

نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، سال ۱۹، شماره ۵۲، پاییز ۱۳۹۴، صفحات ۲۸۲-۲۵۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۲

تاریخ پذیرش نهایی: ۱۳۹۳/۰۲/۲۹

## برآورد تبخیر- تعرق واقعی به روش سبال کوهستانی در منطقه مشکین شهر

خلیل ولیزاده کامران<sup>۱</sup>

### چکیده

با توجه به نقش اساسی تبخیر- تعرق در بیلان آب، برآورد دقیق آن در بسیاری از پروژه‌ها و مطالعات علمی در زمینه هیدرولوژی، کشاورزی، صنعت، مهندسی آب و سایر علوم وابسته، برای مدیریت کارآمد منابع آبی و طراحی سازه‌های هیدرولیکی مورد نیاز است. روش‌های سنتی برآورد تبخیر-تعرق واقعی که عمدتاً متکی بر لایسیمترها می‌باشد علاوه بر مشکلات خاص نگهداری و ثبت داده‌ها، فقط به صورت نقطه‌ای استخراج می‌گردند و با توجه به نیاز مبرم برای محاسبات در سطح، تعمیم دادن آن به‌ویژه در مناطق کوهستانی نادرست است. در سال‌های اخیر با گسترش کاربرد تصاویر ماهواره‌ای در برآورد تبخیر- تعرق واقعی، روش‌هایی ابداع شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به روش سبال<sup>۲</sup> اشاره نمود. در تحقیق انجام یافته مدل سبال برای برآورد تبخیر- تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه (شهرستان مشکین شهر) انتخاب گردید. این مدل در بسیاری از کشورها اجرا شده و نتایج قابل قبولی از آن به دست آمده است. این مدل عموماً برای مناطق مسطح طراحی شده و تأثیر عوامل ارتفاع، شیب و جهت شیب در محاسبه نادیده گرفته شده است. در این تحقیق با دخالت دادن عوامل مذکور در مدل، نوع جدیدی از این مدل به نام «سبال کوهستانی» معرفی گردیده است.

۱- استادیار گروه آب و هواشناسی دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی دانشگاه تبریز. Email:valizadeh@tabrizu.ac.ir  
2- SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm for Land)

منطقه مشگین شهر در شمال غربی ایران با توجه به داشتن خصوصیات مناسب برای اجرای این مدل، انتخاب و با انجام محاسبات بر روی ورودی‌های این مدل که عبارتند از: لایه DEM، شیب، جهت شیب، کسینوس زاویه فرودی خورشید، رادیانس طیفی، انعکاس طیفی، آلبیدوی سطحی، تابش فرودی، شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده، گسیلمندی سطحی، دمای سطح، تابش موج بلند خروجی، تابش موج بلند فرودی، شار گرمای خاک، شار گرمای محسوس و شار گرما نهان موفق به محاسبه تبخیر-تعرق واقعی لحظه‌ای در منطقه مورد مطالعه شده ایم.

با مقایسه دمای سطح و شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده (NDVI) همبستگی ۰/۹۶۹- بین آن‌ها مشاهده گردید. همچنین مقایسه بین تبخیر-تعرق واقعی محاسبه شده و شاخص پوشش گیاهی، نشانگر انطباق این دو عامل با یکدیگر بوده است (همبستگی مثبت ۰/۸۱) به طوری که مناطق با تراکم پوشش گیاهی با مناطق با تبخیر-تعرق واقعی بالا منطبق هستند. از طرف دیگر مقایسه تصاویر دمای سطح و تبخیر-تعرق واقعی نیز عدم انطباق آن‌ها را تأیید می‌کند به طوری که مناطق با دمای سطح بالا از میزان تبخیر-تعرق پائین برخوردار هستند.

**واژگان کلیدی:** تبخیر-تعرق، سبال کوهستانی، دمای سطح، شاخص پوشش گیاهی، مشگین شهر.

## مقدمه

ایران کشوری است که به لحاظ اقلیمی جزو کشورهای خشک و نیمه‌خشک جهان محسوب شده، به طوری که از یک سو متوسط بارندگی سالانه آن حدود یک سوم متوسط بارندگی خشکی‌ها و کم‌تر از یک سوم بارندگی متوسط کره زمین و از سوی دیگر میزان تبخیر آن حدود سه برابر تبخیر خشکی‌های زمین می‌باشد (جهانبخش، ۱۳۸۰). همچنین در کشور ما بخش کشاورزی حدود ۹۴ درصد کل آب مصرفی را به خود اختصاص می‌دهد (زاهدی، ۱۳۸۷) تبخیر-تعرق یکی از مولفه‌های اصلی بیلان آبی هر منطقه و همچنین یکی از عوامل کلیدی برای برنامه‌ریزی درست و مناسب آبیاری برای بهبود راندمان آب مصرفی در منطقه می‌باشد (Granger, 1999). از طرف دیگر تبخیر-تعرق نقش قابل ملاحظه‌ای در اقلیم جهانی از طریق چرخه هیدرولوژی ایفا کرده و تخمین آن کاربردهای مهمی در پیش‌بینی رواناب، پیش‌بینی عملکرد محصول و طراحی کاربری اراضی، طراحی کانال‌های آبیاری و

ابنیه تقسیم آب داشته و همچنین بر روی بلایای طبیعی نظیر خشکسالی موثر است (مباشری و همکاران، ۱۳۸۴) بنابراین با توجه به اهمیت عامل تبخیر-تعرق لازم است این پارامتر حتی الامکان به طور دقیق برآورد شود. به طور متوسط ۷۰ درصد بارانی که به سطح زمین می‌رسد مجدداً توسط فرآیند تبخیر-تعرق به اتمسفر باز می‌گردد (رحیم‌پور، ۱۳۸۷) که این میزان در مناطق خشک که اکثر مناطق کشورمان را تشکیل می‌دهد به ۹۰ درصد می‌رسد (دین‌پژوه و جهانبخش، ۱۳۸۷). اما در عمل به دلیل آن که تبخیر-تعرق به طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود و تنوع فضائی و زمانی زیادی دارد برآورد آن بسیار مشکل است (Caselles, 1998).

روش‌های تجربی زیادی در طی ۵۰ سال گذشته برای برآورد تبخیر-تعرق با استفاده از متغیرهای هواشناسی و اقلیم‌شناسی به وجود آمده است. اما مشکل اساسی همه آن‌ها در آن بوده است که با استفاده از این روش‌ها فقط می‌توان مناطق همگن اطراف ایستگاه‌ها هواشناسی را محاسبه نموده و تعمیم دادن آن‌ها به سایر مناطق نادرست است. در سال‌های اخیر با استفاده از تکنولوژی سنجش از دور می‌توان نسبت به برآورد تبخیر-تعرق اقدام نمود که این روش‌ها به دلایل تکنولوژیکی و اقتصادی مورد توجه قرار گرفته‌اند. روش‌های زیادی برای ارزیابی تبخیر-تعرق در مقیاس‌های متنوع زمانی و مکانی ارائه شده است. اکثر این روش‌ها دارای پیچیدگی‌های خاص بوده‌اند که بر مبنای دیدگاه‌های آماری و تجربی استوار بوده و دارای مفاهیم فیزیکی می‌باشند. این روش‌ها شار دما و آب را در خاک، آب، گیاهان و اتمسفر شبیه‌سازی می‌نمایند. تلاش برای محاسبه تبخیر-تعرق واقعی با استفاده از داده‌های دورسنجی دارای قدمت چندانی نیست و این روش‌ها در حال تکوین خود هستند. یکی از روش‌هایی که امروزه دارای اعتبار و اهمیت جهانی شده است و مورد قبول محققان است، روش سبال است. این روش به معنای الگوریتم بیلان انرژی برای سطح زمین است و برای اولین بار توسط Wim Bastiaanssen در کشور هلند ابداع شده است. این روش تاکنون در بیش از ۱۵ کشور در پنج قاره جهان مورد آزمون واقع شده و نتایج مطلوبی را داشته است (Bastiaanssen, 2001) الگوریتم توازن انرژی برای سطح زمین (سبال)، شار گرمای سطحی را به صورت لحظه‌ای و هم به صورت ۲۴ ساعته محاسبه می‌کند. شار گرمای نهان،

انرژی مورد نیاز برای تبخیر-تعرق را نشان می‌دهد و به صورت باقیمانده معادله توازن انرژی سطحی محاسبه می‌شود (مباشری، ۱۳۸۴). در تحقیقی که مباشری و همکارانشان انجام داده‌اند، با استفاده از تصاویر MODIS و الگوریتم سیال مقدار تبخیر و تعرق واقعی برای ناحیه مزرعه نمونه ارتش واقع در استان گلستان در تاریخ ۵ مه و ۷ ژوئن سال ۲۰۰۳ میلادی را برآورد کردند. از آنجا که امکان انجام اندازه‌گیری‌های میدانی به دلیل در اختیار نداشتن وسایل مورد نیاز از قبیل لایسیمتر وزنی، Leaf Area Meter برای محققان وجود نداشته است نتایج حاصله با مقادیر موجود در متون مختلف مقایسه گردیده است که نسبتاً رضایتبخش بوده است لذا این الگوریتم را جهت مطالعات تفصیلی بعدی به‌عنوان یک الگوریتم کاملاً مؤثر توصیه می‌نمایند (مباشری و همکاران ۱۳۸۴). مولفان مدعی هستند که برای اولین بار چنین روشی در کشور اجرا می‌گردد.

تیکسیریا و همکاران در حوضه رود سانفرانسیسکو با استفاده از این روش اقدام به برآورد تبخیر-تعرق واقعی می‌نمایند (Teixeria, 2008). راموس نیز با استفاده از روش سیال اقدام به برآورد تبخیر-تعرق واقعی در منطقه Ebro valley اسپانیا نموده است. نتایج حاصل از تحقیقات ایشان نیز مؤید برآورد دقیق تبخیر-تعرق واقعی روزانه در مقایسه اندازه‌گیری‌های تبخیر-تعرق روزانه با استفاده از لایسیمتر و برای دونوع گیاه چمن و ذرت بوده است (Ramos et al, 2008).

ناحیه آذربایجان که منطقه مورد مطالعه جزئی از آن محسوب می‌شود، بخش نسبتاً وسیعی از شمال غرب کشور را در بر گرفته است. از آنجائی که بیشتر جبهه‌های باران‌زا و رطوبتی تأثیرگذار در اقلیم ایران عمدتاً از این ناحیه وارد کشور می‌شوند (ساری صراف، ۱۳۸۷) لذا مطالعه در این ناحیه از کشور از اهمیت خاص برخوردار است.

بر اساس تحقیق در پیشینه موضوع می‌توان نتیجه گرفت که از سیال برای برآورد تبخیر-تعرق در مناطق مسطح و مناطق کشاورزی استفاده شده و نتایج با صحت و اطمینان بالائی کسب شده که اکثر این تحقیقات در منابع خارجی بوده و در داخل کشور در این زمینه کمتر کار شده و در منطقه مورد مطالعه نیز هیچ گزارشی داده نشده است. در این پژوهش سعی شده است تا به دلیل کوهستانی بودن منطقه مورد مطالعه با دخالت دادن عوامل

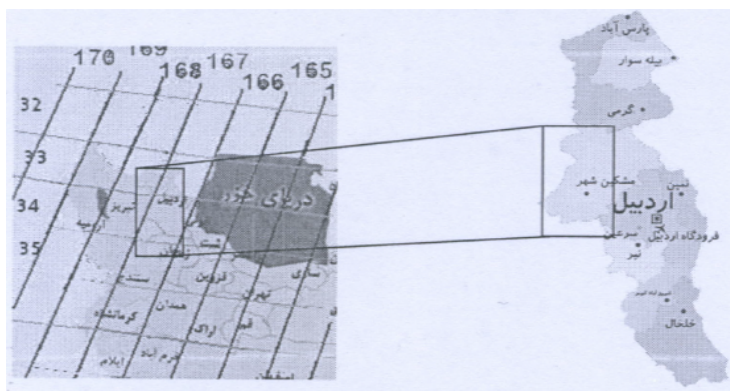
ارتفاع، شیب و جهت شیب که در میزان تبخیر-تعرق تأثیرگذارند، مدل جدیدی به نام «سبال کوهستانی» ارائه گردد.

#### معرفی منطقه مورد مطالعه

شهرستان مشگین شهر در شمال غربی ایران و فاصله ۸۳۹ کیلومتری تهران واقع شده است. آب‌وهوای این شهرستان معتدل کوهستانی است و دمای هوا در طول سال بین ۳۰- و ۳۰+ درجه سانتی‌گراد متغیر است. کوه معروف سبلان در ۲۵ کیلومتری این شهر واقع شده است.

این شهرستان دومین شهر استان اردبیل بعد از مرکز استان می‌باشد. این شهرستان بر روی مختصات جغرافیایی ۳۸/۲ تا ۳۹ درجه عرض شمالی و ۴۷/۳ تا ۴۸/۳ درجه طول شرقی واقع شده است.

ارتفاع متوسط این شهرستان ۱۸۳۰ متر و بلندترین نقطه آن قله سبلان با ارتفاع ۴۸۱۱ متر از سطح آب‌های آزاد است مشگین شهر از طرف شمال با مغان (شهرستان گرمی) از طرف جنوب با کوه سبلان و شهرستان سراب (آذربایجان شرقی) و از طرف غرب با شهرستان‌های اهر و هریس (آذربایجان شرقی) و از مشرق با شهرستان اردبیل و از طرف شمال شرقی به طول ۵۶ کیلومتر با کشور جمهوری آذربایجان هم مرز است.



شکل (۱) منطقه مورد مطالعه در کشور و استان اردبیل (در تصویر سمت چپ مختصات فریم ماهواره‌ای منطقه نیز نشان داده شده است)

## مواد و روش‌ها

## معرفی مدل سبال

در مدل سبال تبخیر- تعرق از طریق تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی با استفاده از بیلان انرژی سطح محاسبه می‌شود. با توجه به این‌که تصویر ماهواره‌ای اطلاعاتی را برای زمان عبور خود فراهم می‌کند، می‌توان با استفاده از سبال شار تبخیر-تعرق لحظه‌ای را برای آن زمان محاسبه کرد. شار تبخیر-تعرق برای هر پیکسل در یک تصویر به‌عنوان «باقیمانده» معادله بیلان انرژی سطح محاسبه می‌شود (Allen et al., 2005):

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

$\lambda ET$ : شار گرمای نهان ( $W/m^2$ )

$R_n$ : شار تابش خالص در سطح ( $W/m^2$ )

$G$ : شار گرمای خاک ( $W/m^2$ )

$H$ : شار گرمای محسوس ( $W/m^2$ )

شار تابش خالص در سطح ( $R_n$ ) انرژی رادیانس واقعی موجود در سطح را نشان می‌دهد و از طریق کسر تمام شارهای رادیانسی خروجی از شارهای رادیانسی ورودی محاسبه می‌شود.

$$R_n = R_{S\downarrow} - \alpha R_{S\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (2)$$

در این رابطه:

$R_{S\downarrow}$ : تابش فرودی موج کوتاه ( $W/m^2$ )

$\alpha$ : الیدوی سطح (بی بعد)

$R_{L\downarrow}$ : تابش فرودی موج بلند ( $W/m^2$ )

$R_{L\uparrow}$ : تابش خروجی موج بلند ( $W/m^2$ )

$$(1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow} : \text{گسیل حرارتی سطح (بی بعد)}$$

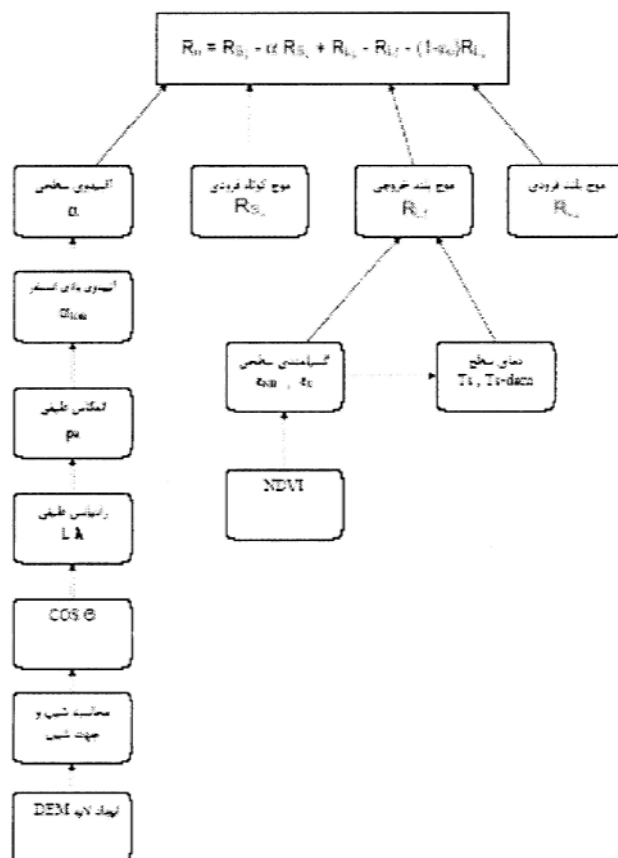
در این معادله مقادیر تابش موج کوتاه ( $R_{s\downarrow}$ ) که در سطح باقی می ماند تابعی از آلبیدوی سطح ( $\alpha$ ) است. آلبیدوی سطح ضریب انعکاسی است که از نسبت شار رادیانسی انعکاسی به شار رادیانسی ورودی در طیف الکترومغناطیس به دست می آید و از طریق تصاویر ماهواره‌ای در رادیانس طیفی برای هر باند قابل محاسبه است.

تابش فرودی موج کوتاه ( $R_{s\downarrow}$ ) از طریق استفاده از ثابت خورشیدی، زاویه برخورد خورشید، فاصله نسبی زمین و خورشید و ضریب انتقال پذیری اتمسفری محاسبه می شود.

تابش فرودی موج بلند ( $R_{L\downarrow}$ ) از طریق معادله استفان- بولتزمن تعدیل شده با ضریب انتقال پذیری (شفافیت) اتمسفری و دمای سطح مرجع محاسبه می شود.

تابش خروجی موج بلند ( $R_{L\uparrow}$ ) از طریق معادله استفان بولتزمن با به دست آوردن ضریب گسیل سطح و دمای سطح محاسبه می شود. دمای سطح از طریق تصاویر ماهواره‌ای در رادیانس‌های حرارتی محاسبه می شود و ضریب گسیل سطحی نسبت تابش واقعی ساطع شده از سطح به تابش ساطع شده توسط یک جسم سیاه در همان دمای سطح است. در سبال ضریب گسیل به عنوان تابعی از شاخص پوشش گیاهی محاسبه می گردد.

$(1 - \epsilon_0)R_{L\downarrow}$  کسر تابش موج بلند فرودی است که به دلیل انعکاس از بین می رود. روند انجام محاسبات برای حل معادله شار تابش خالص در شکل ۲ ارائه شده است.



شکل (۲) روند انجام محاسبات برای حل معادله شار تابش خالص ( $R_n$ )  $(1 - \epsilon_o)R_{Ld}$

در معادله (۱) شار گرمای خاک (G) و شار گرمای محسوس (H) از شار تابش خالص در سطح (Rn) کم می‌شود و به این ترتیب انرژی «باقیمانده» در دسترس برای تبخیر-تعرق ( $\lambda ET$ ) محاسبه می‌شود. شار گرمای خاک به‌صورت تجربی توسط شاخص‌های پوشش گیاهی، دمای سطح و آلبدوی سطح محاسبه می‌گردد. شار گرمای محسوس با استفاده از مشاهدات سرعت باد، برآورد زبری سطح و اختلاف دمای سطح به دمای هوا محاسبه می‌گردد.



شار گرمای نهان ( $\lambda ET$ ) به عنوان مقادیر تبخیر-تعرق واقعی (ET) لحظه‌ای (mm/hr) برای هر پیکسل از طریق تقسیم آن بر دمای نهان تبخیر  $\lambda$  محاسبه می‌شود. این مقادیر را می‌توان با استفاده از نسبت تبخیر-تعرق به تبخیر-تعرق گیاه مرجع برای به‌دست آوردن تبخیر-تعرق روزانه یا فصلی تعمیم داد. برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه مراحل زیر انجام شده است:

#### الف) آماده سازی تصویر

با توجه به این که تنها از تصاویری می‌توان برای برآورد تبخیر-تعرق واقعی استفاده نمود که دارای باندهای حرارتی و مرئی باشند. لذا در این پژوهش از تصاویر ماهواره لندست با سنجنده ETM+ استفاده گردید. منطقه مورد مطالعه بخشی از فریم ۳۳-۱۶۷ بوده و تاریخ تصویر برداری آن ۵ ژوئن ۲۰۰۰ (۱۵ خرداد ۱۳۷۹) است. دلایل انتخاب منطقه عبارتند از: ۱- کوهستانی بودن منطقه و امکان عملی کردن پژوهش ۲- وجود پوشش‌های گیاهی متنوع ۳- وجود حداکثر سبزیگی در گیاهان با توجه به تاریخ تصویربرداری.

پس از انتخاب تصویر مورد نظر، عملیات زیر بر روی تصویر انجام پذیرفت:

تصحیحات هندسی: هرچندکه تصویر مورد نظر در فرمت GEOTIFF ارائه شده بود ولی برای اطمینان از صحت هندسی تصویر با استفاده از نقاط GPS و هم‌چنین سایر تصاویر با صحت هندسی در محیط نرم‌افزار ERDAS به‌روش تصویر به تصویر تصحیح هندسی به‌عمل آمد.

Subset: با توجه به این که منطقه مورد مطالعه بخشی از فریم کامل است، لذا در این مرحله، در تمام باندها، منطقه مورد مطالعه جدا شده و ذخیره گردید. برای این مرحله لایه شهرستان مشگین‌شهر به‌صورت فرمت وکتوری وارد شده و مبنای Subset انتخاب گردید.

تصحیحات اتمسفری: تصحیح اتمسفری مورد استفاده، تصحیح کلی<sup>۳</sup> جهت باندهای انعکاسی با استفاده از گزینه Dark subtract می‌باشد. با استفاده از نرم‌افزار ENVI4.5 و گزینه Thermal Atm Correction، تصحیح اتمسفری باند حرارتی انجام شد.

ب) محاسبه پارامترهای موجود در الگوریتم سبال کوهستانی

ایجاد لایه DEM: جهت ایجاد لایه DEM منطقه از تصاویر DEMSRTM استفاده گردید. این تصاویر پس از انطباق با منطقه مورد مطالعه، مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به اینکه ابعاد پیکسل‌های این تصویر ۹۰ در ۹۰ متر می‌باشد. برای منطبق کردن آن با ابعاد پیکسل باند حرارتی سنجنده ETM+ که ۵۷ در ۵۷ متر است در محیط نرم‌افزار ENVI با استفاده از دستور Resize Data این عملیات صورت گرفت.

ایجاد لایه شیب و جهت شیب

در محیط نرم‌افزار ERDAS و با استفاده از منوی تحلیل‌های توپوگرافی بر روی لایه DEM لایه‌های شیب و جهت شیب استخراج و ذخیره گردید.

محاسبه کسینوس زاویه فرودی خورشید ( $\cos \theta$ )

زاویه فرودی خورشید زاویه‌ای است بین اشعه خورشید و خط فرضی عمودی بر سطح زمین. در مدل سبال مسطح فرض بر این است که زمین مسطح بوده و بنابراین مقدار این زاویه همواره برابر با عدد ثابتی برای تمام مناطق است، اما در مدل سبال کوهستانی  $\cos \theta$  برای هر پیکسل وابسته به شیب و جهت شیب زمین بوده و متغیر است. برای محاسبه این پارامتر به صورت زیر عمل می‌گردد: (Allen et al., 2005):

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin(\delta) \sin(\phi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \\ & + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(s) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega) \\ & + \cos(\delta) \sin(\phi) \sin(s) \sin(\omega) \end{aligned}$$

3- Bulk correction

تمایل زمین (برحسب رادیان، مقدار مثبت در تابستان در نیمکره شمالی)  
 : عرض جغرافیائی پیکسل ( برحسب رادیان، مقدار مثبت در نیمکره شمالی)  
 : شیب (بر حسب رادیان،  $S = 0$  در حال افقی و  $S = \pi/2$  در عمودی)  
 : زاویه سطح جهت شیب (بر حسب رادیان) و مقدار آن به شرح جدول ۱ می باشد:

جدول (۱) مقادیر زاویه سطح جهت شیب

جنوب	غرب	شرق	شمال
صفر	$+\pi/2$	$-\pi/2$	$\pm \pi$

زاویه ساعتی که مقدار آن در ظهر خورشیدی برابر صفر، قبل از ظهر منفی و بعد از ظهر مثبت است.

به منظور حل این معادله مراحل زیر انجام می گیرد.

سینوس و کسینوس شیب ( $S$ ) و جهات شیب ( $\gamma$ ) محاسبه می شوند. این عمل با استفاده از تصاویر شیب و جهت شیب که قبلاً محاسبه شده است انجام می گیرد. تصاویر شیب و جهات شیب وارد شده و سینوس و کسینوس آنها محاسبه شده و به همراه مدل ذخیره می شوند.

زاویه تمایل ( $\delta$ )، عرض جغرافیائی ( $\phi$ ) و زاویه ساعتی ( $\omega$ ) محاسبه می شوند.

- زاویه تمایل ( $\delta$ ) برحسب رادیان به صورت زیر محاسبه می شود:

$$= .409 \sin \{2\pi/365 \times \text{DOY}\} - 1.39 \quad (4)$$

Year بر حسب روز از سال میلادی

- عرض جغرافیائی ( $\phi$ ) بر حسب رادیان از معادله زیر به دست می آید:

$$\phi \times 180 \times \pi \quad (5)$$

- زاویه ساعتی (بر حسب رادیان) نیز از این رابطه مشخص می شود:

$$\omega = \pi/12 \{ (t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12 \} \quad (۶)$$

t: زمان ساعتی استاندارد برای زمان عبور ماهواره (مثلاً ۱۴:۳۰ تبدیل به ۱۴/۵)

Lz: طول جغرافیائی مرکز قاچ زمان محلی ( بر حسب درجه از گرینویچ)

Lm: عرض جغرافیائی مرکز تصویر ماهواره‌ای (بر حسب درجه)

Sc: تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی (بر حسب ساعت) که به صورت زیر محاسبه

می‌شود:

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (۷)$$

$$b = 2\pi(\text{DOY} - 81)/364$$

Θ COS با استفاده از ورودی‌های سینوس، کسینوس، شیب و جهت شیب، زاویه میل، عرض جغرافیائی و زاویه ساعتی با استفاده از تابع Model Maker نرم‌افزار ERDAS ساخته می‌شود.

محاسبه رادیانس طیفی (Lλ)

رادیانس طیفی، انرژی تابشی طیفی در هر باند است که توسط ماهواره از بالای اتمسفر در واحد فضائی مشاهده می‌شود و واحد آن W/m<sup>2</sup>/sr/μm می‌باشد و از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Allen et al., 2005).

$$L\lambda = \left( \frac{LMAX - LMIN}{QCALMAX - QCALMIN} \right) \times (DN - QCALMIN) + LMIN \quad (۸)$$

در این رابطه DN، ارزش عددی هر پیکسل

Lmax, Lmin مقادیر ثابت کالیبره شده

Qcalmax, Qcalmin: حداقل و حداکثر مقادیر در مقیاس ارزش عددی (۰-۲۵۵)

این مقادیر برای تحقیق حاضر به صورت زیر بوده است:

جدول (۲) مقادیر استخراج شده از هدر فایل تصویر ماهواره‌ای

Qcalmax	Qcal min	Lmin	Lmax
۲۵	۱	*	۱۷

با انجام عملیات فوق در محیط نرم‌افزار ERDAS و تابع Model Maker رادیانس طیفی برای باند حرارتی سنجنده ETM+ محاسبه گردید.

محاسبه انعکاس طیفی یا بازتابندگی<sup>۴</sup> نیمکره‌ای ( $\rho_\lambda$ )

بازتابندگی سطح به صورت نسبت شار طیفی بازتاب یافته به شار طیفی فرودی تعریف می‌شود. میزان بازتاب با استفاده از رابطه شماره ۹ در هر باند محاسبه می‌شود (Allen et al., 2005):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda}{ESUN_\lambda \times \cos\theta \times d_r} \quad (9)$$

در رابطه فوق  $\rho_\lambda$  بازتابندگی طیفی نیمکره‌ای برای هر باند می‌باشد.  $ESUN_\lambda$  عبارت است از میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند با واحد  $W/m^2/\mu m$ . مقادیر  $ESUN_\lambda$  برای سنجنده ETM+ در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول (۳) میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند

باند	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷
$ESUN_\lambda$	۱۹۶۹	۱۸۴۰	۱۵۵۱	۱۰۴۴	۲۲۵.۷	-	۸۲/۰۷

زاویه فرودی خورشید ( $\theta$ ) از طریق کسینوس زاویه فرودی که قبلاً محاسبه شده است جایگزین می‌گردد.

$d_r$  عبارت است از معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید، که با استفاده از رابطه (۱۰) که توسط Beckman و Duffie (۱۹۸۰)، به دست آمده قابل محاسبه است (Allen et al., 2005):

4- Reflectivity

$$d_r = 1 + 0.033 \cos(DOY \frac{2\pi}{365}) \quad (10)$$

در رابطه فوق DOY عبارت است از Sequential day که مقدار آن با توجه به تاریخ تصویر مورد استفاده در این پژوهش ۱۵۶ می‌باشد.

آلبدوی سطحی ( $\alpha$ )<sup>۵</sup>

آلبدو به صورت نسبت تابش الکترومغناطیسی انعکاس یافته از سطح خاک و گیاه به تابش فرودی نورخورشید به آن سطح تعریف می‌شود. میزان آلبدوی سطحی را می‌توان از رابطه ۱۱ محاسبه نمود (Allen et al., 2005):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path} - radiance}{\tau^2 SW} \quad (11)$$

در رابطه فوق  $\alpha_{toa}$  آلبدوی بالای اتمسفر،  $\alpha_{path-radiance}$  آلبدوی ناشی از رادیانس مسیر و  $\tau_{SW}$  قابلیت عبور اتمسفری است.

$\alpha_{path-radiance}$  عبارت است از میانگین بخشی از رادیانس فرودی خورشیدی برای تمام باندها، که قبل از رسیدن به سطح زمین به سمت سنجنده پراکنده شده است. مقادیر  $\alpha_{path-radiance}$  در محدود ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴ می‌باشد که در مدل سیال مقدار آن ۰/۰۳ پیشنهاد شده است (Allen et al., 2005).

قابلیت عبور اتمسفری به‌عنوان بخشی از رادیانس فرودی که توسط اتمسفر انتقال داده می‌شود، تعریف می‌شود و نشان‌دهنده تأثیرات جذب و پراکنش اتفاق افتاده در اتمسفر می‌باشد. از آنجا که این اثر هم برای تابش فرودی و هم تابش خروجی وجود دارد، بنابراین در محاسبه آلبدوی سطحی توان دو قابلیت انتقال عبور اتمسفری وارد می‌شود.

$\tau_{SW}$  با فرض صاف بودن آسمان و به‌تبع آن در شرایط خشک با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

5- Surface Albedo

$$0.75 + 2 * 10^{-5} * Z = \tau_{SW} \quad (12)$$

در رابطه فوق Z ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر است. این ارتفاع باید به خوبی نشان دهنده ارتفاع منطقه مورد نظر باشد؛ مثل ارتفاع ایستگاه هواشناسی منطقه (Allen et al, 2005). ارتفاع ایستگاه هواشناسی مشکین شهر ۱۵۶۸/۵ متر می باشد و در مختصات ۳۸ درجه و ۲۳ دقیقه شمالی - ۴۷ درجه و ۴۰ دقیقه شرقی واقع شده است.

$\alpha_{toa}$  عبارت است از آلبیدوی بالای اتمسفر که از رابطه (۱۳) قابل محاسبه است (Allen et al., 2005):

$$\alpha_{toa} = \sum (\omega_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad (13)$$

که  $\rho_{\lambda}$  انعکاس طیفی در باند ای مختلف و  $\omega_{\lambda}$  ضرایب وزندار برای باندهای غیر رارتی می باشند که از رابطه (۱۴) قابل محاسبه اند (Allen et al., 2005):

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}}$$

برای باندهای غیرحرارتی لندست ETM<sup>+</sup> مقادیر  $\omega_{\lambda}$  در جدول ۴ ارائه شده است.

جدول (۴) ضرایب وزندار برای باندهای غیرحرارتی

باند	۱	۲	۳	۴	۵	۷
$\omega_{\lambda}$	۰/۲۴۶	۰/۲۳	۰/۱۹۴	۰/۱۳۱	۰/۰۲۸	۰/۱۷۱

تابش فرودی موج کوتاه

تابش فرودی موج کوتاه، شار تابش خورشیدی مستقیم و پراکنده است که واقعاً به زمین می رسد. با فرض شرایط آسمان صاف می توان آن را به صورت زیر برای زمان تصویر محاسبه کرد:

$$R_{S\downarrow} = G_{SC} \times \cos \theta \times d_r \times \Gamma_{SW} \quad (15)$$

در این معادله  $G_{SC}$  ثابت خورشیدی و معادل ۱۳۶۷ وات بر مترمربع

$\Theta$  COS: کسینوس زاویه فرودی خورشید

$d_r$ : عبارت است از معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید

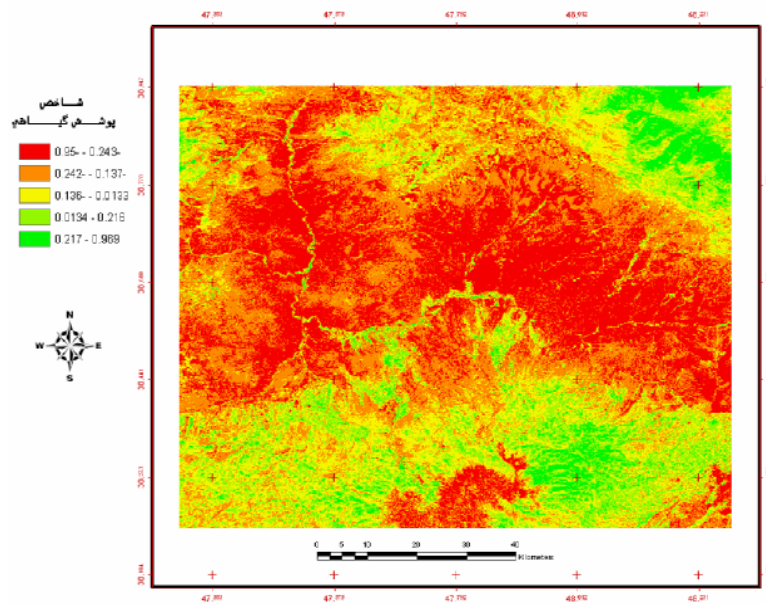
$\tau_{sw}$ : ضریب شفافیت اتمسفری

استخراج شاخص پوشش گیاهی بهنجار شده (NDVI)

شاخص پوشش گیاهی به هنجار شده (NDVI) نسبت تفریق باند مادون قرمز نزدیک از باند قرمز به مجموع آن‌هاست.

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (16)$$

در این پژوهش باند سه (قرمز) و چهار (مادون قرمز نزدیک) سنجنده ETM+ انتخاب شد و در محیط نرم‌افزار ERDAS مدل آن ایجاد گردید. مقادیر NDVI مابین +۱ و -۱ قرار دارد. سطوح دارای پوشش گیاهی مقادیر بین صفر تا ۱ و آب و ابر نیز مقادیر کمتر از صفر را خواهند داشت. در شکل ۳ مقادیر حاصل از NDVI در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است.



شکل (۳) مقادیر شاخص پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه



دمای سطحی  $(T_s)$  <sup>۶</sup>

به طور معمول دمای هوا در شرایطی که هوا پایدار باشد به ازای یک کیلومتر افزایش ارتفاع، ۶/۵ درجه سانتی گراد کاهش می یابد. در صورتی که دمای سطح زمین دارای تعادل قوی با دمای هوا باشد، این کاهش در دمای سطح زمین نیز در اثر افزایش ارتفاع، قابل مشاهده خواهد بود.

دمای سطح زمین باید با افزایش ارتفاع تعدیل شود زیرا در غیر این صورت ارتفاعات بالا که به نظر سرد می رسند به اشتباه با مناطقی که دارای تبخیر- تعرق بالائی هستند یکسان به نظر خواهند رسید. در سیال کوهستانی فرض بر این است که میزان دمای سطح همانند توده هوا با افزایش ارتفاع کاهش می یابد.

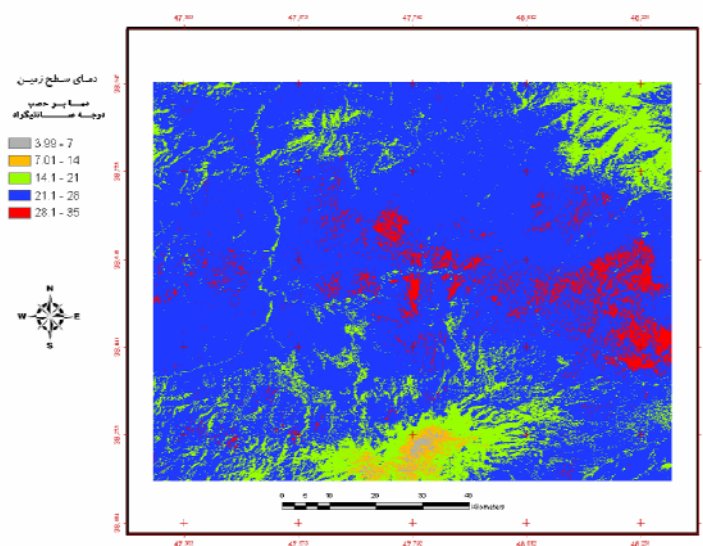
داده های ارتفاعی از طریق DEM حاصل شده و برای تعدیل با ارتفاع برای دمای سطح (Ts-dem) از طریق معادله زیر محاسبه می شود (Allen et al., 2005):

$$Ts-dem = Ts + 0.0065 \Delta Z \quad (17)$$

در این رابطه  $\Delta Z$  کسر ارتفاع هر پیکسل از ارتفاع مینا است. معمولاً سطح مینای تصویر ارتفاع ایستگاه هواشناسی مربوطه در نظر گرفته می شود. Ts نیز با استفاده از فرمول زیر قابل محاسبه است (Allen et al., 2005).

$$T_s = \frac{k_2}{\sum_{i=1}^n \left( \frac{NR_i \cdot k_1}{R_{r_i}} - 1 \right)} \quad (18)$$

در رابطه فوق مقادیر  $k_1$ ,  $k_2$  مقادیر ثابت و به ترتیب برابر ۶۶۶/۰۹ و ۱۲۸۲/۷۱ می باشند. تمام مراحل محاسباتی دمای سطح زمین با استفاده از گزینه Band Math در نرم افزار ENVI4.5 انجام شد. مرحله نهایی محاسبه دمای سطحی، در نرم افزار ArcGIS9.3 انجام شد. نتیجه نهائی در شکل شماره ۴ ارائه گردیده است.



شکل (۴) مقادیر دمای سطح زمین در منطقه مورد مطالعه

گسیل‌مندی سطحی<sup>۷</sup> ( $\epsilon$ )

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 سیال از دو گسیل‌مندی سطحی استفاده می‌شود. اولین گسیل‌مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند حرارتی تصویرماهواره‌ای می‌باشد که با علامت  $\epsilon_{NB}$  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 می‌باشد که با علامت  $\epsilon_0$  نشان داده می‌شود. برای محاسبه دمای سطح ( $T_s$ ) از  $\epsilon_{NB}$  استفاده می‌شود. گسیل‌مندی‌های سطحی با استفاده از روابط تجربی زیر به دست می‌آیند (Allen et al., 2005):

زمانی که  $NDVI > 0$  داریم:

7- Surface Emissivity



برای  $LAI < 3$

$$\varepsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 * LAI \quad (19)$$

$$\varepsilon_0 = 0.95 + 0.01 * LAI \quad (20)$$

برای  $LAI \geq 3$

$$\varepsilon_{NB} = 0.98, \varepsilon_0 = 0.98 \quad (21)$$

در آب و برف برای  $\varepsilon_{NB}$  و  $\varepsilon_0$  از فیلتر استفاده می‌شود.

برای آب:

$$NDVI < 0, \alpha < 0.47 \rightarrow \varepsilon_{NB} = 0.99, \varepsilon_0 = 0.985 \quad (22)$$

برای برف

$$NDVI < 0, \alpha \geq 0.47 \rightarrow \varepsilon_{NB} = 0.99, \varepsilon_0 = 0.985 \quad (23)$$

در روابط بالا  $NDVI$  شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی،  $LAI^A$  شاخص سطح برگ و  $\alpha$  آلبیدوی سطحی است.

$$NDVI = \frac{B_2 - B_1}{B_4 + B_1} \quad (24)$$

$$LAI = 0.57 \cdot \exp(2.33 \cdot NDVI) \quad (25)$$

انتخاب پیکسل‌های سرد و گرم

از دمای سطح تصحیح شده (Ts-dem) برای انتخاب دو پیکسل سرد و گرم استفاده می‌شود. استفاده از آن باعث می‌شود تا پیکسل‌های واقعاً مرطوب و واقعاً خشک پیدا شوند و پیکسل‌های سرد به جای پیکسل‌های مرطوب و یا پیکسل‌های گرم به جای پیکسل‌های خشک معرفی نشوند.

تابش موج بلند فرودی ( $R_{L\downarrow}$ )

تابش موج بلند فرودی، شار تابش حرارتی از آسمان به سمت پائین است و واحد آن وات بر مترمربع می‌باشد. این پارامتر در روش سبال کوهستانی با دخالت دادن میزان ضریب انتقال‌پذیری (شفافیت) در معادله زیر محاسبه می‌شود. در این معادله حرارت مرجع ( $T_{cold}$ ) با تأثیر دادن افت دما در اثر ارتفاع تعدیل می‌شود (Allen et al., 2005):

$$T_{cold} \text{ (each pixel)} = T_{cold} + 0.0065 \Delta Z \quad (26)$$

در این رابطه  $\Delta Z$  کسر ارتفاع پیکسل سرد از ارتفاع هر پیکسل است. ارتفاع پیکسل سرد از طریق لایه DEM و وارد کردن مختصات آن پیکسل به دست می‌آید.

تابش موج بلند خروجی

این پارامتر با استفاده از مفاهیم مدل سبال مسطح و با استفاده از فرمول زیر محاسبه می‌گردد. در این معادله به جای دمای تصحیح شده از دمای تصحیح نشده ( $T_s$ ) استفاده می‌شود.

$$R_{L\uparrow} = \epsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad (27)$$

در این رابطه  $\epsilon_0$  گسیلمندی سطحی باند پهن (بدون بعد)

$\sigma$  ثابت بولتزمن و  $T_s$  دمای هوای نزدیک سطح ( $^{\circ}K$ ) است.

حل معادله تابش سطحی خالص

با توجه به این که کلیه پارامترهای مجهول معادله ( $R_n$ ) حاصل شده است، در این مرحله با دخالت دادن مدل‌های ایجاد شده این معادله حل شده و تصویر آن ایجاد می‌گردد. این عمل در محیط نرم‌افزار ERDAS و تابع Model Maker انجام می‌گیرد.

شار گرمای خاک (G)

شار گرمای خاک، میزان انتقال گرما در داخل خاک و پوشش گیاهی در اثر هدایت مولکولی

می‌باشد. برای محاسبه مقدار آن می‌توان از رابطه زیر که ارتباطی بین مقدار شار گرمای خاک، شاخص پوشش گیاهی و تابش سطحی خالص است استفاده نمود (Bastiaanssen, 2000):

$$G/R_n = T_s / \alpha (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) \quad (28)$$

در این رابطه  $T_s$  دمای سطح بر حسب درجه سانتی‌گراد و  $\alpha$  آلبیدوی سطح است. در این فرمول داده‌های دمای سطح و آلبیدوی سطحی از طریق داده‌های محاسبه شده برای سبال کوهستانی جایگزین می‌گردد.

شار گرمای محسوس (H)

شار گرمای محسوس انتقال گرما به هوا در اثر همرفت و هدایت مولکولی به دلیل وجود اختلاف دما می‌باشد و از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود (Bastiaanssen, 2000):

$$H = (\rho \times C_p \times dT) / r_{ah} \quad (29)$$

در این رابطه  $\rho$  چگالی هوا ( $\text{Kg/m}^3$ )،  $C_p$  گرمای ویژه هوا ( $1004 \text{J/Kg/K}$ )،  $dT$  اختلاف دمای  $T_1 - T_2$  در ارتفاع  $Z_1 - Z_2$  بر حسب درجه کلوین و  $r_{ah}$  مقاومت آئروپنایمیک برای انتقال گرماسست ( $\text{m/s}$ ). هر یک از پارامترهای این فرمول که تابعی از گرادیان دما، زبری سطح و سرعت باد است دارای فرمول‌های فرعی است که در اینجا به دلیل رعایت اختصار از ذکر آن‌ها خودداری می‌شود. در این فرمول برای محاسبه  $dT$  از دمای سطح تصحیح شده ( $T_s - \text{dem}$ ) استفاده شده است.

محاسبه شار گرمای نهان ( $\lambda ET$ )

شار گرما نهان، میزان تلفات گرما از سطح در اثر تبخیر- تعرق را نشان می‌دهد. این مقدار با توجه به رابطه (۱) محاسبه گردید. در رابطه مذکور  $\lambda ET$  مقدار لحظه‌ای برای زمان گذر ماهواره می‌باشد. مقدار  $ET$  لحظه‌ای از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Allen et al, 2005).

$$ET_{inst} = 3600 \frac{\lambda ET}{\lambda}$$

در این رابطه  $ET_{inst}$  تبخیر-تعرق لحظه‌ای برای زمان گذر ماهواره ( $W/m^2$ )  
 $\lambda$  گرمای نهان تبخیر (گرمای جذب شده زمانی که یک کیلوگرم آب بخار شود) بر  
 حسب ( $J/Kg$ )

عدد ۳۶۰۰ نیز به منظور تبدیل ثانیه به ساعت می‌باشد.

کسر تبخیر-تعرق مرجع ( $ET_{rF}$ )

کسر تبخیر-تعرق مرجع به صورت نسبت  $ET$  لحظه‌ای ( $ET_{inst}$ ) محاسبه شده برای  
 هر پیکسل ( $mm/h$ ) به  $ET$  مرجع ( $ET_r$ ) محاسبه شده از داده‌های هواشناسی برای زمان  
 تصویر تعریف می‌شود.

$$ET_{rF} = ET_{inst} / ET_r$$

از  $ET_{rF}$  برای محاسبه  $ET$  ۲۴ ساعته استفاده می‌شود. و مقدار آن بین صفر تا یک  
 می‌باشد که در پیکسل گرم برابر صفر و در پیکسل سرد برابر یک است.

تبخیر-تعرق ۲۴ ساعته

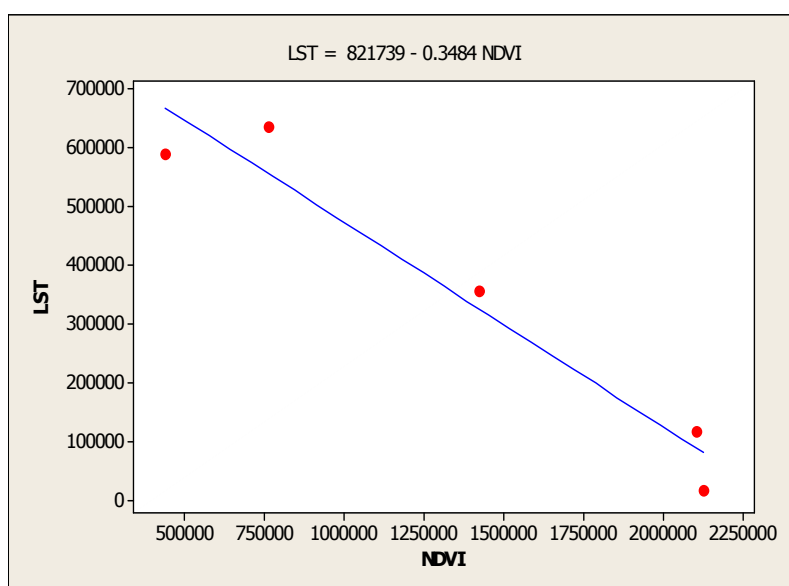
غالبا مقادیر روزانه  $ET$  یعنی  $ET_{24}$

### یافته‌ها و بحث

بررسی ارتباط بین دمای سطح زمین و شاخص پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه  
 نشانگر یک همبستگی منفی بالا بین این دو پارامتر است (۰/۹۶۹-). این همبستگی که از  
 طریق نرم‌افزار Minitab حاصل شده است نشانگر این واقعیت است که در مناطق با  
 پوشش‌های گیاهی متراکم مانند آنچه که در دامنه‌های کوه سبلان مشاهده می‌شود دمای  
 سطح زمین پائین است و بالعکس در مناطق با پوشش‌های گیاهی ضعیف مانند آنچه که در  
 دامنه‌ها جنوبی ارتفاعات منطقه مشاهده می‌شود دمای سطح زمین بالاست. در جدول ۴  
 مقادیر این همبستگی و در شکل شماره ۵ منحنی این همبستگی نشان داده شده است.

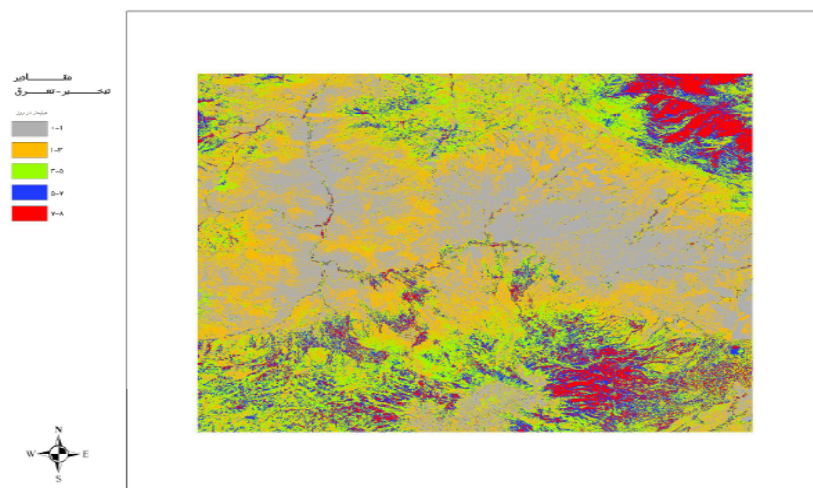
جدول (۴) تحلیل همبستگی دمای سطح و شاخص پوشش گیاهی

Regression Equation	R	R <sup>2</sup>
LST = 821739 - 0.3484 NDVI	-0.969	0.9389

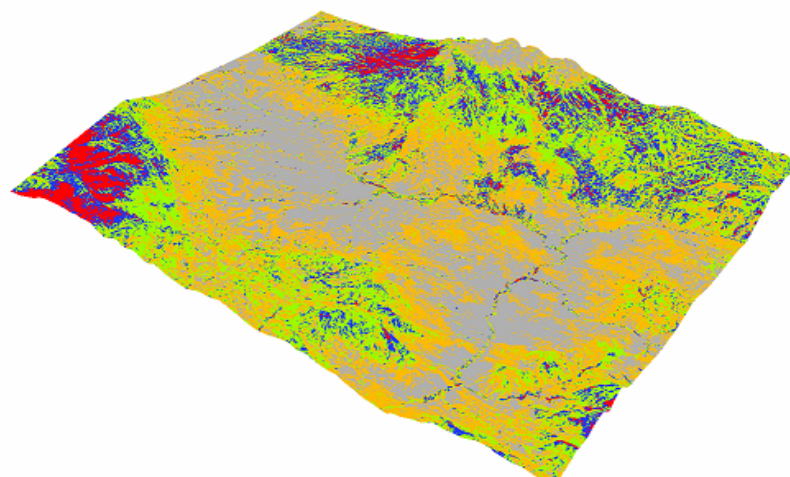


شکل (۵) همبستگی بین LST و NDVI

پس از آن که تمام پارامترهای مؤثر در محاسبه تبخیر- تعرق لحظه‌ای واقعی مهیا شد در محیط نرم‌افزار ERDAS و تابع Model Maker با اجرا کردن تمام مدل‌های قبلی به محاسبه آن اقدام می‌گردد. این تصویر در شکل شماره ۶ ارائه شده است.



شکل (۶) مقادیر تبخیر- تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه بر حسب میلی‌متر در روز  
توزیع ارتفاعی مقادیر تبخیر-تعرق واقعی لحظه‌ای نیز در شکل شماره (۷) ارائه شده  
است. این شکل از چرخاندن تصویر قبلی و نمایش سه بعدی آن حاصل شده است.



شکل (۶) مقادیر تبخیر- تعرق واقعی در منطقه مورد مطالعه بر اساس توزیع ارتفاعی (سبال کوهستانی)



بررسی ارتباط بین مقادیر تبخیر-تعرق لحظه‌ای واقعی و NDVI، در منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده یک همبستگی قوی و مثبت بین آنهاست. در جدول شماره ۵ مقادیر این همبستگی نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود این مقدار برابر با  $+0/۸۱$  است.

جدول (۵) تحلیل همبستگی تبخیر- تعرق واقعی لحظه‌ای و شاخص پوشش گیاهی

Regression Equation	R	R <sup>2</sup>
ET = -0.25 + 0.0088 NDVI	+ 0.81	0.6561

به این ترتیب بدیهی است که با توجه به همبستگی قوی و منفی بین دمای سطح و NDVI، همبستگی منفی بین دمای سطح و تبخیر- تعرق لحظه‌ای واقعی برقرار خواهد شد و می‌توان چنین استنباط نمود که در منطقه مورد مطالعه با افزایش تراکم پوشش گیاهی، به همراه کاهش دمای سطح، میزان تبخیر- تعرق لحظه‌ای واقعی افزایش خواهد یافت.

### نتیجه‌گیری

مدل سبال مسطح برای ارزیابی تبخیر- تعرق واقعی برای مناطق نسبتاً مسطح کشاورزی نتایج دقیقی به همراه داشته است. اما به دلیل تأثیر عواملی مانند ارتفاع، شیب و جهت شیب بر روی میزان تبخیر- تعرق واقعی که در مدل مذکور به دلیل پیچیدگی موضوع نادیده گرفته می‌شد، مدل جدیدی از سبال تحت عنوان سبال کوهستانی معرفی گردیده است. این مدل عوامل مذکور را در نتایج دخالت داده و در نتیجه، میزان تبخیر-تعرق واقعی با توجه به عوامل مذکور تصحیح می‌شود. تابش خورشیدی در دامنه‌های جنوبی نسبت به دامنه‌های شمالی در نیمکره شمالی بیش‌تر است و اگر چنانچه ارتفاع، شیب و جهت شیب در محاسبات تبخیر- تعرق واقعی در دامنه‌های شمالی و ارتفاعات بالا نادیده گرفته شوند مقدار آن بیش از مقدار واقعی خواهد بود. دلیل این امر آن است که در مدل سبال مسطح مناطق با دمای سطح پائین با مناطق با رطوبت زیاد اشتباه تفسیر می‌شوند. همان‌طور که می‌دانیم در دامنه‌های شمالی دمای پائین سطح به دلیل برخورداری کم‌تر این دامنه‌ها از تابش خورشیدی حادث می‌شوند، در حالی که در مدل سبال مسطح این دامنه‌ها با دامنه‌های مرطوب اشتباه می‌شوند.

با توجه به نقشه دمای سطح منطقه (شکل ۳) می‌توان به وضوح تأثیر عامل ارتفاع و جهت شیب را بر دمای سطح مشاهده نمود به طوری که با افزایش ارتفاع عموماً دمای سطح کاهش یافته و همچنین دامنه‌های جنوبی نسبت به دامنه‌های شمالی دمای سطح بیشتری نشان می‌دهند. میزان تبخیر-تعرق واقعی لحظه‌ای محاسبه شده (شکل ۵) نشان‌دهنده این واقعیت است که مناطق با تبخیر-تعرق واقعی بالا منطبق بر مناطق با پوشش‌های گیاهی متراکم و دمای سطح پائین است. در شکل ۶ نیز این تغییرات به صورت سه بعدی که نتیجه نهائی سبال کوهستانی است نشان داده شده است.

نتایج اجرای این مدل بر روی چند منطقه دیگر نشان داد که هر قدر میزان سطح حوضه کوچک‌تر باشد، نتایج این مدل با خطای کم‌تری روبه‌رو می‌شود زیرا در مناطق بزرگ‌تر تأثیر عوامل ناشناخته به‌ویژه سرعت و جهت باد بر روی این مدل بیش‌تر می‌گردد.

نتایج این تحقیق نشان‌دهنده کاربرد تصاویر ماهواره‌ای در محاسبات تبخیر-تعرق واقعی است. محاسبه تبخیر-تعرق واقعی در ایستگاه‌های هواشناسی ضمن این که مستلزم داشتن دستگاه‌های پیچیده‌ای مانند لایسیمتر است که خود به کاربر و نگهداری خاصی نیاز دارد، تنها نشان‌دهنده تبخیر-تعرق واقعی در آن نقطه است و تعمیم دادن آن به صورت درونی‌یابی‌های متداول به سطح، از نظر علمی از اعتبار چندانی برخوردار نیست. حتی تصاویر ماهواره‌ای قادرند اطلاعاتی مانند تبخیر-تعرق واقعی لحظه‌ای فراهم نمایند که امکان ثبت آن در ایستگاه‌های زمینی وجود ندارد.

بر اساس تحقیق در زمینه پیشینه این موضوع مشخص گردید که تاکنون تحقیقات زیادی بر روی اجرای این مدل به‌ویژه در مناطق کوهستانی و به‌خصوص در ایران انجام نشده است. این تحقیق نیز جزو اولین مطالعات در این زمینه محسوب می‌شود و بدیهی است که با توجه به طیف گسترده‌ای از اطلاعات و دانش فنی برای اجرای این مدل، نیاز به تحقیقات و مطالعات آتی بیش‌تری است.

## منابع

- آخوندزاده، مهدی؛ سراجیان، محمدرضا (۱۳۸۵)، «تهیه نقشه ضریب گسیل ایران با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS» همایش ژئوماتیک ۸۵، تهران.
- اسمعیل‌پور، مرضیه (۱۳۸۶)، «ارزیابی بیلان آب برای استفاده کشاورزی درحوضه جنوبی رود ارس»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- جهانبخش اصل، سعید؛ موحد دانش، علی‌اصغر؛ مولوی، احد (۱۳۸۰)، «تحلیل مدل‌های برآورد تبخیر- تعرق برای ایستگاه هواشناسی تبریز»، *دانش کشاورزی*، شماره ۲ جلد ۱۱، ۵۱-۶۵.
- دین‌پژوه، یعقوب؛ جهانبخش، سعید (۱۳۸۷)، «بررسی تبخیر- تعرق گیاه مرجع در ایران با استفاده از روش هارگریوز»، *مجموعه مقالات سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران*، دانشگاه تبریز.
- رحیم‌پور، الهام؛ بشارت، سینا؛ رضایی، حسین (۱۳۸۷)، «استفاده از GIS در برآورد تبخیر و تعرق بروش پرایسلی-تیلور در حوضه نازلوچای»، *مجموعه مقالات سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران*، دانشگاه تبریز.
- رحیمی خوب، علی؛ کوچک‌زاده، مهدی؛ محمدولی سامانی، جمال؛ شریفی، فرود (۱۳۸۴)، «ارزیابی چند روش برآورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره NOAA در حوزه آبریز دریاچه ارومیه»، *پژوهش و سازندگی در زراعت و باغبانی*، شماره ۶۸، پائیز.
- زاهدی، مجید؛ بیاتی خطیبی، مریم (۱۳۸۷)، «هیدرولوژی»، انتشارات سمت.
- ساری صراف، بهروز؛ محمدی، غ. (۱۳۸۷)، «بررسی پراکنش خرده‌اقلیم‌ها در شمال غرب». *نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی*، ص ۱۵.
- شفیعی فسقندیس، ابراهیم. ساری صراف، بهروز. جهانی، مقصود. مولوی، احد (۱۳۸۶) «ارزیابی مدل‌های برآورد تبخیر- تعرق بالقوه برای منطقه اهر»، *فضای جغرافیایی*، شماره ۲۰ زمستان.
- عزیزاده ربیعی، حسن (۱۳۷۲)، «سنجش از دور (اصول و کاربرد)»، انتشارات سمت.

- علیزاده، امین؛ کمالی، غلامعلی؛ خانجانی، محمدجواد؛ رهنورد، محمدرضا، «ارزیابی روش‌های برآورد تبخیر- تعرق در مناطق خشک ایران». *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۷۳، ۹۷-۱۰۵.

- علیزاده، امین (۱۳۸۷)، «*اصول هیدرولوژی کاربردی*»، چاپ هفدهم، انتشارات استان قدس رضوی.

- لو، ژان (۱۳۷۸)، «*هیدرولوژی آب های سطحی*»، ترجمه مجید زاهدی، انتشارات آناس.

- لیل‌سند، تامس؛ کیفر، رالف؛ (۱۳۸۰)، «*پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای*»، ترجمه حمید المامیریان؛ انتشارات سازمان جغرافیائی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.

- مباشری، محمدرضا (۱۳۸۶)، «*ارائه روشی جهت معتبرسازی داده‌های لندست ETM+7 برای برآورد تبخیر- تعرق پس از معیوب شدن تصحیح‌کننده خط اسکن SLC*»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۶۰، تابستان ۱۳۸۶، ۸۵-۹۵.

- مباشری، محمدرضا (۱۳۸۵)، «*مبانی فیزیک در سنجش از دور و فناوری ماهواره*»، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی.

- مباشری، محمدرضا، خاوریان، حسن، ضیائی‌ان، پرویز، کمالی، غلامعلی (۱۳۸۴)، «*برآورد تبخیر و تعرق واقعی با استفاده تصاویر MODIS و الگوریتم سبال*»، *همایش ژئوماتیک ۸۴*.

- میذر، پل ام. (۱۳۷۷)، «*پردازش کامپیوتری تصاویر سنجش از دور*»، ترجمه محمد نجفی دیسفانی، انتشارات سمت.

Alavipanah1, S.K. Saradjian, M., Savaghebi ,Gh. R. Komaki1, Ch. B. Moghimi, E. Karimpour Reyhan, M., (2007), "Land Surface Temperature in the Yardang Region of Lut Desert (Iran) Based on Field Measurements and Landsat Thermal Data", *J. Agric. Sci. Technol.* (2007) Vol. 9: 287-303.

Allen, R.G., M. Tasumi, A. Morse. (2005), "Satellite-based Evapotranspiration by METRIC and Landsat for western estates water management", *US Bureau Reclamation Evapotranspiration workshop*.



- Bastiaanssen, W.G.M., (2000), "Sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin", Western Turkey, *J. of Hydr.* 229: 87-100.
- Caselles. V, M.Artigoa M, (1998), "Mapping Actual Evapotranspiration by Combining Landsat TM and Engeman".
- E.T, Gurney. R.J, (1991), "**Remote Sensing in Hydrology**", Chapman and Hall, 85-99.
- Granger, R.J, (1999), "Satellite-derived estimation of evapotranspiration in Gediz basin", *Journal of Hydrology*, 229, 70-76.
- Loukas, Athanasios Vasiliades, Lampros, Domenikiotis, Christos .R. Dalezios, Nicolas, (2005), "Basin-wide actual evapotranspiration estimation using NOAA/AVHRR satellite data", *Physics and Chemistry of the Earth*, 30 (2005) 6979.
- Ramos, J.G. Cratchley, C.R. Kay, J.A. Casterad, M.A. Marti'nez-Cob, A. Domínguez, R. (2008), "Evaluation of satellite evapotranspiration estimates using ground-meteorological data available for the Flumen District into the Ebro Valley of N.E. Spain", *Agricultural Water Mmanagement* ,AGWAT-2701
- Rossato, L. (2005), "Evapotranspiration estimation in the Brazil using NDVI data", *INPE Eprint*, Vol. 2005-09-17.
- Sa'nchez, J.M. Scavone, G. Caselles, V. Valor, E. Copertino, V.A.Telesca, V. (2008), "Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region", *Journal of Hydrology* (2008) 351, 58-70.
- Schuurmans, J.M., P.A. Troch, A.A. Veldhuizen, W.G.M. Bastiaanssen and M.F.P. Bierkens, (2003), "Assimilation of remotely sensed latent heat fluxes in a distributed hydrological model", *Adv. in Water Resources*, Vol. 26(2): 151-159.
- Scott, C.A., W.G.M. Bastiaanssen and M.D. ud-Din Ahmad, (2003), "Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery", *ASCE Irrigation and Drainage Engineering*, 129(5): 326-335.

- Sobrino, J.A. (2004), "Single-channel and two- channel methods for land surface temperature retrieval from DAIS data and its application to the Barrax site". *Int. J. Remotete Sensing*, Vol 25, No. 1, 215-230.
- Teixeira, A.H. de C, Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D., Bos, M.G., (2008), "Reviewing SEBAL input parameters for assessing evapotranspiration and water productivity for the Low-Middle Saõ Francisco River basin", Brazil Part B: Application to the regional scale, agricultural and forest meteorology, *AGMET*, 3974, P 14.
- Tsouni, A., Kontoes, Ch., Koutsoyiannis, D., Mamas. N., (2008), "Estimation of Actual Evapotranspiration by Remote Sensing: Application in Thessaly Greece". *Sensors*, 8, 3586-3600.