

نرمال سازی دمای سطح بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای نسبت به پارامترهای محیطی بر اساس معادلات بیلان انرژی خاک و پوشش گیاهی

محمد کریمی فیروزجایی^۱، مجید کیاورز مقدم^{۲*}، سید کاظم علوی پناه^۳، سعید حمزه^۲

^۱ دانشجوی دکتری سنجش از دور و سیستم‌های اطلاعات مکانی - دانشکده جغرافیا - دانشگاه تهران
mohammad.karimi.f@ut.ac.ir

^۲ استادیار گروه سنجش از دور و سیستم‌های اطلاعات مکانی - دانشکده جغرافیا - دانشگاه تهران
{kiavarzmajid, saeid.hamzeh}@ut.ac.ir

^۳ استاد گروه سنجش از دور و سیستم‌های اطلاعات مکانی - دانشکده جغرافیا - دانشگاه تهران
salavipa@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت تیر ۱۳۹۶، تاریخ تصویب آبان ۱۳۹۶)

چکیده

نرمال سازی دمای سطح نسبت به عوامل محیطی، از اهمیت بالایی در مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی برخوردار است. هدف از مطالعه حاضر، بکارگیری مدلی فیزیکی بر اساس معادلات بیلان انرژی خاک و پوشش گیاهی، برای نرمال سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی است. به این منظور از تصویر ماهواره‌ای لندست ۷، محصول دمای سطح AST08، محصول بخار آب MOD07، مدل رقومی ارتفاع ASTER، مجموعه داده‌های هواشناسی و اقلیمی و مجموعه داده‌های دمای سطح واقعی استفاده شد. در پژوهش حاضر، برای محاسبه دمای سطح لندست ۷، از الگوریتم تک کاناله، تابش ورودی به سطح از مجموع تابش مستقیم و پراکنده خورشید و سطوح همسایه، نرخ افت محیطی از مدل رقومی ارتفاع و پوشش گیاهی از شاخص NDVI استفاده شد. در نهایت با تشکیل معادلات بیلان انرژی برای پوشش‌های خاک خشک و مرطوب و پوشش گیاهی با تنش و بدون تنش، دمای پوشش‌های مختلف با بهره‌گیری از روش نیوتن استخراج و با بهینه‌سازی پارامترهای مدل به دو صورت بهینه‌سازی سراسری و محلی، دمای سطح مدل شده و نرمال شده بدست آمد. برای ارزیابی دقت نتایج، از شاخص‌های ضریب همبستگی و RMSE بین مقادیر دمای سطح مدل شده، بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای و اندازه گیری شده زمینی و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال شده استفاده شد. نتایج حاصل از پژوهش نشان دهنده این است که در حالت بهینه سازی سراسری، مقادیر معیارهای ضریب همبستگی، RMSE و واریانس برای داده AST08 به ترتیب ۰/۸۹، ۲/۶ و ۶/۴۴ و برای داده لندست ۷ به ترتیب ۰/۹۳، ۲/۰۸ و ۱/۱ و در حالت بهینه‌سازی محلی، مقادیر این معیارها برای داده AST08 به ترتیب ۰/۹۶۲، ۱/۶۱ و ۰/۷۱ و برای داده لندست ۷ به ترتیب ۰/۹۷۷، ۱/۲ و ۰/۱۳ است. بررسی نتایج پژوهش نشان داد که در هر دو روش بهینه‌سازی سراسری و محلی، کارایی تصویر لندست ۷ برای نرمال سازی دمای سطح، از ASTER بالاتر است. همچنین استفاده از روش بهینه‌سازی محلی نسبت به بهینه‌سازی سراسری برای برآورد مقادیر بهینه پارامترهای مجهول، سبب افزایش دقت نتایج نرمال سازی شد. به صورت کلی، نتایج حاصل از پژوهش، نشان دهنده کارایی مناسب مدل ارائه شده برای نرمال سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی بود.

واژگان کلیدی: نرمال سازی، دمای سطح، پارامترهای محیطی، بیلان انرژی، خاک، پوشش گیاهی

* نویسنده رابط

۱- مقدمه

پدیده‌ها و عوارض گوناگون، با توجه به شرایط مختلف، انرژی تابشی گسیل می‌کنند. مطابق با قانون استفهان-بولتزمن^۱ کل تابش ساطع شده از واحد سطح جسم در واحد زمان با توان چهارم دمای سطح آن جسم برحسب کلون متناسب است. با استفاده از مقادیر تابش مادون قرمز حرارتی بدست آمده از تصاویر حرارتی سنجش از دور و مدل‌های فیزیکی و کمی، امکان محاسبه دمای سطح زمین^۲ برای مناطق وسیعی فراهم شد. LST بدست آمده از سنجش از دور حرارتی، در مطالعات متعدد از جمله منابع زمینی و زیرزمینی [۱، ۲]، پایش پدیده‌های محیطی [۳]، مطالعات بیلان انرژی [۴]، ساختار زمین‌شناسی [۵]، تغییرات اقلیم و پدیده‌های شهری [۶-۸]، مدیریت منابع آب، رطوبت سطح و تبخیر و تعرق [۹، ۱۰] و شناسایی پدیده‌های مختلف [۱۱، ۱۲] از اهمیت بالایی برخوردار است. دمای سطح پدیده‌ها و عوارض مختلف در شرایط طبیعی و محیطی آزاد، بسته به مجموعه شرایط محیطی همچون موقعیت زمانی، موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی، ویژگی‌های ذاتی، خصوصیات بیوفیزیکی، پارامترهای سینوپتیک و اقلیمی و شرایط زیرسطحی متفاوت است. نرمال سازی LST نسبت به عوامل محیطی در بسیاری از مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی دقیق همچون بحث شناسایی منابع زمین‌گرمایی، پایش روند تغییرات فعالیت گسل‌ها و آتش‌فشان‌ها، روند تغییرات آنامولی‌های حرارتی و ارتباط آن با زمین‌لرزه در محیط غیرشهری و مدیریت و برنامه‌ریزی مصرف منابع انرژی در محیط شهری از اهمیت بالایی برخوردار است [۱۳-۱۶].

ازجمله مهم‌ترین عوامل مؤثر بر LST، توپوگرافی و تابش رسیده به سطح است. برای مدل‌سازی دقیق LST و درنهایت نرمال‌سازی آن، باید تابش ورودی خورشیدی در مقیاس پیکسل محاسبه شود [۱۴]. تابش ورودی خورشید برای یک منطقه، مجموعی از تابش مستقیم و پراکنده خورشید و بازتاب شده از مناطق همسایه است [۱۷]. مقدار این پارامتر به مجموعه‌ای از عوامل همچون میزان ابرناکی آسمان، شرایط و پارامترهای جوی، زمان در شبانه‌روز و سال، عرض و طول جغرافیایی، آلبیدو سطح مناطق همسایه

و شرایط توپوگرافی سطح و مناطق همسایه بستگی دارد [۱۸]. برآورد مقدار و نحوه توزیع تابش ورودی در مناطق کوهستانی با توجه به شرایط هندسی و توپوگرافی ناهمگن و انعکاس‌های متعدد از سطوح همسایه، چالش برانگیز است. تغییرات محسوس عوامل توپوگرافی ازجمله شیب و جهت شیب منجر به تغییرات زیادی در زاویه فرود موج و در نتیجه توزیع ناهمگن تابش ورودی در مناطق می‌شود [۱۴]. به صورت تقریبی ۲۰ درصد از سطوح خشکی در سطح جهان را مناطق کوهستانی پوشش می‌دهند [۱۹] که با توجه به موارد ذکرشده، LST در این مناطق، به طور قابل توجهی تحت تأثیر شرایط توپوگرافی و در نتیجه تابش ورودی به سطح قرار می‌گیرد. همچنین بازیابی LST در مناطق کوهستانی با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای تحت تأثیر میدان دید لحظه‌ای سنجنده (GIFOV)^۳ و ماهیت ناهمسانگردی گسیلندگی قرار دارد. نتایج مطالعات متعدد در این زمینه، نشان می‌دهد که ماهیت ناهمسانگردی گسیلندگی برای زاویه دید در سطح پیکسل، ۱-۲ درجه و برای زاویه دید بزرگ‌تر، بیشتر از ۳ درجه بر LST تأثیر می‌گذارد [۲۰-۲۴]. باین حال اثر ناشی از عامل GIFOV بر LST به نسبت عوامل توپوگرافی کمتر از ۱۰ درصد و بسیار ناچیز است. به همین دلیل برای تصاویر حرارتی با قدرت تفکیک مکانی بالا همچون لندست و ASTER، می‌توان از تأثیر عامل GIFOV بر LST صرف‌نظر کرد [۲۵، ۲۶]. از دیگر پارامترهای مؤثر بر تغییرات LST، اثر نرخ افت محیطی^۴ است. اثر ELR بیانگر این است که در یک تروپسفر با زمان و موقعیت ثابت، افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد سبب کاهش فشار هوا می‌شود، این عمل به صورت بی‌دررو انجام گرفته در نتیجه انرژی داخلی هوا کاهش یافته و دمای هوا پایین می‌آید [۲۷]. نرخ کاهش دمای هوا با افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد با توجه به شرایط رطوبت موجود در جو متفاوت است. مقدار این پارامتر برای هر منطقه باید به صورت مجزا با توجه به شرایط منطقه محاسبه گردد. در گذشته مطالعاتی بر روی میزان و چگونگی تأثیر عوامل و پارامترهای مختلف بر LST و نرمال سازی مقادیر LST از این پارامترها انجام شده است.

^۳ Ground Instantaneous Field of View: GIFOV
^۴ Environmental Lapse Rate: ELR

^۱ Stefan-Boltzmann
^۲ Land Surface Temperature: LST

دوزیر و او تکالت در سال ۱۹۷۹، از معادلات بیلان انرژی برای شبیه سازی LST در مناطق کوهستانی استفاده کردند. در این مدل، مجموعه پارامترهای تابش ورودی به سطح، آلبیدو، ضریب زبری سطح، سرعت باد، رطوبت نسبی هوا، فشار هوا، فشار بخار آب موجود در هوا در نظر گرفته شد. ولی این مدل برای مناطق ناهمگن از نظر پوشش گیاهی و رطوبت سطحی کارایی نداشت و فقط برای مناطق بایر و خشک مناسب بود. در این پژوهش برای مدل سازی تابش ورودی خورشید، تابش بازتاب شده از مناطق همسایه لحاظ نشد. همچنین برای مدل سازی اثر ELR، از مقدار استاندارد ۶/۵ درجه سانتی گراد برای هر کیلومتر استفاده شد که این مقدار برای مناطق مختلف یکسان نبوده و باید برای هر منطقه به صورت خاص محاسبه شود [۲۸]. ریگون و همکاران در سال ۲۰۰۹ از مدل GEotop برای مدل سازی تابش ورودی به سطح و تاثیر آن بر LST استفاده کردند. در این مدل پارامترهای سرعت باد و دمای هوا برای کل منطقه، تابش مستقیم ورودی برای هر پیکسل با توجه به زاویه فرود محلی، تابش پراکنده با توجه به ضریب عبور اتمسفری و ابرناکی، اثرات سایه و تابش از مناطق همسایه در نظر گرفته شد [۲۹]. جاین و همکاران (۲۰۰۸) در تحقیقی به بررسی تاثیر ELR بر LST در حوضه آبخیز ستلاج پرداختند. در این پژوهش از داده های ماهواره های مادیس و نوا استفاده شد. ارتفاع منطقه مورد مطالعه بین ۶۸۹۹-۳۱۴ متر متغیر و سطح منطقه مورد مطالعه به صورت کامل پوشیده از برف بود، بنابراین مقدار ضریب گسیلندگی سطح در این منطقه با تغییرات مکانی ثابت می باشد. نتایج تحقیق نشان دهنده این است که ارتباط بین دمای سطح و ارتفاع، یک ارتباط خطی معکوس می باشد. بررسی ارتباط بین پارامترهای LST و ارتفاع برای تصاویر مادیس به نسبت تصاویر نوا همبستگی بالاتری را نشان داد که این موضوع به قدرت تفکیک مکانی بهتر مادیس به نسبت نوا بر می گردد. همچنین در این پژوهش نشان داده شد که میزان همبستگی ارتباط بین LST و ارتفاع در ماه های مختلف سال متفاوت می باشد [۳۰]. چن و همکاران در سال ۲۰۰۹ تغییرات سالانه LST را با استفاده از مدل میدان تغییرات نرمال سالانه^۱ (NAVF) بررسی و برای مدل سازی

LST در این مدل، از پارامترهای تابش ورودی خورشید، آلبیدو، موقعیت جغرافیایی و شرایط توپوگرافی استفاده کرد. برای این منظور، ارتباط کمی بین LST، ارتفاع و موقعیت جغرافیایی منطقه بررسی شد. بررسی ارتباط بین LST و عرض جغرافیایی در طول جغرافیایی خاص، در دو حالت مستقل و غیرمستقل از ارتفاع نتایج بسیار متفاوتی را نشان داد. در حالت عدم مستقل کردن ارتفاع، ارتباط بین دمای سطح و عرض جغرافیایی در طول جغرافیایی خاص بسیار ضعیف است ولی با مستقل کردن ارتفاع از این ارتباط، ضریب همبستگی رابطه ۰/۹۷ شد. نتایج این پژوهش بیانگر ارتباط قوی بین LST و موقعیت جغرافیایی و تاثیر زیاد ارتفاع بر دمای سطح می باشد [۳۱]. کولبو و همکاران طی تحقیقی در سال ۲۰۰۷ شناسایی آنومولی های حرارتی سطح را با استفاده از تصاویر روز شب ASTER^۲ بررسی کردند. به این منظور، در این پژوهش، LST حاصل از تصاویر حرارتی نسبت به اثرات توپوگرافی، آلبیدو، ضریب گسیلندگی و اینرسی حرارتی نرمال شد. وجه تمایز این مطالعه نسبت به مطالعات گذشته، نرمال سازی اثر اینرسی حرارتی با استفاده از تصویر روز و شب حرارتی می باشد. همچنین در این مطالعه با توجه به اینکه مقادیر باندهای انعکاسی در مناطق کوهستانی، تحت تاثیر شرایط توپوگرافی قرار می گیرد، آلبیدو حاصل از باندهای انعکاسی با توجه به پارامتر زاویه فرود محلی تصحیح شد. در این پژوهش برای نرمال سازی LST از پارامترهای مختلف از معادله بیلان انرژی استفاده شد. با فرض این که در مناطق خشک و بیابانی، تاثیر پارامترهای شار گرمایی محسوس و نهان بر LST بسیار ناچیز است، در مدل پیشنهادی در این پژوهش این دو پارامتر لحاظ نشده است [۱۵]. کیاورز مقدم در سال ۱۳۹۵ برای تهیه نقشه و کمی سازی مظاهر حرارتی سطحی مثل چشمه های آب گرم، گاز فشان ها و نقاط آتش فشانی تصویر حرارتی را نسبت به تاثیر خورشید، آلبیدو، ELR و تبخیر و تعرق نرمال کرد. مدل ارائه شده در این مطالعه، یک مدل خطی می باشد که ضرایب مدل مذکور با استفاده از روش سرشکنی کمترین مربعات، طوری محاسبه می شوند که واریانس تصویر نهایی کمینه

^۲ Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer: ASTER

^۱ Normal Annual Variation Field

گردد. نتایج پژوهش نشان دهنده این است که نقشه مظاهر سطحی حاصل از تصویر آنامولی حرارتی نهایی ۶۲ درصد با نقشه واقعی مظاهر سطحی مطابقت دارد. مزیت مدل ارائه شده در این پژوهش نسبت به مدل‌های ارائه شده در گذشته، استفاده از مقادیر شاخص NDVI برای وارد کردن تاثیر تبخیر و تعرق به مدل می‌باشد که این مدل را تا حدودی برای نرمال سازی LST مناطق ناهمگن از نظر پوشش گیاهی کارآمد می‌کند. همچنین در این مطالعه به منظور محاسبه همزمان ضرایب با شرط کمترین کردن واریانس تصویر آنامولی از روش سرشکنی کمترین مربعات استفاده شد که یک مسئله بهینه سازی چند معیاره می‌باشد [۳۲]. مالیتا و همکاران در سال ۲۰۱۷ برای نرمال سازی LST نسبت به پارامترهای توپوگرافی سه مدل معادلات بیلان انرژی بر اساس خاک و گیاه، رگرسیون چندگانه و شیب لبه خشک را پیشنهاد دادند. در مدل بیلان انرژی برای نرمال سازی LST، دو پارامتر شار گرمایی محسوس و نهان که معمولاً در مطالعات گذشته در این زمینه به دلیل پیچیدگی مدل، نادیده گرفته می‌شد لحاظ شده است. نتایج پژوهش نشان دهنده این بود که مدل معادلات بیلان انرژی به دلیل در نظر گرفتن دو کسر پوشش خاک و پوشش گیاهی، شرایط دمای هوا، فشار هوا، ضریب زبری سطح و در نظر گرفتن شار گرمایی محسوس و نهان نسبت به روش‌های رگرسیون چندگانه و شیب لبه خشک برای نرمال کردن دمای سطح نسبت به عوامل توپوگرافی کارآمدتر است. در این پژوهش فقط از تصویر ASTER برای ارزیابی کارایی مدل استفاده شد. همچنین در این پژوهش برای بهینه سازی مقادیر شاخص‌های خشکی سطح خاک و شاخص تنش آب برای پوشش گیاهی از بهینه سازی سراسری استفاده و برای هر شاخص یک مقدار بهینه برای کل منطقه محاسبه شد [۱۴].

در مطالعات گذشته، کارایی تصاویر سنجش از دور با قدرت تفکیک مکانی متفاوت برای نرمال سازی LST با یکدیگر مقایسه نشد. همچنین در تمامی پژوهش‌ها، برای تعیین مقادیر بهینه ضرایب مجهول مربوط به مدل‌های مختلف از بهینه سازی سراسری استفاده و یک مقدار واحد برای کل منطقه محاسبه شده است.

با توجه به مطالب ذکر شده، هدف از مطالعه حاضر، بکارگیری مدلی فیزیکی بر اساس معادلات بیلان انرژی

خاک و پوشش گیاهی برای نرمال سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی می‌باشد. در این پژوهش دو استراتژی بهینه سازی سراسری و محلی برای تعیین پارامترهای مدل و در نهایت برای نرمال سازی LST استفاده و کارایی آن‌ها با یکدیگر مقایسه شد. همچنین نتایج مربوط به مدل نرمال سازی ارائه شده برای تصاویر لندست و ASTER با قدرت تفکیک مکانی متفاوت مقایسه و در نهایت نتایج پژوهش حاضر با توجه به نتایج پژوهش مالیتا و همکاران (۲۰۱۷) تحلیل شد [۱۴].

۲- مواد و روش

۲-۱- داده‌ها و منطقه مورد مطالعه

در مطالعه‌ی حاضر از باندهای انعکاسی و حرارتی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ و مدل رقومی ارتفاع ASTER (GDEM)^۱ با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر، محصول AST08 سنجنده ASTER با قدرت تفکیک مکانی ۹۰ متر و محصول بخار آب MOD07 سنجنده MODIS با قدرت تفکیک مکانی ۵۰۰۰ متر استفاده شد. تصاویر لندست ۷ و AST08 برای تاریخ ۲۰۱۴/۰۵/۰۹ (روز ۲۴۸ سال ۲۰۱۴) تهیه شد. این لایه‌های اطلاعاتی زمین مرجع شده و در سیستم تصویر UTM در ناحیه N۲۹ قرار دارند. داده‌های مذکور در سایت زمین شناسی آمریکا^۲ و سایت ناسا^۳ در دسترس می‌باشند. از مقدار میانگین بخار موجود در جو بدست آمده از محصول بخار آب سنجنده MODIS برای محاسبه LST استفاده شد. نقشه‌های شیب و جهت شیب مورد استفاده در پژوهش با استفاده از مدل رقومی ارتفاع بدست آمد. همچنین در پژوهش حاضر از داده‌های هواشناسی و اقلیمی دما، فشار و رطوبت نسبی هوا و سرعت باد اندازه‌گیری شده در ایستگاه لملیل^۴ واقع در منطقه مورد مطالعه مطابق جدول (۱) استفاده شد.

^۱ Global Digital Elevation Map: GDEM

^۲ <http://www.usgs.gov>

^۳ <https://ladsweb.nascom.nasa.gov>

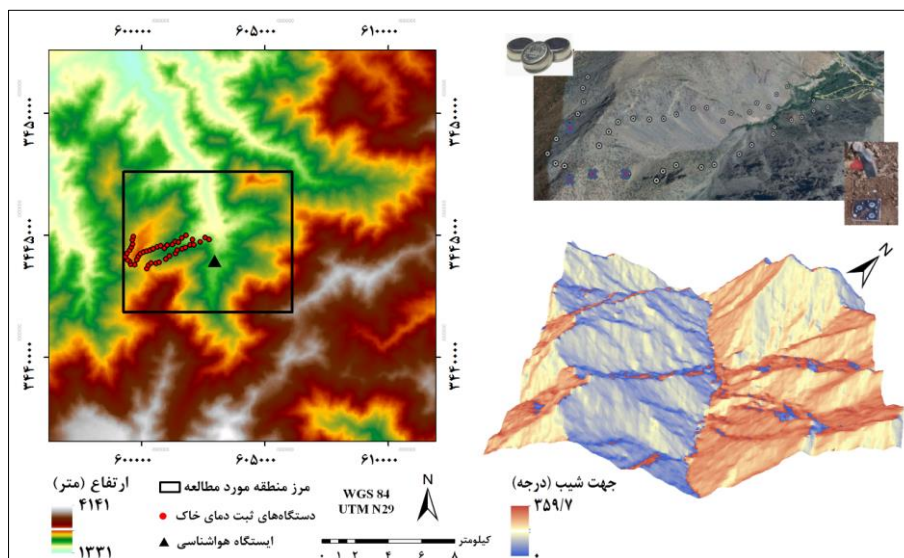
^۴ Imlil station

جدول ۱- داده‌های هواشناسی و اقلیمی ثبت شده در ایستگاه هواشناسی لملیل

زمان (UTC)	سرعت باد (m/s^2)	رطوبت نسبی	فشار (hpa)	دما ($^{\circ}C$)	ارتفاع از سطح آب‌های آزاد (m)	روز در سال
۱۱:۰۰	۲	۳۰	۸۹۲	۳۵	۱۹۷۰	۲۰۱۴-۲۰۸

برای ارزیابی دقت دمای سطح مدل‌شده، از مجموعه داده‌های زمینی ثبت شده توسط دستگاه‌های ثبت دمای خاک، در لحظه گذر ماهواره استفاده شد. مدل دستگاه‌های ثبت دما مورد استفاده در پژوهش حاضر، DS1921G بود. این دستگاه‌ها دمای خاک در بازه ۳۰- تا ۷۰ درجه سانتی‌گراد را با دقت ۱ درجه سانتی‌گراد ثبت می‌کنند. ۴۵ عدد از این دستگاه‌ها برای پروژه REC و MIXMOD-E (ANR-13-JS06-0003-01) (RISE-2014-645642-REC) در سال ۲۰۱۴ در عمق ۱ سانتی‌متری خاک منطقه قرار گرفت و دمای خاک به‌طور پیوسته به مدت ۶ ماه ثبت شد. چهار عدد از دستگاه‌ها در این بازه زمانی از کار افتادند و در نهایت از داده‌های ثبت شده توسط ۴۱ دستگاه استفاده شد.

منطقه‌ی مورد مطالعه، شامل محدوده‌ای به مساحت ۴۷/۷۲ کیلومترمربع در عرض ۳۴۴۱۸۵۴، ۳۶۴۷۴۳۱ متر شمالی و طول ۵۹۹۲۹۶، ۶۰۶۰۹۲ متر شرقی ناحیه N۲۹ سیستم تصویر UTM در کشور مراکش واقع شده است. محدوده مورد مطالعه به دلیل موقعیت جغرافیایی، دارای شرایط توپوگرافی ناهمگن می‌باشد، به‌طوری‌که با وجود وسعت پایین محدوده، ارتفاع بین ۱۵۸۳ تا ۳۶۶۰ متر، شیب بین ۰ تا ۶۹ درجه و جهت شیب بین ۰ تا ۳۵۹/۶ درجه متغیر است. توزیع ناهمگن مقادیر پارامترهای محیطی در این محدوده سبب شده که بین بیشینه و کمینه دمای سطح اختلاف زیادی وجود داشته باشد. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه به صورت شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه

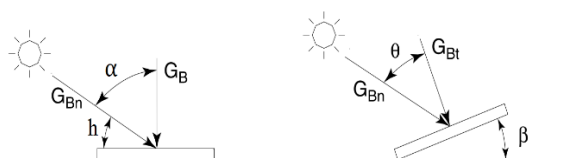
۲-۲- روش تحقیق

۲-۲-۱- پیش‌پردازش

قبل از محاسبه و استخراج پارامترهای مختلف همچون انرژی طیفی^۱ باندهای انعکاسی-حرارتی، گسیلندگی و LST انجام تصحیحات رادیومتریکی باندهای مختلف تصویر ماهواره‌ای الزامی است. برای رسیدن به این هدف،

^۱ Radiance

باید اثر جو، هندسه دید سنجنده، اثر توپوگرافی برای باندهای نوری و حرارتی در نظر گرفته شود. به دلیل مدل-سازی اثرات توپوگرافی در مراحل بعد، از تصحیح اثر توپوگرافی در این مرحله صرف نظر شد. همچنین با در نظر گرفتن اثر تابش پراکنده خورشید و ضریب عبور اتمسفری در مدل‌سازی تابش باندهای انعکاسی و حرارتی در مراحل بعد، از تصحیح اتمسفری باند حرارتی صرف نظر شد. برای تصحیح اتمسفری باندهای انعکاسی لندست ۷ از مدل تصحیح اتمسفری FLAASH استفاده شد [33].



شکل ۲- تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار

با توجه به شکل (۲) تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار به ترتیب با رابطه (۲) و (۳) محاسبه می‌شوند.

$$G_B = G_{Bn} \cos(\alpha) \quad (2)$$

$$G_{Bt} = G_{Bn} \cos(\theta) \quad (3)$$

که در رابطه‌های فوق، G_{Bt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_B تابش مستقیم خورشید برای سطح افقی، G_{Bn} کل تابش مستقیم خورشید، θ زاویه فرود محلی پرتو و α زاویه زنیت خورشید می‌باشد [۳۵، ۳۴، ۱۸].

با توجه به رابطه‌های ذکر شده فاکتور تمایل تابش مستقیم خورشید (R_b) با استفاده از رابطه (۴) و تابش مستقیم خورشید بر هر سطح با شرایط توپوگرافی دلخواه به صورت رابطه (۵) محاسبه می‌شود [۳۵، ۳۴، ۱۸].

$$R_b = \frac{G_{Bt}}{G_B} = \frac{\cos(\theta)}{\cos(\alpha)} \quad (4)$$

$$G_{Bt} = G_B R_b \quad (5)$$

۲-۲-۲-۳- تابش پراکنده خورشید

برای محاسبه تابش پراکنده خورشید از رابطه (۶) استفاده می‌شود [۳۵، ۳۴، ۱۸].

$$G_R = G_{sc} \tau_d dr \quad (6)$$

در رابطه (۶)، G_R تابش پراکنده خورشید، τ_d ضریب عبور اتمسفری برای تابش پراکنده خورشید، dr فاصله نسبی بین زمین و خورشید و G_{sc} ثابت خورشیدی ($1367 \frac{W}{m^2}$) می‌باشد.

۲-۲-۲-۴- تابش پراکنده خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار

در حالت همسانگرد برای محاسبه تابش پراکنده خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار به ترتیب از رابطه (۷) و (۸) استفاده شد [۳۵، ۳۴، ۱۸].

مطابقت هندسی داده‌های مختلف مورد استفاده در پژوهش با توجه به اینکه از منابع مختلف تهیه شده‌اند از اهمیت زیادی برخوردار است. برای این منظور از روش تصحیح هندسی ثبت تصویر به تصویر برای تطبیق باندهای انعکاسی و حرارتی لندست ۷ و GDEM استفاده شد. برای نرمال‌سازی محصول دمای سطح AST_08 سنجنده ASTER، قدرت تفکیک مکانی GDEM و دیگر پارامترهای محیطی بدست آمده از تصویر لندست با استفاده از نمونه‌برداری مجدد^۱ به روش نزدیک‌ترین همسایه به ۹۰ متر تبدیل شد.

۲-۲-۲-۲- مدل سازی تابش ورودی خورشید

برای مدل‌سازی تابش خورشید باید مقدار تابش ورودی به سطح، شامل تابش مستقیم و پراکنده خورشید و بازتاب شده از مناطق همسایه با توجه به موقعیت جغرافیایی، موقعیت زمانی و شرایط توپوگرافی محاسبه شود. برای این منظور مدل‌سازی پارامترهایی همچون زاویه انحراف محور زمین، زاویه ساعتی خورشید، زاویه زنیتی و فرود محلی پرتو خورشید، فاصله نسبی زمین تا خورشید و ضریب عبور اتمسفری [۳۴، ۱۸] ضروری است.

۲-۲-۲-۱- تابش مستقیم خورشید

تابش مستقیم خورشید تابعی از پارامترهای ثابت خورشیدی، ضریب عبور اتمسفری و فاصله نسبی از زمین است که به صورت رابطه (۱) محاسبه می‌شود [۳۵، ۳۴، ۱۸].

$$G_{Bn} = G_{sc} \tau_b dr \quad (1)$$

در رابطه (۱)، G_B تابش مستقیم خورشید، τ_b ضریب عبور اتمسفری برای تابش مستقیم خورشید، dr فاصله نسبی بین زمین و خورشید و G_{sc} ثابت خورشیدی ($1367 \frac{W}{m^2}$) می‌باشند.

۲-۲-۲-۲- تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و شیب‌دار

مدل شماتیک تابش مستقیم خورشید بر سطح افقی و سطح شیب‌دار در شکل (۲) نشان داده شده است.

^۱ Resampling

سطوح افقی و شیب‌دار، G_R تابش بازتاب شده از سطح در شرایط همسانگرد، ρ_G آلبیدو سطوح همسایه، G_D و G_B به ترتیب تابش غیرمستقیم و مستقیم رسیده به سطوح همسایه، α زاویه زنیته خورشید و β شیب سطح است. برای محاسبه آلبیدو در این روش از باندهای انعکاسی تصویر ماهواره‌ای استفاده می‌شود، به همین دلیل بایستی باندهای انعکاسی نسبت به عوامل توپوگرافی تصحیح شوند. برای تصحیح اثرات توپوگرافی بر مقادیر باندهای انعکاسی از روش توسعه یافته تصحیح کسینوسی ارائه شده در [۳۶، ۳۷] استفاده شد.

درنهایت مجموع تابش رسیده به سطح از طرف خورشید به صورت رابطه (۱۳) محاسبه شد.

$$R_g = G_{Bt} + G_{Dt} + G_{Gt} \quad (13)$$

که در رابطه (۱۳)، R_g کل تابش ورودی از طرف خورشید به سطح، G_{Bt} تابش مستقیم خورشید، G_{Dt} تابش پراکنده خورشید و G_{Gt} تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه است.

۲-۲-۳- محاسبه LST برای لندست ۷ و ۸

برای تبدیل مقدار رقومی هر پیکسل در تصاویر لندست ۷ به انرژی طیفی و دمای درخشندگی^۲ در سطح سنجنده از روابط ارائه شده در [۳۸، ۳۹] استفاده شد.

برای محاسبه LST باید ضریب گسیلندگی سطح محاسبه شود. برای این منظور از روش جیمز-سوبرینو^۳ استفاده شد. در این روش گسیلندگی سطح با استفاده آستانه‌گذاری بر شاخص نرمال‌شده تفاوت پوشش گیاهی^۴ (NDVI) و کسر پوشش گیاهی^۵ (FVC) محاسبه می‌شود. شاخص NDVI از رابطه (۱۰) بدست می‌آیند [۴۰، ۴۱].

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{Red}}{\rho_{NIR} + \rho_{Red}} \quad (10)$$

ρ_{Red} و ρ_{NIR} به ترتیب بازتاب زمینی تصحیح شده باندهای مادون قرمز نزدیک و قرمز می‌باشد. مقادیر این شاخص بین -۱ و +۱ می‌باشد. با استفاده از رابطه (۱۱) محاسبه می‌شود [۴۰، ۴۱].

$$G_D = \int_0^{\frac{\pi}{2}} G_R \cos(\alpha) d\alpha = 2G_R \quad (7)$$

$$G_{Dt} = \int_0^{\frac{\pi}{2}-\beta} G_R \cos(\alpha) d\alpha + \int_0^{\frac{\pi}{2}} G_R \cos(\alpha) d\alpha = G_D \left(\frac{1 + \cos(\beta)}{2} \right) \quad (8)$$

که در رابطه‌های فوق، G_D تابش پراکنده خورشید برای سطح افقی، G_{Dt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_R کل تابش پراکنده خورشید، α زاویه زنیته خورشید و β شیب سطح می‌باشد. برای حالت ناهمسانگرد، جهت محاسبه تابش پراکنده خورشید بر هر سطح دلخواه از رابطه (۹) و (۱۰) استفاده شد [۳۵، ۳۴، ۱۸].

$$G_{Dt} = G_D \left(\frac{1 + \cos(\beta)}{2} \right) \left[1 + F' \sin\left(\frac{\beta}{2}\right) \right] \left[1 + F' \cos(\beta) \sin^3(\alpha) \right] \quad (9)$$

$$F' = 1 - \left(\frac{G_D}{G_B + G_D} \right)^2 \quad (10)$$

که در رابطه‌های فوق، G_{Dt} تابش مستقیم خورشید برای سطح شیب‌دار، G_D و G_B به ترتیب تابش مستقیم و پراکنده خورشید برای سطح افقی، F' شاخص شفافیت^۱، α زاویه زنیته خورشید و β شیب سطح می‌باشد.

۲-۲-۵- تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه

تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه برای سطح افقی و شیب‌دار به ترتیب به صورت رابطه (۱۱) و (۱۲) محاسبه شد [۳۵].

$$G_G = \int_0^{\frac{\pi}{2}} G_R \cos(\alpha) d\alpha = \frac{\rho_G (G_B + G_D)}{2} \quad (11)$$

$$G_{Gt} = \int_{\frac{\pi}{2}-\beta}^{\frac{\pi}{2}} G_R \cos(\alpha) d\alpha = \rho_G (G_B + G_D) \left[\frac{1 - \cos(\beta)}{2} \right] \quad (12)$$

در روابط (۱۱) و (۱۲)، G_G و G_{Gt} به ترتیب تابش مستقیم و غیرمستقیم بازتاب شده از مناطق همسایه برای

^۲ Brightness temperature

^۳ James-Soberino

^۴ Normalized Difference Vegetation Index

^۵ Fractional Vegetation Cover

^۱ Clearness Index

$$FVC = \left(\frac{(NDVI - NDVI_s)}{(NDVI_v - NDVI_s)} \right)^2 \quad (11)$$

در این رابطه، $NDVI_v$ مربوط به پوشش گیاهی متراکم و $NDVI_s$ مربوط به خاک خشک است. با بدست آوردن FVC ، گسیلندگی سطح برای باند حرارتی لندست ۷ از رابطه (۱۲) استفاده می‌شود [۴۰، ۴۱].

$$\begin{aligned} FVC=0 \quad LSE &= a + b\rho_{Red} \\ 0 < FVC \leq 1 \quad LSE &= \varepsilon_s(1-FVC) + \varepsilon_v FVC \\ NDVI < 0 \quad LSE &= \text{Emisivity Water} \end{aligned} \quad (12)$$

در رابطه (۱۲)، ρ_{Red} بازتاب زمینی تصحیح شده باند قرمز و FVC کسر پوشش گیاهی، a و b ضرایب همبستگی خطی بازتاب باند قرمز با LSE ، ε_s ضریب گسیلندگی خاک و ε_v ضریب گسیلندگی پوشش گیاهی (استخراج شده از کتابخانه طیفی ASTER) است. برای محاسبه دمای سطح منطقه از الگوریتم محاسبه دمای سطح تک کاناله استفاده شده است. این الگوریتم در مطالعات متعددی استفاده شده است [۴۰-۴۴]. رابطه کلی برای محاسبه دمای سطح با استفاده از این الگوریتم به صورت رابطه (۱۳) می‌باشد.

$$LST = \gamma \left[\frac{1}{\varepsilon} (\psi_1 L_{sen} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (13)$$

در رابطه (۱۳)، LST دمای سطح، L_{sen} میزان انرژی طیفی ثبت شده در سنجنده برای باند حرارتی، ε میزان ضریب گسیلندگی سطح مربوط به طول موج باند حرارتی مورد استفاده و γ و δ دو پارامتر وابسته به تابع پلانک هستند که به صورت رابطه (۱۴) و (۱۵) محاسبه می‌شود [۴۰، ۴۱]. همچنین ψ_1 ، ψ_2 و ψ_3 توابع اتمسفری هستند که برای لندست ۷ طبق رابطه (۱۶) محاسبه می‌شود [۴۰، ۴۱].

$$\gamma = \left[\frac{C_2 L_{sen}}{T_{sen}^2} \left(\frac{\lambda^4}{C_1} \times L_{sen} + \lambda^{-1} \right) \right]^{-1} \quad (14)$$

$$\delta = -\gamma \times L_{sen} + T_{sen} \quad (15)$$

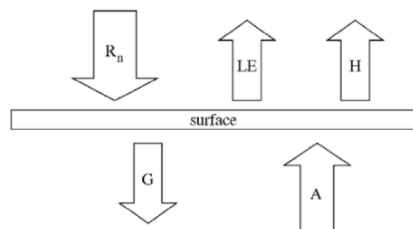
$$\begin{cases} \psi_1 = 0.14714W^2 - 0.15583W + 1.1234 \\ \psi_2 = -1.1836W^2 - 0.37607W - 0.53894 \\ \psi_3 = 0.04554W^2 + 1.8719W - 0.39071 \end{cases} \quad (16)$$

در این رابطه‌ها، T_{sen} دمای درخشندگی ثبت شده در سنجنده، L_{sen} میزان انرژی ثبت شده در سنجنده برای باند

حرارتی، C_1 و C_2 ضرایب ثابت هستند که برای لندست ۷ به ترتیب 1.438×10^{-8} و 1.438×10^{-5} در نظر گرفته می‌شود. W میزان بخار آب موجود در اتمسفر که با استفاده از محصول MOD07 برای تاریخ موردنظر بدست می‌آید.

۲-۲-۴- معادلات بیلان انرژی

برای سطح زمین در شرایط مختلف، تعادل انرژی به صورت شکل (۳) برقرار است. مجموعه عوامل گرم کننده و خنک کننده بیلان انرژی برای هر سطح دلخواه در تعادل می‌باشند. پارامترهای انرژی خالص سطح (R_n) و ناشی از منابع زمین گرمایی (A) به عنوان عوامل گرم کننده‌ی سطح و شار گرمای خاک (G)، شار گرمای محسوس (H) و شار گرمای نهان (LE) به عنوان عوامل خنک کننده سطح شناخته شده می‌شوند.



شکل ۳- توازن اجزای بیلان انرژی بر روی سطح دلخواه

مطابق شکل (۳)، معادله بیلان انرژی برای هر سطح به صورت رابطه (۱۷) بیان می‌شود.

$$R_n + A = G + H + LE \quad (17)$$

رابطه (۱۷) برای هر نوع سطحی برقرار است. برای پوشش‌های مختلف سطح ممکن است تعدادی از این پارامترها صفر باشد. در بحث نرمال سازی LST هدف نهایی حذف و تعدیل اثرات پارامترهای شار انرژی خالص، شار گرمای خاک، شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان است.

۲-۲-۴-۱- تابش خالص سطح (R_n)

تابش خالص سطح بر اساس بقای انرژی تعیین می‌شود که مطابق آن مجموع انرژی تابشی وارد شده و خارج شده از سطح زمین مساوی تابش خالص است. تابش خالص سطح به صورت رابطه (۱۸) تعیین می‌شود.

$$R_n = (1 - \alpha)R_{s\downarrow} + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} - (1 - \varepsilon_0)R_{L\downarrow} \quad (18)$$

که در آن α آلیبدوی سطحی، $R_{s\downarrow}$ تابش طول موج کوتاه ورودی (0.3 تا 3 میکرومتر) برحسب W/m^2 ، $R_{L\downarrow}$

LST و هوای نزدیک سطح است. برای محاسبه شار گرمای محسوس از رابطه (۲۱) استفاده می‌شود.

$$H_{s,dry} = \rho C_p \frac{T_s - T_a}{rah} \quad (21)$$

در رابطه (۲۱)، ρ چگالی هوا، C_p گرمای مخصوص هوا و rah نشان‌دهنده پارامتر آئروپنایمیک سطح است. برای محاسبه پارامتر آئروپنایمیک از روابط (۲۲) تا (۲۴) استفاده می‌شود.

$$rah = \frac{rah_0}{(1 + R)^\eta} \quad (22)$$

$$R = \frac{5gz(T_s - T_a)}{T_a U_a^2} \quad (23)$$

$$rah_0 = \frac{1}{k^2 U_a} \left[\ln\left(\frac{z-d}{Z_{oh}}\right) \right] \left[\ln\left(\frac{z-d}{Z_{om}}\right) \right] \quad (24)$$

در روابط فوق، rah_0 پارامتر آئروپنایمیک طبیعی سطح، η ضریب ثابت که برای شرایط پایدار برابر با ۲ (LST از دمای هوا پایین‌تر باشد) و برای شرایط ناپایدار (LST از دمای هوا پایین‌تر باشد) ۰/۷۵ در نظر گرفته می‌شود، R پارامتر ریچاردسون برای سطح، g ثابت گرانش زمین، U_a سرعت باد، z ارتفاع اندازه‌گیری سرعت باد از سطح زمین، k ثابت وان کارمن^۱، Z_{om} طول زبری مومنتوم سطح است و Z_{oh} پارامتری که با تقسیم مقدار Z_{oms} بر ۱۰ بدست می‌آید.

۲-۴-۲-۳- شار گرمای نهان (LE)

شار گرمای نهان، میزان هدر رفت گرما ناشی از تبخیر سطح و تعرق گیاهان است. برای محاسبه شار گرمای نهان از روابط (۲۵) و (۲۶) استفاده می‌شود.

$$LE_{s,wet} = \frac{\rho C_p e_{sat}(T_s) - (e_{sat}(T_a) \times \frac{Ha}{100})}{\gamma rah_s + r_{v,min}} \quad (25)$$

$$e_{sat}(T) = 611 \exp[17.27(T - 273.15)/(T - 35.9)] \quad (26)$$

در روابط فوق، γ مقدار ثابت پیزومتری، $e_{sat}(T)$ مقدار استاندارد فشار بخار در شرایط دمای T ، $r_{v,min}$ ضریب ثابت برابر با ۲۵ و Ha رطوبت نسبی هوا را نشان می‌دهند.

^۱ Von-Karman

تابش طول موج بلند ورودی (۳ تا ۱۰۰ میکرومتر) برحسب $R_{L\uparrow}$ ، W/m^2 تابش طول موج بلند خروجی برحسب W/m^2 و ε_0 گسیلندگی سطح باند پهن است.

۲-۴-۲-۱- تابش طول موج کوتاه ورودی ($R_{S\downarrow}$)

تابش طول موج کوتاه ورودی، تابش طول موج خورشید که به‌طور مستقیم یا پراکنده در شرایط آسمان صاف به سطح زمین می‌رسد. نحوه محاسبه این پارامتر در بخش قبل توضیح داده شده است.

۲-۴-۲-۲- تابش طول موج بلند ورودی ($R_{L\downarrow}$)

$R_{L\downarrow}$ شار حرارتی ورودی از اتمسفر به سطح زمین برحسب W/m^2 است که توسط معادله استفان-بولتزمن به‌صورت رابطه (۱۹) محاسبه می‌شود.

$$R_{L\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (19)$$

در رابطه فوق، ε_a ضریب گسیلندگی اتمسفر، σ ثابت استفان-بولتزمن و T_a دمای هوای نزدیک سطح زمین برحسب درجه کلوین است.

۲-۴-۲-۳- تابش طول موج بلند خروجی ($R_{L\uparrow}$)

تابش طول موج بلند خروجی، مطابق قانون استفان بولتزمن از رابطه (۲۰) محاسبه می‌شود.

$$R_{L\uparrow} = \sigma \varepsilon T_{kin}^4 \quad (20)$$

در رابطه (۲۰)، σ ثابت استفان بولتزمن، T_{kin} دمای جنبشی جسم برحسب کلوین و ε ضریب گسیلندگی سطح است.

۲-۴-۲-۲- شار گرمای خاک (G)

شار گرمای خاک، میزان گرمای داخل خاک، در اثر هدایت مولکولی است. در مطالعات مختلفی مقادیر ثابتی برای نسبت بین شار گرمای خاک و تابش خالص خورشیدی بر اساس کاربری‌های اراضی مختلف ارائه شده است [۴۶، ۴۵].

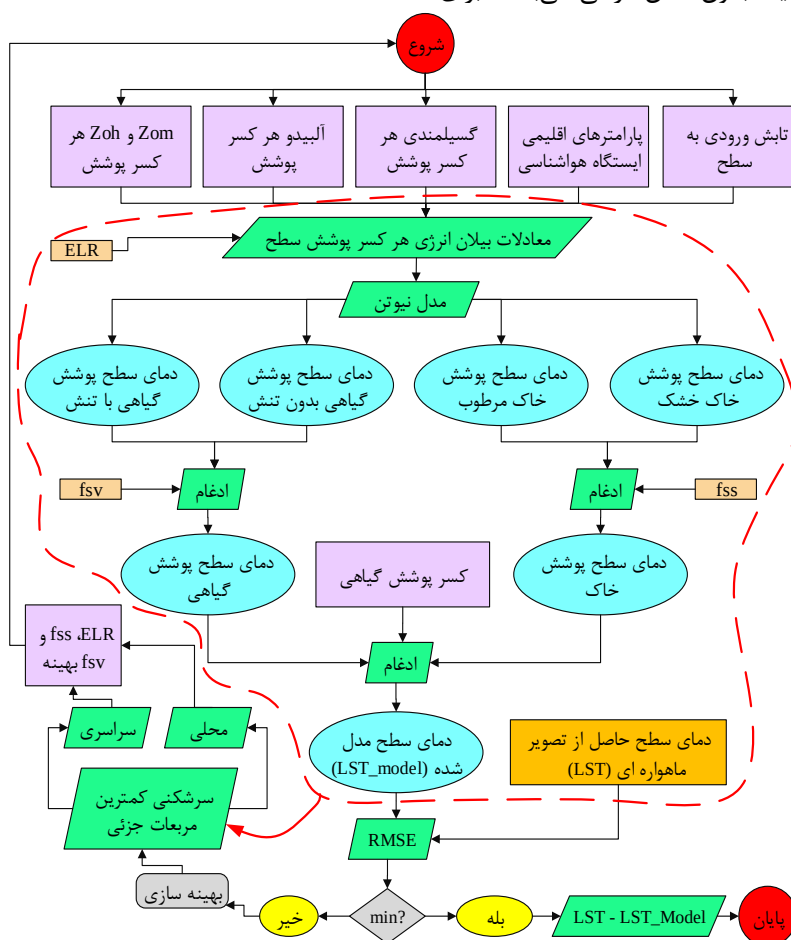
۲-۴-۲-۳- شار گرمای محسوس (H)

شار گرمای محسوس، میزان هدر رفت گرما به هوا از طریق فرآیند همرفت و هدایت مولکولی و بر اثر اختلاف

۲-۲-۵- نرمال سازی LST بر اساس معادلات بیلان

برای نرمال سازی LST بر اساس معادلات بیلان انرژی، بدست آوردن LST کسر پوشش‌های مختلف ضروری است. برای مناطقی که به طور کلی شامل کسر پوشش‌های خاک و گیاه باشند، محاسبه دمای خاک خشک، دمای خاک مرطوب، دمای پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و دمای پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش الزامی می‌باشد. برای

این منظور معادلات بیلان انرژی برای پوشش خاک خشک، خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و پوشش گیاهی بدون تنش به صورت مجزا حل می‌شود. سپس با ترکیب مقادیر LST محاسبه شده برای هر یک از کسرهای پوشش، LST منطقه مدل می‌شود. روند کلی نرمال سازی LST بر اساس معادلات بیلان انرژی به صورت شکل (۴) می‌باشد.



شکل ۴- روند کلی نرمال سازی LST بر اساس معادلات بیلان انرژی

در رابطه (۲۸)، $Rn_{s,wet}$ نشان دهنده شار تابش خالص، G_{wet} شار گرمای زمین، $H_{s,wet}$ شار گرمای محسوس و $LE_{s,wet}$ شار گرمای نهان خاک مرطوب می‌باشند.

$$Rn_{v,dry} = H_{s,dry} \quad (29)$$

در رابطه (۲۹)، $Rn_{v,dry}$ شار تابش خالص و $H_{v,dry}$ شار گرمای محسوس پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل می‌باشند.

$$Rn_{v,wet} = H_{v,wet} + LE_{v,wet} \quad (30)$$

معادله بیلان انرژی برای کسرهای پوشش خاک خشک، خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش به ترتیب به صورت رابطه‌های (۲۷)، (۲۸)، (۲۹) و (۳۰) نشان داده شده است [۴۷-۵۴].

$$Rn_{s,dry} - G_{dry} = H_{s,dry} \quad (27)$$

در رابطه (۲۷)، پارامترهای $Rn_{s,dry}$ نشان دهنده شار انرژی خالص، G_{dry} شار گرمای زمین، $H_{s,dry}$ شار گرمای محسوس برای خاک خشک می‌باشند.

$$Rn_{s,wet} - G_{wet} = H_{s,wet} + LE_{s,wet} \quad (28)$$

$$T_{SEB} = f_{ss} \times T_{s,dryEB} + (1 - f_{ss}) \times T_{s,WetEB} \quad (34)$$

در رابطه (۳۴)، $T_{s,dryEB}$ دمای خاک خشک، $T_{s,WetEB}$ دمای خاک مرطوب و f_{ss} شاخص خشکی برای سطح خاک می‌باشد. مقدار f_{ss} برای خاک کاملاً خشک برابر ۱ و برای خاک کاملاً مرطوب مساوی با صفر می‌باشد.

۲-۵-۲-۲- دمای سطح پوشش گیاهی

دمای سطح مدل‌شده برای پوشش گیاهی در سطح پیکسل با استفاده از رابطه (۳۵) محاسبه می‌شود [۱۴].

$$T_{VEB} = f_{sv} \times T_{v,dryEB} + (1 - f_{sv}) \times T_{v,WetEB} \quad (35)$$

در رابطه (۳۵)، $T_{v,dryEB}$ دمای پوشش گیاهی در شرایط با تنش کامل، $T_{v,WetEB}$ دمای پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش و f_{sv} شاخص تنش آب برای پوشش گیاهی می‌باشد. مقدار f_{sv} برای پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل برابر ۱ و برای پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش مساوی با صفر می‌باشد.

۲-۵-۳- دمای سطح مدل‌شده و نرمال‌شده

دمای سطح مدل‌شده و نرمال‌شده بر اساس معادلات بیلان انرژی خاک و پوشش گیاهی با استفاده از رابطه (۳۶) و (۳۷) محاسبه می‌شود [۱۴].

$$T_{EB} = f_v \times T_{VEB} + (1 - f_v) \times T_{SEB} \quad (36)$$

$$T_{Correct} = LST - T_{EB} \quad (37)$$

در روابط فوق، $T_{Correct}$ دمای سطح نرمال‌شده، T_{EB} دمای سطح مدل‌شده، f_v کسر پوشش گیاهی، T_{VEB} دمای سطح مدل‌شده برای پوشش گیاهی و T_{SEB} دمای سطح مدل‌شده برای پوشش گیاهی در سطح پیکسل را نشان می‌دهند.

۲-۵-۴- بهینه‌سازی دمای سطح مدل‌شده

برای بهینه‌سازی دمای سطح مدل‌شده بر اساس مدل بیلان انرژی سه مرحله انجام می‌شود. مرحله اول بهینه‌سازی مربوط به کمینه کردن اختلاف میانگین دمای سطح مدل‌شده و مشاهده‌شده می‌باشد. که با استفاده از رابطه (۳۸) انجام می‌شود.

در رابطه (۳۰)، $Rn_{v,wet}$ شار تابش خالص، $H_{v,wet}$ شار گرمای محسوس و $LE_{s,wet}$ شار گرمای نهان پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش می‌باشند. لازم به ذکر است که برای مدل‌سازی دمای هوا برای منطقه از دمای هوای ثبت شده در ایستگاه هواشناسی و اثر ELR استفاده می‌شود. دمای هوای برای کل منطقه به‌صورت رابطه (۳۱) مدل‌سازی می‌شود.

$$T_a = T_{station} + ELR(E - E_{station}) \quad (31)$$

در رابطه فوق، $T_{station}$ دمای هوای ثبت شده در ایستگاه هواشناسی، ELR ضریب اثر نرخ افت محیطی، E ارتفاع هر پیکسل، $E_{station}$ ارتفاع سطح ایستگاه هواشناسی می‌باشند. مقدار اولیه ELR، ۶/۵ درجه سانتیگراد برای هر یک کیلومتر در نظر گرفته می‌شود. در نهایت این مقدار بهینه‌سازی شده و مقدار بهینه آن برای منطقه بدست خواهد آمد.

در معادلات بیلان انرژی ذکر شده برای هر کسر پوشش سطح، تمام پارامترهای به غیر از LST مربوط به هر یک از کسره‌های پوشش معلوم می‌باشند. در نهایت برای محاسبه دمای کسره‌های پوشش خاک خشک، خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و بدون تنش با توجه به معادلات بیلان انرژی تشکیل‌شده برای چهار نوع پوشش سطح از محاسبات عددی مطابق با روش نیوتن [۵۵] نشان داده شده با روابط (۳۲) و (۳۳) استفاده می‌شود.

$$T_{n+1} = T_n - \frac{f(T_n)}{f'(T_n)} \quad (32)$$

$$|T_{n+1} - T_n| < 0.05 \quad (33)$$

برای رابطه (۳۲)، مقدار T در تکرارهای مختلف محاسبه می‌شود. مقدار نهایی دمای سطح زمانی تعیین می‌شود که رابطه (۳۳) صادق باشد. روابط (۳۲) و (۳۳) برای محاسبه دمای هر چهار پوشش سطح به‌صورت مجزا استفاده می‌شود. در نتیجه بر اساس معادلات بیلان انرژی در منطقه دما برای پوشش‌های مختلف سطح در مقیاس پیکسل حاصل خواهد شد.

۲-۵-۱- دمای سطح خاک

دمای سطح مدل‌شده برای پوشش خاک در سطح پیکسل با استفاده از رابطه (۳۴) محاسبه می‌شود [۱۴].

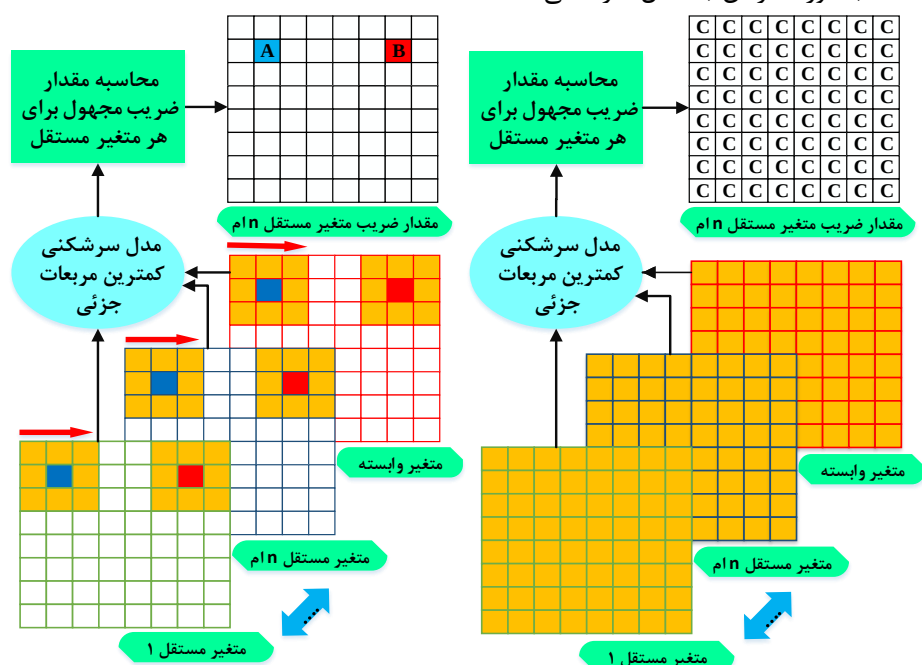
(۳۸)

$$T_{EB} = \overline{LST} + T_{EB} - \overline{T_{EB}}$$

در رابطه فوق، پارامترهای $\overline{LST}$ نشان‌دهنده میانگین دمای سطح بدست آمده از ماهواره و $\overline{T_{EB}}$ میانگین دمای سطح مدل شده می‌باشند. مرحله دوم، بهینه‌سازی مربوط به تعیین مقادیر پارامترهای fss و fsv می‌باشد. برای این منظور این ضرایب طوری تعیین می‌شود که مقدار مجذور میانگین اختلاف مربعات (RMSE) بین مقادیر دمای سطح مدل شده و بدست آمده از ماهواره کمینه شود. در این تحقیق مطابق شکل (۵) دو روش بهینه‌سازی سراسری و محلی برای تعیین مقادیر بهینه پارامترهای مدل نرمال سازی در نظر گرفته شد. در رویکرد بهینه‌سازی سراسری، مقادیر تمام پیکسل‌های منطقه به‌طور همزمان به مدل سرشکنی

معرفی شده و برای پارامترهای fss و fsv یک مقدار برای کل پیکسل‌های منطقه محاسبه می‌شود ولی در رویکرد بهینه‌سازی محلی برای هر پیکسل، مقادیر پارامترها fss و fsv به‌صورت مجزا محاسبه می‌شود. برای این منظور برای هر پیکسل خاص، مقادیر پیکسل‌های همسایه‌ی آن پیکسل به مدل معرفی می‌شود (مطابق شکل (۵)).

مرحله سوم بهینه‌سازی مربوط به تعیین مقدار بهینه پارامتر ELR می‌باشد. برای این منظور بعد از تعیین مقادیر بهینه پارامترهای fss و fsv، ELR طوری تعیین می‌شود که مقدار RMSE بین دمای سطح مدل شده و بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای کمینه شود.



شکل ۵- مدل شماتیک تعیین ضرایب مجهول مدل با بهینه‌سازی سراسری (سمت راست) و محلی (سمت چپ)

۲-۲-۶- شاخص‌های ارزیابی دقت مدل

در پژوهش حاضر از معیارهای ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل شده، بدست آمده از تصاویر ماهواره‌ای و اندازه‌گیری شده با دستگاه‌های زمینی برای ارزیابی دقت دمای سطح مدل شده استفاده شد. همچنین از معیار واریانس جهت ارزیابی دقت دمای سطح نرمال شده استفاده شد.

۳- بحث و نتایج

در پژوهش حاضر ابتدا نتایج مربوط به پیاده‌سازی مدل نرمال سازی دمای سطح برای لندست ۷ و ASTER

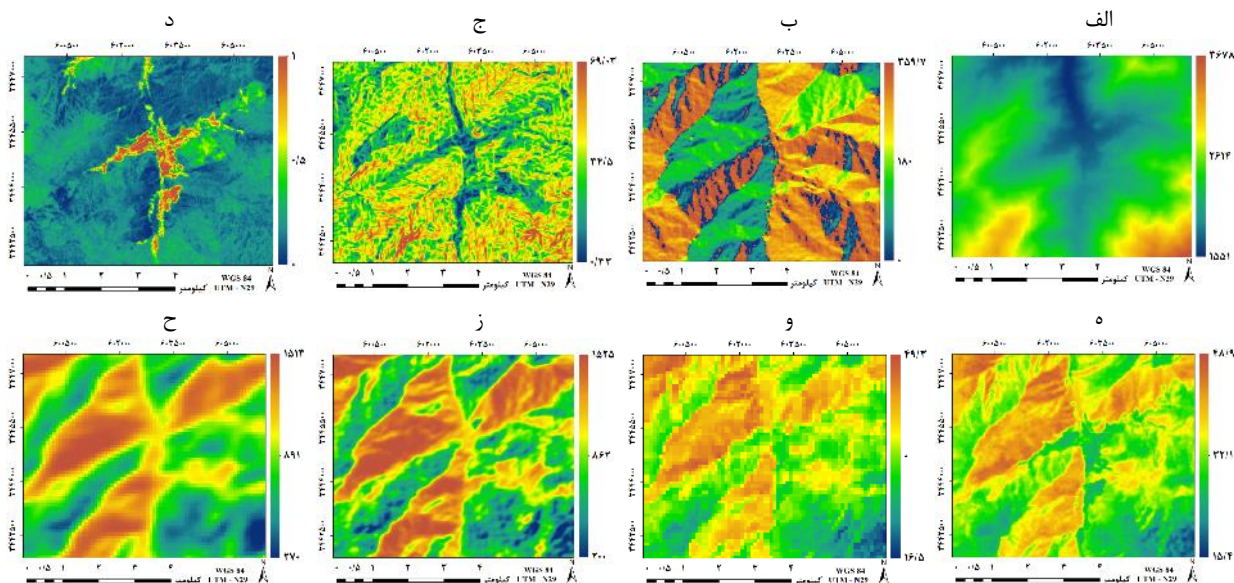
بررسی و تحلیل و سپس. کارایی تصویر لندست ۷ و ASTER برای نرمال سازی دمای سطح مقایسه و بررسی شد. به دلیل یکسان بودن داده‌های مورد استفاده، نتایج این پژوهش با نتایج پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷) مقایسه شد تا کارایی مدل ارائه شده به نسبت مدل آن پژوهش اثبات شود.

۳-۱- دمای سطح و پارامترهای محیطی

پس از مرحله پیش‌پردازش تصویر لندست ۷ و GDEM، پارامترهای محیطی از جمله عوامل توپوگرافی، تابش رسیده به سطح، کسر پوشش گیاهی با توجه به مراحل ذکر شده در بخش روش پژوهش استخراج شده‌اند. همچنین LST منطقه

ماهورهای و تابش ورودی به سطح برای هر دو تاریخ به صورت شکل (۶) نشان داده شده است.

مورد مطالعه با استفاده از الگوریتم تک کاناله محاسبه شده است. نقشه پارامترهای محیطی، LST بدست آمده از تصویر

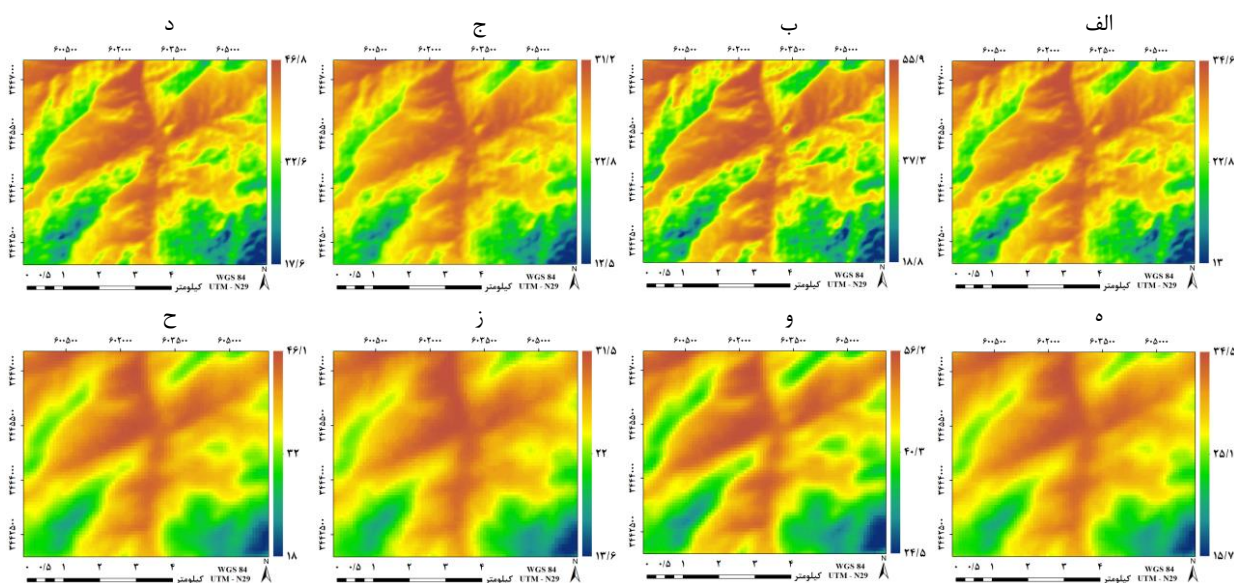


شکل ۶- نقشه‌های (الف) ارتفاع (متر)، (ب) جهت شیب (درجه)، (ج) شیب (درجه)، (د) کسر پوشش گیاهی، (ه) دمای سطح لندست ۷ (سانتی‌گراد)، و (و) AST08 (سانتی‌گراد)، (ز) تابش ورودی به سطح ۳۰ متر (W/m^2)، (ح) تابش ورودی به سطح ۹۰ متر (W/m^2)

۳-۲- دمای سطح پوشش‌های مختلف سطح

با استفاده از پارامترهای هواشناسی و اقلیمی، تابش ورودی به سطح و دیگر پارامترهای ذکر شده در بخش روش پژوهش بر اساس معادلات بیلان انرژی، نقشه‌های دمای خاک خشک، خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و بدون تنش برای قدرت تفکیک مکانی ۳۰ و ۹۰ متر بدست آمده است که به صورت شکل (۷) و مقدار میانگین دمای سطح هر یک از پوشش‌ها به صورت جدول (۲) نشان داده شده است.

مطابق نتایج نشان داده شده در شکل (۶)، با وجود اینکه منطقه مورد مطالعه وسعت بالایی ندارد اما دامنه‌ی تغییرات مقادیر تابش ورودی به سطح برای منطقه زیاد است دلیل اصلی این موضوع به شرایط کوهستانی و توپوگرافی ناهمگن منطقه مرتبط است. پارامترهای محیطی تابش ورودی به سطح و پوشش گیاهی از لحاظ مکانی، به طور ناهمگن در منطقه توزیع شده است. توزیع ناهمگن پارامترهای محیطی سبب توزیع ناهمگن دمای سطح برای منطقه شده است.



شکل ۷- مقادیر دمای سطح (الف) خاک مرطوب، (ب) خاک خشک، (ج) گیاه بدون تنش، (د) گیاه با تنش کامل با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر (سانتی‌گراد) و مقادیر دمای سطح (ه) خاک مرطوب، (و) خاک خشک، (ز) گیاه بدون تنش، (ح) گیاه با تنش کامل با قدرت تفکیک مکانی ۹۰ متر (سانتی‌گراد)

جدول ۲- مقدار میانگین دمای سطح هر یک از پوشش‌ها (سانتی گراد)

پوشش گیاهی بدون تنش	پوشش گیاهی با تنش کامل	خاک مرطوب	خاک خشک	پوشش سطح
۲۵/۶۹	۳۷/۱۱	۲۷/۶۸	۴۵/۷۸	لندست ۷
۲۵/۲۵	۳۸/۱۰	۲۸/۱۶	۴۴/۸۹	AST08

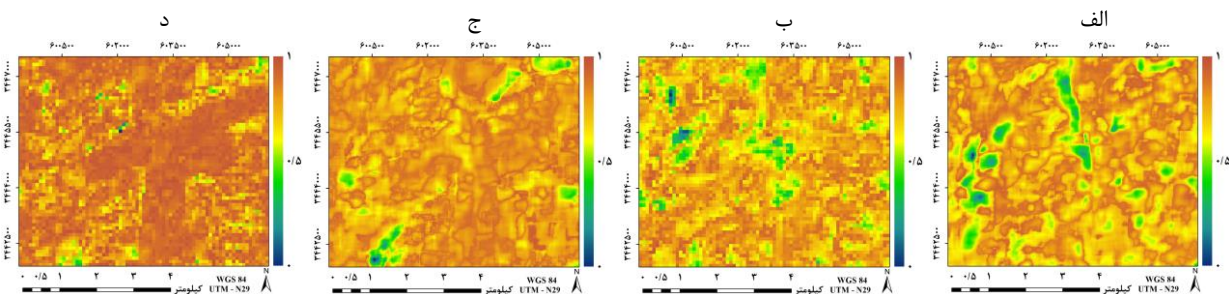
۳-۳- دمای سطح مدل شده و نرمال شده

با توجه به مقادیر دمای خاک خشک و مرطوب، دمای پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و بدون تنش، کسر پوشش گیاهی و دمای سطح بدست آمده از ماهواره مقادیر بهینه fsv و fss طوری تعیین شده است که RMSE بین دمای سطح مدل شده و دمای سطح بدست آمده از ماهواره کمینه گردد. برای این منظور از سرشکنی کمترین مربعات استفاده شد. با اجرا سرشکنی کمترین مربعات به صورت سراسری، برای کل منطقه، یک مقدار بهینه برای پارامترهای fsv و fss و در نهایت ELR برآورد شده است؛ که مقادیر بهینه به صورت جدول (۳) نشان داده شده است.

جدول ۳- مقادیر fsv، fss و LR با بهینه سازی سراسری

تصویر	fss	fsv	ELR
لندست ۷	۰/۸۸	۰/۸۴	-۸/۴
ASTER	۰/۹۱	۰/۹	-۸/۷

با اجرای مدل سرشکنی کمترین مربعات به صورت محلی برای هر پیکسل، بر اساس مقادیر پیکسل‌های همسایه، مقادیر بهینه fsv و fss محاسبه شد. نقشه مقادیر بهینه fsv و fss به صورت شکل (۸) نشان داده شده است.

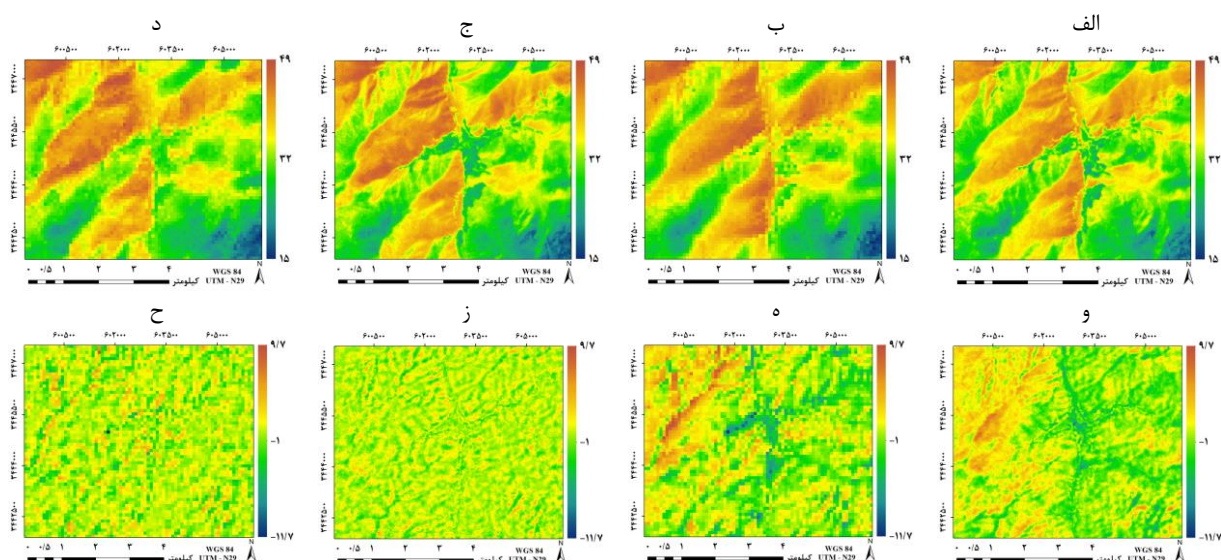


شکل ۸- نقشه مقادیر بهینه شاخص، خشکی سطح خاک (الف) لندست ۷، (ب) AST08 و تنش آبی پوشش گیاهی (ج) لندست ۷، (د) AST08

بررسی بصری شکل (۹) نشان می‌دهد که اثرات پارامترهای محیطی به صورت قابل ملاحظه‌ای از مقادیر LST نرمال شده است. با نرمال کردن LST نسبت به پارامترهای محیطی از توزیع ناهمگن LST برای منطقه مورد مطالعه کاسته شده است. برای روش بهینه سازی محلی کم شدن اثرات پارامترهای محیطی بر دمای سطح مشهودتر است.

با توجه به جدول (۲)، می‌توان بیان کرد که پوشش خاک خشک به دلیل، عدم وجود شار گرمایی محسوس و نهان دارای بالاترین دمای سطح است. پوشش خاک مرطوب و پوشش گیاهی در شرایط عدم تنش دارای دمای سطح پایینی می‌باشند. میانگین دمای سطح پوشش خاک خشک برای لندست ۷ و ASTER به ترتیب ۴۵/۷۸ و ۴۴/۸۹ درجه سانتی گراد و برای خاک مرطوب به ترتیب ۲۷/۶۸ و ۲۸/۱۶ درجه سانتی گراد است. میانگین دمای سطح خاک در شرایط خشک و مرطوب اختلاف زیادی دارند که این اختلاف ناشی از تأثیر دو جزء شار گرمایی محسوس و نهان است که سبب کاهش شدید دمای سطح خاک مرطوب به سبب تبخیر و تعرق می‌گردد. همین موضوع اهمیت در نظر گرفتن تمام اجزاء بیلان انرژی در مدل سازی و نرمال سازی دمای سطح را نشان می‌دهد. میزان تابش ورودی برای همه پوشش‌های سطح یکسان است به همین دلیل فقط پارامترهای از جمله شار گرمایی زمین، گرمای محسوس و گرمای نهان با توجه به نوع پوشش سطح سبب ایجاد اختلاف در مقادیر دمای سطح پوشش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه است.

با محاسبه مقادیر بهینه پارامترها به صورت سراسری و محلی و ترکیب آن‌ها با مقادیر دمای پوشش‌های مختلف، دمای خاک و پوشش گیاهی منطقه محاسبه شد. در نهایت با ترکیب مقادیر دمای سطح خاک و پوشش گیاهی با پارامتر کسر پوشش گیاهی دمای سطح مدل شده و نرمال شده برای هر دو استراتژی بهینه سازی سراسری و محلی بدست آمد. که به صورت شکل (۹) نشان داده شد.

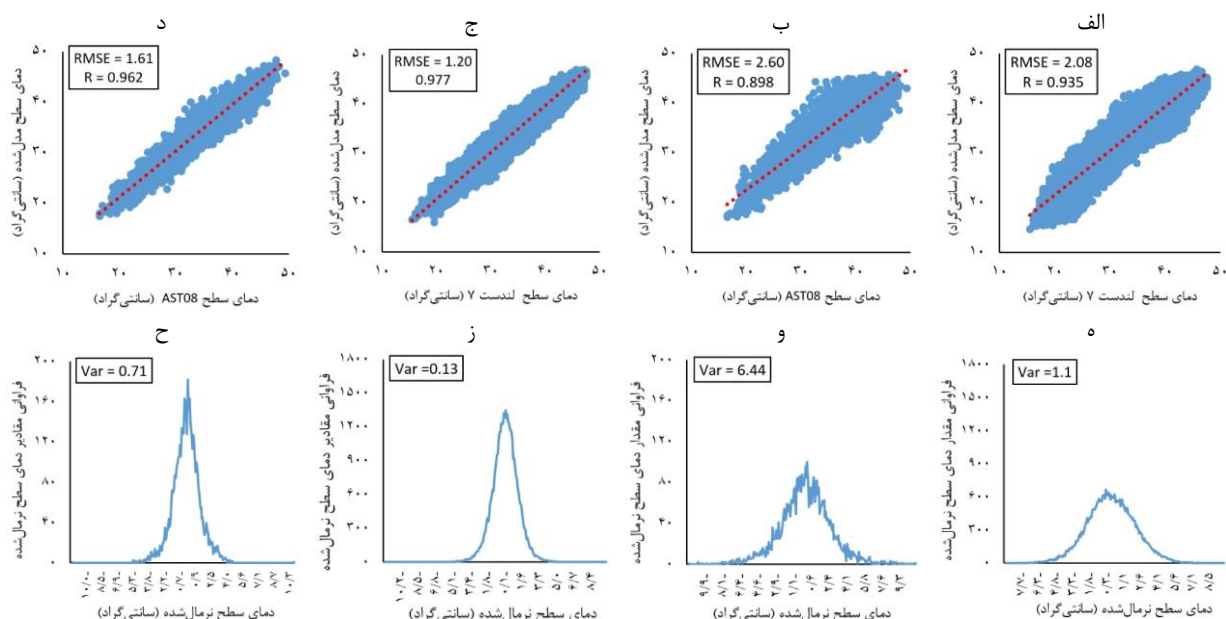


شکل ۹- نقشه دمای سطح مدل شده (الف) لندست ۷-سراسری، (ب) AST08-سراسری، (ج) لندست ۷-محلی، (د) AST08-محلی و نقشه دمای سطح نرمال شده (الف) لندست ۷-سراسری، (ب) AST08-سراسری، (ج) لندست ۷-محلی، (د) AST08-محلی (سانتی گراد)

۳-۴- ارزیابی دقت دمای سطح مدل شده و دمای سطح نرمال شده

دمای سطح سه معیار ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل شده و دمای سطح بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای و واریانس مقادیر دمای سطح نرمال شده بررسی شد که نتایج آن به صورت شکل (۱۰) نشان داده شد.

برای ارزیابی کارایی مدل ارائه شده برای نرمال سازی



شکل ۱۰- پارامترهای ارزیابی ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای و مدل شده (الف) لندست ۷-سراسری، (ب) AST08-سراسری، (ج) لندست ۷-محلی، (د) AST08-محلی و واریانس دمای سطح نرمال شده (الف) لندست ۷-سراسری، (ب) AST08-سراسری، (ج) لندست ۷-محلی، (د) AST08-محلی (سانتی گراد)

ASTER پایین تر است. همچنین بررسی نتایج نشان می‌دهد که کارایی تصویر لندست ۷ به نسبت تصویر ASTER در هر دو حالت بهینه سازی سراسری و محلی بالاتر است.

مقادیر بررسی نتایج شکل (۱۰) نشان می‌دهد که مقدار RMSE بین دمای سطح مدل شده و بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای در حالت بهینه سازی محلی به نسبت بهینه سازی سراسری برای هر دو نوع داده لندست ۷ و

با بررسی هیستوگرام‌های مربوط به مقادیر دمای سطح نرمال شده برای حالت‌های مختلف نیز به خوبی نشان می‌دهد که استفاده از بهینه سازی محلی به نسبت بهینه سازی سراسری از قابلیت بالاتری برای نرمال سازی دمای سطح برخوردار است. در حالت بهینه سازی محلی به نسبت بهینه سازی سراسری شکل هیستوگرام مقادیر دمای سطح نرمال شده بسیار به حالت نرمال و شکل زنگوله‌ای باریک نزدیک تر است.

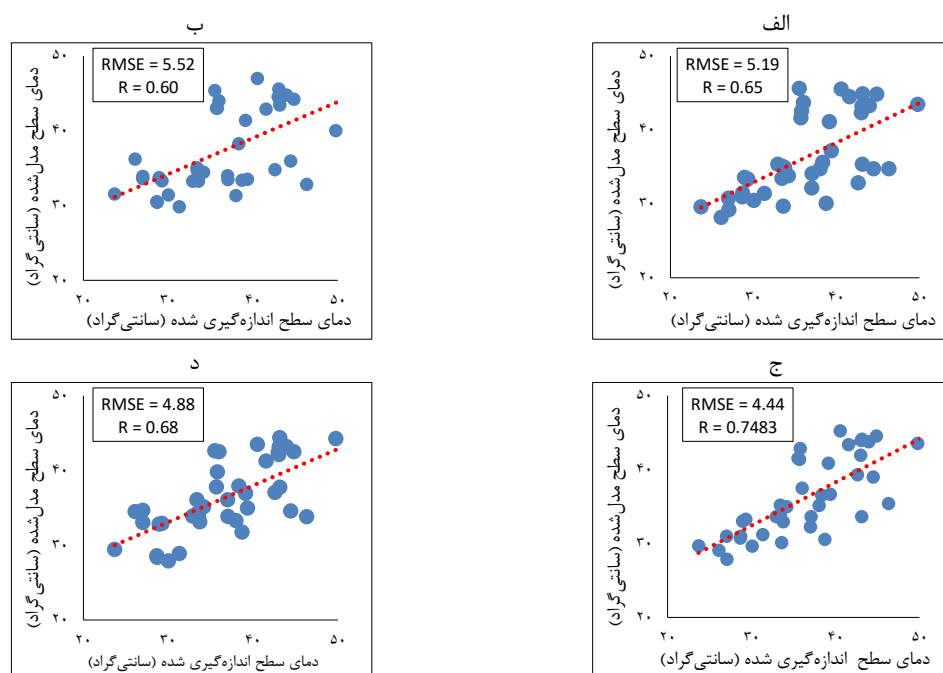
در پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷)، برای نرمال سازی دمای سطح، از داده AST08 بکار گرفته شده در همین پژوهش استفاده شد. برای نرمال سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی از سه مدل نرمال سازی استفاده شد که نتایج آن برای روز ۲۴۸ سال ۲۰۱۴ به صورت جدول (۴) نشان داده شده است.

جدول ۴- ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل شده و AST08 روز ۲۴۸ سال ۲۰۱۴ (مالبتا و همکاران (۲۰۱۷))

مدل نرمال سازی	RMSE	R
رگرسیون چندگانه	۳/۸	۰/۷۹
شیب لبه خشک	۵/۹۵	۰/۸۲
بیان انرژی	۳/۱۸	۰/۸۵

بررسی نتایج نشان داده شده در جدول (۴) نشان می‌دهد که مدل بیان انرژی برای نرمال سازی دمای سطح، نسبت به دو مدل دیگر کارآمدتر است. مقایسه نتایج جدول (۴) و نتایج پژوهش حاضر نشان می‌دهد که کارایی مدل بیان انرژی برای نرمال سازی دمای سطح در این پژوهش به صورت قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته است. در پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷) از سرشکنی کمترین مربعات به صورت بهینه سازی سراسری برای محاسبه مقادیر بهینه شاخص‌های fss و fsv و در نهایت مدل سازی و نرمال سازی دمای سطح استفاده شد. در صورتی که در پژوهش حاضر با ارائه و بکارگیری ایده بهینه سازی محلی برای محاسبه مقادیر بهینه شاخص‌های fss و fsv در

سرشکنی کمترین مربعات، مقدار ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل شده و AST08 به ترتیب ۰/۹۷۷ و ۱/۲ بدست آمد. همچنین در پژوهش حاضر، از مدل HDKR برای مدل سازی تابش ورودی به سطح استفاده شد. ولی در پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷)، از مدل DART برای این منظور استفاده شد. افزایش کارایی مدل نرمال سازی ارائه شده در این پژوهش به نسبت پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷)، مشهود است. در نهایت ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل شده و اندازه گیری شده توسط دستگاه‌های زمینی در لحظه گذر ماهواره بررسی شد که نتایج آن به صورت شکل (۱۱) نشان داده شد.



شکل ۱۱- نتایج ارزیابی کارایی مدل ارائه شده برای مدل سازی و نرمال سازی دمای سطح با داده‌های زمینی (الف) لندست ۷-سراسری، (ب) AST08-سراسری، (ج) لندست ۷-محلی (د) AST08-سراسری

بررسی نتایج ارائه شده در شکل (۱۰) نشان می‌دهد که داده‌های تصویر لندست ۷ به نسبت ASTER برای نرمال‌سازی دمای سطح مناسب‌تر است. همچنین استفاده از روش بهینه‌سازی محلی به نسبت بهینه‌سازی سراسری باعث افزایش کارایی مدل نرمال‌سازی می‌شود.

۴- نتیجه‌گیری

دمای سطح بدست آمده از فن‌آوری سنجش از دور از اهمیت بالایی در کاربردها و مطالعات متعدد برخوردار است. مقدار و چگونگی توزیع این پارامتر در سطح یک منطقه، تحت تاثیر شرایط محیطی همچون موقعیت زمانی، موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی، تابش خورشید، ویژگی‌های ذاتی و بیوفیزیکی سطح، پارامترهای سینوپتیک و اقلیمی محدوده و شرایط زیرسطحی قرار دارد. برای بسیاری از مطالعات علمی و تصمیمات مدیریتی دقیق همچون بحث شناسایی منابع زمین‌گرمایی، پایش روند تغییرات فعالیت گسل‌ها و آتشفشان‌ها، روند تغییرات آنامولی‌های حرارتی و ارتباط آن با زمین لرزه در محیط غیرشهری و مدیریت و برنامه‌ریزی مصرف منابع انرژی در محیط شهری نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به عوامل محیطی از اهمیت بالایی برخوردار است. مدل‌های ارائه شده در پژوهش‌های قبلی با محدودیت‌های جدی همراه بود. با توجه بررسی مطالعات گذشته مشخص شد که در مدل‌های ارائه شده برای نرمال‌سازی دمای سطح بیشتر بر اثر خورشید و شرایط توپوگرافی تاکید شده است و اکثر مدل‌های ارائه شده برای مناطق بایر و خشک مناسب می‌باشند. برای مناطق کوهستانی به سبب تغییرات پارامترهای محیطی همچون پوشش گیاهی و رطوبت سطح، اجزاء بیلان انرژی از جمله شار گرمای نهان و محسوس بر دمای سطح تاثیر بالایی دارند. هدف از مطالعه حاضر، بکارگیری مدلی فیزیکی بر اساس معادلات بیلان انرژی برای نرمال‌سازی دمای سطح نسبت به پارامترهای محیطی می‌باشد. در مدل بکار گرفته شده در مطالعه حاضر شار گرمای محسوس و نهان موثر بر دمای سطح و معادلات بیلان انرژی خاک و پوشش گیاهی در نظر گرفته شده است. برای نرمال‌سازی دمای سطح بر اساس معادلات بیلان انرژی خاک و پوشش گیاهی بدست آوردن دمای خاک خشک، خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و پوشش گیاهی در شرایط بدون تنش الزامی می‌باشد. برای

این منظور معادلات بیلان انرژی برای پوشش خاک خشک، پوشش خاک مرطوب، پوشش گیاهی در شرایط تنش کامل و پوشش گیاهی بدون تنش به صورت مجزا تشکیل و دمای سطح در هر یک از این نوع پوشش‌ها با استفاده از روش نیوتن بدست آمد. برای تلفیق دمای مربوط به پوشش‌های مختلف نیاز به تعیین مقادیر شاخص‌های خشکی سطح خاک و تنش آبی پوشش گیاه می‌باشد. برای تعیین بهینه مقادیر فوق از سرشکنی کمترین مربعات با دو رویکرد بهینه‌سازی سراسری و محلی استفاده شده است. با تعیین مقادیر بهینه این پارامترها، دمای سطح پوشش خاک و پوشش گیاهی محاسبه شده و در نهایت دمای سطح مدل‌شده و نرمال‌شده بدست آمده است. برای ارزیابی نتایج از پارامترهای آماری ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل‌شده، بدست آمده از تصویر ماهواره‌ای و اندازه‌گیری شده با دستگاه‌های زمینی ثبت دمای خاک و برای ارزیابی دقت مقادیر دمای سطح نرمال‌شده از پارامتر واریانس مقادیر استفاده شد. نتایج حاصل از پژوهش نشان‌دهنده این است که در حالت بهینه‌سازی سراسری، مقادیر معیارهای ضریب همبستگی، RMSE و واریانس برای داده AST08 به ترتیب ۰/۸۹، ۲/۶ و ۶/۴۴ و برای داده لندست ۷ به ترتیب ۰/۹۳، ۲/۰۸ و ۱/۱ و در حالت بهینه‌سازی محلی، مقادیر این معیارها برای داده AST08 به ترتیب ۰/۹۶۲، ۱/۶۱ و ۰/۷۱ و برای داده لندست ۷ به ترتیب ۰/۹۷۷، ۱/۲ و ۰/۱۳ بود. مقایسه نتایج پژوهش حاضر با پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷) نشان می‌دهد که کارایی مدل بیلان انرژی برای نرمال‌سازی دمای سطح در این پژوهش به صورت قابل‌ملاحظه‌ای افزایش یافته است. در پژوهش مالبتا و همکاران (۲۰۱۷) از سرشکنی کمترین مربعات به صورت بهینه‌سازی سراسری برای محاسبه مقادیر بهینه شاخص‌های fss و fsv و در نهایت مدل‌سازی و نرمال‌سازی دمای سطح استفاده شد. در صورتی که در پژوهش حاضر با ارائه و بکارگیری ایده بهینه‌سازی محلی برای محاسبه مقادیر بهینه شاخص‌های fss و fsv در سرشکنی کمترین مربعات، مقدار ضریب همبستگی و RMSE بین دمای سطح مدل‌شده و AST08 به صورت قابل ملاحظه‌ای بهبود یافته است. بررسی نتایج پژوهش نشان داد که در هر دو روش بهینه‌سازی سراسری و محلی، کارایی تصویر لندست ۷ از ASTER برای نرمال‌سازی دمای سطح بالاتر بود. همچنین استفاده از روش بهینه‌سازی

محلی نسبت به بهینه‌سازی سراسری برای برآورد مقادیر بهینه پارامترهای مجهول، سبب افزایش دقت نتایج نرمال‌سازی شد.

در مدل ارائه شده در این پژوهش تعیین دقیق پارامترهای هواشناسی و اقلیمی همچون دما، فشار و رطوبت نسبی هوا و سرعت باد در لحظه گذر ماهواره از اهمیت بالایی برخوردار است. پیشنهاد می‌گردد در

مطالعات آتی آنالیز حساسیت دقت نهایی مدل نسبت به هر یک از این پارامترها انجام شود. همچنین پیشنهاد می‌گردد با اضافه شدن کسر پوشش سطوح نفوذناپذیر در کنار کسرهای پوشش خاک و پوشش گیاهی در نظر گرفته شده در این پژوهش به مدل نرمال‌سازی دمای سطح کارایی و دقت نتایج آن با نتایج مدل بکار گرفته شده در این پژوهش مقایسه شود.

مراجع

- [1] L. Jia, M. Marco, S. Bob, J. Lu, and M. Massimo, "Monitoring Water Resources and Water Use from Earth Observation in the Belt and Road Countries," *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, vol. 32, no. Z1, pp. 62-73, 2017.
- [2] S. Mansor, A. Cracknell, B. Shilin, and V. Gornyi, "Monitoring of underground coal fires using thermal infrared data," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, no. 8, pp. 1675-1685, 1994.
- [3] Z. Wan, P. Wang, and X. Li, "Using MODIS land surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the southern Great Plains, USA," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, no. 1, pp. 61-72, 2004.
- [4] M. Friedl, "Forward and inverse modeling of land surface energy balance using surface temperature measurements," *Remote sensing of environment*, vol. 79, no. 2, pp. 344-354, 2002.
- [5] J. Ma, S. Chen, X. Hu, P. Liu, and L. Liu, "Spatial-temporal variation of the land surface temperature field and present-day tectonic activity," *Geoscience Frontiers*, vol. 1, no. 1, pp. 57-67, 2010.
- [6] J. A. Okalebo et al., "An Evaluation of the Community Land Model (Version 3.5) and Noah Land Surface Models for Temperature and Precipitation Over Nebraska (Central Great Plains): Implications for Agriculture in Simulations of Future Climate Change and Adaptation," in *Climate Change Adaptation, Resilience and Hazards*: Springer, 2016, pp. 21-34.
- [7] C. Berger, J. Rosentreter, M. Voltersen, C. Baumgart, C. Schmulius, and S. Hese, "Spatio-temporal analysis of the relationship between 2D/3D urban site characteristics and land surface temperature," *Remote Sensing of Environment*, vol. 193, pp. 225-243, 2017.
- [8] J. A. Voogt and T. R. Oke, "Thermal remote sensing of urban climates," *Remote sensing of environment*, vol. 86, no. 3, pp. 370-384, 2003.
- [9] H. Lievens, B. Martens, N. Verhoest, S. Hahn, R. Reichle, and D. Miralles, "Assimilation of global radar backscatter and radiometer brightness temperature observations to improve soil moisture and land evaporation estimates," *Remote Sensing of Environment*, vol. 189, pp. 194-210, 2017.
- [10] P. P. Harris, S. S. Folwell, B. Gallego-Elvira, J. Rodríguez, S. Milton, and C. M. Taylor, "An evaluation of modeled evaporation regimes in Europe using observed dry spell land surface temperature," *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, no. 5, pp. 1453-1470, 2017.
- [11] M. Bellaoui, A. Hassini, and K. Bouchouicha, "Remote Sensed Land Surface Temperature Anomalies for Earthquake Prediction," in *International Journal of Engineering Research in Africa*, 2017, vol. 31, pp. 120-134: Trans Tech Publ.
- [12] T. C. Eckmann, D. A. Roberts, and C. J. Still, "Using multiple endmember spectral mixture analysis to retrieve subpixel fire properties from MODIS," *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, no. 10, pp. 3773-3783, 2008.
- [13] C. Mattar et al., "Impacts of the broadband albedo on actual evapotranspiration estimated by S-SEBI model over an agricultural area," *Remote sensing of environment*, vol. 147, pp. 23-42, 2014.
- [14] Y. Malbêteau et al., "Normalizing land surface temperature data for elevation and illumination effects in mountainous areas: A case study using ASTER data over a steep-sided valley in Morocco," *Remote Sensing of Environment*, vol. 189, pp. 25-39, 2017.
- [15] M. Coolbaugh, C. Kratt, A. Fallacaro, W. Calvin, and J. Taranik, "Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA," *Remote Sensing of Environment*, vol. 106, no. 3, pp. 350-359, 2007.
- [16] F. J. Gutiérrez, M. Lemus, M. A. Parada, O. M. Benavente, and F. A. Aguilera, "Contribution of ground surface altitude difference to thermal anomaly detection using satellite images: Application to

- volcanic/geothermal complexes in the Andes of Central Chile," *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 237, pp. 69-80, 2012.
- [17] R. C. Dubayah, "Modeling a solar radiation topoclimatology for the Rio Grande River Basin," *Journal of Vegetation Science*, vol. 5 ,no. 5, pp. 627-640, 1994.
- [18] S. A. Kalogirou, *Solar energy engineering: processes and systems*. Academic Press, 2013.
- [19] M. Meybeck, P. Green, and C. Vörösmarty, "A new typology for mountains and other relief classes: an application to global continental water resources and population distribution," *Mountain Research and Development*, vol. 21, no. 1, pp. 34-45, 2001.
- [20] L. Coret, X. Briottet, Y. H. Kerr, and A. Chehbouni, "Simulation study of view angle effects on thermal infrared measurements over heterogeneous surfaces," *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 42, no. 3, pp. 664-672, 2004.
- [21] Y. Liu, Y. Noumi, and Y. Yamaguchi, "Discrepancy between ASTER-and MODIS-derived land surface temperatures: terrain effects," *Sensors*, vol. 9, no. 2, pp. 1054-1066, 2009.
- [22] Y. Liu, T. Hiyama, and Y. Yamaguchi, "Scaling of land surface temperature using satellite data: A case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area," *Remote Sensing of Environment*, vol. 105 ,no. 2, pp. 115-128, 2006.
- [23] P. Minnis and M. M. Khaiyer, "Anisotropy of land surface skin temperature derived from satellite data," *Journal of Applied Meteorology*, vol. 39, no. 7, pp. 1117-1129, 2000.
- [24] M. O. Rasmussen, A. C. Pinheiro, S. R. Proud ,and I. Sandholt, "Modeling angular dependences in land surface temperatures from the SEVIRI instrument onboard the geostationary Meteosat Second Generation satellites," *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 48, no. 8, pp. 3123-3133, 2010.
- [25] I. Danilina, A. R. Gillespie, L. K. Balick, A. Mushkin, and M. A. O'Neal, "Performance of a thermal-infrared radiosity and heat-diffusion model for estimating sub-pixel radiant temperatures over the course of a day," *Remote sensing of environment*, vol. 124, pp. 492-501, 2012.
- [26] I. Danilina, A. R. Gillespie, L. Balick, A. Mushkin, M. Smith, and D. Blumberg, "Compensation for subpixel roughness effects in thermal infrared images," *International journal of remote sensing*, vol. 34, no. 9-10, pp. 3425-3436 ,2013.
- [27] M. Z. Jacobson, *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge university press, 2005.
- [28] J. Dozier and S. I. Outcalt, "An approach toward energy balance simulation over rugged terrain," *Geographical Analysis*, vol. 11, no. 1, pp. 19-30, 1979.
- [29] R. Rigon, G. Bertoldi, and T. M. Over, "GEOtop: A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets," *Journal of Hydrometeorology*, vol. 7, no. 3, pp. 371-388, 2006.
- [30] S. K. Jain, A. Goswami, and A. Saraf, "Determination of land surface temperature and its lapse rate in the Satluj River basin using NOAA data," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 29, no. 11, pp. 3091-3103, 2008.
- [31] S. Y. CHEN, J. MA, P. X. LIU, and L. Q. LIU, "A study on the normal annual variation field of land surface temperature in China," *Chinese Journal of Geophysics*, vol. 52, no. 5, pp. 962-971, 2009.
- [32] M. Kiavarz Moghaddam, "Land Surface Thermal Anomaly Detection Based on Satellite Thermal Band Normalization," *Journal of Geomatics Science and Technology*, pp. 55-65, 2017.
- [33] T. Cooley et al., "FLAASH, a MODTRAN4-based atmospheric correction algorithm, its application and validation," in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2002. IGARSS'02. 2002 IEEE International*, 2002, vol. 3, pp. 1414-1418 :IEEE.
- [34] S. A. Mousavi Maleki, H. Hizam, and C. Gomes, "Estimation of hourly, daily and monthly global solar radiation on inclined surfaces: Models re-visited," *Energies*, vol. 10, no. 1, p. 134, 2017.
- [35] J. A. Duffie and W. A. Beckman, *Solar engineering of thermal processes*. John Wiley & Sons, 2013.
- [36] R. Richter, T. Kellenberger, and H. Kaufmann, "Comparison of topographic correction methods," *Remote Sensing*, vol. 1, no. 3, pp. 184-196, 2009.
- [37] S. Hantson and E. Chuvieco, "Evaluation of different topographic correction methods for Landsat imagery," *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 13, no. 5, pp. 691-700, 2011.
- [38] J. P. Walawender, M. Szymanowski, M. J. Hajto, and A. Bokwa, "Land surface temperature patterns in the urban agglomeration of Krakow (Poland) derived from Landsat-7/ETM+ data," *Pure and Applied Geophysics*, vol. 171, no. 6, pp. 913-940, 2014.
- [39] G. Chander, B. L. Markham, and D. L. Helder, "Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors," *Remote sensing of environment*, vol. 113, no. 5, pp.

- 893-903, 2009.
- [40] J. C. Jiménez-Muñoz, J. A. Sobrino, D. Skoković, C. Mattar, and J. Cristóbal, "Land surface temperature retrieval methods from Landsat-8 thermal infrared sensor data," *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 11, no. 10, pp. 1840-1843, 2014.
 - [41] X. Yu, X. Guo, and Z. Wu, "Land surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS—Comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method," *Remote Sensing*, vol. 6, no. 10, pp. 9829-9852, 2014.
 - [42] J. C. Jiménez-Muñoz and J. A. Sobrino, "A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data," *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 108, no. D22, 2003.
 - [43] J. A. Sobrino, J. C. Jiménez-Muñoz, and L. Paolini, "Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5," *Remote Sensing of environment*, vol. 90, no. 4, pp. 434-440, 2004.
 - [44] J. C. Jiménez-Muñoz, J. Cristóbal, J. A. Sobrino, G. Sòria, M. Ninyerola, and X. Pons, "Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 47, no. 1, pp. 339-349, 2009.
 - [45] C. Huang, B. Wylie, L. Yang, C. Homer, and G. Zylstra, "Derivation of a tasseled cap transformation based on Landsat 7 at-satellite reflectance," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 8, pp. 1741-1748, 2002.
 - [46] Q. Weng, X. Hu, D. A. Quattrochi, and H. Liu, "Assessing intra-urban surface energy fluxes using remotely sensed ASTER imagery and routine meteorological data: A case study in Indianapolis, USA," *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 7, no. 10, pp. 4046-4057, 2014.
 - [47] M. Anderson, J. Norman, W. Kustas, R. Houborg, P. Starks, and N. Agam, "A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales," *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, no. 12, pp. 4227-4241, 2008.
 - [48] D. Long and V. P. Singh, "A two-source trapezoid model for evapotranspiration (TTME) from satellite imagery," *Remote Sensing of Environment*, vol. 121, pp. 370-388, 2012.
 - [49] O. Merlin, A. G. Chehbouni, Y. H. Kerr, E. G. Njoku, and D. Entekhabi, "A combined modeling and multispectral/multiresolution remote sensing approach for disaggregation of surface soil moisture: Application to SMOS configuration," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 43, no. 9, pp. 2036-2050, 2005.
 - [50] O. Merlin et al., "Disaggregation of MODIS surface temperature over an agricultural area using a time series of Formosat-2 images," *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, no. 11, pp. 2500-2512, 2010.
 - [51] O. Merlin and A. Chehbouni, "Different approaches in estimating heat flux using dual angle observations of radiative surface temperature," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, no. 1, pp. 275-289, 2004.
 - [52] B. Choudhury, R. Reginato, and S. Idso, "An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux," *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 37, no. 1, pp. 75-88, 1986.
 - [53] V. G. Stefan, O. Merlin, S. Er-Raki, M.-J. Escorihuela, and S. Khabba, "Consistency between in situ, model-derived and high-resolution-image-based soil temperature endmembers: towards a robust data-based model for multi-resolution monitoring of crop evapotranspiration," *Remote Sensing*, vol. 7, no. 8, pp. 10444-10479, 2015.
 - [54] R. G. Allen, L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith, "Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56," *FAO, Rome*, vol. 300, no. 9, p. D05109, 1998.
 - [55] K. L. Bristow, "On solving the surface energy balance equation for surface temperature," *Agricultural and forest meteorology*, vol. 39, no. 1, pp. 49-54, 1987.