردد (Holben et al., 1998). در این تحقیق برای به دست آوردن تخمینی از میزان آئروسول‌ها از وب سایت (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) استفاده گردیده است. همچنین برای اطمینان از درستی مقادیر ضخامت آئروسول‌ها از فایل NLDAS¹ (North American land Data Assimilation System) استفاده شده است. این فایل از وبسایت (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov>) دانلود شده است. در این وبسایت می‌توان بسیاری از پارامترهای هیدرولوژیکی از جمله مقادیر ضخامت آئروسول‌ها را به صورت‌های مختلف مشاهده نمود.

پارامتر دیگری که در الگوریتم SMAC تأثیرگذار است، میزان غلظت ازون می‌باشد. واحد آن برحسب ($grams\ atm\ cm$) بوده و مقدار آن بین ۰ تا ۰/۷ متغیر است. در این تحقیق برای به دست آوردن تخمینی از میزان ازون از وبسایت (<http://macuv.gsfc.nasa.gov/>) استفاده گردیده است. برای تعیین میزان ازون به صورت دقیق‌تر از آدرس وبسایت (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/tools/ozonemap/>) نیز استفاده گردید. در این وبسایت تنها با مشخص نمودن تاریخ مورد نظر، می‌توان مقدار غلظت ازون را در هر نقطه‌ای از جهان فقط با مشخص نمودن عرض و طول جغرافیایی، به صورت دقیق‌تری به دست آورد. همچنین می‌توان از فایل NLDAS نیز برای به دست آوردن غلظت ازون بهره برد.

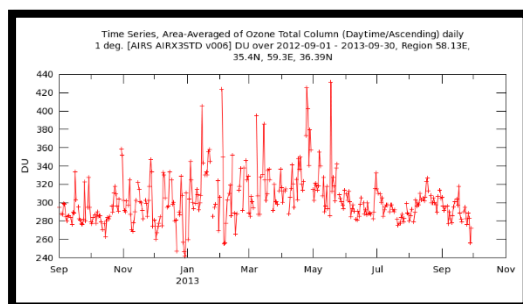
ژئوفیزیکی کاربرد داشته است مهم‌ترین این نرم‌افزارها، عبارت‌اند از: نرم‌افزار HDFView برای مشاهده و بررسی فایل‌هایی با فرمت HDF (Hierarchical data Format)؛ نرم‌افزار ModisSwathTool برای تبدیل تصاویر Level1B سنجنده مودیس در فرمت swath بوده و برای تبدیل تصاویر مودیس به فرمتی استاندارد که توسط نرم‌افزارهای GIS قابل خواندن باشند (به‌عنوان مثال فرمت GeoTIFF)؛ و نرم‌افزار ILWIS که برای پردازش داده‌های به‌دست‌آمده از مودیس و به دست آوردن نقشه‌های مؤلفه‌های معادله بیلان انرژی توسط الگوریتم SEBS استفاده می‌گردد. باید توجه داشت که یکی از بخش‌های اصلی در این پردازش‌ها، اعمال تصحیحات است که به شرح ذیل در این تحقیق انجام شده است:

واسنجی نقشه‌های زوایای زنیت و آزیموت: برای این منظور تمامی نقشه‌های آزیموت سنجنده، زنیت سنجنده، آزیموت خورشیدی و زنیت خورشیدی با ضرب کردن در فاکتور (0.01) تغییر مقیاس می‌یابد. کمترین و بیشترین مغایر زوایای زنیت و آزیموت به ترتیب بین ۰ تا ۹۰ درجه و ۰ تا ۳۶۰ درجه می‌باشند.

تصحیحات اتمسفری: خطاهای اتمسفری آن دسته از خطاها هستند که به علت تأثیر اتمسفر بر روی انرژی الکترومغناطیس به وجود می‌آیند. تصحیح اثرات اتمسفر در باندهای مرئی در هرگونه استفاده از معادلات بیلان انرژی ضروری می‌باشد. در نرم‌افزار ILWIS برای انجام تصحیحات اتمسفری از الگوریتم SMAC استفاده می‌گردد (Rahman and Dedieu, 1994). منابع اطلاعاتی زیادی به‌منظور محاسبه مؤلفه‌های اتمسفری وجود دارند که دقیق‌ترین آن‌ها اندازه‌گیری‌هایی هستند که توسط نوسنج خورشیدی و عمق‌سنج‌های اتمسفری در محل مورد نظر و در زمان گذر ماهواره به‌دست‌آمده باشند. الگوریتم SMAC به اطلاعاتی راجع به میزان ازون، بخار آب موجود در اتمسفر و میزان ضخامت آئروسول‌ها نیاز دارد. آئروسول‌ها نور مرئی و مادون‌قرمز نزدیک را به فضا بازتاب می‌دهند، بنابراین می‌توان توسط ماهواره‌ها میزان غلظت این ذرات را در نقاط مختلف تعیین نمود و بیان کرد که چه میزان از نور به دلیل

¹ North American land Data Assimilation System

در شکل ۲ نمودار غلظت ازون در طول سال آبی (۹۲) - (۹۱) و در حوضه آبریز نیشابور توسط فایل NLDAS ترسیم گشته است.



شکل (۲): میزان غلظت ازون در سال آبی (۹۱-۹۲) در حوضه آبریز نیشابور

جهانی داشته و محدوده عرض جغرافیایی ۶۰- درجه تا ۹۰ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۱۸۰- درجه تا ۱۸۰ درجه شرقی را پوشش می‌دهد و به صورت ماهانه یا ۳ ساعته با درجات شبکه ۱ و ۲۵/۰ قابل دستیابی می‌باشد.

مقایسه الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL

درنهایت در این تحقیق، به منظور ارزیابی نتایج، مقادیر تبخیرتغرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS، با نتایج الگوریتم کوهستانی SEBAL مقایسه گردید. به منظور اجتناب از تطویل مطالب، مراحل محاسبه تبخیرتغرق واقعی در الگوریتم کوهستانی SEBAL در اینجا ارائه نشده است و این مراحل به تفصیل توسط (Allen et al., 2002) تشریح گردیده است.

نتایج و بحث

کنترل داده‌های اولیه در روزهای انتخاب شده

به منظور بررسی تغییرات دمای حداکثر، حداقل و متوسط ماهانه از داده‌های ایستگاه هواشناسی استفاده شد. همچنین برای بررسی تغییرات بارش ماهانه در سطح حوضه آبریز، از تمامی داده‌های ایستگاه‌های باران‌سنجی جهت محاسبه متوسط بارش حوضه استفاده شد. تبخیرتغرق پتانسیل نیز با استفاده از داده‌های ایستگاه سینوپتیک محاسبه گردید. این داده‌ها برای هرماه استخراج شده و با

الگوریتم SMAC در هر روز مورد مطالعه، باید ۷ بار متوالی برای تمامی باندهای مرئی اجرا شود. همچنین در این قسمت به فایلی به نام ضریب سنجنده نیز نیاز است. این فایل برای سنجنده‌های گوناگون محاسبه گردیده و نشان‌دهنده منحنی واسنجی سنجنده می‌باشد^۱.

استفاده از منابع داده‌های جهانی

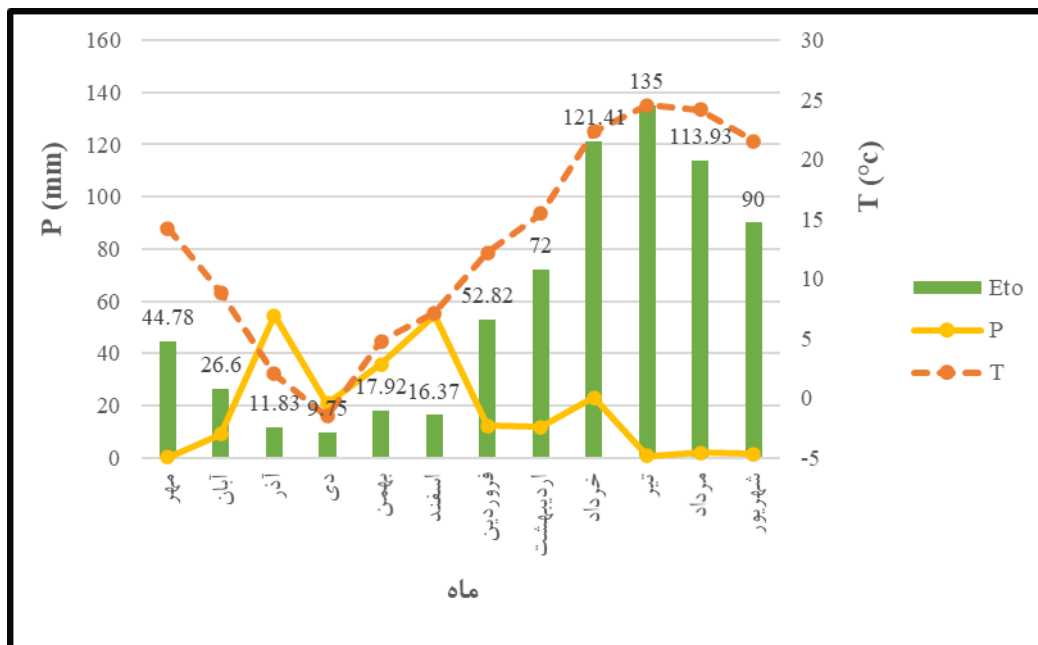
به منظور محاسبه تبخیرتغرق در الگوریتم SEBS به داده‌های هواشناسی نیز از جمله رطوبت، سرعت باد، دمای هوا و فشار هوا نیاز است. در این تحقیق این داده‌ها از منابع متعدد جهانی از قبیل ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) و NCEP National Centers for Environmental Predictions (Global Land Data Assimilation System) و نیز مدل جهانی سطح زمین GLDAS (for Medium-range Weather Forecasts) استخراج شده است. مجموعه این اطلاعات، شامل ۲۸ باند می‌باشد که از این تعداد، از باندهای شماره ۲۵ تا ۲۸ برای استخراج مقادیر رطوبت ویژه، سرعت باد، دمای هوا و فشار هوا استفاده گردیده است. این سیستم مجموعه‌ای از محصولات را تولید می‌کند که توسط چهار مدل سطح زمین (CLM, Mosaic, Noah, VIC) شبیه‌سازی شده‌اند. این فایل شامل داده‌های سری زمانی به دست آمده از سیستم LIS^۲ بوده و به منظور مدل‌سازی شرایط سطح زمین و شبیه‌سازی داده‌ها به کار می‌رود. این فایل پوشش

² Land Information System

¹ <http://52north.org/downloads/download/82-smac/283-smaccoeffiles>

تبخیرتعرق پتانسیل با بارش و دما برای سال آبی (۹۱-۹۲) در شکل ۳ قابل مشاهده است.

قرار گرفتن در رابطه فائو - پنمن - مانیتث مقدار تبخیرتعرق پتانسیل برای هر ماه تولید گردید. تغییرات ماهانه



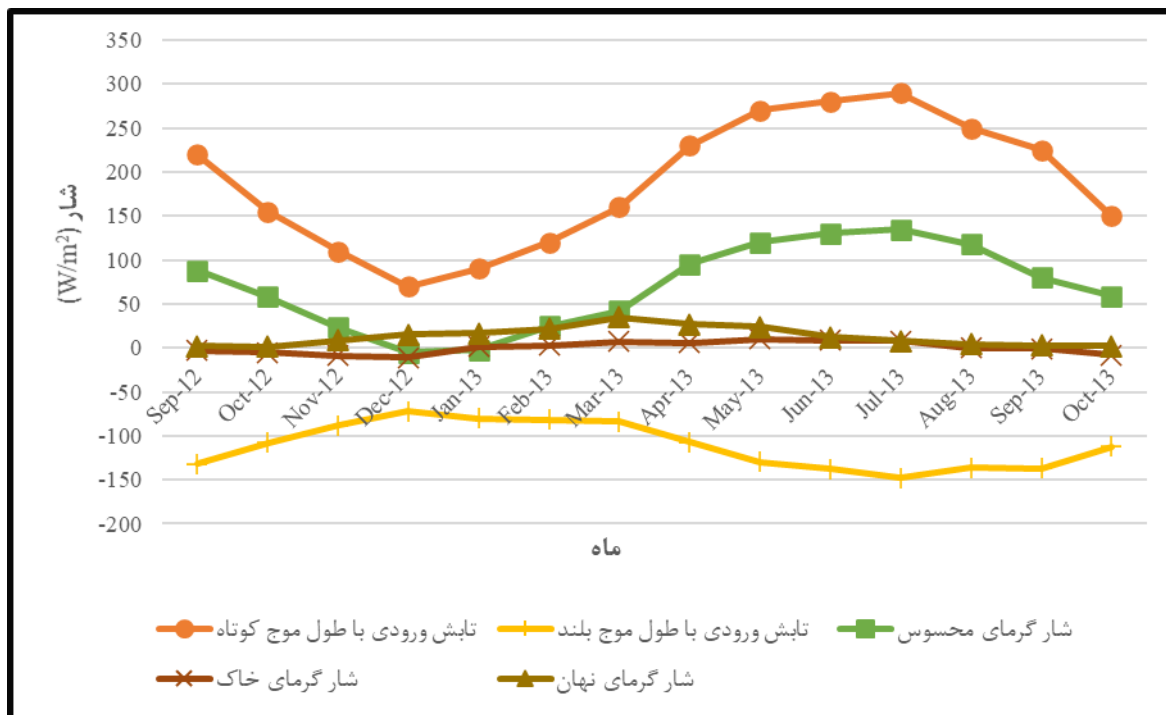
شکل (۳): تغییرات تبخیرتعرق پتانسیل، دما و بارش برای سال آبی (۹۱-۹۲)

در حوضه آبریز نیشابور در شکل ۴ نشان داده شده است. تنوع زیادی از مقدار میانگین در طول سال به خصوص برای پارامترهای تابش با طول موج کوتاه، تابش با طول موج بلند و شار گرمای محسوس مشاهده می شود که به دلیل تغییر آب و هوا در طی فصل تابستان تا زمستان است. شار تابش خالص منبع غالب انرژی برای فرایندهای سطح زمین می باشد. در ماه های سرد سال، مقدار تابش خالص با طول موج کوتاه کاهش می یابد. از ماه آذر تا ماه فروردین مقدار این تابش کمی افزایش داشته است. سپس روند افزایشی از ماه فروردین بیشتر شده و در ماه تیر به اوج خود رسیده است. با نزدیک شده به فصل پاییز، مقدار تابش ورودی نیز دوباره روند کاهشی نشان داده است. محیط گرم و خشک حوضه آبریز نیشابور (متوسط بارندگی سالانه ۲۳۴ میلی متر) باعث تبدیل مقدار اعظم تابش خالص به شار گرمای محسوس می گردد.

برآورد مؤلفه های معادله بیلان انرژی توسط

الگوریتم SEBS در مقیاس حوضه

برخی خروجی های مهم در الگوریتم SEBS که شامل نقشه های کسر تبخیر، شار گرمای خاک، شار گرمای محسوس، شار گرمای محسوس در شرایط مرطوب و خشکی، شار تابش خالص، شار گرمای نهان، تفاوت بین دمای سطح و زمین است در این قسمت مورد بحث قرار گرفته است. باید توجه داشت طی انجام پردازش تصاویر و تهیه خروجی های مورد نظر تا حصول تبخیرتعرق واقعی، این خروجی ها به منظور اطمینان از صحت محاسبات بررسی می گردد. برای درک بهتر نحوه تقسیم انرژی، از فایل های GLDAS استفاده شد تا بتوانیم میزان و نحوه تغییرات مؤلفه های معادله بیلان انرژی را بهتر درک کنیم. تنوع زمانی مؤلفه های بیلان انرژی سطح در سال آبی (۹۱ - ۹۲)



شکل (۴): تنوع زمانی مؤلفه‌های معادله بیلان انرژی در الگوریتم SEBS در سال آبی (۹۱-۹۲) در کل حوضه نیشابور

روز بوده و هر چه به فصل زمستان نزدیک می‌شویم، میزان تبخیرتعرق کاهش می‌یابد. در نگاه اول مقدار تبخیرتعرق در روز ۸ بهمن کمی غیرمعقول به نظر می‌رسد اما با بررسی دمای روزانه مشاهده گردید که در این روز در تمامی ایستگاه‌های دماسنجی در سطح حوضه، افزایش دمای فاحشی نسبت به روزهای قبل ثبت شده است که باعث افزایش نرخ تبخیرتعرق در این روز از فصل زمستان گشته است. سپس از ابتدای ماه فروردین مقادیر تبخیرتعرق به تدریج نرخ افزایشی پیدا کرده و در فصل تابستان به بیشترین میزان خود رسیده است. با فرارسیدن شهریورماه و نزدیک شدن به فصل پاییز، بار دیگر از میزان تبخیرتعرق کاسته شده است. بدین ترتیب در تمامی روزهای مورد مطالعه رفتار مدل در تولید تبخیرتعرق واقعی نسبتاً مطلوب است.

بنابراین شار گرمای محسوس نیز روند زمانی مشابه با تابش را طی می‌کند. از شار گرمای خاک معمولاً در مقیاس‌های روزانه صرف‌نظر می‌گردد. با این حال شار گرمای خاک مقدار ۳ تا ۵ درصد از تابش را در فصل تابستان به خود اختصاص می‌دهد. این امر باعث انتقال شار گرمای خاک از سطح به عمق خاک می‌شود درحالی‌که برای بقیه زمان‌های سال، فرایند برعکس آن اتفاق می‌افتد.

برآورد تبخیرتعرق واقعی روزانه توسط الگوریتم

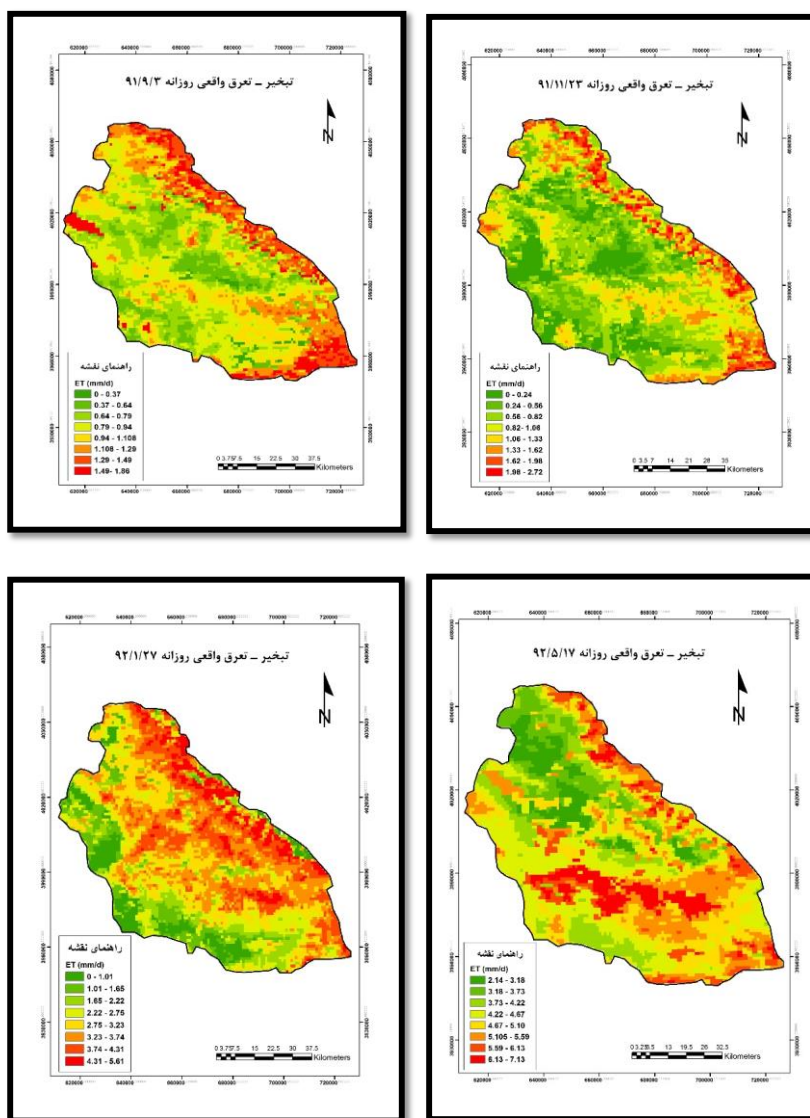
SEBS

مقادیر تبخیرتعرق واقعی روزانه به‌عنوان خروجی اصلی الگوریتم SEBS در جدول ۲ نشان داده شده است. در ادامه تعدادی از نقشه‌های تبخیرتعرق روزانه برآورد شده با روش SEBS در مقیاس حوضه ارائه شده است (شکل ۵).

همان‌طور که مشاهده می‌شود میزان تبخیرتعرق واقعی در ابتدای سال آبی (۹۱-۹۲)، در حدود ۲/۴۳ میلی‌متر در

جدول (۲): نتایج روزانه مدل SEBS در یک نگاه در مقیاس حوضه آبریز نیشابور

ET _a (mm)	تاریخ تصویر	ET _a (mm)	تاریخ تصویر
۲/۲	۱۶ / فروردین / ۹۲	۲/۴۳	۹۱ / مهر / ۷
۲/۷۵	۲۷ / فروردین / ۹۲	۱/۰۱	۹۱ / آبان / ۴
۳/۷۲	۲۴ / اردیبهشت / ۹۲	۰/۹۵	۹۱ / آذر / ۳
۴/۶۷	۵ / خرداد / ۹۲	۱/۵۹	۹۱ / بهمن / ۸
۴/۲۲	۱۷ / مرداد / ۹۲	۰/۴۲	۹۱ / بهمن / ۱۸
۲/۴۷	۲۲ / مرداد / ۹۲	۰/۸۲	۹۱ / بهمن / ۲۳
۱/۱۹	۵ / شهریور / ۹۲	۱/۷	۹۲ / فروردین / ۳



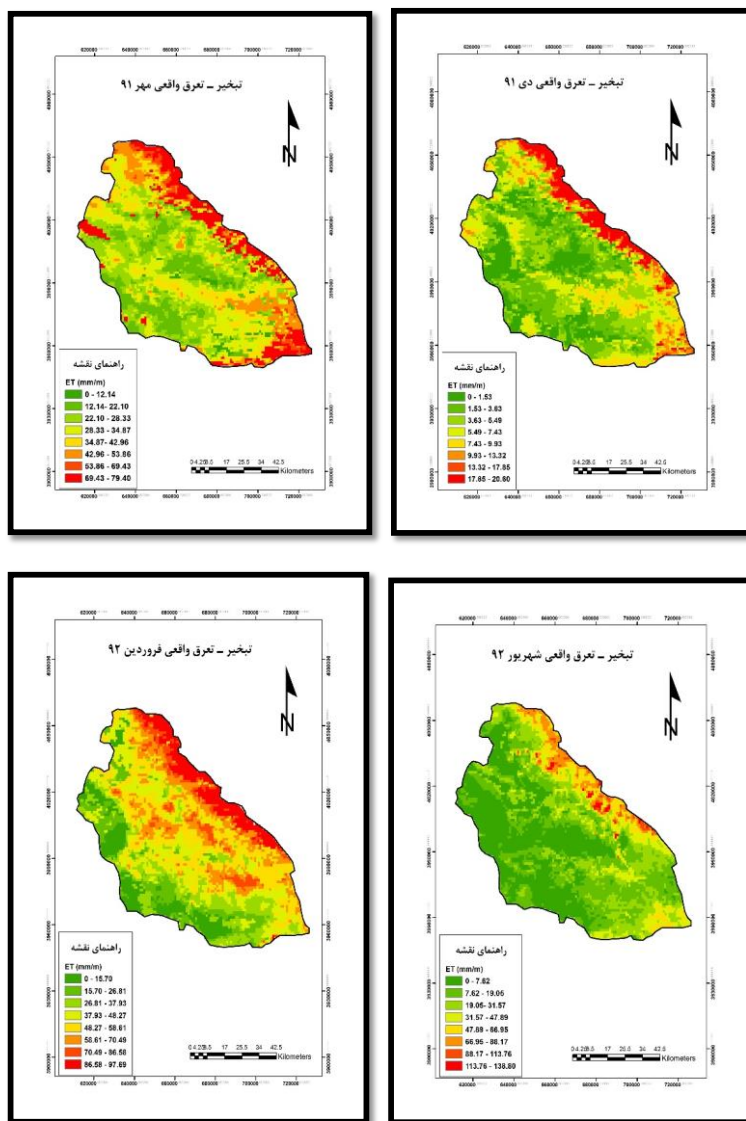
شکل (۵): نقشه روزانه تبخیر تعرق واقعی برآورد شده با الگوریتم SEBS در حوضه نیشابور

همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، مقدار تبخیرتعرق واقعی در ماه خرداد بیشتر از سایر ماه‌های گرم سال مانند تیر و مرداد بوده و همچنین مقدار تبخیرتعرق در ماه اردیبهشت نیز نسبتاً زیاد بوده و نزدیک به مقدار آن در ماه‌های گرم سال همچون تیر و مرداد بوده است. دلیل این امر می‌تواند تأثیر هم‌زمان بارش و آبیاری در ماه‌های اردیبهشت و خرداد باشد زیرا در ماه‌های تیر و مرداد فقط آب آبیاری وجود داشته و بارش وجود ندارد، بنابراین مقدار تبخیرتعرق این ماه‌ها نیز کمتر خواهد بود.

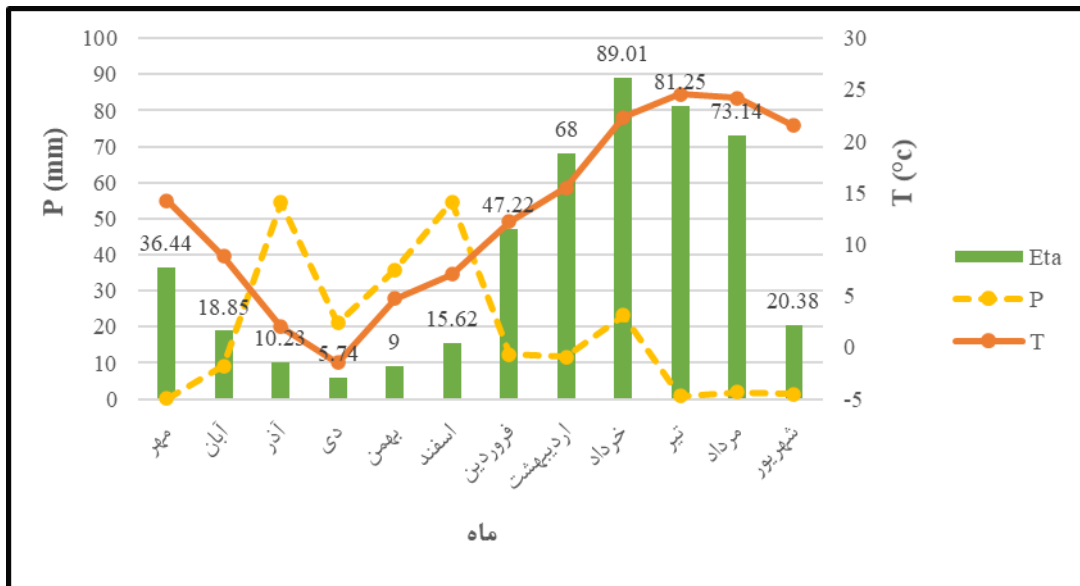
برآورد تبخیرتعرق واقعی ماهانه توسط الگوریتم SEBS

با عنایت به پراکندگی مناسب روزهای تصویر انتخاب‌شده، ابتدا ماه‌های سال به دوره‌های مناسب تفکیک شده و برای هر دوره مقادیر تبخیرتعرق واقعی برآورد گردید. سپس با جمع دوره‌ها، نقشه‌های تبخیرتعرق واقعی ماهانه به دست آمد. در ادامه، نقشه‌های تبخیرتعرق ماهانه برآورد شده با روش SEBS در مقیاس حوضه ارائه شده است (شکل ۶).

تغییرات ماهانه تبخیرتعرق واقعی با میزان بارش و دما در سال آبی (۹۱-۹۲) نیز در شکل ۷ قابل مشاهده است.

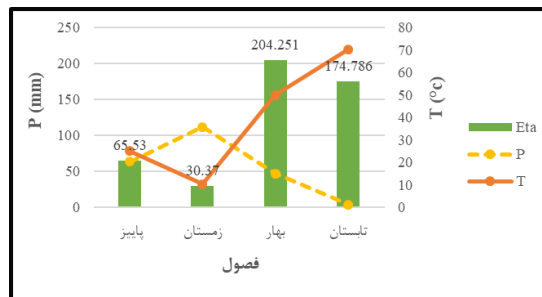


شکل (۶): نقشه ماهانه تبخیرتعرق واقعی برآورد شده با الگوریتم SEBS در حوضه نیشابور



شکل ۷: تغییرات تبخیر تعرق واقعی ماهانه حاصل از الگوریتم SEBS در مقایسه با دما و بارش در سال آبی (۹۱-۹۲)

بر آورد تبخیر تعرق واقعی سالانه توسط الگوریتم SEBS پس از بر آورد مقادیر تبخیر تعرق واقعی ماهانه، می توان مقادیر تبخیر تعرق فصلی را با جمع نقشه های ماهانه بر آورد نمود که این مقادیر در نمودار شکل ۸ قابل مشاهده است



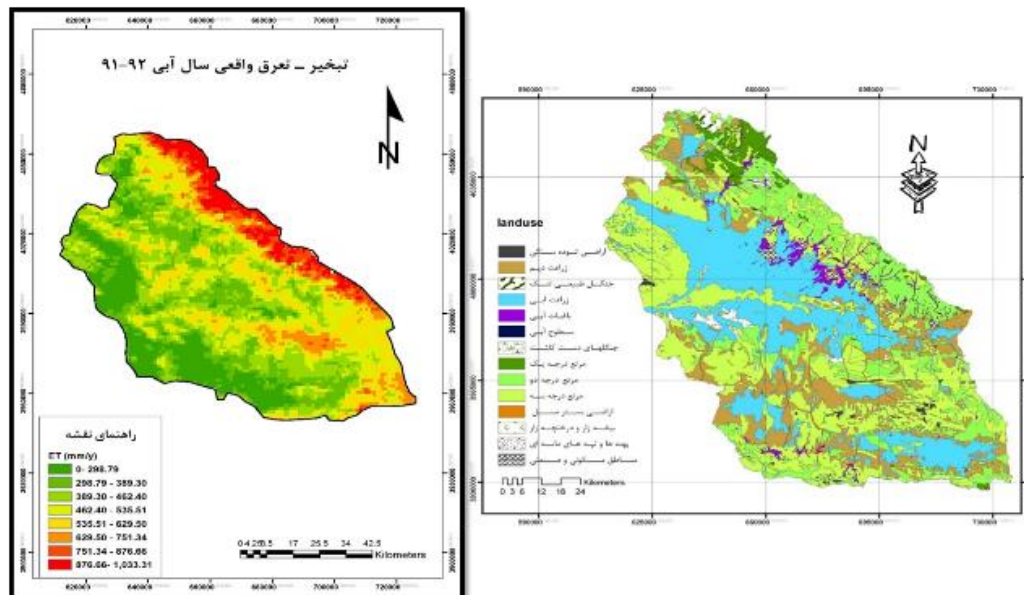
شکل ۸: تغییرات تبخیر تعرق فصلی حاصل از الگوریتم SEBS در مقایسه با دما و بارش در سال آبی (۹۱-۹۲)

خراسان رضوی، (۱۳۷۷) همخوانی دارد. به عنوان مثال، همان طور که پیداست رنگ سبز بیانگر مقادیر کم تبخیر تعرق بوده که با توجه به نقشه کاربری اراضی نشان دهنده مراتع کم تراکم و مناطقی از حوضه آبریز نیشابور می باشد، که سهمی کمی در تبخیر تعرق واقعی حوضه دارد. کم ترین میزان تبخیر تعرق مربوط به قسمت غربی حوضه است که در آن مرتع درجه سه وجود دارد و همچنین قسمت جنوبی و بخش هایی از قسمت مرکزی حوضه که در آن زراعت دیم انجام می گیرد. از طرف دیگر،

پس از بر آورد مقادیر تبخیر تعرق واقعی فصلی، می توان مقادیر تبخیر تعرق واقعی سالانه را با جمع نقشه های فصلی بر آورد نمود که در شکل ۹ قابل مشاهده است. بر طبق روش SEBS مقدار تبخیر تعرق واقعی سالانه در سال آبی (۹۱-۹۲) برابر با ۴۷۵ میلی متر بر آورد شده است. آنچه در مورد نقشه های ماهانه و همین طور نقشه سالانه تبخیر تعرق بر آورد شده به روش SEBS قابل بحث می باشد، این است که مقادیر بر آورد شده با توجه به راهنمای نقشه ها در اغلب مناطق، با نقشه کاربری اراضی (شرکت آب منطقه ای

با درجات یک و دو هستند و همچنین قسمت میانی حوضه که در آن زراعت آبی انجام می‌گیرد و شامل باغات آبی هم هست، صورت می‌گیرد.

رنگ قرمز نشان‌دهنده زراعت‌های آبی، باغات آبی و جنگل‌های طبیعی است که یقیناً سهم زیادی در تبخیرتعرق واقعی حوضه نیشابور دارد. بیشترین میزان تبخیرتعرق در قسمت شرق و شمال شرقی حوضه که مناطق دارای مرتع



شکل ۹: نقشه تبخیرتعرق واقعی سالانه با الگوریتم SEBS در سال آبی (۹۱-۹۲) و نقشه کاربری اراضی محدوده نیشابور (شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی، ۱۳۷۷)

مقایسه نتایج الگوریتم SEBS و تبخیرتعرق

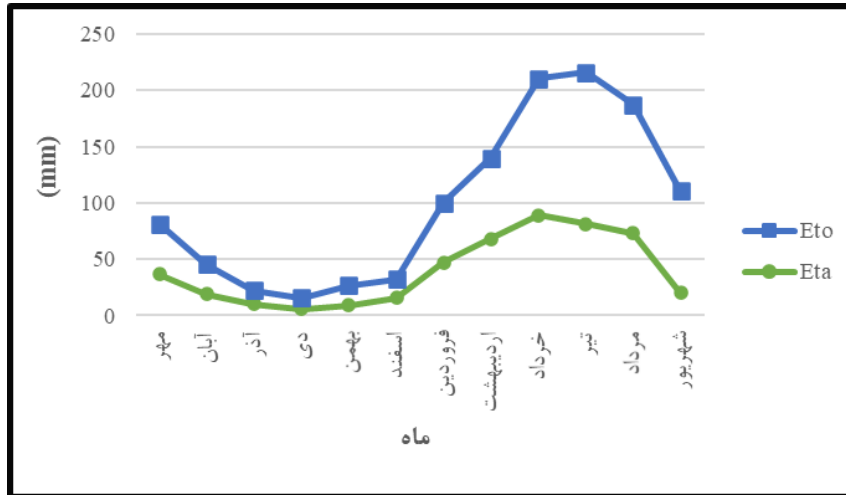
پتانسیل

نحوه تغییرات تبخیرتعرق پتانسیل حاصل از روش فائو-پنمن - مانیتیت در ارتباط با مقادیر تبخیرتعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS در شکل (۱۰) نمایش داده شده است. همان‌طور که می‌دانیم، مقادیر تبخیرتعرق واقعی همواره از تبخیرتعرق پتانسیل کمتر است و نتایج نشان‌دهنده رفتار مشابه این دو عامل است.

ارزیابی برآوردهای تبخیرتعرق حاصل از

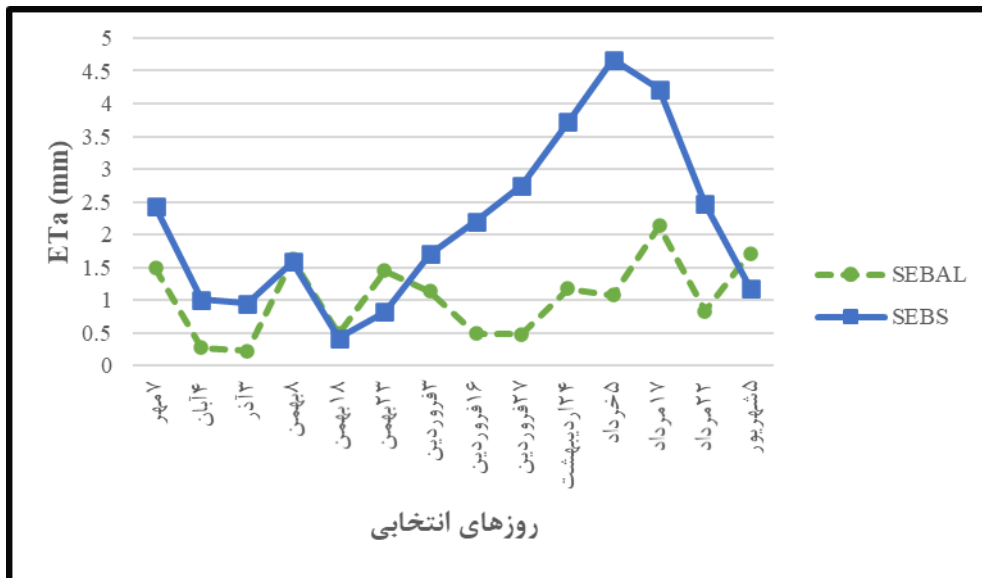
الگوریتم SEBS

در این تحقیق تلاش شده است تا تبخیرتعرق واقعی در مقیاس حوضه - سال با استفاده از الگوریتم SEBS برآورد گردیده و به منظور شناخت و بررسی توان این الگوریتم، نتایج آن با مقادیر تبخیرتعرق واقعی به دست آمده توسط الگوریتم SEBAL، و مدل هیدرولوژیکی SWAT (ایزدی، ۱۳۹۲) و همچنین تبخیرتعرق پتانسیل (از حیث رفتار سنجی)، در محدوده مطالعاتی نیشابور مورد مقایسه قرار گرفت.



شکل (۱۰): مقایسه رفتار مقادیر تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS با تبخیر تعرق پتانسیل در سال آبی (۹۱-۹۲) مقایسه نتایج الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL مقادیر تبخیر تعرق واقعی را بیشتر برآورد کرده است.

حسب مقایسه صورت گرفته در مقیاس روزانه، در اکثر روزهای انتخابی، الگوریتم SEBS نسبت به الگوریتم



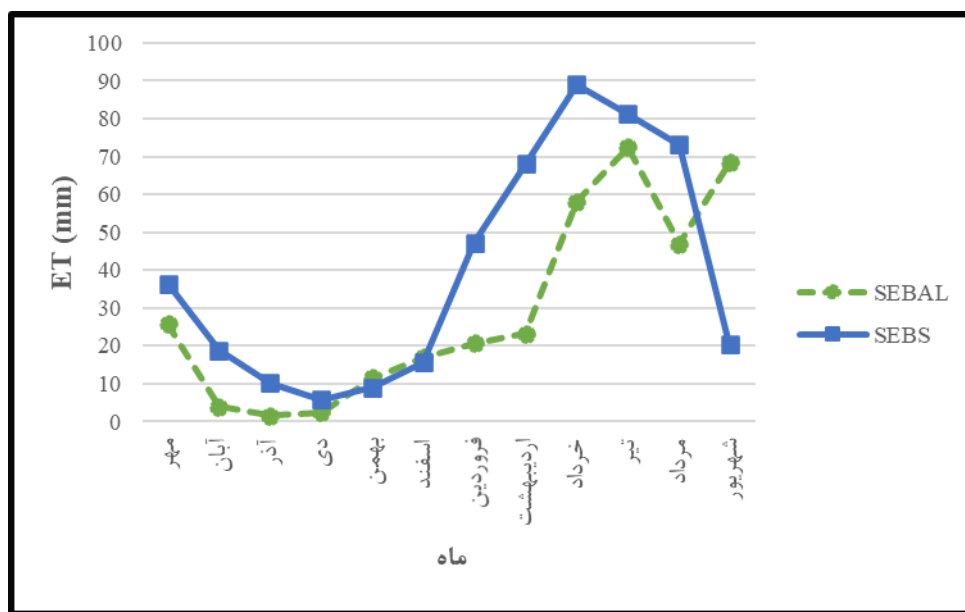
شکل (۱۱): مقایسه نتایج روزانه تبخیر تعرق واقعی الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL در حوضه نیشابور در سال آبی ۹۱-۹۲

خرداد ماه تقریباً در یک محدوده بوده و تغییرات چندانی ندارد و فقط در دامنه ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر در روز متغیر است که این امر با توجه به تغییرات زیاد دما و رطوبت در طی این دوره، متناسب به نظر نمی‌رسد، در حالی که مقادیر تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS در طی این دوره زمانی، دامنه تغییرات بیشتری را نشان می‌دهد.

با این وجود در روزهای انتخابی از فصول سرد سال، مقادیر به دست آمده از هر دو الگوریتم مقادیر تقریباً یکسانی دارند حتی در روزهای بهمن ماه مقدار مشابهی را دارا بوده و بیشتر تفاوت‌ها مربوط به روزهای انتخابی از فصول گرم سال است. البته همان گونه که مشاهده می‌شود، مقادیر تبخیر تعرق در الگوریتم SEBAL، از روز ۷ مهر ماه تا ۵

و داده‌های موردنیاز آن‌ها نیز هست. در الگوریتم SEBS، از هیچ داده‌ی هواشناسی موجود در منطقه استفاده نمی‌شود، درحالی‌که الگوریتم SEBAL از داده‌های هواشناسی زیادی بهره می‌برد. همچنین این دو روش تفاوت‌هایی در نحوه محاسبه شار گرمای خاک و شار گرمای محسوس دارند که باعث ایجاد اختلاف در نتایج آن‌ها می‌گردد. برآورد شار گرمای محسوس در هر دو الگوریتم با اختلاف دمای سطح زمین و هوا صورت می‌گیرد. در الگوریتم SEBS، به هر دو نقشه دمای سطح و دمای هوا نیاز داریم در صورتی‌که در الگوریتم SEBAL از پارامتر دمای هوا به‌طور مستقیم استفاده نمی‌شود بلکه از پیکسل سرد و گرم برای برآورد دمای هوا بهره گرفته می‌شود

مقایسه ماهانه مقادیر تبخیرتعرق واقعی حاصل از دو الگوریتم مذکور نیز، بیانگر بیش‌برآورد روش SEBS نسبت به روش SEBAL است (شکل ۱۲)، و این موضوع به‌ویژه در ماه‌های گرم سال قابل توجه است. در مقیاس ماهانه نیز این موضوع کاملاً مشهود است به‌طوری‌که الگوریتم SEBS در اغلب ماه‌های سال به‌ویژه در ماه‌های گرم، مقادیر تبخیرتعرق واقعی را نسبت به الگوریتم SEBAL بیشتر برآورد نموده است. (Gibson et al., 2011) در تحقیق خود نشان دادند که حساسیت مدل SEBS به دمای هوا قابل توجه است به‌نحوی‌که با افزایش دما، مقادیر تبخیرتعرق واقعی روند افزایشی مشهودی دارد. در سوی دیگر باید توجه داشت برخی از اختلاف نتایج دو الگوریتم مربوط به ساختار



شکل (۱۲): مقایسه نتایج ماهانه تبخیر - تعرق واقعی الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL در حوضه نیشابور

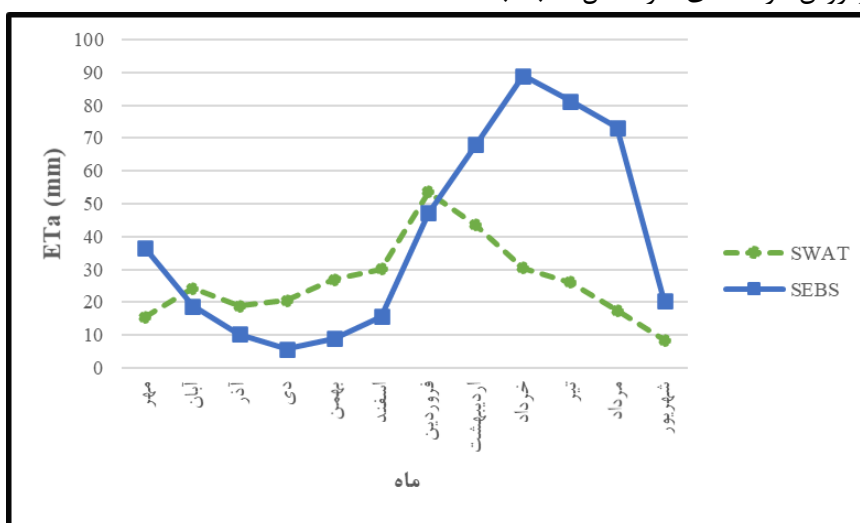
مقایسه نتایج الگوریتم SEBS و مدل هیدرولوژیکی SWAT

مدل هیدرولوژیکی SWAT با رویکردی پایین به بالا فرآیند تبخیرتعرق را شبیه‌سازی می‌کند. منظور از رویکرد پایین به بالا در این مدل محاسبه مؤلفه‌ای چون تبخیرتعرق در مقیاس زمانی کوچکی همچون روزانه و تعمیم دادن آن با استفاده از مشخصه‌هایی به مقیاس زمانی سالانه است. با تعیین تبخیرتعرق پتانسیل، SWAT قادر به محاسبه‌ی تبخیرتعرق واقعی است. SWAT ابتدا تبخیر ناشی از آب

مقادیر برآورد شده توسط الگوریتم SEBS در ۶ ماه اول سال آبی (۹۱ - ۹۲) به مقادیر برآورد شده توسط الگوریتم SEBAL می‌باشند و از یک‌روند پیروی می‌کنند. با فصل گرما، تفاوت در مقادیر برآورد شده توسط این دو الگوریتم افزایش می‌یابد. همان‌طور که گفته شد، دلیل این امر می‌تواند به دلیل حساسیت بالای الگوریتم SEBS به میزان دما باشد که برآوردهای دقیق‌تری را به دست می‌دهد.

یکدیگر نزدیک بوده و از روند یکسانی پیروی می‌کنند. با فرا رسیدن ماه‌های گرم سال و افزایش انرژی و کاهش رطوبت، مقادیر برآورد شده توسط تبخیرتعرق از الگوریتم SEBS شروع به افزایش کرده درحالی‌که دقیقاً در همین زمان در مدل SWAT، شاهد کاهش میزان تبخیرتعرق هستیم

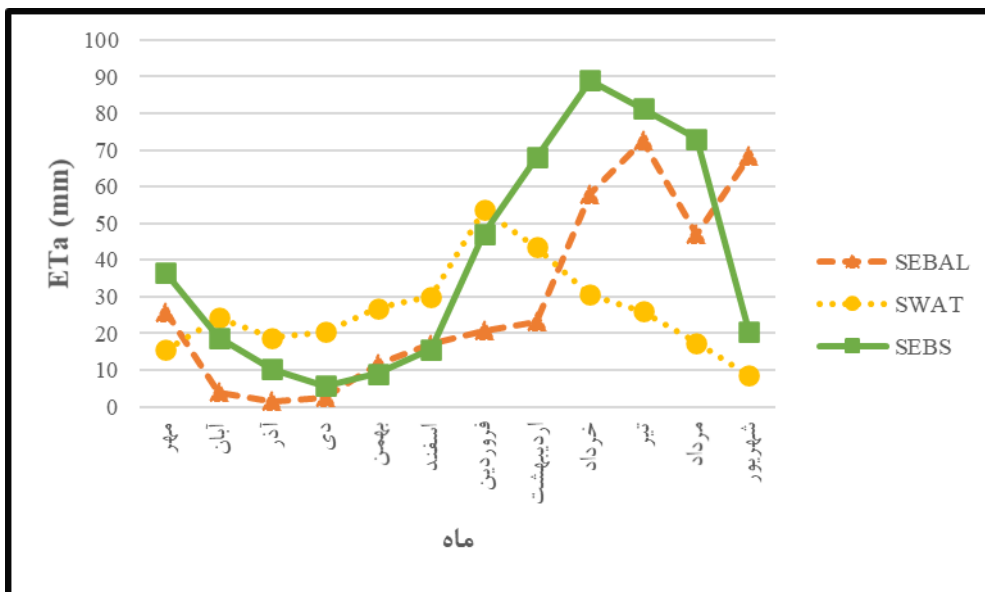
بارندگی بر روی سطح پوشش گیاهی را محاسبه و سپس مقدار تبخیر واقعی را بر اساس حداکثر میزان تعرق و تبخیر از سطح خاک برآورد می‌نماید. نتایج الگوریتم SEBS و مدل SWAT در مقیاس حوضه آبریز و با دوره زمانی ماهانه باهم مقایسه گردید که در شکل (۱۳) قابل مشاهده است. همان‌گونه مشاهده می‌شود مقادیر تبخیرتعرق برآورد شده توسط این دو روش در ماه‌های سرد سال نسبتاً به



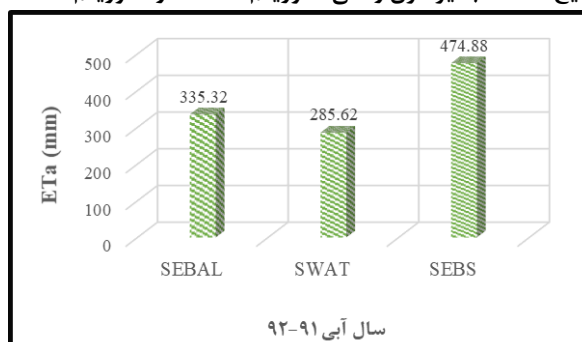
شکل ۱۳: مقایسه نتایج ماهانه تبخیرتعرق واقعی الگوریتم SEBS و مدل SWAT در حوضه نیشابور

SEBAL و مدل SWAT، بیش برآورد دارد. در فصول سرد سال، مقادیر به دست آمده از الگوریتم SEBS تقریباً بین مقادیر الگوریتم SEBAL و مدل SWAT قرار دارند. با شروع فصل گرم، مقادیر به دست آمده از الگوریتم SEBS از هر دو روش SEBAL و SWAT بیشتر است.

در شکل (۱۴) نتایج الگوریتم SEBS و SEBAL و مدل SWAT در مقیاس حوضه آبریز و با دوره زمانی ماهانه باهم مقایسه گردیدند. همان‌طور که در بخش‌های قبل توضیح داده شد، در دید کلی مقدار تبخیرتعرق واقعی برآورد شده توسط الگوریتم SEBS نسبت به الگوریتم



شکل (۱۴): مقایسه نتایج ماهانه تبخیر تعرق واقعی الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL و مدل SWAT



شکل (۱۵): مقایسه نتایج سالانه تبخیر تعرق واقعی الگوریتم SEBS و الگوریتم SEBAL و مدل SWAT

اطلاعات میدانی ندارد، به دست آورد. شاید بتوان مهم‌ترین مزیت این گونه الگوریتم‌ها را در همین مسئله جستجو کرد. با توجه به نتایج، مقدار تبخیر تعرق در منطقه مورد مطالعه بیشتر از مقدار بارش سالانه است در نتیجه نیاز به استحصال آب زیرزمینی برای آبیاری در منطقه وجود دارد. میزان اختلاف بین تبخیر تعرق واقعی با بارش (مقدار آبی که توسط بارش وارد حوضه گشته اما تبخیر نمی‌شود) در ماه‌های سرد سال، یا در زمین نفوذ می‌کند و به آب زیرزمینی می‌رسد و یا تبدیل به رواناب شده و از حوضه خارج می‌گردد. آنچه که باعث می‌شود که در ماه‌های گرم سال، میزان تبخیر تعرق واقعی بیشتر از میزان بارش باشد، مقدار آب برداشتی از منابع آب موجود در حوضه است. همچنین میزان آب برداشتی در ماه‌های گرم سال از تبخیر تعرق واقعی بیشتر است زیرا همه آب برداشتی از چاه‌ها صرف تبخیر تعرق نمی‌شود. شکل (۱۶) این موضوع

شکل (۱۵) نیز مقادیر سالانه تبخیر تعرق به دست آمده از الگوریتم SEBS و SEBAL و مدل SWAT با یکدیگر را نشان می‌دهد.

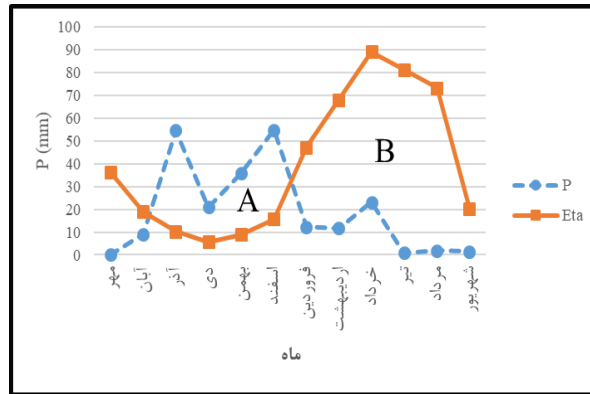
ارزیابی وضعیت بیلان آبی حوضه آبریز نیشابور

با توجه به این نکته که دشت نیشابور عمدتاً به عنوان یک دشت کشاورزی محسوب می‌گردد، در این بخش تلاش شده است تا با مقایسه میزان تبخیر تعرق واقعی و میزان بارش، وضعیت مصرف آب در این دشت مورد ارزیابی قرار گیرد. هدف از ارائه این بخش، بررسی امکان کاربرد تصاویر ماهواره‌ای و الگوریتم‌های سنجنش از دور بر آورد تبخیر تعرق واقعی در تحلیل وضعیت منابع آب و مدیریت آب در حوضه در شرایطی است که اطلاعات زمینی کافی یا قابل اطمینان در دسترس نیست. وضعیتی که کمک می‌کند، شناخت اجمالی از وضعیت منابع و مصارف آب را بدون اطلاعات میدانی و با کمک الگوریتم‌هایی نظیر SEBS که نیاز به



است. در این صورت سطح بین دو منحنی در قسمت A مقدار آبی است که تبدیل به رواناب گشته و یا در خاک نفوذ می‌نماید و سطح B مقدار آبی است که از طریق برداشت از منابع آب تأمین می‌گردد.

را به خوبی نشان می‌دهد. در این شکل، قسمتی اولیه نمودار که در آن میزان بارندگی بیشتر از تبخیر تعرق واقعی است با حرف A و قسمتی از نمودار که در آن میزان بارندگی کمتر از تبخیر تعرق واقعی است، با حرف B مشخص شده



شکل (۰۱۶): تغییرات بارش و تبخیر تعرق واقعی حاصل از الگوریتم SEBS در سال آبی (۹۱-۹۲)

حوضه - سال برآورد گردد. نتایج الگوریتم مذکور، ضمن تحلیل هم‌نوایی با وضعیت کاربری اراضی حوضه، با تبخیر تعرق پتانسیل (تحلیل رفتاری) و نیز با نتایج الگوریتم SEBAL و همچنین مدل هیدرولوژیکی SWAT مقایسه گردید. رفتار مدل، هرچند معقول اما در برآوردها، عمدتاً بیش برآورد الگوریتم SEBS در نتایج مشهود است. حساسیت این روش به دمای هوا و نیز عدم استفاده از اطلاعات زمینی و داده‌های هواشناسی، کسب چنین نتایجی را چندان دور از انتظار نمی‌نماید. درعین حال باید پذیرفت که بدون استفاده از داده‌های زمینی و مکمل، به‌منظور شناخت نسبتاً مناسب و درعین حال اجمالی از فرایندهای هیدرولوژیکی حوضه، این الگوریتم دارای مزیت است. اغلب در ایران، تحقیقات در این زمینه متکی به روش SEBAL بوده است که هرچند این روش نسبتاً نتایج مطلوب‌تری نسبت به سایر روش‌های سنجش‌ازدوری دارد، اما پیچیدگی محاسبات و نیز نیاز به اطلاعات زمینی و داده‌های هواشناسی، کاربرد آن در شرایط کمبود داده را تا حدی دشوار می‌سازد. در این تحقیق تلاش شد تا توان مدل SEBS که نیازمند اطلاعات زمینی نیست، در برآورد تبخیر تعرق واقعی بررسی شود و بدین طریق گامی در جهت توسعه کاربرد فنون سنجش‌ازدور در مدیریت منابع آب حوضه، برداشته شود.

با توجه به اینکه میزان تبخیر تعرق از بارش سالانه بیشتر بوده است می‌توان نتیجه گرفت که آب لازم مازاد بر بارش برای حوضه، از طریق آب‌های زیرزمینی تأمین گشته است که به دلیل اختلاف قابل توجه بین تبخیر تعرق و بارندگی، کسری مخزن و افت سطح آب زیرزمینی، آشکار است. دشت نیشابور از سال ۱۳۷۱ به بعد به‌طور متوسط هرساله با بیش از ۰/۲ متر افت سطح ایستابی مواجه بوده است (فرخ زاده و همکاران، ۱۳۸۴). این رهیافت، می‌تواند به‌منظور توسعه کاربرد فنون سنجش‌ازدور در شناخت مفهومی حوضه‌ها به‌صورت توزیعی و تدقیق بیلان، راهگشا باشد.

نتیجه‌گیری

تبخیر از مهم‌ترین مؤلفه‌های بیلان آب حوضه و مهم‌ترین معیار جهت مصارف آب به‌ویژه در بخش کشاورزی است. درحالی‌که روش‌های معمول برآورد این مؤلفه، مبتنی بر اطلاعات و نتایج نقطه‌ای است، برآورد تبخیر تعرق واقعی در سطح یک حوضه و در مقیاس سالانه با این روش‌ها کار دشواری بوده و عمدتاً نتایج آن به‌ویژه در شرایط کمبود داده، قابل اطمینان نیست. از این‌رو در این تحقیق سعی شده است تا با استفاده از روش‌های مبتنی بر فن سنجش‌ازدور و به‌ویژه الگوریتم SEBS، تبخیر تعرق واقعی در مقیاس

منابع

- ایزدی، ع. ۱۳۹۲. کاربرد و ارزیابی یک مدل توسعه یافته تلفیقی آب زیرزمینی - آب سطحی در حوضه آبریز نیشابور". پایان نامه دکتری تخصصی، گروه مهندسی آب، دانشگاه فردوسی مشهد.
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان رضوی. ۱۳۷۷. گزارش محاسبه بیلان منابع آب حوضه آبریز نیشابور. جلد دوم، هیدرولوژی.
- فرخزاده، م.، ولایتی، س.، حسینی، آ. ۱۳۸۴. تحلیل بحران آب در دشت نیشابور با رویکرد برنامه‌ریزی محیطی. طرح پژوهشی کمیته تحقیقات شرکت سهامی آب منطقه‌ای خراسان رضوی.
- Allen, R., Bastiaanssen, W., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R. 2002. SEBAL, Surface energy balance algorithms for land, Idaho Implementation. Advanced Training and User's manual. Version 1.0. Idaho Department of Water Resources.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- Allen, R.G., Trezza, R., Tasumi, M., Trezza, R. 2008. At-surface albedo from Landsat and MODIS satellites for use in energy balance studies of evapotranspiration. Journal of Hydrology Engineering, 13: 51-63
- Bastiaanssen, W.G.M., Noordman, E.J.M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P., Allen, R.G. 2005. SEBAL model with remotely sensed data to improve water-resources management under actual field condition. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 131(1): 85-93.
- Blümel, K. 1999. A simple formula for estimation of the roughness length for heat transfer over partly vegetated surfaces. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 38: 814 -829.
- Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere: Theory, History, and Applications. Reidel Publishing, Dordrecht.
- Burt, C. M., A. J. Mutziger, R. G. Allen, and T. A. Howell. 2005. Evaporation research: Review and interpretation. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 131: 37-58.
- Gibson, L.A., Münch, Z., Engelbrecht, J. 2011. Particular uncertainties encountered in using a pre-packaged SEBS model to derive evapotranspiration in a heterogeneous study area in South Africa. Journal of Hydrology and Earth System Science, 15: 295-310.
- Glenn, E. P., A. R. Huete, P. L. Nagler, K. K. Hirschboeck, P. Brown. 2007. Integrating remote sensing and ground methods to estimate evapotranspiration, Journal of Critical Reviews in Plant Sciences, 26: 139-168.
- Gowda, P.H., Chavez, J.L., Colaizzi, P.D., Evett, S.R., Howell, T.A., Tolck, J.A., 2008. Evapotranspiration mapping for agricultural water management: Present status and challenges. Journal of Irrigation Science, 26: 223-237.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y.J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., Smirnov, A., 1998. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. Journal of Remote Sensing Environment, 66: 1-16.
- Katul, G.G., Parlange, M.B. 1992. A Penman-Brutsaert model for wet surface evaporation, Journal of Water Resources Research, 28: 121-126.
- Liang, S., 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: algorithms, Journal of Remote Sensing of Environment, 76: 213-238.
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M. 2015. Analysis of the effect of missing weather data in estimating daily reference evapotranspiration under different climatic conditions. Water Resour Manage, 29:2107-2124
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P. 1997. Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press. New York.



- Rahman, H., Dedieu, G., 1994. SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Journal of Remote Sensing*, 15: 123-143.
- Shuttleworth, W.J., Gurney, R. J., Hsu, A. Y., Ormsby, J. P. 1989. FIFE: The variation in energy partition at surface flux sites. *IAHS Publication*, 186, 67-74.
- Sobrino, J.A., Kharraz, J.E., Li, Z. L., 2003. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *Journal of Remote Sensing*, 24: 5161–5182.
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Journal of Hydrology and Earth System Sciences*, 6 (1): 85–99.
- Su, Z., 2005. Estimation of the surface energy balance. *Wiley & Sons*, Vol. 2: 731-752.
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W.P., Massman, W.J. 2001. An evaluation of two models for estimation of roughness height for heat transfer between the land surface and atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (11), 1933–1951.
- Tanaka, N., Kume, T., Yoshifuji, N., Tanaka, K., Takizawa, H., Shiraki, K., Tantasirin, C., Tangtham, N., Suzuki, M. 2008. A review of evapotranspiration estimates from tropical forests in Thailand and adjacent regions. *Journal of Agriculture and Forest Meteorology*, 148: 807–819.
- Vinukollu, R. K., Wood, E. F., Ferguson, C. R., Fisher, J. B. 2011. Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi- sensor remote sensing data: Evaluation of three process- based approaches. *Journal of Remote Sensing of Environment*, 115: 801- 823.



A simple method to estimate basin-scale actual evapotranspiration using SEBS algorithm and global data sources (Case study: Neyshabur basin)

Maysam Majidi Khalilabad^{*1}, Parivash Paridad², Kamran Davari³, Alireza Farid⁴, Mohammadreza Azad⁵

Abstract

Actual evapotranspiration (ET) is one of the most important and complex components of the water balance. In recent years, various remote sensing techniques and algorithms have been developed which provide a cost-effective and reliable estimate of actual ET. In this research, the spatial distribution of actual ET at the basin scale was estimated based on SEBS algorithm and world-known information data sources which are rarely used in Iran. The estimated actual ET values were compared to the results of well-known SEBAL algorithm and the SWAT hydrological model. The study shows that the SEBS algorithm has overestimated actual ET in comparison with SEBAL algorithm. The primary cause of differences between two models is in their algorithms for calculating sensible heat. Moreover, SEBS algorithm is highly sensitive to the air temperature. SEBAL is a more complex and reliable method, but it needs reliable ground-based weather data. On the other hand, SEBS does not depend on ground-based data and its results could be acceptable under limited data condition.

Keywords: Actual Evapotranspiration, GLDAS, Water balance, Energy balance.

¹ Assistant Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Kashmar Higher Education Institute, Kashmar, Iran. Tell: 09157117295. m.majidi@kashmar.ac.ir. * Corresponding author.

² Researcher, MSc, Remote Sensing & Environmental Science, East Water & Environmental Research Institute, Mashhad, Iran, parivash.paridad@yahoo.com

³ Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, k.davary@um.ac.ir

⁴ Associate Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, farid-h@um.ac.ir

⁵ Researcher, MSc, Remote Sensing & Environmental Science, East Water & Environmental Research Institute, Mashhad, Iran, reza_azad2451@yahoo.com



A simple method to estimate basin-scale actual evapotranspiration using SEBS algorithm and global data sources (Case study: Neyshabur basin)

Maysam Majidi Khalilabad^{*1}, Parivash Paridad², Kamran Davari³, Alireza Farid⁴, Mohammadreza Azad⁵

Introduction

It is possible to estimate actual evapotranspiration on large scale without the need to know the soil conditions, crop types and farm managements, adopting remote sensing techniques and satellite data (Bastiaanssen et al., 2005). Several algorithms based on energy balance and satellite data have been developed to estimate the distribution of actual evapotranspiration. Meanwhile, the Surface Energy Balance Model (SEBS) proposed by Su et al., 1999, based on experimental and physical relationships, estimates the distributive values of actual evapotranspiration. This model includes a combination of algorithms for determining parameters and variables such as albedo, diffusivity, surface temperature and vegetation through radiation and reflectance data, an improved model of which was presented by Su et al., 2002. This algorithm has been evaluated by Su et al., 2005 and Vinukollu et al., 2011. The advantage of this algorithm is that it does not require much data about turbulent heat fluxes and also has the ability to accurately calculate the roughness height without using specific values. In this research, an attempt has been made to use the SEBS algorithm in the Neishabour study area as a case study to compare and evaluate the results with the SEBAL algorithm as well as the results of the SWAT hydrological model.

Methodology

This research was conducted in Neishabour study area. The SEBS algorithm requires three groups of datasets to calculate the evapotranspiration. The first dataset includes surface albedo, diffusivity, surface temperature, vegetation fraction, leaf area index and vegetation height. The second dataset includes air pressure, air temperature, humidity and wind speed at the base altitude, which is obtained from meteorological stations. The third group of dataset includes input solar radiation and long wavelength input radiation, which is obtained by direct measurement or parameterization. In this research, MODIS images based on TERRA satellite (MOD 021 - Level-1B Calibrated Geolocation Data Set) and also (MOD 03 - Level-1A Geolocation Data Set) have been used. In order to calculate the evapotranspiration in the SEBS algorithm, meteorological data such as humidity, wind speed, air temperature and air pressure are required. In this study, these data were extracted from various global sources such as ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) and NCEP (National Centers for Environmental Predictions) as well as the Global Land Data Assimilation System (GLDAS).

The Surface Energy Balance System was developed from SEBI concept. It is a single source model which consists of a set of tools for determining land surface parameters from remotely sensed data, a dynamic model for the determination of the roughness length for heat transfer, calculation of evaporative fraction based on energy balance at limiting meteorological conditions. In SEBS, ET is computed as the residual component from the land surface energy balance:

$$R_n = G + H + \lambda ET$$

¹ Assistant Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Kashmar Higher Education Institute, Kashmar, Iran. Tell: 09157117295. m.majidi@kashmar.ac.ir. * Corresponding author.

² Researcher, MSc, Remote Sensing & Environmental Science, East Water & Environmental Research Institute, Mashhad, Iran, parivash.paridad@yahoo.com

³ Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, k.davary@um.ac.ir

⁴ Associate Professor, Ph .D, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran, farid-h@um.ac.ir

⁵ Researcher, MSc, Remote Sensing & Environmental Science, East Water & Environmental Research Institute, Mashhad, Iran, reza_azad2451@yahoo.com



In the SEBS a dynamic model is used to determine thermal roughness. SEBS uses bulk atmospheric similarity theory for planetary boundary layer scaling and the Monin-Obukhov similarity theory for atmospheric surface layer scaling. These theories allow SEBS to be applied for estimation of ET in different stable atmospheric regimes in both regional and local scales. To estimate evaporative fraction both dry and wet limiting cases are required. Under the dry limiting conditions, due to low moisture rate in soil, the latent heat is considered to be zero while the sensible heat flux is in the maximum value. In the wet limit cases the evaporation rate is in its maximum value because the evaporation is only limited by the available energy under the land surface and atmospheric conditions. Accordingly, the sensible heat flux is in the Minimum value. Then evaporative fraction can be calculated as following:

$$\Lambda_r = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}}$$

Finally, the daily actual ET can be formulated as:

$$E_{daily} = 8.64 \times 10^7 \times \Lambda_0^{24} \times \frac{R_n - G}{\lambda \cdot \rho_w}$$

where ρ_w is the density of water (kg/m³), Λ_0^{24} is the daily evaporative fraction (mm/d).

Discussion and Conclusion

Using remotely sensed derived parameters of the earth's surface and meteorological data in the SEBS algorithm we could estimate the daily evapotranspiration within the study region. Daily actual evapotranspiration maps estimated by SEBS method at the basin scale showed the actual evapotranspiration behavior at different times.

Eventually, the results of SEBS and SEBAL algorithms and SWAT model were compared in basin scale and with monthly time period. In general, the actual evapotranspiration estimated by the SEBS algorithm is higher than that of the SEBAL and the SWAT model. In the cold seasons of the year, the values obtained from the SEBS algorithm are approximately between the values of the SEBAL algorithm and the SWAT model and in the warm season, the values obtained from the SEBS algorithm are higher than both the SEBAL and SWAT methods.

Considering that evapotranspiration has been more than the annual rainfall, it could be concluded that the necessary water in excess of rainfall for the basin has been supplied through groundwater, which is obvious lead to groundwater decline. Neishabour plain has been experiencing an average of more than 0.2 meters drop in water level every year since 1992 (Farrokhzadeh et al., 2005). This approach can pave the way for the development of the application of remote sensing techniques in the conceptual understanding of basins in the form of distribution and balance analysis.

The most important references

- Allen, R., Bastiaanssen, W., Tasumi, M., Trezza, R., Waters, R. 2002. SEBAL, Surface energy balance algorithms for land, Idaho Implementation. Advanced Training and User's manual. Version 1.0. Idaho Department of Water Resources.
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifiedoust M. 2015. Analysis of the effect of missing weather data in estimating daily reference evapotranspiration under different climatic conditions. *Water Resour Manage*, 29:2107—2124
- Sobrino, J.A., Kharraz, J.E., Li, Z. L., 2003. Surface temperature and water vapour retrieval from MODIS data. *Journal of Remote Sensing*, 24: 5161–5182.
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Journal of Hydrology and Earth System Sciences*, 6 (1): 85–99.
- Su, Z., 2005. Estimation of the surface energy balance. *Wiley & Sons*, Vol. 2: 731-752.
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W.P., Massman, W.J. 2001. An evaluation of two models for estimation of roughness height for heat transfer between the land surface and atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40 (11), 1933–1951.