

واسنجی مدل سبال به منظور اندازه‌گیری تبخیر و تعرق

از روی سنجنده LDCM

❖ حمیدرضا کوهبنانی*؛ دانشجوی دکتری بیابانزدایی، دانشکده کویرشناسی، دانشگاه سمنان

❖ محمدرضا یزدانی؛ دانشیار گروه بیابانزدایی، دانشکده کویرشناسی، دانشگاه سمنان

چکیده

برآورد تبخیر و تعرق یکی از مشکل‌ترین اجزاء چرخه هیدرولوژی است. درعین‌حال در معادله بیلان آب سهم عمده مرتبط با این عامل است. در تحقیق حاضر الگوریتم توازن انرژی یا سبال به‌عنوان یکی از روش‌های آزموده شده و موفق جهت برآورد تبخیر و تعرق مورد ارزیابی مجدد واقع می‌گردد. در واقع در روش سبال، میزان تبخیر و تعرق مقدار مجهول در معادله تعادل انرژی بر روی سطح زمین است. با توجه به تغییرات کالیبراسیون این سنجنده نسبت به نسل‌های قبلی ماهواره لندست، روش سبال در بخش‌های خاص مورد بازنگری واقع شد. به‌منظور آزمون کارایی مدل سبال بر روی این سنجنده، مقادیر اندازه‌گیری شده در ۲۰ روز مختلف با مقادیر به‌دست‌آمده از روش پنمن‌مونتیث مورد مقایسه واقع گردید. نتایج نشان داد بین مقادیر این دو روش، همبستگی ۰/۸۳ با ضریب تعیین ۰/۷ وجود دارد. از این‌رو می‌توان با روش سبال اطلاعات تبخیر و تعرق واقعی را به‌صورت دوره‌ای و منظم در پهنه‌های وسیع و با ضریب اطمینان بالا و بدون نیاز به داده‌های هواشناسی محاسبه و پهنه‌بندی کرد.

کلید واژگان: ET، مدل توازن انرژی، سنجنده لندست ۸، نیشابور

۱. مقدمه

[۱]. با استفاده از الگوریتم‌های موجود در سنجش از دور که مربوط به تبخیر و تعرق می‌باشند، می‌توان گام بزرگی در مدیریت منابع آب برداشت [۱۱]. از جمله این الگوریتم‌ها می‌توان به الگوریتم سبال اشاره کرد. سبال یک الگوریتم سنجش از دور است که تعادل انرژی سطحی لحظه‌ای را برای هر پیکسل از یک تصویر ماهواره‌ای انجام می‌دهد [۶].

بیش از دو دهه از تحقیقات محققین سنجش از دور جهت توسعه الگوریتم‌ها به منظور زدودن خطای روش‌ها و کاهش عدم قطعیت در مدل‌ها می‌گذرد [۲۲]. به عنوان مثال در پژوهشی در کشور هند در سال ۲۰۱۷ اقدام به اندازه‌گیری تبخیر و تعرق گیاه گندم به روش سبال با استفاده از تصاویر لندست گردید. در این تحقیق مدل سبال و روش تجربی پنمن-مونتیث با داده‌های لایسی متر مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج تحقیق فوق برتری مدل سبال نسبت به روش‌های تجربی را نشان داد [۱۹]. در مطالعه دیگری در کشور آمریکا در سال ۲۰۱۷ پنج روش توازن انرژی در برآورد تبخیر و تعرق گیاه سورگوم مورد آزمون قرار گرفت. نتایج این تحقیق بیانگر این واقعیت بود که مدل S-SEBI بهترین هم‌خوانی را با داده‌های لایسی متر دارد. پس از آن مدل SEBAL و مدل SEBS نتایج قابل قبولی ارائه دادند؛ اما دو مدل METRIC و SSE Bop نتایج ضعیفی از خود نشان دادند [۲۳]. مشتاق و همکاران (۱۳۹۴) نیز از مدل سبال برای اندازه‌گیری تبخیر و تعرق روزانه با استفاده از داده‌های سنجنده TM بهره بردند. آن‌ها تبخیر و تعرق در اراضی کشاورزی را ۷/۲ میلی‌متر در روز محاسبه کردند که تقریباً با مقدار به‌دست آمده به روش پنمن-مونتیث برابری می‌نماید [۱۶]. همچنین مرشدی و همکاران (۱۳۹۵) در تحقیقی صحت‌سنجی برآورد تبخیر و تعرق از مدل سبال به‌دست آمده از تصاویر ETM⁺ را با استفاده از داده‌های لایسیمتر انجام دادند. RMSE مدل سبال با داده‌های اندازه‌گیری شده توسط لایسی متر ۱/۷ برآورد گردید و نهایتاً کارایی مدل سبال را مناسب ارزیابی کردند [۱۵].

برآورد تبخیر و تعرق به‌عنوان فاکتور کلیدی در حل معادله بیلان آب و محاسبه مقدار آب موردنیاز برای مصارف آبیاری کشاورزی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. تقریباً ۶۰ تا ۹۰ درصد آب حاصل از بارش در یک حوزه آبخیز توسط فرآیند تبخیر و تعرق مجدداً به جو زمین باز می‌گردد [۱۸]؛ بنابراین توانایی پیش‌بینی و برآورد تبخیر و تعرق می‌تواند برای مدیران منابع آبی کشور در راستای توسعه برنامه‌های کشاورزی و منابع آب و وضع قوانین و مطالعات هیدرولوژیکی در سطح حوزه مفید باشد. روش‌هایی که برای برآورد تبخیر-تعرق به کار گرفته می‌شود در دو گروه اصلی قرار می‌گیرند، که عبارت‌اند از: روش‌های مستقیم و روش‌های غیرمستقیم یا محاسباتی [۲]. معمول‌ترین روش مستقیم برآورد تبخیر-تعرق استفاده از اصل بیلان جرمی در یک حجم کنترل‌شده از خاک است. در رابطه بیلان آب (رابطه ۱) Δs حجم تغییرات ذخیره سطحی آب، G جریانات عمقی و زیرسطحی، R رواناب سطحی، p میزان بارش و ET میزان تبخیر و تعرق در یک سال آبی است.

$$\Delta s = P - ET - G - R \quad (1)$$

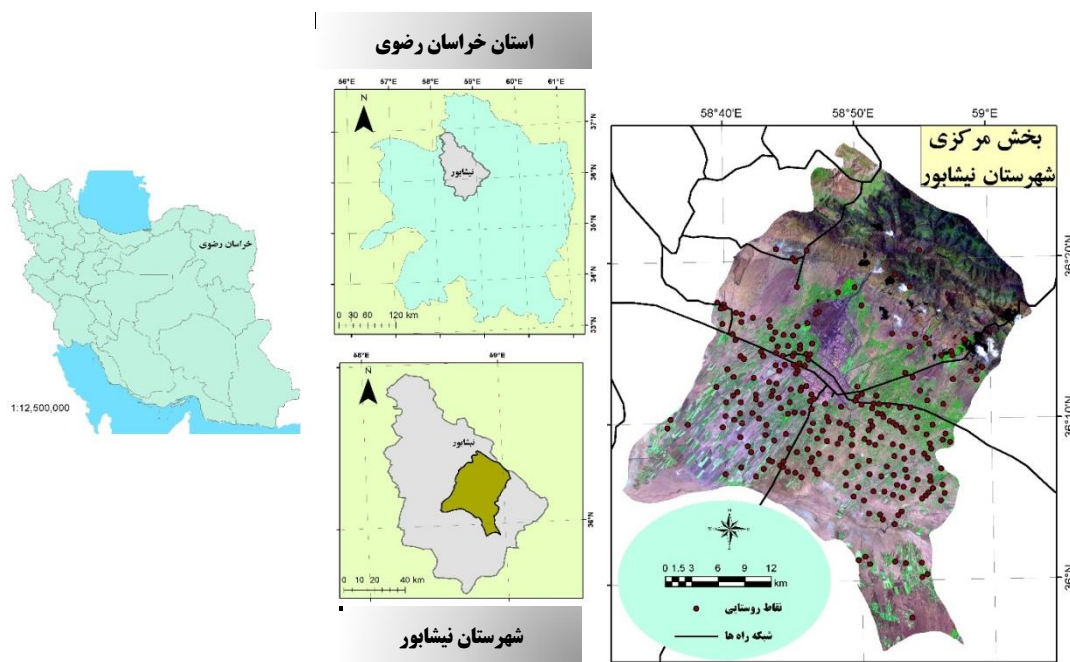
از میان روش‌های غیرمستقیم تبخیر-تعرق گیاه نیز می‌توان به روش ذکرشده در نشریه فائو ۵۶ اشاره کرد [۱۱]. در این روش ابتدا تبخیر-تعرق پتانسیل با استفاده از روش استاندارد پنمن-مونتیث محاسبه شده و سپس با استفاده از ضریب گیاهی به تبخیر-تعرق واقعی گیاه تبدیل می‌شود [۳]. روش‌های اندازه‌گیری تبخیر و تعرق با استفاده از لایسی متر برای کاربرد پیوسته در فاصله‌های مناسب در منطقه، بسیار پرخرج و وقت‌گیر است. همچنین چون این اندازه‌گیری‌ها نقطه‌ای است، به خاطر شرایط متغیر آب و هوایی و منطقه‌ای، قابل‌تعمیم به حوزه‌های بزرگ نیست. بنابراین تخمین به وسیله فن سنجش از دور در زمین‌های وسیع، بسیار کارآمدتر است

۲. روش شناسی

۱،۲. معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مطالعاتی در این تحقیق بخش مرکزی شهرستان نیشابور واقع در دشت نیشابور است (شکل ۱). این دشت با وسعت ۷۲۹۳ کیلومترمربع، جزئی از حوزه آبریز کویر مرکزی بوده که ۴۱۰۰ کیلومترمربع آن را دشت (۵۶ درصد) و بقیه را ارتفاعات تشکیل می‌دهد. این حوزه از شمال، جنوب، غرب و شرق به ترتیب به ارتفاعات بینالود، تپه‌ماهورهای نیزه بند، سیاه کوه و کوه نمک (حوزه آبریز دشت رخ)، حوزه آبریز دشت سبزوار و مخلوط‌کنی‌های لیلاجوق و یال‌پلنگ محدود شده است. حداکثر و حداقل ارتفاع حوزه به ترتیب با ۳۳۰۵ و ۱۰۶۵ متر در قلّه بینالود و خروجی رودخانه کال‌شور از حوزه واقع شده است. آب‌وهوای منطقه نیمه‌خشک و خشک، متوسط درجه حرارت آن ۱۲ درجه سانتی‌گراد و میزان بارندگی آن به‌طور متوسط برای کل دشت ۲۹۲ میلی‌متر گزارش شده است. میزان تبخیر به علت بالا بودن درجه حرارت هوا زیاد بوده و متوسط آن برای کل حوزه ۲۳۳۵ میلی‌متر در سال است [۲۰].

از عوامل برتری سبال نسبت به دیگر الگوریتم‌های سنجش از دور این است که سبال شامل الگوریتم تحلیل تصاویر ماهواره‌ای بر مبنای اصول فیزیکی است و از شبیه‌سازی ماهواره‌ای استفاده می‌کند و نیاز به حداقل اطلاعات هواشناسی از اندازه‌گیری‌های زمینی یا مدل‌های هوایی دارد [۷]. روش سبال در تعیین مقدار نیاز آبی گیاهان و همچنین مدیریت منابع آبی در سطح حوزه و در سطح منطقه‌ای مفید ارزیابی می‌گردد. با توجه به شرایط حاکم بر کشورمان در خصوص هدر رفت منابع آبی به‌صورت تبخیر و تعرق، روش سبال می‌تواند محققان و مدیران کشور را در برآورد دقیق‌تر این جزء مهم در بیلان آبی در ابعاد وسیع یاری نماید. هدف از این تحقیق به‌روز رسانی مدل سبال و انجام تغییرات اندک در برخی معادلات آن است تا بتوان از این مدل کارآمد بر روی داده‌های لندست ۸ استفاده کرد. با توجه به بهبود قدرت تفکیک رادیومتری این سنجنده نسبت به نسل‌های قبلی و کاهش نسبت نویز به پیکسل، پیش‌بینی می‌شود بتوان نتایج بهتری در مقایسه با سایر محصولات سنجش از دوری کسب کرد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

۲،۲. روش تحقیق

در بین مدل‌های مختلف مدل سبال کمترین وابستگی را به داده‌های زمینی دارد. الگوریتم سبال یک روش پردازش تصویر بر مبنای علم فیزیک جهت ارزیابی جزء مجهول معادله تعادل انرژی یعنی تبخیر و تعرق به‌عنوان باقی مانده این معادله است [۸]. روش سبال صرفاً متکی به یک تصویر بوده و اندکی اطلاعات تکمیلی در بخش‌هایی از مدل مورد نیاز است. جهت اجرای سبال تصویر ماهواره‌ای موردنظر می‌بایستی دارای اطلاعات بازتابندگی در طیف مرئی، باند مادون قرمز نزدیک و باند مادون قرمز حرارتی باشد. بنابراین تصاویر ماهواره‌هایی همچون AVHRR، لندست، مودیس و همچنین تصاویر ASTER از ماهواره ترا می‌توانند جهت اجرای این مدل مناسب باشند. علت استفاده از سنجنده LDCM از ماهواره لندست ۸، جدید بودن تصاویر این سنجنده، بهبود کیفیت آن از قبیل افزایش قدرت رادیومتریکی و کاهش خطای نویز به پیکسل و نهایتاً دسترسی آسان برای محققین منابع طبیعی است. به علت بالا بودن قدرت تفکیک مکانی مناسب داده‌های لندست در مقایسه با تصاویر مودیس و NOAA، امکان برنامه‌ریزی برای آبیاری، تعیین وضعیت رطوبتی خاک و ارزیابی سیستم‌های آبیاری در سطح وسیع امکان‌پذیر است [۱۴]. رابطه کلی توازن انرژی به‌صورت زیر (رابطه ۲) ارائه گردیده است [۲۵].

$$R_n - G - H = LE \quad (2)$$

R_n تابش خالص خورشیدی در واحد وات بر مترمربع، G شار گرمای زمین و خاک، H شار گرمای محسوس و نهایتاً LE یا جزء باقیمانده این معادله، مربوط می‌شود به گرمای نهان در واحد وات بر متر مربع. در واقع شار گرمای نهان بیانگر نرخ هدر رفت گرمای سطح ناشی از تبخیر و تعرق است. گرمای نهان با استفاده از رابطه شماره ۴۲ به تبخیر و تعرق قابل تبدیل است.

۱،۲،۲. بخش اول محاسبه شار تابش خالص

خورشیدی در سطح (R_n)

در رابطه شماره ۲ تابش خالص با استفاده از رابطه ۳ در هر پیکسل محاسبه می‌شود [۲۵].

$$R_n = (1-\alpha)R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1-\epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (3)$$

در رابطه فوق α آلبدوی سطحی، $R_{S\downarrow}$ تابش ورودی خورشیدی در طول موج کوتاه، $R_{L\downarrow}$ تابش ورودی به سطح زمین در طول موج بلند، $R_{L\uparrow}$ تابش خروجی طول موج بلند و ϵ_0 گسیل‌مندی حرارتی است.

قبل از توضیح روش محاسبه اجزاء رابطه شماره ۴ می‌بایست دمای سطحی از سنجنده LDCM به‌عنوان پیش‌نیاز در برخی روابط محاسبه گردد.

۲،۲،۲. محاسبه دمای سطح

دو باند ۱۰ و ۱۱ سنجنده LDCM از نوع مادون قرمز حرارتی بوده و با استفاده از روش ارائه شده توسط USGS می‌تواند به دمای سطح تبدیل شود. بدین منظور مراحل چهارگانه زیر به شرح ذیل بر روی تصویر اعمال می‌گردد:

(۱) تبدیل مقادیر خام پیکسل‌های تصویر به رادیانس حرارتی: منظور از رادیانس، انرژی تابشی ثبت شده توسط سنجنده در بالای اتمسفر است.

$$L_{\lambda} = M_L \times DN + A_L \quad (4)$$

L_{λ} رادیانس حرارتی، M_L و A_L ثابت‌های کالیبراسیون سنجنده LDCM و DN نیز درجه خاکستری پیکسل‌هاست.

(۲) محاسبه دمای درخشندگی (به درجه سانتی‌گراد)

$$BT = \left(\frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \right) - 272.15 \quad (5)$$

K_1 و K_2 ضرایبی‌اند که در متادیتا موجود می‌باشند.

(۳) محاسبه گسیل‌مندی حرارتی:

$$e = 0.004 \times P_v + 0.986 \quad (6)$$

$$ESUN_{\lambda} = (\pi \times d^2) \times RADIANCE_{MAX} / REFLECTANCE_{MAX} \quad (12)$$

مقدار $RADIANCE_{MAX}$ و $REFLECTANCE_{MAX}$ در متادیتا وجود دارند.

(۴) محاسبه دمای سطح:

رابطه محاسبه دمای سطح با توجه به روابط ۳ تا ۱۲ به صورت رابطه ۱۳ است:

$$LST = BT / (1 + w \times (BT/p_v) \times \ln(e)) \quad (13)$$

LST^4 دمای سطح و BT^5 دمای درخشندگی است و مقدار W نیز طول موج باند ۱۰ یا ۱۱ است. به عنوان مثال طول موج باند ۱۰ در سنجنده LDCM ۱۱/۵ میکرومتر است. لازم به ذکر است برای محاسبه دمای سطح می‌توان از هر دو باند ۱۰ و ۱۱ استفاده کرد. پیشنهاد نویسنده‌گان استفاده از هر دو باند و نهایتاً میانگین‌گیری از نتیجه دو باند است. حال به توضیح اجزای رابطه ۴ به شرح زیر می‌پردازیم:

α : آلبدو

مقدار آلبدو میانگین بازتابندگی یا انعکاس طیف خورشیدی در یک جسم بوده و به صورت نسبت تابش الکترومغناطیسی انعکاس یافته از سطح خاک و گیاه به تابش فرودی نور خورشید به آن سطح تعریف می‌شود و بدون واحد است [۴]. مقدار آلبدو معمولاً بین صفر تا یک متغیر است. به عنوان مثال برف داری آلبدوی بالا و گونه‌های سوزنی‌برگ دارای آلبدوی پایین می‌باشند.

میزان آلبدوی سطحی را می‌توان از رابطه ۱۴ محاسبه کرد [۴]. لیانگ در سال ۲۰۰۰ برای اندازه‌گیری آلبدوی طول موج کوتاه از سنجنده‌های مختلف یکسری روابط تجربی ارائه داد [۱۳]. رابطه شماره ۱۴ برای اندازه‌گیری آلبدو از سنجنده لندست بوده و البته توسط اسمیت

در رابطه فوق منظور از P_v نسبت گیاهی است که با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$P_v = (NDVI - NDVI_{min} / NDVI_{max} - NDVI_{min})^2 \quad (7)$$

$NDVI^1$ شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی بوده و با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$NDVI = (\rho_5 - \rho_4) / (\rho_5 + \rho_4) \quad (8)$$

مقادیر ρ_4 و ρ_5 به ترتیب مقدار بازتابندگی سطحی از باند شماره ۵ (NIR) و باند شماره ۴ (RED) است. بازتابندگی سطح به صورت نسبت شار طیفی بازتاب یافته به شار طیفی فرودی تعریف می‌شود. جهت اندازه‌گیری بازتابندگی سطح در هر باند سنجنده LDCM از رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$\rho = [\pi \times (L_{\lambda} - L_p) \times d^2] / (ESUN_{\lambda} \times \cos \theta_s) \quad (9)$$

L_{λ} از رابطه شماره پنج به دست می‌آید. L_p رادیانس مسیر^۲ یا رادیانس اتمسفری است که به صورت زیر محاسبه می‌شود [۲۲]:

$$L_p = M_L \times DN_{min} + A_L - 0.01 \times ESUN_{\lambda} \times \cos \theta_s / (\pi \times d^2) \quad (10)$$

M_L و A_L ثابت‌های کالیبراسیون سنجنده که در متادیتا موجودند. θ_s زاویه زینت خورشیدی است و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\theta_{ze} = 90^\circ - \theta_{se} \quad (11)$$

θ_{se} زاویه ارتفاع خورشیدی در مرکز تصویر است و مقدار عددی آن در متادیتا موجود است. d فاصله خورشید تا زمین^۳ در واحد نجومی بوده و در متادیتا موجود است. $ESUN_{\lambda}$ عبارت است از میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند با واحد $W / m^2 / \mu m$. رابطه زیر برای محاسبه $ESUN_{\lambda}$ در لندست ارائه شده است [۱۷].

¹ Normalized Difference Vegetation index

² Path Radiance

³ Earth Sun Distance

⁴ Land Surface temperature

⁵ Brightness temperature

نرمال سازی شده است [۲۰].

است که در مدل سبال مقدار 0.3 برای آن پیشنهاد شده است [۵].

R_{SL} : ورودی طول موج کوتاه

جهت محاسبه طول موج کوتاه ورودی از رابطه زیر استفاده می شود:

$$R_{SL} = G_{sc} \times \cos \theta \times \tau_{sw} \times d_r \quad (20)$$

مقدار R_{SL} معمولاً بین ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ وات بر مترمربع متغیر است. G_{sc} همان ثابت خورشیدی بوده و مقدار عددی آن ۱۳۶۷ وات بر مترمربع است. τ_{sw} قابلیت عبور جوی بوده و به عنوان بخشی از رادینانس فرودی که توسط جو انتقال داده، تعریف می شود و نشان دهنده تأثیرات جذب و پراکنش اتفاق افتاده در جو است. از آنجایی که این اثر هم برای تابش فرودی و هم تابش خروجی وجود دارد، بنابراین در محاسبه آلبدوی سطحی توان دو قابلیت انتقال عبور جوی وارد می شود. رابطه زیر جهت محاسبه قابلیت عبور جوی با فرض صاف بودن آسمان و به تبع آن در شرایط خشک ارائه شده است [۴].

$$z \times 10^{-5} \times 0.75 + 2 = \tau_{sw} \quad (21)$$

در رابطه فوق Z ارتفاع بوده و از فایل DEM استخراج می شود. منظور از θ نیز زاویه تابش خورشیدی است. d_r معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید که با استفاده از رابطه زیر قابل محاسبه است [۹].

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left(\text{DOY} \frac{2\pi}{365} \right) \quad (22)$$

که DOY عبارت است از Sequential day یا روز ژولیوسی است.

R_{Ld} : ورودی طول موج بلند

$$R_{Ld} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (23)$$

σ ثابت استفان بولتزمان $(5.67 \times 10^{-8} \text{ w/m}^2/\text{k}^4)$ است. T_a دمای نزدیک سطح زمین به درجه کلوین است.

$$\alpha_{TOA} = (0.365b_2 + 0.13b_4 + 0.373b_5 + 0.085b_6 + 0.072b_7 - 0.018) / 1.016 \quad (14)$$

b_1 تا b_7 نیز مقادیر بازتابش باندهای مربوط به سنجنده LDCM در بالای اتمسفر است. مقدار آلبدوی به دست آمده در رابطه فوق مربوط به آلبدوی اندازه گیری شده در بالای جو بوده و برای تبدیل آن به آلبدوی سطح از رابطه زیر استفاده می شود [۳]:

$$\alpha_{surface} = (\alpha_{TOA} - 0.03) / (0.75 \times 10^{-5} \times z)^2 \quad (15)$$

z ارتفاع هر پیکسل از سطح دریاست که با استفاده از DEM محاسبه می شود. محاسبه آلبدو در تصاویر LDCM با توجه به رابطه ۱۴ و ۱۵ نتایج رضایت بخشی در بر نداشت لذا از رابطه زیر برای محاسبه آلبدو استفاده شد:

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path-radiance}}{\tau_{sw}^2} \quad (16)$$

α_{TOA} آلبدوی سطحی است و از طریق رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_\lambda \times \rho_\lambda) \quad (17)$$

ρ_λ بازتابندگی نیمکره ای در باندهای مختلف ω_λ و ضرایب وزن دار برای باندهای غیر حرارتی می باشند که از رابطه زیر قابل محاسبه اند [۴].

$$\omega_\lambda = \frac{ESUN_\lambda}{\sum ESUN_\lambda} \quad (18)$$

برای محاسبه ρ_λ از رابطه زیر استفاده می شود [۱۷].

$$\rho_\lambda = (\pi * L_\lambda * d^2) / (ESUN_\lambda * \cos \theta_s) \quad (19)$$

$\alpha_{path-radiance}$ عبارت است از میانگین بخشی از رادینانس فرودی خورشیدی برای تمام باندها که قبل از رسیدن به سطح زمین به سمت سنجنده پراکنده شده است. مقادیر $\alpha_{path-radiance}$ در محدوده ۰/۲۵ تا ۰/۰۴ است.

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01 \times LAI \quad (27)$$

(۲) برای $LAI \geq 3$:

$$\varepsilon_{NB} = 0.98, \varepsilon_0 = 0.98 \quad (28)$$

در آب و برف برای ε_{NB} و ε_0 از فیلتر استفاده می‌شود. به طور معمول مقدار NDVI برای سطوح آب، ابر و برف منفی بوده و برای سطوح پوشیده از گیاه نزدیک به یک و در سطوح خاک عریان هم نزدیک به صفر است. برای آب: (NDVI < 0; a < 0:47)

$$\varepsilon_{NB} = 0.99 \quad \varepsilon_0 = 0.985 \quad (29)$$

برای برف: (NDVI < 0; a ≥ 0:47)

$$\varepsilon_{NB} = 0.99 \quad \varepsilon_0 = 0.985 \quad (30)$$

در روابط بالا NDVI شاخص تفاضلی نرمال شده گیاهی، LAI شاخص سطح برگ و α آلبدوی سطحی است. شاخص سطح برگ، نسبت مساحت کل تمامی برگ‌های گیاهان منطقه به کل است. رابطه LAI بستگی به نوع محصول و موقعیت جغرافیایی محل مورد مطالعه دارد [۴] و بر اساس میانگین رابطه LAI-NDVI در ناحیه مراویان جنوبی جمهوری چک به دست آمده است [۳]. رابطه تجربی برای محاسبه LAI به شرح زیر است:

$$LAI = 0.57 \exp(2.33NDVI) \quad (31)$$

در مدل سبال مقدار $RL \uparrow$ بین ۲۰۰ تا ۷۰۰ وات بر مترمربع، بسته به تاریخ و ساعت تصویربرداری و موقعیت مکانی متغیر است.

۲،۲،۲. محاسبه شار گرمای خاک (G)

باستیانسن برای محاسبه شار گرمای خاک ابتدا پیشنهاد کرد نسبت G/Rn محاسبه شود. رابطه تجربی زیر توسط باستیانسن برای ساعات میانی روز به صورت زیر معرفی گردید [۶].

باستیانسن مقدار دمای پیکسل سرد در محدوده مورد مطالعه را برای این منظور پیشنهاد می‌دهد. در رابطه فوق ε_a توان گسیل‌مندی اتمسفر بوده و عددی بدون واحد است. رابطه زیر برای محاسبه توان گسیل‌مندی توسط باستیانسن ارائه شده است.

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{.09} \quad (24)$$

به طور معمول مقدار $R_{L \downarrow}$ بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ وات بر مترمربع بسته به تاریخ و ساعت تصویربرداری و موقعیت مکانی متغیر است.

$R_{L \uparrow}$: خروجی طول موج بلند

برای محاسبه خروجی طول موج بلند از معادله استفان بولتزمان به صورت زیر استفاده می‌شود [۱۰].

$$R_{L \uparrow} = \varepsilon_o \times \sigma \times T_s^4 \quad (25)$$

σ ثابت استفان بولتزمان ($5.67 \times 10^{-8} \text{ w/m}^2/\text{k}^4$) و T_s دمای سطح زمین به درجه کلون است. نحوه محاسبه دمای سطح در بخش‌های قبلی شرح داده شد.

ε_o یا گسیل‌مندی سطحی به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده به وسیله سطح به انرژی گرمایی تابش شده به وسیله جسم سیاه در همان دما تعریف می‌شود. در سبال دو گسیل‌مندی سطحی استفاده می‌شود. اولین گسیل‌مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند حرارتی تصویر ماهواره‌ای است که با علامت ε_{NB} نشان داده می‌شود (۱۰/۴ تا ۱۲/۵ میکرون). دومین گسیل‌مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی از ۶ تا ۱۴ میکرون است که با علامت ε_0 نشان داده می‌شود. گسیل‌مندی‌های سطحی با استفاده از روابط تجربی زیر به دست می‌آیند.

زمانی که $NDVI > 0$ دو حالت زیر وجود دارد:

(۱) برای $LAI < 3$:

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 \times LAI \quad (26)$$

K ثابت ون کارمن، U_x سرعت باد در ارتفاع Z_x و Z_{om} طول زبری انتقال آب و گرمای محسوس است [۴].
 Z_{om} بر اساس ارتفاع میانگین گیاهان در اطراف ایستگاه هواشناسی به صورت رابطه زیر محاسبه می شود [۷].

$$Z_{om} = 0.12h \quad (۳۶)$$

برای اراضی کشاورزی رابطه به شکل زیر و به صورت تابعی از شاخص سطح برگ تعریف می گردد:

$$Z_{om} = 0.018 \times LAI \quad (۳۷)$$

در صورت وجود نقشه کاربری اراضی می توان Z_{om} را برای کلاس های کاربری به صورت زیر تخمین زد:
 (سطوح آبی و برف: ۰/۰۰۰۵) - (شهر: ۰/۲) - (جنگل: ۰/۵) - (مراتع با گیاهان خشبی: ۰/۱)
 بسته به منطقه و نوع کاربری Z_{om} متغیر است و باید در انتخاب آن دقت کافی به عمل آید.
 برای محاسبه dT در الگوریتم سبال فرض بر این می شود که بین T_s و dT یک رابطه خطی وجود دارد که به صورت زیر است.

$$dT = b + aT_s \quad (۳۸)$$

برای محاسبه ضرایب a و b به روش زیر عمل می کنیم: نخست باید یک پیکسل سرد و یک پیکسل گرم در تصویر مشخص نماییم. پیکسل گرم عمدتاً از اراضی کشاورزی فاقد پوشش گیاهی اخذ می گردد. علت این مسئله عدم وجود پارامتر تبخیر و تعرق گیاهی بوده و بنابراین منجر به افزایش دما می شود. با توجه به فرض نبود تبخیر و تعرق در این پیکسل می توان رابطه شماره ۲ را به شکل زیر اصلاح کرد:

$$H_{hot} = R_n - G \quad (۳۹)$$

حال می توانیم رابطه ۳۹ را به شکل زیر اصلاح نماییم:

$$dT_{hot} = H_{hot} \times r_{ah(hot)} / (\rho_{hot} \times c_p) \quad (۴۰)$$

$$G/R_n = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.007\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (۳۲)$$

چنانچه مقدار NDVI کمتر از صفر باشد فرض می شود سطح آبی بوده و مقدار عددی G/R_n برابر ۰/۵ در نظر گرفته می شود. همچنین اگر دمای سطح کمتر از ۴ درجه سلسیوس و آلبدو بیشتر از ۰/۴۵ باشد، فرض می شود سطح پوشیده از برف است و مقدار عددی G/R_n ۰/۵ لحاظ می گردد. برای سطوح بیابانی و خاک لخت این نسبت بین ۰/۲ تا ۰/۴ و سطوح سنگی بین ۰/۲ تا ۰/۶ متغیر است.

۳،۲،۲. محاسبه شار گرمای محسوس (H)

H یا شار گرمای محسوس، نرخ هدر رفت گرما ناشی از اختلاف دما از طریق هوا به روش همرفت یا گسیل است. رابطه تجربی محاسبه شار گرمای محسوس به شکل زیر تعریف می شود.

$$H = (\rho + c_p + dT) / r_{ah} \quad (۳۳)$$

ρ چگالی هوا در واحد کیلوگرم در مترمکعب، c_p گرمای ویژه هوا که مقدار آن ۱۰۰۴ ژول بر کیلوگرم بر کلون است. dT اختلاف دمای نزدیک به سطح در دو ارتفاع متفاوت و r_{ah} مقاومت آئرو دینامیکی برای انتقال گرماست. شار گرما محسوس تابعی از شیب دما، زبری سطح و سرعت باد است. حل معادله فوق به دلیل داشتن دو جزء مجهول یعنی dT و r_{ah} مشکل به نظر می رسد. برای محاسبه r_{ah} از رابطه زیر استفاده می کنیم.

$$r_{ah} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}{u_* \times k} \quad (۳۴)$$

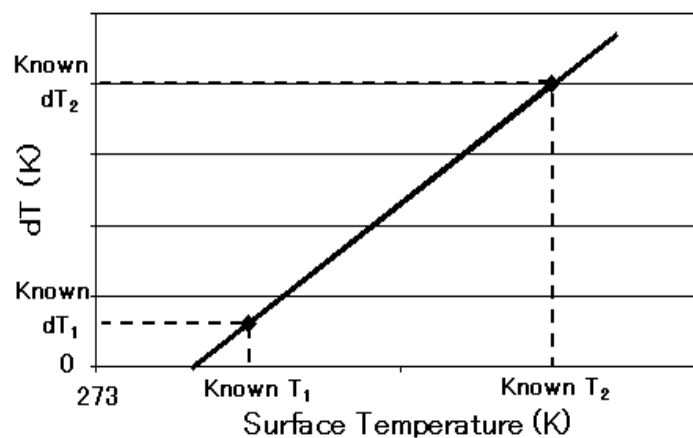
Z_1 و Z_2 ارتفاع بالای سطح صفر از پوشش گیاهی، U_* سرعت اصطکاک که بیانگر نوسانات سرعت متلاطم هواست را نشان می دهد. K ثابت ون کارمن (۰/۴۱) است. سرعت اصطکاک طبق رابطه زیر محاسبه می شود.

$$u_* = \frac{ku_x}{\ln\left(\frac{z_x}{z_{om}}\right)} \quad (۳۵)$$

می‌توان برآورد کرد. نهایتاً dT_{cold} را با تغییر رابطه ۴۰ به رابطه زیر محاسبه می‌نماییم:

$$dT_{cold} = H_{cold} \times r_{ah(cold)} / (\rho_{cold} \times c_p) \quad (41)$$

حال با ترسیم شکل ۲ می‌توان ضرایب a و b در رابطه ۳۸ را به دست آورد.



شکل ۲. رابطه dT و دمای سطح در پیکسل سرد و پیکسل گرم

برای انتخاب پیکسل سرد می‌توانیم از منطقه کشاورزی با سطح آبیاری مناسب و بدون تنش آبی در محدوده مورد مطالعه انتخاب نماییم. باستیانسن (۲۰۰۲) به طور تجربی مقدار تبخیر و تعرق را ۵ درصد بیشتر از تبخیر و تعرق مرجع می‌داند، لذا تبخیر و تعرق در پیکسل سرد را به صورت $(1.05 \times ET_r)$ تخمین می‌زند [۷]. تبخیر و تعرق مرجع یا ET_r را با استفاده از داده‌های هواشناسی و با استفاده از رابطه تجربی پنمن-مونتیش

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda} \quad (43)$$

λ گرمای لازم برای تبخیر یک کیلوگرم آب بوده و واحد آن ژول بر کیلوگرم است.

سبال الگوریتم متداول برای تهیه نقشه‌های توزیع مکانی تبخیر و تعرق و تعیین نیاز آبی گیاهان است. لندست با قدرت تفکیک مکانی مناسب می‌تواند در سطح مزرعه اطلاعات مفیدی در خصوص نیاز آبی گیاهان ارائه دهد. در مدل سبال جدید، مفهوم جدیدی به نام کسر تبخیر و تعرق مرجع و به صورت زیر تعریف شده است.

$$ET_{rF} = \frac{ET_{inst}}{ET_r} \quad (44)$$

ET_r تبخیر و تعرق مرجع در روز تصویربرداری با

نهایتاً با تکمیل اجزای رابطه شماره ۲ گرمای نهان به دست آمده با استفاده از رابطه زیر به تبخیر و تعرق قابل تبدیل است:

$$ET = LE / \lambda \quad (42)$$

λ همان گرمای ویژه تبخیر است و مقدار عددی آن ۲/۴۵ مگاژول بر کیلوگرم است. واحد ET یا تبخیر و تعرق، میلی‌متر است. مقدار ET محاسبه شده مقدار تبخیر و تعرق در لحظه تصویربرداری ماهواره‌ای است، از آنجا که مقادیر ET به صورت روزانه کاربردی‌تر است، لذا می‌بایست عدد حاصله به تبخیر و تعرق روزانه تبدیل گردد. برای این منظور ابتدا با استفاده از رابطه زیر تبخیر و تعرق به واحد میلی‌متر بر ساعت تبدیل می‌گردد [۲۴].

(KPa) ، Δ شیب منحنی فشار بخار $(KPa^{\circ}C^{-1})$ و G شار گرما به داخل خاک $(MJm^{-2}d^{-1})$ است.

۳. نتایج

در تحقیق جاری پتانسیل تصاویر لندست ۸ به منظور برآورد تبخیر و تعرق واقعی مورد آزمون واقع گردید. همچنین با توجه به کالیبراسیون متفاوت این سنجنده نسبت به نسل‌های قبلی این ماهواره، بخش‌هایی از این مدل واسنجی مجدد گردید. در این راستا پارامترهای مدل سبال جهت محاسبه تبخیر و تعرق واقعی به دست آمد.

۱،۳. تابش خالص (R_n)

همان‌طور که در روش تحقیق ذکر گردید، شار تابش خالص سطح زمین حاصل از جمع شارهای تابش ورودی امواج کوتاه و بلند منهای سهم خارج شده از سطح زمین به‌روش آلبدو و گسیل‌مندی می‌باشد. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود پیکسل‌های سرد که منطبق بر مناطقی با پوشش گیاهی مناسب‌اند، توانسته‌اند انرژی تابشی را ذخیره کرده و تلفات کمتری داشته باشند. بیشترین انرژی تابشی مربوط به مناطق مرتفع دشت با حداقل پوشش گیاهی بوده و مقدار آن ۹۷۰ وات بر مترمربع است.

۲،۳. شار گرمای خاک (G)

این پارامتر معرف میزان انتقال گرما در داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی است [۱۸]. برای محاسبه آن نقشه‌های تابش خالص، آلبدو، شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال‌شده یا NDVI و نقشه حرارت سطح استفاده گردید (شکل ۳). حضور پوشش گیاهی از هدر رفت انرژی از سطح خاک جلوگیری می‌کند. به همین دلیل در این مناطق شار گرمای خاک کاسته می‌شود (شکل ۳). هر چه خاک لخت‌تر باشد،

استفاده از روابط تجربی پنمن‌مونتیث و اطلاعات ایستگاه هواشناسی منطقه مورد مطالعه است. در واقع به نحوی می‌توان ET_{rf} را معادل ضریب گیاهی تصور کرد. مدل سبال از ET_{rf} جهت برون‌یابی تبخیر و تعرق از تصویر به تبخیر و تعرق ۲۴ ساعته و یا طولانی‌تر استفاده می‌نماید. برای آزمون نتایج مدل سبال نتایج رابطه ۴۴ می‌تواند مفید باشد. علی‌القاعده مقادیر ET_{rf} باید در محدوده صفر تا یک متغیر باشد. در پیکسل‌های کاملاً خشک این مقدار صفر و در پیکسل‌های مرطوب گاهی به مقدار ۱/۱ هم ممکن است برسد؛ اما مقادیر منفی بیانگر وجود اشتباه در برآورد مدل است. به منظور مقایسه نتایج مدل سبال با روش‌های تجربی، تبخیر و تعرق نقطه‌ای در ایستگاه هواشناسی نیشابور محاسبه شد.

روش پنمن‌مونتیث

دقیق‌ترین روش برآورد میزان تبخیر و تعرق گیاه مرجع استفاده از لایسی‌متر است. کاربرد لایسی‌متر به دلیل هزینه بالا معمولاً به سهولت امکان‌پذیر نیست. لذا از روش‌های تجربی استفاده می‌شود. تحقیقات مختلف نشان داده است که رابطه پنمن‌مونتیث نسبت به دیگر روابط تجربی همبستگی بالاتری با داده‌های لایسی‌متر دارد [۱۲]. تبخیر و تعرق از یک سطح مرجع که با کمبود آب مواجه نیست تبخیر و تعرق گیاه مرجع نامیده می‌شود. در روش پنمن‌مونتیث گیاه مرجع یک گیاه فرضی با ارتفاع ۱۲ سانتی‌متر که ضریب بازتابش در آن ۲۳ درصد و مقاومت روزنه‌های آن در مقابل تعرق ۷۰ است. معادله پنمن‌مونتیث به شکل زیر است:

(۴۵)

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma[890 + (T + 273)]U_2(e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

که در آن ET_0 تبخیر و تعرق گیاه مرجع (mm/day)، R_n تابش خالص خورشیدی در سطح پوشش گیاهی $(MJm^{-2}d^{-1})$ ، T متوسط دمای هوا در ارتفاع ۲ متری از زمین (m/s)، U_2 سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین (m/s)، $e_a - e_d$ کمبود فشار بخار در ارتفاع ۲ متری

هم‌خوانی دارد. به عنوان مثال تحقیقات باستانسن (۱۹۹۸) نشان می‌دهد دقت روش سبال در مقیاس روزانه ۸۵ درصد و در مقیاس فصلی ۹۵ درصد و در مقیاس سالیانه برای حوزه‌های بزرگ تا ۹۶ درصد است [۵]. همچنین نصرتی و همکاران (۱۳۹۴) همبستگی داده‌های برآوردی مدل سبال را نسبت به داده‌های اندازه‌گیری شده توسط لایسی‌متر را ۰/۸۸ برآورد کردند [۱۸]. در تحقیق دیگری در هند در سال ۲۰۱۷ تبخیر و تعرق گیاه گندم به دو روش فائو پنمن‌مونتیث و سبال مقایسه شد. نتایج این پژوهش نشان داد این دو مدل با ضریب تعیین ۰/۸۵ با همدیگر همبستگی بالایی دارند [۱۹].

همان‌طور که قبلاً اشاره شد الگوریتم سبال یک بیلان کامل از تشعشع و انرژی سطوح به همراه جریان گرمای محسوس و زبری آئروودینامیک سطوح تهیه می‌کند. تبخیر و تعرق به‌عنوان جزئی از انرژی در هر پیکسل محاسبه می‌شود. برای این منظور تصویر موردنظر از منطقه می‌بایست یکدست و تا حد ممکن فاقد ابر باشد.

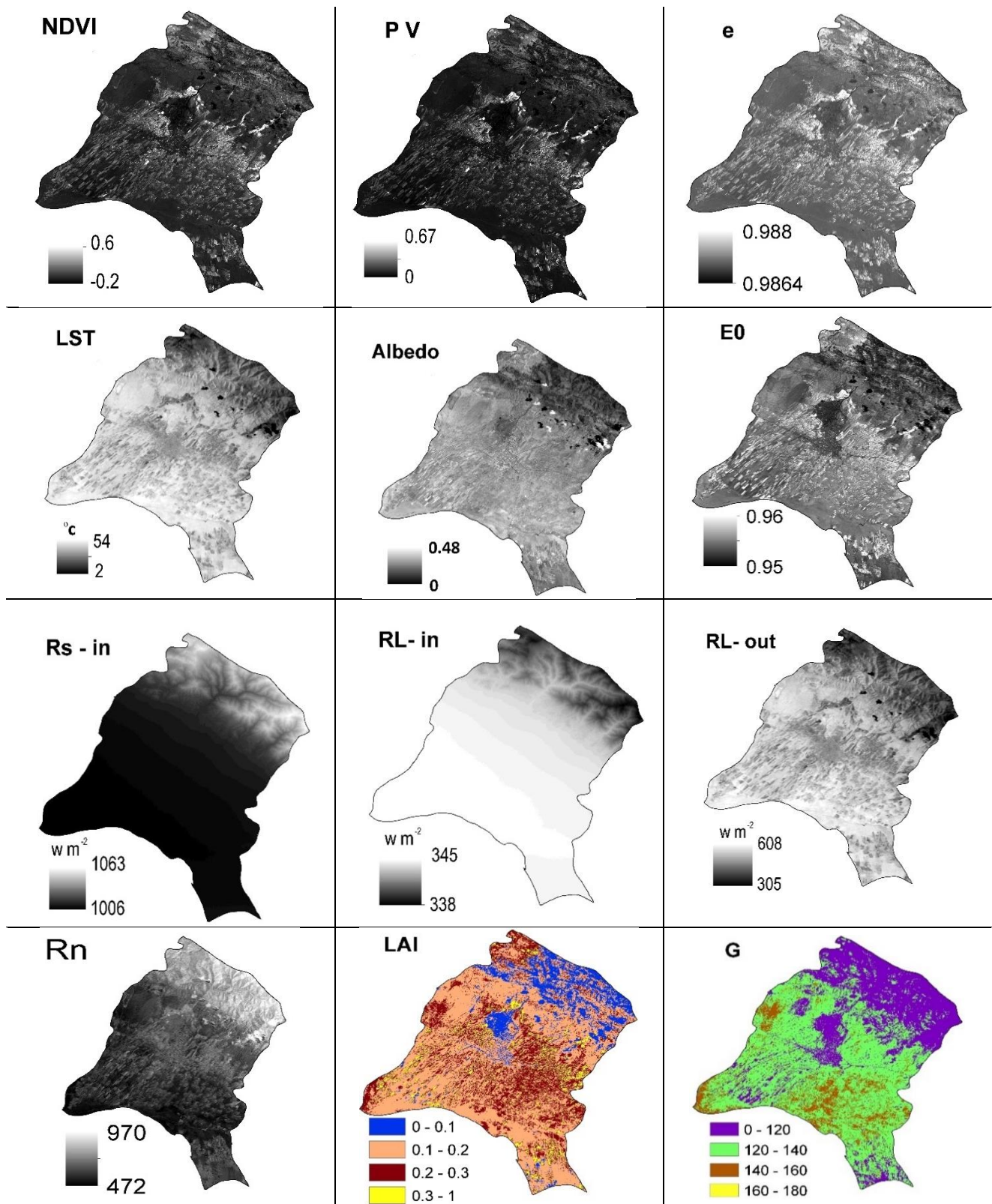
۴. بحث و نتیجه‌گیری

برآورد دقیق تبخیر و تعرق از ملزومات مدیریت جامع منابع آب محسوب می‌شود. با توجه به گسترش روزافزون سنجنده‌ها با پلتفرم ماهواره‌ای می‌توان از این ابزار برای این منظور بهره برد. به نظر می‌رسد با در نظر گرفتن وسعت بالا و تغییرپذیری مکانی و زمانی مناسب، تصاویر ماهواره‌ای می‌توانند جایگزین مناسب و مطمئنی برای روابط تجربی باشند. یکی از نقاط قوت این تحقیق استفاده از تصاویر جدید لندست ۸ است. قدرت تفکیک مکانی این سنجنده ۳۰ متر است. لذا در مقایسه با سایر سنجنده‌ها از قبیل مودیس با قدرت تفکیک مکانی یک کیلومتر انتظار دقت بیشتر مخصوصاً در مقیاس‌های کوچک‌تر خواهیم داشت. این تصاویر نسبت به تصاویر نسل‌های قبلی این ماهواره از قدرت تفکیک رادیومتری بالاتری برخوردار است.

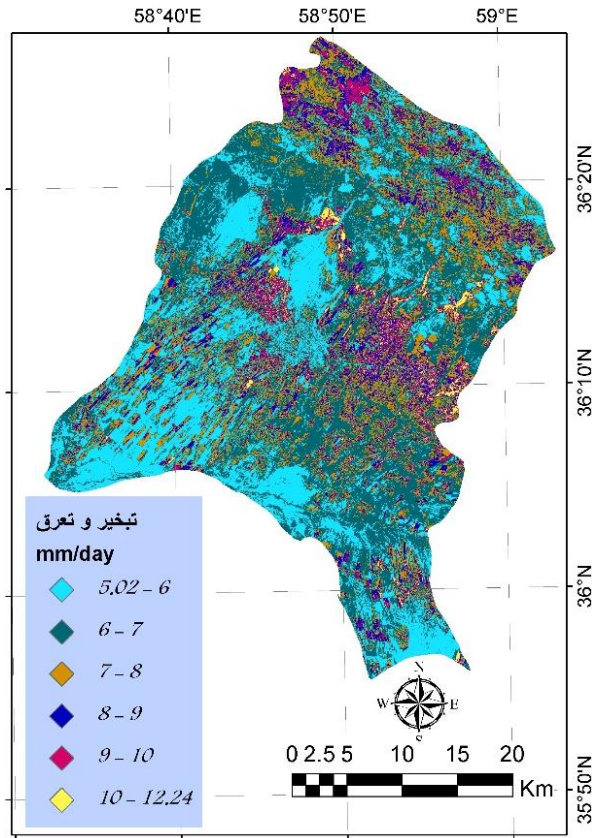
منجر به افزایش دمای سطح شده و در نتیجه افزایش شار گرمای خاک می‌گردد. در این مطالعه بین پیکسل سرد و پیکسل گرم ۱۸۰ وات بر مترمربع تفاوت شار گرما مشاهده گردید (شکل ۳). جهت تهیه نقشه تبخیر و تعرق واقعی روزانه در گام نخست میزان تلفات انرژی از سطح با استفاده از شار گرمای نهان محاسبه گردید و سپس جزء تبخیر و تعرق با استفاده از رابطه ۲ در لحظه گذر ماهواره محاسبه و سپس با استفاده از رابطه ۴۳ به تبخیر و تعرق روزانه تبدیل شد (شکل ۴). نتایج حاکی از آن است که در روز ژولیوسی ۱۵۶ (هفدهم خرداد ۹۴) و در محدوده ایستگاه هواشناسی نیشابور، تبخیر و تعرق به روش پنمن‌مونتیث ۵/۱ میلی‌متر در روز وجود داشته است؛ اما به روش سبال برای پیکسل واقع بر ایستگاه هواشناسی نیشابور عدد ۵/۷ میلی‌متر در روز به دست آمده است. معمولاً اختلاف بین نتایج سبال با روابط تجربی یا داده‌های لایسی‌متر در تمامی تحقیقات وجود داشته و این مسئله بیشتر ناشی از انتخاب پیکسل سرد و گرم در مرحله محاسبه شار گرمای محسوس (H) در معادله توازن انرژی است.

۳,۳. اعتبار سنجی نتایج مدل سبال

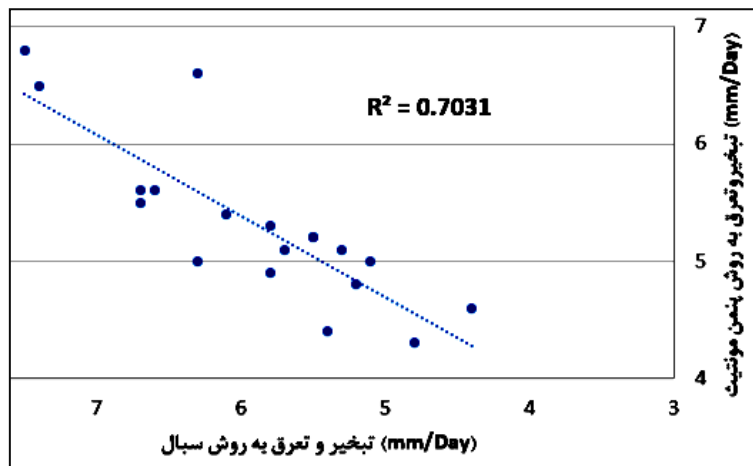
به‌منظور بررسی دقت نتایج سبال، مقادیر مدل سبال در ۲۰ روز مختلف در پیکسل واقع بر ایستگاه نیشابور با مقادیر محاسبه شده به روش پنمن‌مونتیث در ایستگاه سینوپتیک نیشابور مورد مقایسه واقع گردید. دوره بازگشت ماهواره لندست ۱۶ روزه بوده و بنابراین هر ۱۶ روز یک‌بار دسترسی به این داده‌ها امکان‌پذیر است؛ بنابراین مدل ۲۰ بار با فاصله زمانی ۱۶ روز تکرار گردید و هم‌زمان مقادیر لازم برای رابطه پنمن‌مونتیث از ایستگاه هواشناسی نیشابور اخذ گردید. نتایج نشان داد که در بازه زمانی مورد مطالعه بین مقادیر مدل سبال و مدل پنمن‌مونتیث همبستگی ۰/۸۳ وجود دارد. ضریب تعیین (R-squared) بین این دو روش اندازه‌گیری تبخیر و تعرق نیز ۰/۷ محاسبه گردید (شکل ۵). نتایج این تحقیق با نتایج سایر محققین



شکل ۳. نقشه‌های لازم برای حل معادله توازن انرژی (سبال) در روز ژوئیه‌سی ۱۵۶



شکل ۴. نقشه پهنه‌بندی تبخیر و تعرق روزانه بخش مرکزی نیشابور در روز ژوئیه‌سی ۱۵۶



شکل ۵. رابطه مقادیر اندازه‌گیری شده به روش سبال و روش پنمن مونتیت

نقطه‌ای (ایستگاهی) باشد. نقشه‌های پهنه‌بندی تبخیر و تعرق حاصل از مدل سبال می‌تواند در مدیریت جامع آب و تخصیص بهینه آب در هر حوزه آبخیز کمک شایانی نماید. نتایج این تحقیق با یافته‌های دیگر محققین مطابقت دارد. به‌عنوان مثال در تحقیق مشابهی در سال ۱۳۹۴ که در حوزه آبخیز طالقان با استفاده از تصاویر مودیس صورت پذیرفته بود، همبستگی بین داده‌های مدل سبال و اندازه‌گیری لایسی‌متر $0/88$ برآورد شد [۱۸]. در تحقیق جاری تبخیر و تعرق روزانه به دو روش سبال و پنمن‌مونتیث انجام پذیرفت؛ اما یکی از کاربردهای اصلی مدل سبال برآورد تبخیر و تعرق فصلی و سالیانه در مقیاس حوزه آبخیز می‌باشد. این نتایج معمولاً برای مدیریت جامع حوزه آبخیز کاربرد بیشتری نسبت به داده‌های روزانه دارد. لذا پیشنهاد می‌شود از تعداد تصاویر بالاتر مربوط به منطقه خاص استفاده شود و نتایج به‌صورت فصلی و سالانه محاسبه گردد. همچنین توصیه می‌شود به‌منظور افزایش دقت و سرعت، از این مدل به‌عنوان یکی از زیر بخش‌های مدل‌های ارزیابی بیلان آب در مدیریت منابع آب کشور بهره‌گیری شود.

اهمیت این موضوع زمانی روشن می‌شود که بخواهیم نیاز آبی گیاهان در سطح مزرعه و یا بررسی تنش آبی گیاهان در سطح حوزه و حتی کوچک‌تر را بررسی نماییم؛ بنابراین به محققین توصیه می‌شود از قابلیت‌های این سنجنده برای اجرای این مدل و مدل‌های مشابه بهره ببرند. برخی محدودیت‌های مدل سبال اجرا شده در تحقیق می‌تواند به شرح زیر باشد:

یکی از پیش‌نیازهای مدل سبال محاسبه دمای سطح در هر پیکسل است. در تحقیق فوق سعی شده است از بهترین و کارآمدترین روش جهت تهیه نقشه دمای سطح استفاده شود؛ اما به نظر می‌رسد برآورد دمای سطح از باند حرارتی در لندست ۸ نیازمند روابط کالیبراسیون دقیق‌تری باشد. از طرف دیگر انتخاب پیکسل سرد و گرم در قسمت شار گرمای محسوس مرحله حساس و خطیری است و در صورت انتخاب نادرست آن، نتایج مدل دچار اشکال خواهد بود. نتایج حاصل از مدل سبال نشان می‌دهد برآورد تبخیر و تعرق واقعی و نیاز آبی گیاهان زراعی و مرتعی در شرایط تحت تنش و یا غیر تنش با دقت قابل قبول امکان‌پذیر است و می‌تواند جایگزین محاسبات

References

- [1] Ahmadian marj, A. (2006). Providing appropriate algorithm to determine potential areas of malaria using satellite images, Msc. Thesis, Khaje Nasir Toosi University of Technology
- [2] Alizade, A. and Kamali, G. Water requirement of plants in Iran. (2006). Imamreza university Press,
- [3] Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., and Smith M. (1998). Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No 56.
- [4] Allen, R. (2002). SEBAL: Surface Energy Balance Algorithms for Land, Version 1.0. Users manual, NASA EOSDIS.
- [5] Bastiaanssen, W.G.M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1: formulation. Journal of hydrology, 212–213, 198–212.
- [6] Bastiaanssen, W.G.M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey. Journal of hydrology, 229, 87–100.
- [7] Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D and Chemin, Y. (2002). Satellite surveillance of evaporative depletion across the Indus Basin, Water Resources Research 38 (12): 1273-1282

- [8] Brutsaert, w. (1982). *Evaporation into the atmosphere: Theory, History and Application*, Springer Netherlands publication.
- [9] Duffie, J.A. and Beckman, W.A. (1980). *Solar Engineering of Thermal Processes*. John Wiley and Sons.
- [10] Farhadi Bansouleh, B., Karimi, A.R and Hesadi, H. (2016). Estimation of Actual Evapotranspiration in Mahidasht using SEBS Algorithm and LANDSAT Images, *journal of Water and Soil*, 30(3): 706-716
- [11] Ghamarnia, H and Rezvani, S. (2013). Calculating and zoning evapotranspiration using the SEBAL algorithm in West of Iran (Myan-Darband), *Journal of Water and Soil*, 28(1), 72-81
- [12] Hargreaves, G.H. (1994). Defining and using reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(6):1132-39.
- [13] Liang, S. (2000). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo algorithms. *Remote Sensing of Environment* 76, 213-238.
- [14] Medina, J.L., Camacho, E., Reza, J., Lopez, R. and Roldan, J. (1998). Determination and analysis of regional evapotranspiration in Southern Spain based on remote sensing and GIS, *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(4), 427-432
- [15] Morshedi, A., Tabatabaei, S.H and Naderi, M. (2016). Verification SEBAL and Hargreaves –Samani Models to Estimate Evapotranspiration by Lysimeter Data. *Journal of Water and Soil*, 30(2): 367-376
- [16] Moshtagh, N., Jafari, R., Soltani, S and Ramezani, N. (2015). Application of Energy Balance Model and Landsat TM Sensor Data for Evapotranspiration Estimation. *Science and Technology of Agriculture and Natural Resources*, 73: 207-218
- [17] NASA (Ed.). (2011). *Landsat 7 Science Data Users Handbook* Landsat Project Science Office at NASA's Goddard Space Flight Center in Greenbelt, page 186 http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/pdfs/Landsat7_Handbook.pdf
- [18] Nosrati, K., Mohseni Saravi, M., Ahmadi, H and Aghighi, H. (2014). Evapo-transpiration estimation in Taleghan Drainage Basin using MODIS images and SEBAL model, *Journal of range and Watershed Management*, 68, 385-398
- [19] Rawat, K.S., Bala, A., Kumar Singh, S and Pal, R.K. (2017). Quantification of wheat crop evapotranspiration and mapping: A casestudy from Bhiwani District of Haryana, India. *Agricultural Water Management*, 187: 200-209
- [20] Smith, R.B. (2010). The heat budget of the earth's surface deduced from space. available on http://www.yale.edu/ceo/Documentation/ceo_faq.html
- [21] Sobrino, J.; Jiménez-Muñoz, J. C. and Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90, 434-440
- [22] Tewari. S., Kulhavy. J., Rock. B. N and Hadas. P. (2003). Remote monitoring of forest response to changed soil moisture regime due to river regulation, *JOURNAL OF FOREST SCIENCE*, 49, pp.429–438.
- [23] Wagle, P., Bhattarai, N., Gowda, P.H and Kakani, V. (2017). Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. *Photogrammetry and Remote Sensing*, 128: 192-203
- [24] Yaqubzade, M., Boromandnasab, S., Izadpanah, Z and Seyed kaboli., H. (2014). Spatial and temporal pattern of evapotranspiration by remote sensing in semi-arid regions, *Journal of water research in agriculture*, 29(2): 221-234
- [25] Zheng, C., Wang, Q and Li, P. (2015). Coupling SEBAL with a new radiation module and MODIS products for better estimation of evapotranspiration, *Hydrological Sciences Journal*, 61(8): 1535-1547

