



کمی سازی تأثیر پارامترهای سطحی و شرایط اقلیمی بر دمای سطح زمین با استفاده از داده‌های انعکاسی و حرارتی سنجش از دور

نعیم میجانی^۱، سعید حمزه^{۲*}، محمد کریمی فیروزجانی^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

۲. دانشیار گروه سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

۳. دانشجوی دکتری سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

مشخصات مقاله

چکیده

پیشینه مقاله:

دریافت: ۱۸ دی ۱۳۹۵

پذیرش: ۱۰ اردیبهشت ۱۳۹۸

دسترسی اینترنتی: ۳۰ اردیبهشت ۱۳۹۸

واژه‌های کلیدی:

دمای سطح زمین

سنجش از دور

شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده

شرایط اقلیمی

کرمان

دمای سطح زمین (LST) برای انواع وسیعی از مطالعات علمی اقلیم‌شناسی، هیدرولوژی، منابع طبیعی و غیره مورد نیاز است. پارامترهای مختلفی از جمله جنس مواد تشکیل دهنده سطح، شرایط توپوگرافی، شرایط محیطی و میزان تابش رسیده به سطح بر LST تأثیرگذار هستند. هدف از انجام پژوهش حاضر، بررسی تأثیر تغییرات توپوگرافی، شرایط اقلیمی و تابش ورودی بر LST با استفاده از داده‌های انعکاسی و حرارتی سنجش از دور است. در این پژوهش از مجموعه داده‌های انعکاسی و حرارتی ماهواره لندست ۸، مدل رقومی ارتفاعی ASTER، محصول بخار آب مودیس (MOD07) برای تاریخ ۲ مرداد ۱۳۹۷ و نقشه توپوگرافی و اقلیمی منطقه جنوب استان کرمان استفاده شد. برای محاسبه LST از روش تک کاناله و جهت محاسبه تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح، از روش ارائه شده در الگوریتم بیان انرژی سبال استفاده شد. ارتباط بین LST با متغیرهای مستقل از جمله ارتفاع، شیب، جهت شیب، پوشش گیاهی و تابش ورودی به سطح با استفاده از تحلیل‌های آماری بررسی شد. نتایج نشان داد که ضریب همبستگی بین LST و هر یک از پارامترهای مستقل بیشتر از ۰/۷ می‌باشد. همچنین با بررسی‌های آماری، معنادار بودن نتایج ارتباط بین LST و پارامترهای توپوگرافی، شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI) و تابش ورودی در سطح ۹۵ درصد معنادار بود. نتایج بررسی LST در شرایط اقلیمی فراخشک، خشک، نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، نیمه مرطوب و مرطوب بیانگر این است که اقلیم‌های با دمای بالاتر نسبت به اقلیم‌های با دمای پایین‌تر دارای میانگین ارتفاع و NDVI پایین‌تر و دارای میانگین تابش طول موج بلند ورودی به سطح بالاتری هستند.

*پست الکترونیکی مسئول مکاتبات: saeid.hamzeh@ut.ac.ir

مقدمه

دمای سطح زمین (Land surface temperature; LST) به دلیل تأثیر بر میزان تشعشعات بازتاب شده از سطح زمین و تبادل انرژی بین سطح زمین و اتمسفر اهمیت بسیار داشته و آگاهی از آن در اکثر مطالعات اقلیمی، زیست‌محیطی، فعالیت‌های کشاورزی، فعالیت‌های مدیریتی و منابع زمینی کاربرد دارد (۴، ۹، ۲۲ و ۴۰). اجسام، بسته به دما و خصوصیات فیزیکی که دارند از خود انرژی تابشی گسیل می‌نمایند. جسم سیاه به صورت ایده‌آل حداکثر انرژی تابشی ممکن را به ازای دمای مشخص از خود گسیل می‌نماید. مطابق با قانون پلانک، گسیل انرژی از یک جسم سیاه، تابع دمای جسم، طول‌موج و سرعت سیر نور در خلأ است (۲۶ و ۴۰). به‌طور تجمعی در تمام طیف امواج الکترومغناطیسی، کل انرژی گسیل یافته از جسم سیاه از قانون استفان-بولتزمن (Stefan-Boltzmann) پیروی می‌نماید. اکثر اجسام در طبیعت رفتاری مغایر با اجسام سیاه دارند و انرژی تابشی کمتری نسبت به جسم سیاه از خود گسیل می‌نمایند و تنها در یک طول‌موج خاص، حداکثر تابش را تولید می‌کنند. نسبت انرژی گسیل یافته از این اجسام به انرژی گسیل یافته از جسم سیاه در طول‌موج یکسان با کمیتی به نام گسیلندگی (Emissivity) جسم معرفی می‌شود (۲۲). دمای سطح زمین را می‌توان از تابش مادون‌قرمز ساطع شده از سطح زمین و با معادله معکوس استفان-بولتزمن برآورد نمود.

با توجه به محدودیت و مشکلات زیادی که در راه تأمین داده‌ها به‌ویژه در وسعت بالا با استفاده از امکانات و ابزار زمینی وجود دارد دستیابی به داده‌های موردنیاز در زمان واقعی سخت و یا غیرممکن است، بنابراین لزوم استفاده از فناوری سنجنش‌ازدور با شرایط زمانی مورد اشاره، همراه با ویژگی پیوستگی و داده‌برداری در محدوده‌های گسترده برای نیل به هدف بالا، می‌تواند بسیار مفید باشد. در سال‌های اخیر با توسعه فناوری سنجنش‌ازدور، محاسبه‌ی LST برای یک منطقه وسیع، با دقت بالایی ممکن شده است. استفاده از تشعشع

فروسرخ حرارتی و مدل‌های فیزیکی، ابزار مناسبی جهت محاسبه مقدار LST در نواحی وسیع محسوب می‌شود (۲۴). LST در شرایط طبیعی و محیطی آزاد، بسته به مجموعه پارامترهای مختلف همچون موقعیت زمانی و جغرافیایی، شرایط توپوگرافی، ویژگی‌های ذاتی، خصوصیات بیوفیزیکی، عوامل سینوپتیک (Synoptic) و اقلیمی و شرایط زیرسطحی متفاوت است (۲۷، ۳۳ و ۴۲). از جمله مهم‌ترین عوامل مؤثر بر LST، شرایط توپوگرافی و تابش ورودی به سطح است. برای مدل‌سازی دقیق LST، باید تابش ورودی به سطح در مقیاس پیکسل (Pixel) محاسبه شود. برآورد مقدار و نحوه توزیع تابش ورودی خورشید در مناطق کوهستانی با توجه به شرایط هندسی و توپوگرافی ناهمگن و انعکاس‌های متعدد از سطوح همسایه، چالش برانگیز است. تغییرات محسوس عوامل توپوگرافی از جمله شیب و جهت شیب منجر به تغییرات زیادی در زاویه فرود پرتو و در نتیجه توزیع ناهمگن تابش ورودی در مناطق کوهستانی می‌شود (۲۸). به صورت تقریبی، ۲۰ درصد از سطوح خشکی در سطح جهان را مناطق کوهستانی پوشش می‌دهند (۲۹) که با توجه به موارد ذکر شده، مقدار LST در این مناطق، به‌طور قابل‌توجهی تحت تأثیر شرایط توپوگرافی و در نتیجه تابش ورودی به سطح قرار دارد. همچنین بازیابی مقدار LST در مناطق کوهستانی با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای تحت تأثیر میدان دید لحظه‌ای سنجنده (Ground Instantaneous Field of View; GIFOV) و ماهیت ناهمسانگردی گسیلندگی سطح قرار دارد. نتایج مطالعات متعدد در این زمینه، نشان می‌دهد که ماهیت ناهمسانگردی گسیلندگی برای زاویه دید در سطح پیکسل، ۲-۱ درجه سانتی‌گراد و برای زاویه دید بزرگ‌تر، بیشتر از ۳ درجه سانتی‌گراد بر مقدار LST تأثیر می‌گذارد (۲۵ و ۳۱).

با این حال تأثیر عامل GIFOV بر LST به نسبت عوامل توپوگرافی کمتر از ۱۰ درصد و بسیار ناچیز است، به همین دلیل برای تصاویر حرارتی با توان تفکیک مکانی بالا همچون لندست و استر (ASTER)، می‌توان در مطالعات در سطح پیکسل از تأثیر عامل GIFOV بر LST ثبت شده صرف‌نظر کرد

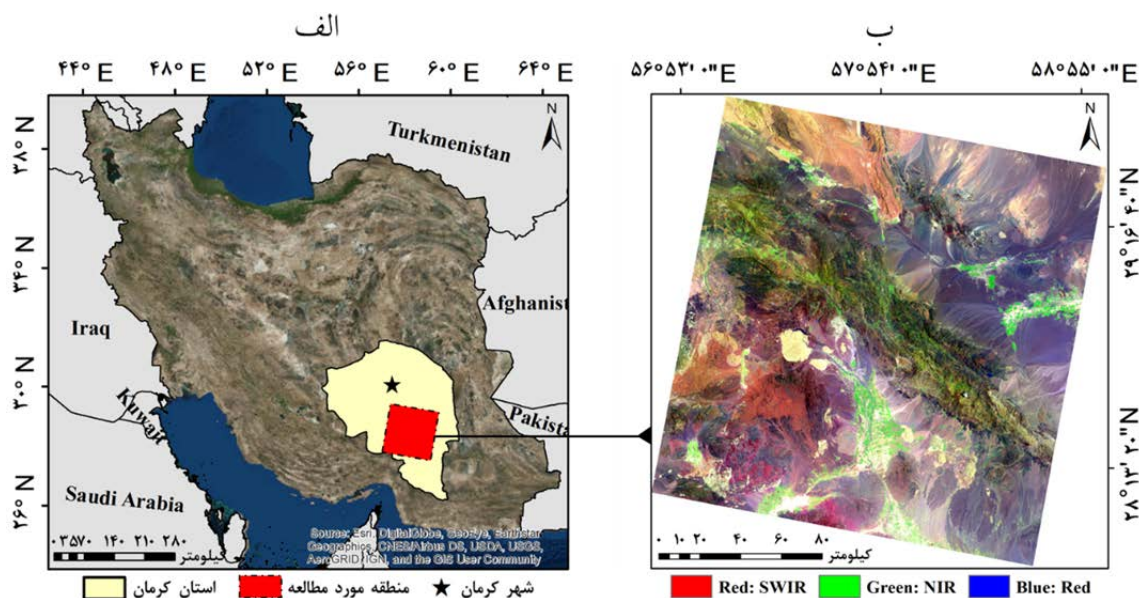
بررسی تأثیر تغییرات توپوگرافی، شرایط اقلیمی و تابش ورودی بر LST با استفاده از داده‌های سنجش‌ازدور است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

شامل محدوده‌ای به مساحت تقریب ۱۱۳۳۹/۵۲ کیلومترمربع در عرض ۱۱° ۴۳' ۲۷" تا ۲۹° ۴۹' ۰۶" شمالی و طول ۵۹° ۳۸' ۵۹" تا ۵۶° ۰۶' ۴۷" شرقی در استان کرمان واقع شده است. منطقه مورد مطالعه به دلیل شرایط خاص محیطی و جغرافیایی دارای توپوگرافی ناهمگن، اقلیم‌های متنوع و کاربری‌های اراضی مختلفی است، به طوری که تغییرات ارتفاع در منطقه بین ۲۲۹ تا ۴۴۶۹ متر متغیر است و هم‌زمان دارای ۶ اقلیم فراخشک، خشک، نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، نیمه مرطوب و مرطوب است. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.

(۷ و ۸). از دیگر پارامترهای مؤثر بر تغییرات LST، اثر نرخ افت محیطی (Environmental Lapse Rate; ELR) است. اثر ELR بیانگر این است که در یک تروپوسفر (Troposphere) با موقعیت زمانی و مکانی 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 (۳ و ۱۶). مقدار این پارامتر برای هر منطقه باید به صورت مجزا، با توجه به شرایط محیطی منطقه محاسبه گردد. پارامترهای دیگر از جمله خصوصیات آلبیدو، اینرسی حرارتی (Thermal Inertia)، ضریب گسیلندگی، خصوصیات بیوفیزیکی از جمله روشنایی، سبزیگی و نمناکی، تبخیر و تعرق و شرایط جوی و اقلیمی نیز با تأثیر بر تعادل انرژی بین سطح، اتمسفر و زیر سطح از جمله عوامل مؤثر بر مقدار و نحوه توزیع LST در یک منطقه می‌باشند. به صورت کلی برای مدل‌سازی LST و به کارگیری آن در کاربردهای مختلف، بررسی و شناخت تأثیر مجموعه پارامترهای مختلف از اهمیت بالایی برخوردار است. هدف از پژوهش حاضر



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (الف) و ترکیب رنگی تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ (ب)

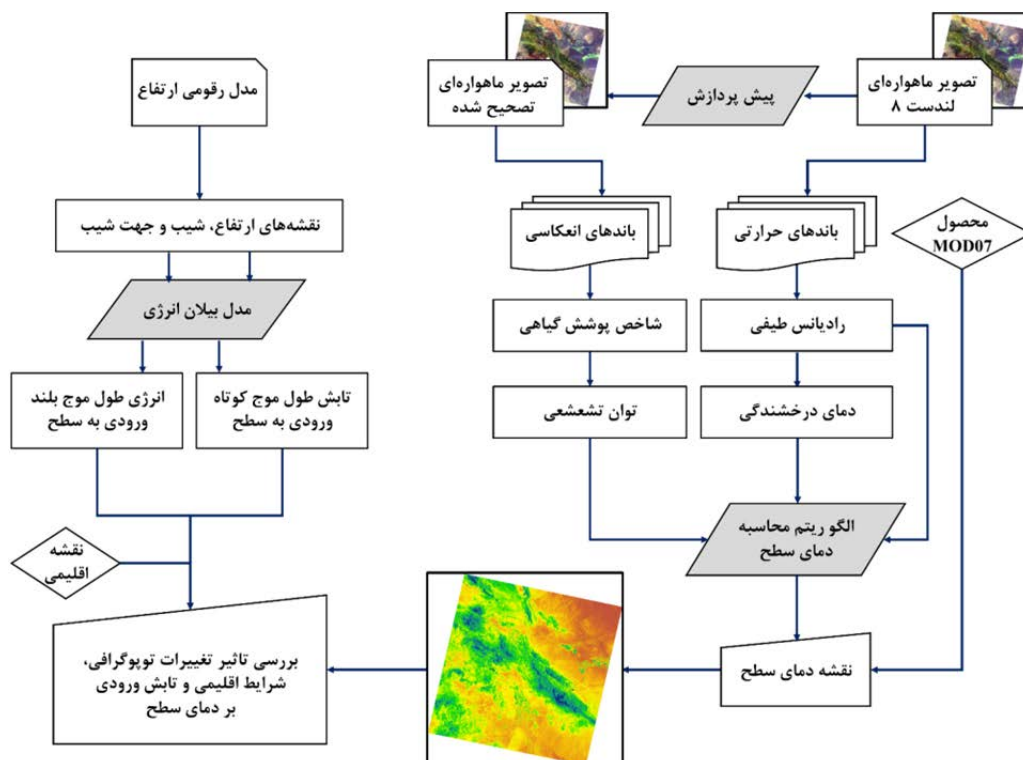
داده‌های مورد استفاده

قرار دارند. داده‌های مذکور از سایت زمین‌شناسی آمریکا (USGS) (<http://www.usgs.gov>) و سایت ناسا (<https://ladsweb.nascom.nasa.gov>) اخذ گردید. همچنین نقشه اقلیمی تولیدشده توسط سازمان جنگل‌ها و مراتع کل کشور، تهیه و در مطالعه استفاده گردید. داده‌های مورد استفاده در پژوهش در جدول ۱ نشان شده است. مراحل کلی انجام پژوهش به صورت شکل ۲ نشان داده شده است.

در مطالعه حاضر از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، مدل رقمی ارتفاعی (DEM) سنجنده (SRTM Shuttle Radar Topography Mission) و محصول بخار آب سنجنده مودیس (MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) استفاده شده است. این لایه‌های اطلاعاتی زمین مرجع شده و در سیستم تصویر UTM در ناحیه ۴۰

جدول ۱. داده‌های مورد استفاده

نوع داده	ماهواره (سنجنده)	قدرت تفکیک/مقیاس	تاریخ (شمسی)
تصویر ماهواره‌ای	لندست ۸ (OLI/TIRS)	۳۰ متر	۱۳۹۷/۰۵/۰۲
مدل رقمی ارتفاع	SRTM	۳۰ متر	-
بخار آب (MOD07)	مودیس	۲۵۰ متر	۱۳۹۷/۰۵/۰۲
نقشه اقلیمی		۱:۵۰۰۰۰۰	-



شکل ۲. مراحل کلی انجام پژوهش

روش تحقیق

دمای سطح زمین (LST)

توان تشعشعی LSE (Land surface emissivity) یکی از خواص مهم یک پدیده و مواد است. توان تشعشعی، توانایی ساطع انرژی یک جسم واقعی نسبت به جسم سیاه در دمای یکسان است. برای محاسبه دمای سطح زمین (LST) ابتدا باید توان تشعشعی سطح زمین محاسبه شود. برای محاسبه توان تشعشعی سطح زمین از روش جیمز و سوبرینو استفاده شد (۳۶). در این روش توان تشعشعی سطح زمین با استفاده از آستانه‌گذاری برای مقادیر شاخص اختلاف پوشش گیاهی نرمال شده (Normalized difference vegetation index; NDVI Fractional vegetation cover) و کسر پوشش گیاهی (FVC) به دست می‌آید. مقادیر NDVI از رابطه ۱ محاسبه گردید.

$$NDVI = \frac{\rho_{nir} - \rho_{red}}{\rho_{nir} + \rho_{red}} \quad [1]$$

در این رابطه؛ ρ_{red} و ρ_{nir} به ترتیب بازتابندگی در باندهای مادون قرمز نزدیک و قرمز است. مقادیر این شاخص بین -۱ و +۱ است. کسر پوشش گیاهی (FVC) با استفاده از رابطه ۲ محاسبه گردید.

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

در این رابطه، $NDVI_v$ مربوط به پوشش گیاهی متراکم و $NDVI_s$ مربوط به خاک خشک است. با به دست آوردن FVC، توان تشعشعی محاسبه می‌شود. توان تشعشعی برای باند ۱۰ لندست ۸ از رابطه ۳ محاسبه گردید (۱۹).

$$\begin{aligned} \text{if } fvc = 0 \quad & \text{then} \\ LSE &= 0.979 - 0.046\rho_{red} \\ \text{if } 0 < fvc \leq 1 \quad & \text{then} \\ LSE &= 0.971(1 - FVC) + 0.987FVC \\ \text{if } ndvi < 0 \quad & \text{then } LSE = 0.991 \end{aligned} \quad [3]$$

در این رابطه؛ ρ_{red} بازتابندگی باند قرمز و FVC کسر پوشش گیاهی است.

دمای تابشی برای محاسبه دمای تابشی از اطلاعات باند

حرارتی ۱۰ سنجنده TIRS استفاده شد. جهت دستیابی به دمای درخشندگی، ابتدا مقدار رقومی هر پیکسل به کمک مقادیر کالیبراسیون داده شده، به انرژی طیفی تبدیل شد. برای تبدیل مقدار رقومی هر پیکسل در تصاویر خام سنجنده TIRS به انرژی طیفی در سنجنده از رابطه ۴ استفاده شد (۵).

$$L_\lambda = ML \times Q_{CAL} + A_L \quad [4]$$

در این رابطه؛ L_λ انرژی طیفی در سنجنده $[W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)]$ ، ML فاکتور تبدیل ضربی، Q_{CAL} ارزش پیکسل تصویر خام حرارتی، A_L ضریب تبدیل تجمیع کننده است. بعد از تبدیل ارزش پیکسل به انرژی طیفی، دمای درخشندگی از رابطه ۵ محاسبه گردید (۵).

$$BT = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad [5]$$

در این رابطه؛ BT دمای درخشندگی در سطح سنسور برحسب کلوین (K)، L_λ انرژی طیفی در سنجنده برحسب $(W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m))$ ، K_1 ضریب ثابت کالیبراسیون اول برحسب $(W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m))$ ، K_2 ضریب ثابت کالیبراسیون دوم برحسب کلوین. برای محاسبه LST منطقه از الگوریتم محاسبه دمای سطح تک کاناله (Single-Channel) بر اساس رابطه ۶ استفاده شد (۲ و ۲۰).

$$LST = \gamma \left[\frac{1}{\epsilon} (\psi_1 L_{sen} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad [6]$$

در این رابطه؛ LST دمای سطح، L_{sen} میزان انرژی ثبت شده در سنجنده برای باند حرارتی، ϵ میزان توان تشعشعی مربوط به طول موج باند حرارتی مورد استفاده، γ و δ دو پارامتر وابسته به تابع پلانک هستند که با استفاده از رابطه‌های ۷ و ۸ محاسبه شدند. همچنین ψ_1 ، ψ_2 و ψ_3 ، توابع اتمسفری هستند که برای لندست ۸ طبق رابطه ۹ محاسبه شد (۱).

استفاده از رابطه ۱۲ محاسبه شد (۴۱).

$$R_{L\downarrow} = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \times \sigma \times T_{cold}^4 \quad [12]$$

در این رابطه؛ ضریب شفافیت اتمسفری، T_{cold} دمای سطح پیکسل سرد و σ ثابت استفان بولتزمن است. برای محاسبه تابش طول موج بلند خروجی (LWU) از قانون استفان بولتزمن (رابطه ۱۳) استفاده شد (۴۱).

$$R_{L\uparrow} = \varepsilon_0 \times \sigma \times T_s^4 \quad [13]$$

در این رابطه؛ ε_0 گسیلمندی سطحی باند پهن، σ ثابت استفان-بولتزمن و T_s دمای سطح زمین است.

بررسی ارتباط LST و شرایط اقلیمی با پارامترهای مختلف

در اولین گام، نقشه‌های شیب و جهت شیب با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی منطقه تهیه و مدل رقومی ارتفاع و نقشه شیب مربوط به منطقه طبقه‌بندی گردید. لایه‌های وکتوری به رستر تبدیل و تمام لایه‌های موجود از جمله نقشه LST، نقشه NDVI، نقشه تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح، نقشه اقلیمی منطقه، نقشه طبقه‌بندی شده ارتفاع منطقه، طبقه‌بندی شده شیب و جهت شیب با یکدیگر ترکیب شده و از نقشه‌های موجود نمونه‌های آموزشی تهیه شد. ۲۰ درصد از کل پیکسل‌های منطقه مورد مطالعه به‌عنوان نمونه‌های آموزشی به‌صورت تصادفی برای شرایط مختلف توپوگرافی، اقلیمی و پوشش گیاهی انتخاب شد. قبل از جمع‌آوری نمونه‌های آموزشی، نواحی از منطقه مورد مطالعه که دارای مقدار NDVI منفی بود از تمامی نقشه‌ها حذف شد. سپس ارتباط بین LST با پارامترهای ارتفاع، شیب و NDVI در جهت شیب‌های مختلف ارزیابی گردید. همچنین ارتباط بین تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح با ارتفاع و LST بررسی و پس از آن ارتباط بین تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی با LST در شیب‌ها و جهت شیب‌های مختلف بررسی و تجزیه و تحلیل شد. برای بررسی تمام ارتباط‌های فوق از مقادیر نرمال شده متغیرها استفاده شد. میزان تأثیر شرایط اقلیمی بر LST نیز

$$\gamma = \frac{T_{sen}^2}{b_\lambda L_{sen}} \quad [7]$$

$$\delta = -\gamma \times L_{sen} + T_{sen} \quad [8]$$

$$\begin{cases} \psi_1 = 0.04019w^2 + 0.02916w + 1.01523 \\ \psi_2 = -0.38333w^2 - 1.50294w - 0.20324 \\ \psi_3 = 0.00918w^2 + 1.36072w - 0.27514 \end{cases} \quad [9]$$

در این رابطه‌ها؛ T_{sen} دمای درخشندگی ثبت شده در سنجنده، L_{sen} میزان انرژی ثبت شده در سنجنده برای باند حرارتی، b_λ ضریب ثابتی است که برای باند ۱۰ لندست ۸ برابر با ۱۳۲۴ کلوین در نظر گرفته می‌شود. w میزان بخار آب موجود در اتمسفر که با استفاده از محصول بخار آب مودیس برای تاریخ مورد نظر به دست آمد.

تابش ورودی به سطح برای محاسبه میزان تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح منطقه از معادلات بیلان انرژی سبال استفاده شد. تابش طول موج کوتاه ورودی، شار تابشی مستقیم و پراکنده خورشید است که به سطح زمین می‌رسد (۴۱)، برای مدل‌سازی آن از رابطه ۱۰ استفاده گردید.

$$R_{s\downarrow} = G_{sc} \times \cos \theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad [10]$$

در این رابطه، G_{sc} ثابت خورشیدی، θ زاویه فرودی امواج خورشید به سطح زمین، d_r معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید و τ_{sw} ضریب شفافیت اتمسفری است. زاویه فرودی امواج خورشید زاویه‌ای است که شعاع خورشید با خط عمود بر سطح زمین می‌سازد. در این مدل برای محاسبه زاویه فرود موج از رابطه ۱۱ استفاده شد.

$$[11]$$

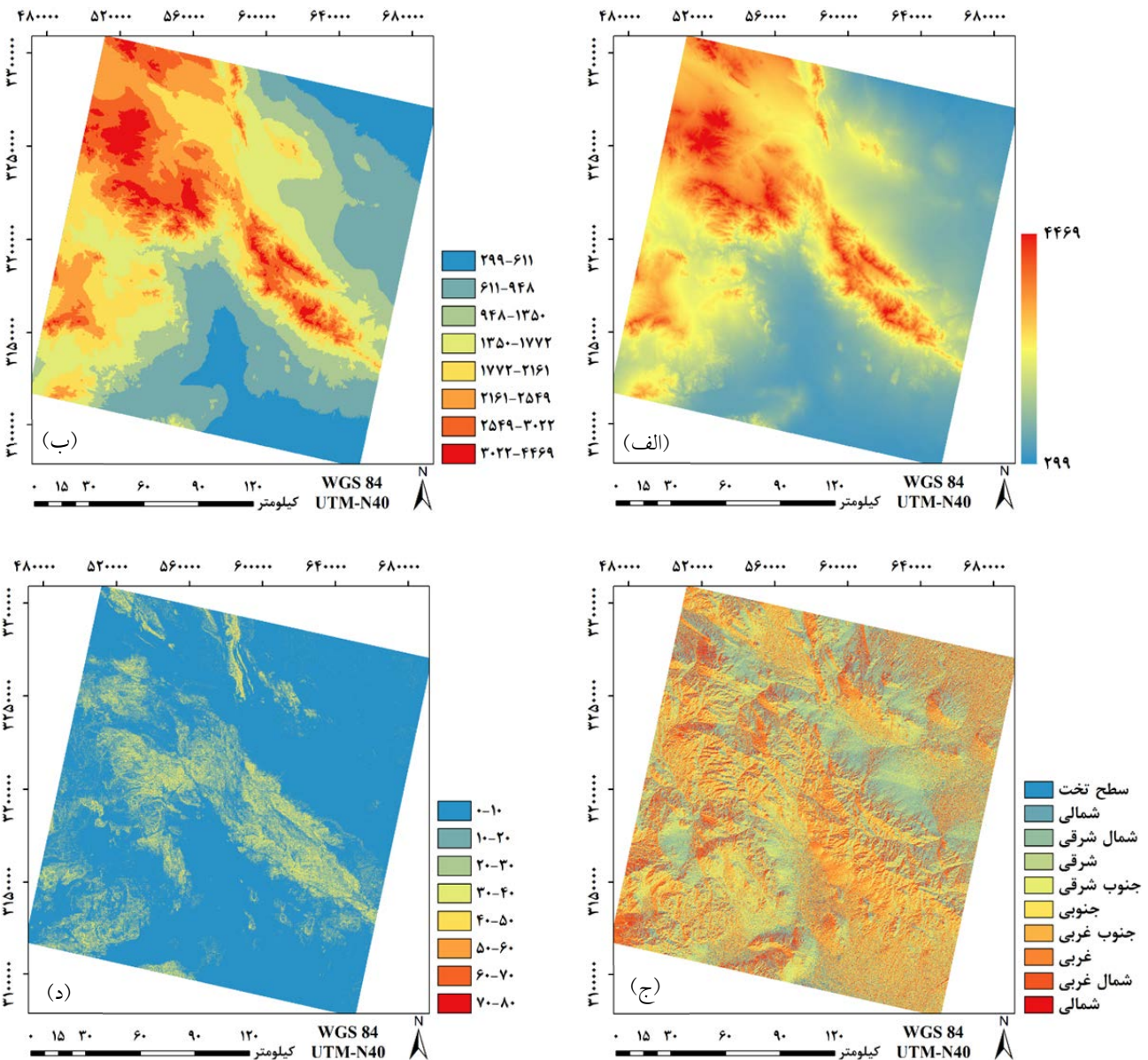
$$\begin{aligned} \cos(\theta) = & \sin(\delta) \sin(\varphi) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(\varphi) \sin(s) \cos(w) \\ & + \cos(\delta) \cos(\varphi) \cos(s) \cos(\gamma) + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(w) \\ & + \cos(\delta) \sin(\varphi) \sin(s) \sin(w) \end{aligned}$$

در این رابطه؛ δ میزان انحراف زمین، φ عرض جغرافیایی و w نشان‌دهنده زاویه ساعتی، s نشان‌دهنده جهت شیب همگی برحسب رادیان است. تابش طول موج بلند ورودی به سطح، شار تابش حرارتی از سمت اتمسفر به سطح زمین است که با

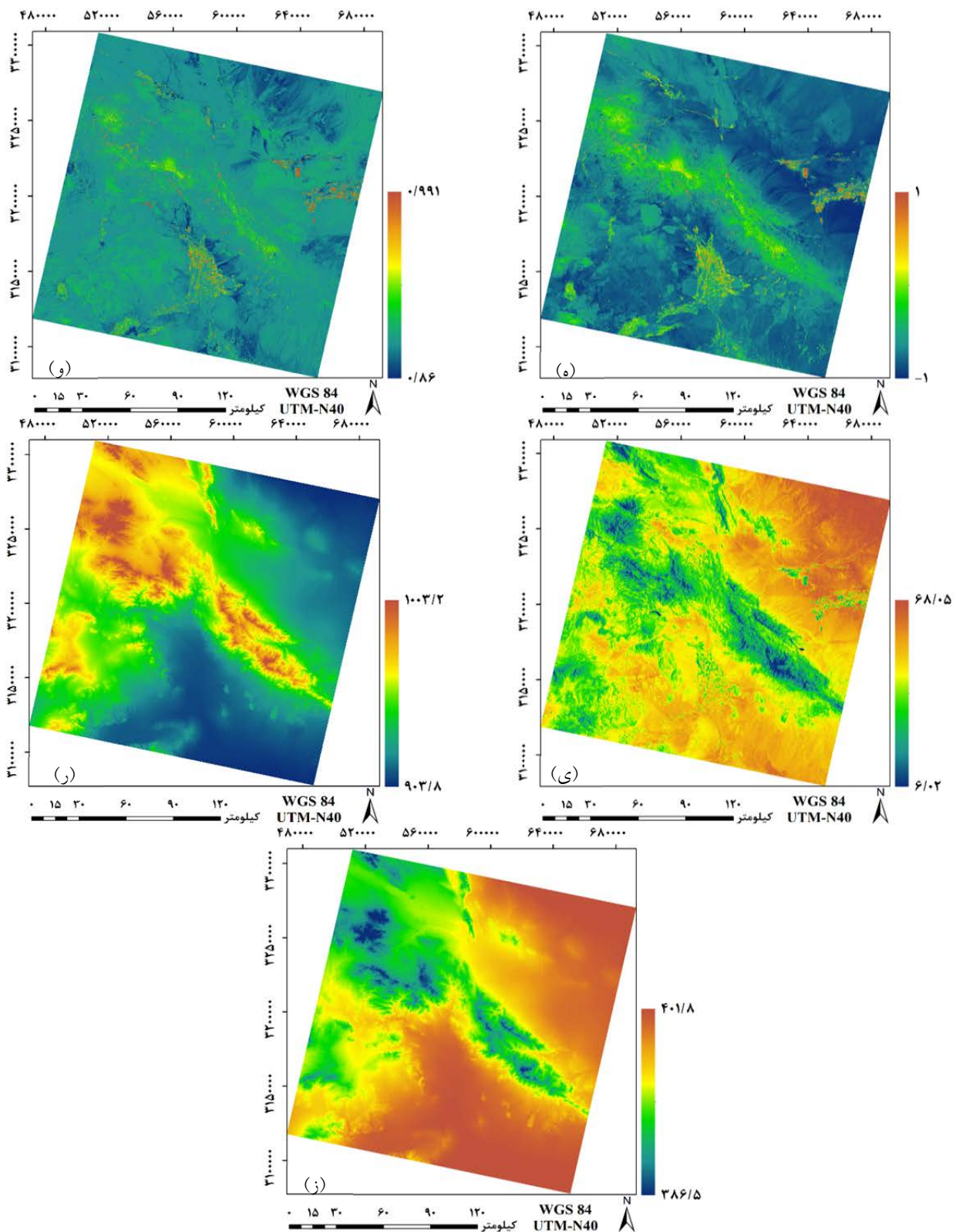
نتایج و بحث

نقشه‌های مدل رقومی ارتفاع، ارتفاع طبقه‌بندی‌شده، شیب، جهت شیب، NDVI، توان تشعشعی، دمای سطح زمین (LST)، تابش طول موج کوتاه ورودی به سطح، تابش طول موج بلند ورودی به سطح برای منطقه مورد مطالعه در شکل ۳ آورده شده است.

مورد بررسی قرار گرفت و وضعیت هر یک از عوامل توپوگرافی، پوشش گیاهی و تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح در اقلیم‌های مختلف تجزیه و تحلیل شد. رابطه‌های به دست آمده برای ارتباط بین پارامترهای مختلف از طریق ضریب همبستگی، تحلیل شد و معنادار بودن رابطه‌ها از نظر آماری با استفاده از آماره t و پارامتر احتمال (prob) در سطح اطمینان ۹۵ درصد بررسی گردید.



شکل ۳. الف) مدل رقومی ارتفاع (متر)؛ ب) ارتفاع طبقه‌بندی‌شده؛ ج) شیب (درجه)؛ د) جهت شیب؛ ه) NDVI؛ و) توان تشعشعی



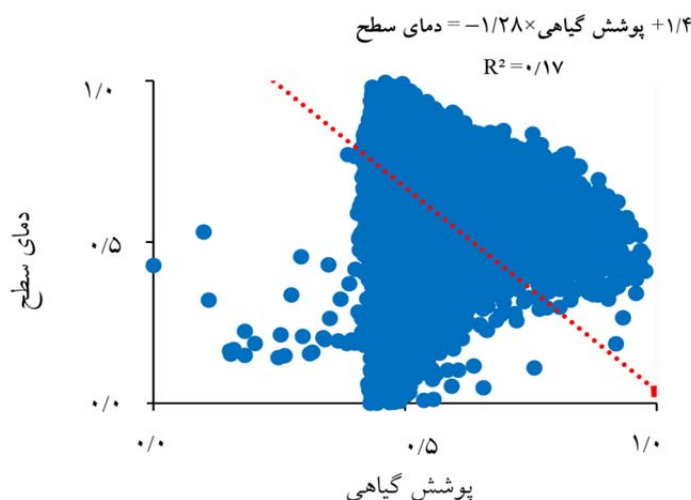
ادامه شکل ۳. ه) NDVI؛ و) توان تشعشعی؛ ی) LST (درجه سانتی گراد)؛ ر) تابش طول موج کوتاه ورودی به سطح (W/m^2)؛ ز) تابش طول موج بلند ورودی به سطح (W/m^2)

ارتباط LST با شرایط محیطی

ارتباط بین LST با تغییرات NDVI و توپوگرافی

پراکنش ارتباط بین LST و NDVI نشان می‌دهد که دو پارامتر دارای ارتباط خطی معکوس می‌باشند (شکل ۴). به صورت کلی LST تحت تأثیر خصوصیات بیوفیزیکی سطح است (۱۲ و ۳۴). LST مناطق با پوشش گیاهی متراکم نسبت به مناطق عاری از پوشش گیاهی پایین‌تر است (۱۷ و ۴۳). پوشش گیاهی با جذب انرژی خورشید و تعرق آب از طریق برگ‌های خود به داخل جو یک سیستم تهویه مطبوع طبیعی ایجاد می‌کند (۳۷). ارتباط بین LST و سبزینگی، روشنایی و

نمناکی سطح به ترتیب معکوس، مستقیم و معکوس است (۱۱)، ۱۸، ۳۵، ۳۹ و ۴۴). منطقه مورد مطالعه در اکثر نقاط دارای پوشش گیاهی یکنواخت بوده و بیشتر نقاط دارای NDVI، در محدوده ۰/۵۵-۰/۷ می‌باشند ولی به دلیل تنوع در شرایط توپوگرافی و اقلیمی، LST منطقه ناهمگون است. به همین دلیل در این منطقه رابطه‌ای با ضریب همبستگی بالا برای ارتباط بین LST و پوشش گیاهی وجود ندارد که لزوم در نظر گرفتن شرایط توپوگرافی و دیگر عوامل برای بررسی شرایط دمایی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (۱۴ و ۳۸).



شکل ۴. رابطه بین دمای سطح و پوشش گیاهی

در جو است. به صورت تئوری، مقدار ELR در شرایط بی‌دررو خشک، حدود ۹/۸ درجه در هر کیلومتر، در شرایط بی‌دررو نیمه‌خشک، ارتفاع پایین‌تر از ۱۰ کیلومتری اتمسفر، حدود ۶-۷ درجه در هر کیلومتر و در شرایط بی‌دررو مرطوب حدود ۳/۶ درجه در هر کیلومتر در نظر گرفته می‌شود (۶، ۳۰ و ۳۲). کاهش دمای هوا بر تغییر ارتفاع و توزیع مکانی پوشش گیاهی، به نحوه توزیع خصوصیات بیوفیزیکی از جمله پوشش گیاهی و شرایط توپوگرافی نیز مرتبط است (۱۴). به همین دلیل برای بررسی اثرات توپوگرافی بر LST، هر سه پارامتر ارتفاع، شیب و جهت شیب در نظر گرفته می‌شود (جدول ۲).

نتایج ارتباط دو پارامتر ارتفاع و شیب با LST در جهت شیب‌های مختلف نشان می‌دهد که هر چه ارتفاع افزایش پیدا می‌کند میانگین LST کاهش می‌یابد (جدول ۲). دمای نزدیک سطح زمین بر اساس تغییر ارتفاع با توجه به اثر نرخ افت محیطی (ELR) متغیر است (۲۱ و ۲۳). اثر ELR بیانگر این است که در یک تروپسفر، زمان و موقعیت ثابت، افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد سبب کاهش فشار هوا می‌شود این عمل به صورت بی‌دررو انجام شده، در نتیجه انرژی داخلی هوا کاهش یافته و دمای هوا پایین می‌آید. نرخ کاهش دمای هوا با افزایش ارتفاع از سطح آب‌های آزاد تابعی از رطوبت موجود

جدول ۲. ارتباط بین دمای سطح با ارتفاع و شیب در جهت شیب‌های خاص

جهت شیب	رابطه	R ²	t ₁ آماره	t ₂ آماره	t ₃ آماره
			Prob	Prob	Prob
شمال	شیب × ۰/۳۹۲۲ - ارتفاع × ۰/۴۵۳۲ - دمای سطح = ۰/۸۲۶۵	۰/۷۶	-۸۳/۷۳ ۰	-۶۲/۰۵ ۰/۰۲	۴۸۹/۱۱ ۰
شمال غربی	شیب × ۰/۵۴۴۲ - ارتفاع × ۰/۴۲۱۱ - دمای سطح = ۰/۸۳۱۶	۰/۸	-۱۱۴/۴۸ ۰	-۱۰۲/۴۸ ۰	۷۶۶/۸۷ ۰
غربی	شیب × ۰/۵۲ - ارتفاع × ۰/۴۱۴۶ - دمای سطح = ۰/۸۶۰۱	۰/۸۲	-۱۳۲/۵۷ ۰/۰۱	۱۲۳/۴۸ ۰	۸۵۱/۱۲ ۰/۰۱
جنوب غربی	شیب × ۰/۴۶۹۶ - ارتفاع × ۰/۴۰۶۷ - دمای سطح = ۰/۸۳۷۸	۰/۷۸	-۱۲۷/۵۳ ۰	-۱۱۱/۳۱ ۰	۸۹۹/۷۲ ۰
جنوبی	شیب × ۰/۳۰۶۱ - ارتفاع × ۰/۳۹۶۱ - دمای سطح = ۰/۸۱۴۸	۰/۶۶	-۱۱۱/۸۵ ۰	-۷۸/۰۳ ۰/۰۱	۸۸۷/۰۹ ۰
جنوب شرقی	شیب × ۰/۲۴۷۵ - ارتفاع × ۰/۳۳۹۴ - دمای سطح = ۰/۸۴۵۵	۰/۶۴	-۱۰۷/۳۵ ۰	-۴۴/۷۶ ۰/۰۳	۹۶۱/۱ ۰
شرقی	شیب × ۰/۲۳۲۱ - ارتفاع × ۰/۳۴۱۲ - دمای سطح = ۰/۸۴۲۴	۰/۶۳	-۱۰۸/۶۶ ۰	-۵۱/۳۸ ۰/۰۰۱	۱۰۰۴/۱۳ ۰
شمال شرقی	شیب × ۰/۳۲۷۵ - ارتفاع × ۰/۳۶۶۹ - دمای سطح = ۰/۸۶۵۳	۰/۶۱	-۱۱۰/۸۴ ۰/۰۱	۶۹/۰۱ ۰	۹۴۲/۸ ۰/۰۲

LST واقعی و مدل شده استفاده شد. نتایج پژوهش، ضریب همبستگی ۰/۴۹-۰/۴۷ را بین LST واقعی و مدل شده نشان داد. مقدار پایین ضریب همبستگی در این پژوهش به دلیل نادیده گرفتن تأثیر پارامترهای محیطی دیگر بر LST بوده است. با در نظر گرفتن هم‌زمان پارامترهای شرایط پوشش گیاهی و توپوگرافی، LST ارزیابی شده است. با استفاده از پارامترهای ارتفاع، شیب و NDVI به‌عنوان پارامترهای مستقل، رابطه‌ای برای به دست آوردن پارامتر وابسته LST برای شیب-های گوناگون حاصل شده است. این ارتباط در جهت شیب‌های مختلف به‌صورت جداگانه بررسی و نتایج آن به‌صورت جدول ۳ نشان داده شده است.

مقادیر آماره t و Prob حاصل شده در سطح اطمینان ۹۵ درصد معنادار بودن ضرایب به‌دست آمده برای رابطه‌های حاصل شده را تأیید می‌کنند. پارامتر Prob به‌دست آمده برای ضرایب رابطه‌ها، مقادیر کوچک‌تر از ۰/۰۵ دارد که به معنای تأیید فرض صفر و معنادار بودن ضرایب به‌دست آمده است. پارامترهای توپوگرافی بر روی میزان LST تأثیر مستقیم دارند ولی به سبب متغیر بودن LST و ثابت بودن شرایط توپوگرافی در طول زمان، در نظر گرفتن شرایط توپوگرافی به‌تنهایی برای ارزیابی LST کافی نیست. هیس و کوچرا (۱۳)، LST را برای یک منطقه با پوشش گیاهی متراکم با استفاده از رابطه رگرسیون خطی، با توجه به پارامترهای توپوگرافی مدل‌سازی کردند. برای ارزیابی دقت مدل از معیار ضریب همبستگی بین

جدول ۳. ارتباط بین دمای سطح، ارتفاع، شیب و پوشش گیاهی در جهت شیب‌های مختلف

جهت شیب	رابطه	R ²	آماره t ₁	آماره t ₂	آماره t ₃	آماره t ₄
			Prob	Prob	Prob	Prob
شمال	ارتفاع × ۰/۴۷۲۵ - ۱/۱۴۳ = دمای سطح	۰/۷۶	-۷۰/۶۹	-۶۴/۱۲	-۲۰/۸۸	۱۰۴/۱۴
	پوشش گیاهی × ۰/۶۲۲۳ - شیب × ۰/۳۳۶۲ -		۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
شمال غربی	ارتفاع × ۰/۳۷۹۹ - ۱/۱۳۵۴ = دمای سطح	۰/۸۲	-۱۰۹/۳۲	-۱۱۲/۰۸	-۴۳/۸۳	۱۶۷/۷۴
	پوشش گیاهی × ۰/۵۸۶۴ - شیب × ۰/۵۴۶۳ -		۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
غربی	ارتفاع × ۰/۳۸۸۲ - ۱/۱۲۱۴ = دمای سطح	۰/۸۷	-۱۳۱/۰۲	۱۲۷/۷۴	-۴۹/۰۵	۱۹۱/۲۶
	پوشش گیاهی × ۰/۵۸۷۴ - شیب × ۰/۵۵۲۱ -		۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
جنوب غربی	ارتفاع × ۰/۳۸۵۲ - ۱/۱۴۴۸ = دمای سطح	۰/۸۳	-۱۲۲/۸۴	-۱۰۹/۶۷	-۵۵/۱۱	۱۹۸/۳۶
	پوشش گیاهی × ۰/۶۳۸۵ - شیب × ۰/۴۷۳۶ -		۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
جنوبی	ارتفاع × ۰/۳۱۲۲ - ۱/۱۴۷۹ = دمای سطح	۰/۷	-۱۱۱/۴۶	-۷۷/۳۷	-۵۳/۶۴	۲۰۳/۲۳
	پوشش گیاهی × ۰/۶۰۵۸ - شیب × ۰/۳۳۳۸ -		۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
جنوب شرقی	ارتفاع × ۰/۲۷۲۸ - ۱/۱۳۰۲ = دمای سطح	۰/۸۲	-۹۳/۶۷	-۵۴/۶۳	-۵۵/۱۴	۲۱۴/۱۹
	پوشش گیاهی × ۰/۸۵۹۴ - شیب × ۰/۲۲۰۳ -		۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
شرقی	ارتفاع × ۰/۲۸۶۳ - ۱/۱۵۲۲ = دمای سطح	۰/۷۶	-۱۰۶/۷۷	-۵۷/۳۸	-۵۹/۸	۲۱۲/۲۳
	پوشش گیاهی × ۰/۶۶۲۵ - شیب × ۰/۱۸۷۴ -		۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
شمال شرقی	ارتفاع × ۰/۳۲۶۴ - ۱/۱۳۰۳ = دمای سطح	۰/۷۸	-۵۲/۹۸	-۶۶/۴۸	-۱۰۳/۷۲	۲۱۸/۶۶
	پوشش گیاهی × ۰/۶۰۰۲ - شیب × ۰/۳۱۱۴ -		۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱

برای بررسی وضعیت تبخیر و تعرق مناطق با توپوگرافی ناهمگن، دارای پیچیدگی‌های خاصی است و نتایج مدل از دقت لازم برخوردار نیست. به همین دلیل باید LST نسبت به شرایط توپوگرافی نرمال شود. در این تحقیق، از مدل رگرسیونی خطی طبقه‌بندی‌شده، برای بررسی ارتباط بین LST و ارتفاع منطقه استفاده شد. مقادیر آماره t و prob حاصل شده در سطح اطمینان ۹۵ درصد، معنادار بودن ضرایب به دست آمده برای رابطه‌های حاصل شده را تأیید می‌کنند.

بررسی ارتباط تابش ورودی به سطح با تغییرات توپوگرافی نتایج ارتباط بین میزان تابش طول موج بلند ورودی به سطح با ارتفاع نشان داد که با افزایش ارتفاع تابش طول موج بلند ورودی به سطح کاهش می‌یابد (جدول ۴).

در تمام رابطه‌های فوق، قدر مطلق ضریب پارامتر NDVI از قدر مطلق ضرایب پارامترهای ارتفاع و شیب بزرگ‌تر است. این نکته نشان‌دهنده تأثیرگذاری بیشتر NDVI به نسبت دو پارامتر دیگر بر مقادیر LST است. باین‌حال در نظر گرفتن پارامتر توپوگرافی نیز دارای اهمیت بسیاری است (۱۰ و ۱۴). مقادیر ضریب همبستگی برای این حالت از حالات قبلی بالاتر رفته است. برای نمونه ضریب همبستگی رابطه در حالت استفاده از پارامترهای ارتفاع، شیب و NDVI برای برآورد LST در جهت شیب غربی ۰/۸۷، در حالت استفاده از پارامترهای ارتفاع و شیب ۰/۸۲ و در حالت به‌کارگیری پارامتر NDVI به‌تنهایی، ۰/۱۷ است. ورهوايست و همکاران (۳۸)، برای ارزیابی وضعیت تبخیر و تعرق منطقه مورد مطالعه، از خصوصیات فضای ویژگی بین دو پارامتر LST و شاخص پوشش گیاهی (Vegetation Index; VI) استفاده کردند. نتایج تحقیق نشان داد که استفاده از مدل فضای ویژگی LST-VI

جدول ۴. پارامترهای آماری ارتباط بین ارتفاع (متر) و میزان تابش طول موج بلند ورودی به سطح (W/m^2)

ارتفاع	کمترین تابش	بیشترین تابش	محدوده تابش	میانگین تابش	انحراف معیار تابش
۶۱۱-۲۹۹	۴۰۰/۱۸۲	۴۰۱/۸۱۹	۱/۶۳۷	۴۰۱/۰۰۵	۰/۲۰۸
۹۴۸-۶۱۱	۳۹۸/۸۵۲	۴۰۰/۱۷۸	۱/۳۲۶	۳۹۹/۵۱۵	۰/۲۴۲
۱۳۵۰-۹۴۸	۳۹۷/۵۵۴	۳۹۸/۸۴۸	۱/۲۹۴	۳۹۸/۲۰۱	۰/۳۴۳
۱۷۷۲-۱۳۵۰	۳۹۵/۷۶۵	۳۹۷/۵۵۰	۱/۷۸۵	۳۹۶/۶۵۷	۰/۳۵۲
۲۱۶۱-۱۷۷۲	۳۹۴/۶۵۳	۳۹۵/۷۶۱	۱/۱۰۸	۳۹۵/۲۰۷	۰/۳۳۵
۲۵۴۹-۲۱۶۱	۳۹۲/۲۱۸	۳۹۴/۶۴۹	۲/۴۳۱	۳۹۳/۴۳۳	۰/۳۳۸
۳۰۲۲-۲۵۴۹	۳۹۰/۴۷۸	۳۹۲/۲۱۴	۱/۷۳۶	۳۹۱/۳۴۶	۰/۴۹۴
۴۴۶۹-۳۰۲۲	۳۸۶/۵۰۱	۳۹۰/۴۷۴	۳/۹۷۳	۳۸۸/۴۸۷	۰/۸۳۰

تابش طول موج بلند ورودی بدون در نظر گرفتن پارامترهای وابسته می‌توان یک ارتباط خطی مستقیم و با تابش طول موج کوتاه ورودی یک ارتباط خطی معکوس را در نظر گرفت (۱۰ و ۱۴).

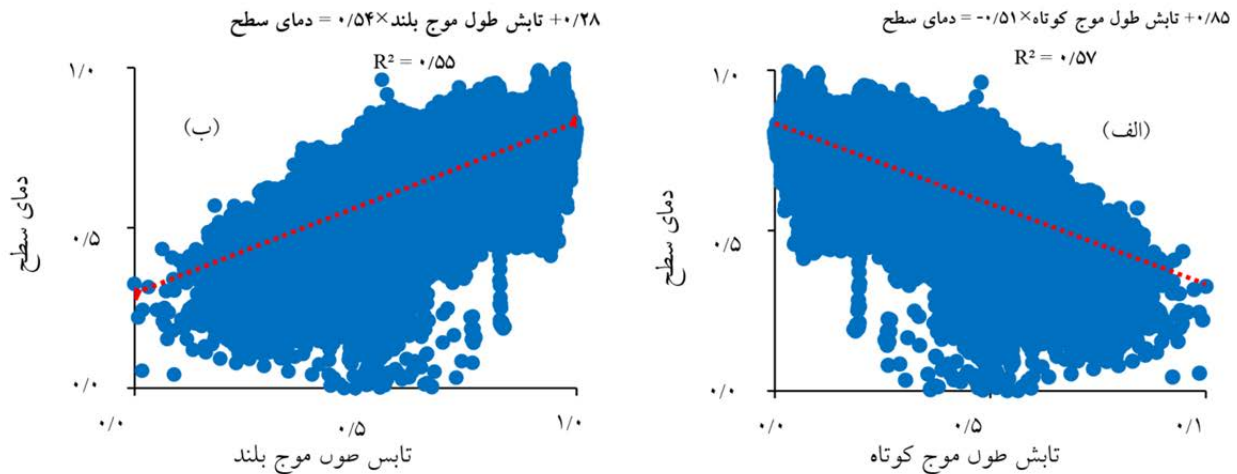
نتایج ارتباط بین میزان تابش طول موج کوتاه ورودی به سطح با ارتفاع نشان می‌دهد که برخلاف تابش طول موج بلند ورودی به سطح، با افزایش ارتفاع، تابش طول موج کوتاه ورودی به سطح افزایش می‌یابد. با بررسی ارتباط بین LST و

جدول ۵. پارامترهای آماری ارتباط بین ارتفاع (متر) و میزان تابش طول موج کوتاه ورودی به سطح (W/m^2)

ارتفاع	کمترین تابش	بیشترین تابش	محدوده تابش	میانگین تابش	انحراف معیار تابش
۶۱۱-۲۹۹	۹۰۳/۸۴	۹۱۰/۱۴	۶/۳	۹۰۶/۹	۱/۵
۹۴۸-۶۱۱	۹۱۱/۲۵	۹۱۹/۸۸	۸/۶۳	۹۱۵/۵	۲/۶
۱۳۵۰-۹۴۸	۹۱۹/۸۸	۹۲۸/۶۳	۸/۷۵	۹۲۴/۲	۲/۹
۱۷۷۲-۱۳۵۰	۹۲۸/۶۳	۹۳۸/۰۲	۹/۳۹	۹۳۳/۳	۳/۱
۲۱۶۱-۱۷۷۲	۹۳۸/۰۲	۹۴۷/۹۲	۹/۹	۹۴۲/۹	۲/۵
۲۵۴۹-۲۱۶۱	۹۴۷/۹۲	۹۵۸/۴۱	۱۰/۴۹	۹۵۳/۱	۲/۶
۳۰۲۲-۲۵۴۹	۹۵۸/۴۱	۹۶۹/۸۹	۱۱/۴۸	۹۶۴/۱	۳/۳
۴۴۶۹-۳۰۲۲	۹۶۹/۸۹	۱۰۰۳/۲۹	۳۳/۴	۹۸۶/۵	۵/۳

۵ نشان داده شده است.

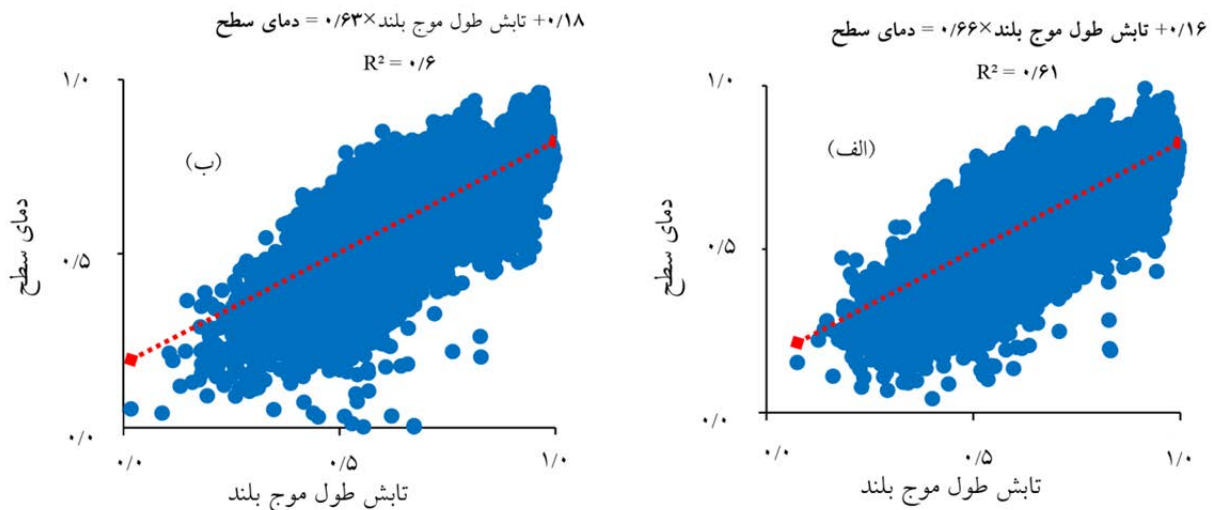
ارتباط بین LST و تابش طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح بدون در نظر گرفتن دیگر پارامترهای وابسته در شکل



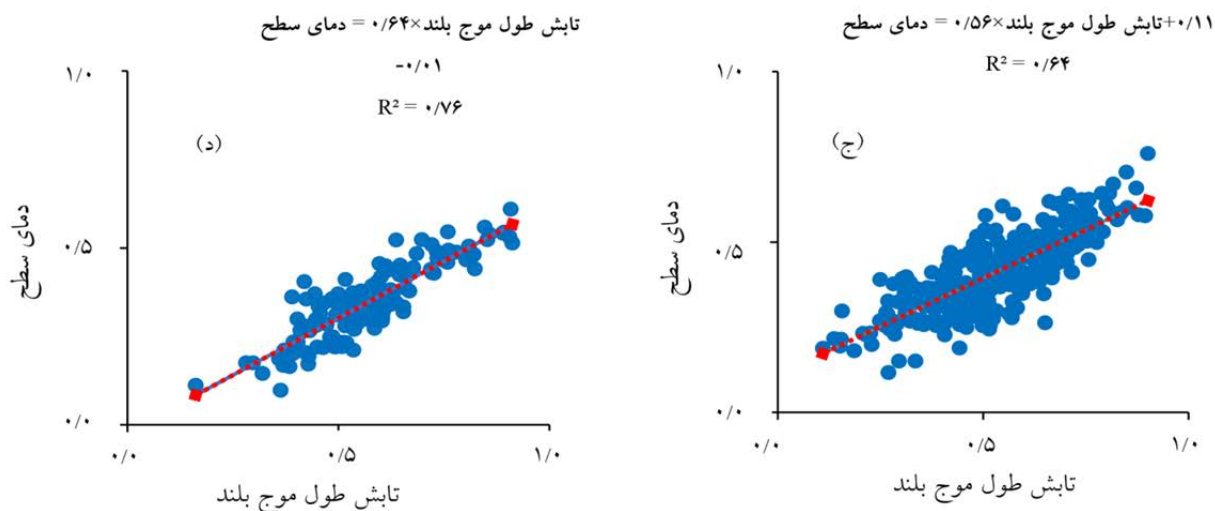
شکل ۵. رابطه بین دمای سطح و تابش طول موج کوتاه ورودی (الف) و دمای سطح و تابش طول موج بلند ورودی (ب)

جدول ۶ نشان داده شده است. با توجه به نتایج جدول ۶، ضریب همبستگی رابطه بین دو پارامتر LST و تابش طول موج بلند ورودی با بررسی در جهت شیب‌های خاص بالاتر رفته است و ارتباط قوی‌تری را نشان می‌دهد. علاوه بر پارامتر جهت شیب، پارامتر شیب نیز بر این ارتباط تأثیرگذار است (۱۴).

در بررسی ارتباط بین LST و تابش طول موج بلند ورودی باید رابطه را از پارامترهای وابسته، مستقل کرد. در مرحله اول، ارتباط بین LST نرمال شده و تابش طول موج بلند ورودی نرمال شده برای منطقه در جهت شیب‌های خاص بررسی شده است که نتایج آن به صورت شکل ۶ نشان داده شده است. همچنین پارامترهای آماری ارتباط بین LST و تابش طول موج بلند ورودی در جهت شیب‌های مختلف به صورت



شکل ۶. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج بلند ورودی؛ (الف) جهت شیب غربی؛ (ب) جهت شیب شمال غربی



ادامه شکل ۶. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج بلند ورودی؛ (ج) جهت شیب شمالی و شیب ۴۰-۳۰ درجه؛ (د) جهت شیب غربی و شیب ۵۰-۴۰ درجه

جدول ۶. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج بلند ورودی در جهت شیب‌های مختلف

جهت شیب	رابطه	R^2	آماره t_1	آماره t_2
			Prob	Prob
شمال	تابش طول موج بلند $\times 0.6223 + 0.2418 =$ دمای سطح	۰/۶۲	۱۲۳/۴۳ ۰	۵۲/۴۸ ۰/۰۱
شمال غربی	تابش طول موج بلند $\times 0.6158 + 0.2042 =$ دمای سطح	۰/۶۱	۱۴۲/۴۹ ۰/۰۲	۵۶/۶۱ ۰
غربی	تابش طول موج بلند $\times 0.6714 + 0.1836 =$ دمای سطح	۰/۶	۱۶۱/۵۵ ۰	۵۴/۶۷ ۰
جنوب غربی	تابش طول موج بلند $\times 0.6301 + 0.2352 =$ دمای سطح	۰/۶۲	۱۶۸/۸۹ ۰	۷۷/۲۹ ۰/۰۲
جنوبی	تابش طول موج بلند $\times 0.5114 + 0.3221 =$ دمای سطح	۰/۵۸	۱۶۰/۲۳ ۰	۱۲۵/۳۵ ۰
جنوب شرقی	تابش طول موج بلند $\times 0.4430 + 0.4282 =$ دمای سطح	۰/۵۳	۱۴۲/۵۸ ۰	۱۷۱/۰۲ ۰/۰۱
شرقی	تابش طول موج بلند $\times 0.4202 + 0.4287 =$ دمای سطح	۰/۴۸	۱۴۸/۳۲ ۰	۱۹۳/۲۲ ۰/۰۳
شمال شرقی	تابش طول موج بلند $\times 0.4638 + 0.3977 =$ دمای سطح	۰/۵۲	۱۵۵/۴۶ ۰	۱۶۹/۷۹ ۰/۰۱

ارتباط بین دو پارامتر LST نرمال شده و تابش طول موج بلند ورودی نرمال شده در جهت شیب‌های خاص و شیب‌های ثابت برای منطقه بررسی شد که نتایج به صورت شکل ۷ نشان داده شده است. همچنین پارامترهای آماری ارتباط بین LST

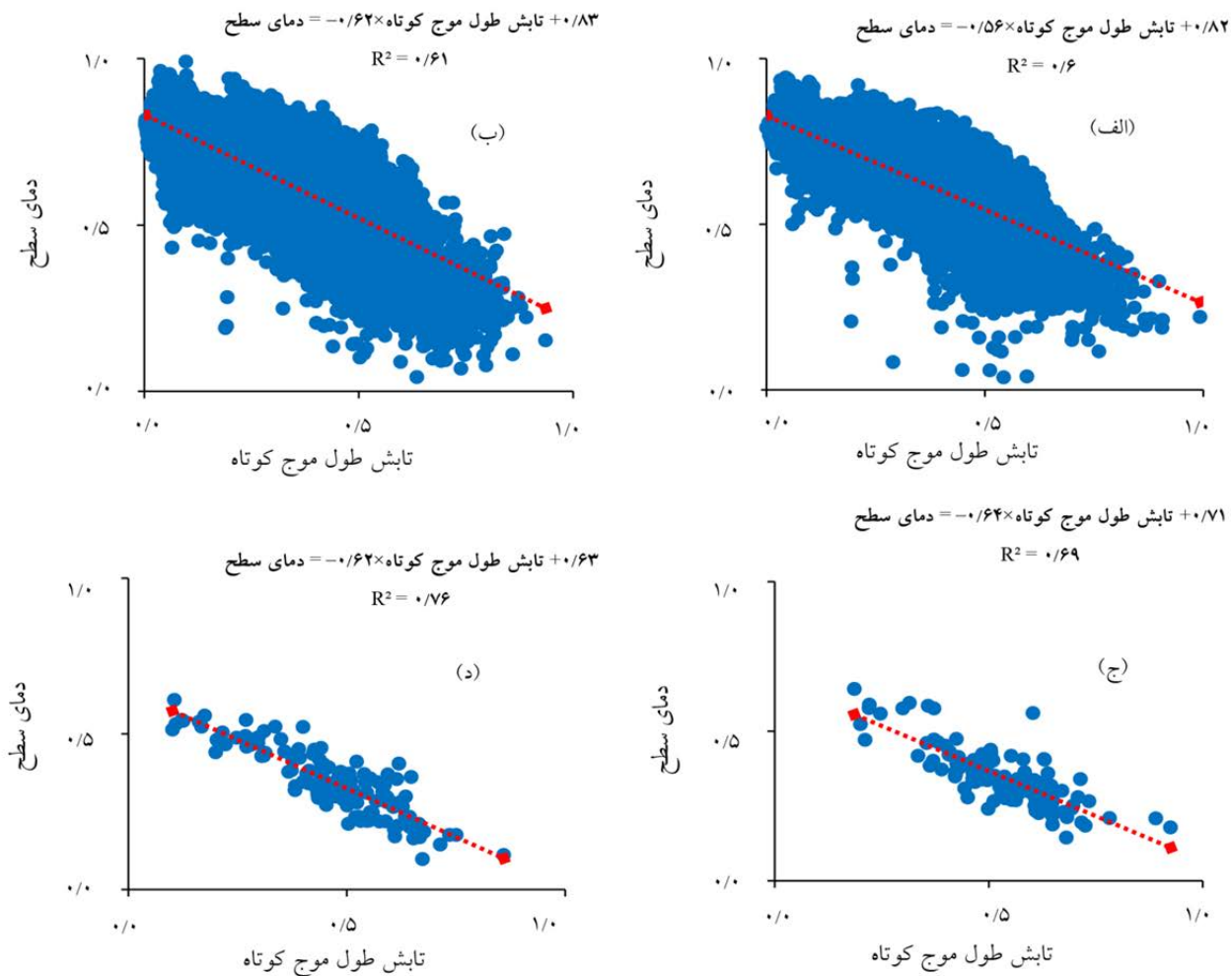
نرمال شده و تابش طول موج بلند ورودی نرمال شده در جهت شیب‌های خاص و شیب‌های ثابت در جدول ۷ نشان داده شده است.

جدول ۷. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج بلند ورودی به سطح در جهت شیب خاص و شیب ثابت

جهت شیب خاص و شیب ثابت	رابطه	R ²	آماره t ₁	آماره t ₂
			Prob	Prob
جهت شیب شمالی و شیب ۲۰-۳۰ درجه	$+0.1326 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.6125 = \text{دمای سطح}$	۰/۶۳	۳۱/۲۳ ۰	۱۳/۶۸ ۰/۰۱
جهت شیب شمالی و شیب ۳۰-۴۰ درجه	$+0.1425 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.5563 = \text{دمای سطح}$	۰/۶۵	۲۳/۱۲ ۰	۱۰/۱۴ ۰
جهت شیب شمالی و شیب ۴۰-۵۰ درجه	$+0.0466 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.6715 = \text{دمای سطح}$	۰/۶۸	۱۲/۳۹ ۰	۲/۱۷ ۰/۱۶
جهت شیب غربی و شیب ۲۰-۳۰ درجه	$+0.07412 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.6398 = \text{دمای سطح}$	۰/۶۸	۵۶/۹۸ ۰	۲/۱۱ ۰/۰۱
جهت شیب غربی و شیب ۴۰-۵۰ درجه	$-0.0206 - \text{تابش طول موج بلند} \times 0.6325 = \text{دمای سطح}$	۰/۷۶	۲۲/۱۳ ۰	-۲/۲۴ ۰/۳
جهت شیب جنوب غربی و شیب ۲۰-۳۰ درجه	$+0.1366 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.5887 = \text{دمای سطح}$	۰/۶۹	۵۳/۴۳ ۰/۰۲	۲۲/۴۵ ۰
جهت شیب شرقی و شیب ۵۰-۶۰ درجه	$+0.2639 + \text{تابش طول موج بلند} \times 0.4556 = \text{دمای سطح}$	۰/۷	۹/۰۲ ۰	۸/۲۱ ۰/۰۲

همبستگی بین دو پارامتر را نشان می‌دهد. در بررسی ارتباط بین LST نرمال شده و تابش طول موج کوتاه ورودی نرمال شده، نتایج ارتباط بین دو پارامتر در جهت شیب‌های مختلف و همچنین بررسی این ارتباط در جهت شیب‌های خاص و شیب ثابت در شکل ۶ نشان داده شده است همچنین پارامترهای آماری مربوط به این ارتباط در جهت شیب‌های مختلف و همچنین در جهت شیب‌های خاص و شیب ثابت به ترتیب در جدول ۸ و ۹ نشان داده شده است. این ارتباط یک ارتباط خطی معکوس است.

توجه به شکل ۶ و پارامترهای آماری ارائه شده در جدول ۷، ضریب همبستگی بین دو پارامتر LST و تابش طول موج بلند ورودی در این حالت بالاتر رفته است. در حالت بررسی کلی برای ارتباط بین LST و تابش طول موج بلند ورودی یک رابطه مستقیم خطی با ضریب همبستگی ۰/۵۵ حاصل شد (شکل ۵) و در بررسی ارتباط این دو پارامتر در جهت شیب غربی رابطه مستقیم خطی با ضریب همبستگی ۰/۶ و بررسی ارتباط همین دو پارامتر در جهت شیب غربی و شیب‌های ۳۰-۲۰ و ۴۰-۵۰ به ترتیب یک ارتباط خطی مستقیم با ضریب همبستگی ۰/۶۸ و ۰/۷۶ حاصل شده است که افزایش ضریب



شکل ۷. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج کوتاه ورودی (الف) جهت شیب شمالی؛ (ب) غربی؛ (ج) جهت شیب شمالی و شیب ۴۰-۵۰ درجه؛ (د) جهت شیب غربی و شیب ۴۰-۵۰ درجه

جدول ۸. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج کوتاه ورودی در جهت شیب‌های مختلف

جهت شیب	رابطه	R ²	آماره t ₁	آماره t ₂
			Prob	Prob
شمال	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۴۸۱ × دمای سطح - ۰/۸۴۵۶	۰/۶۱	-۱۰۳/۳۶ ۰	۳۹۲/۸۵ ۰/۰۱
شمال غربی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۲۱۷ × دمای سطح - ۰/۸۰۲۶	۰/۶۱	-۱۴۸/۰۳ ۰/۰۳	۵۷۴/۴۷ ۰
غربی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۲۲۸ × دمای سطح - ۰/۸۳۲۵	۰/۶۲	-۱۵۷/۶۸ ۰	۶۰۸/۷۳ ۰/۰۱
جنوب غربی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۷۹۷ × دمای سطح - ۰/۸۴۰۶	۰/۶۳	-۱۶۵/۷۷ ۰	۶۸۸/۶۳ ۰
جنوبی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۱۱۳ × دمای سطح - ۰/۸۱۲۶	۰/۵۷	-۱۶۲/۵۸ ۰	۷۷۳/۴۲ ۰
جنوب شرقی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۳۹۸۰ × دمای سطح - ۰/۸۲۹۰	۵۱	-۱۴۰/۴۲ ۰/۰۳	۸۹۹/۱۷ ۰
شرقی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۳۸۳۱ × دمای سطح - ۰/۸۲۹۵	۰/۵	-۱۴۱/۲۳ ۰	۹۴۴/۶۹ ۰
شمال شرقی	تابش طول موج کوتاه = ۰/۴۲۸۳ × دمای سطح - ۰/۸۳۳۲	۰/۵۳	-۱۵۴/۳۶ ۰	۸۶۱/۸۳ ۰/۰۲

جدول ۹. ارتباط بین دمای سطح و تابش طول موج کوتاه ورودی در جهت شیب‌های خاص و شیب ثابت

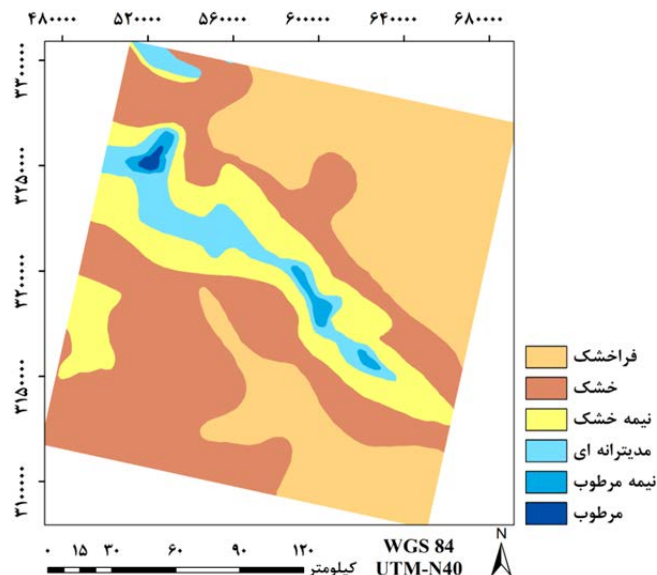
جهت شیب خاص و شیب ثابت	رابطه	R ²	آماره t ₁	آماره t ₂
			Prob	Prob
جهت شیب شمالی و شیب ۲۰-۱۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۴۸۶ × دمای سطح + ۰/۸۲۳۶	۰/۶۱	-۲۳/۷۲ ۰/۰۱	۸۵/۹۸ ۰
جهت شیب شمالی و شیب ۳۰-۲۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۶۷۱ × دمای سطح + ۰/۷۸۲۵	۰/۶۲	-۳۴/۶۴ ۰	۹۲/۳۳ ۰
جهت شیب شمالی و شیب ۴۰-۳۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۵۴۲ × دمای سطح + ۰/۷	۰/۶۳	-۲۱/۹۷ ۰	۵۶/۶۱ ۰/۰۲
جهت شیب شمالی و شیب ۵۰-۴۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۵۳۸ × دمای سطح + ۰/۷۳۱۲	۰/۷۱	-۱۳/۰۵ ۰/۰۳	۲۷/۳۹ ۰
جهت شیب غربی و شیب ۳۰-۲۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۲۳۱ × دمای سطح + ۰/۷۳۴۵	۰/۶۹	-۵۶/۲۹ ۰/۰۱	۱۳۱/۸۳ ۰
جهت شیب غربی و شیب ۵۰-۴۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۶۳۲۵ × دمای سطح + ۰/۶۵۶۷	۰/۷۵	-۲۱/۱۸ ۰/۰۱	۴۲/۷۷ ۰
جهت شیب جنوب غربی و شیب ۳۰-۲۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۵۹۷۱ × دمای سطح + ۰/۷۴۲۱	۰/۶۴	-۵۲/۴۳ ۰/۰۲	۱۴۲/۴۷ ۰
جهت شیب شرقی و شیب ۶۰-۵۰ درجه	تابش طول موج کوتاه = ۰/۴۵۸۱ × دمای سطح + ۰/۷۴۵۱	۰/۷	-۸/۹۴ ۰	۲۳/۵۷ ۰

نشان می‌دهد که پارامترهای مختلفی از جمله تغییرات توپوگرافی، شرایط محیطی و تابش ورودی به سطح بر LST تأثیرگذار هستند و در نظر گرفتن این پارامترها برای بررسی شرایط LST ضروری است (۱۰، ۲۸ و ۴۲).

بررسی شرایط اقلیمی با توجه به شرایط محیطی

شرایط اقلیمی بر LST تأثیر می‌گذارد. نقشه مربوط به شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه در شکل ۷ نشان داده شده است. با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته، نتایج ارتباط بین شرایط اقلیمی و LST در جدول ۱۰ آورده شده است. نتایج نشان داده شده در جدول ۱۰، بیانگر این است که هرچه شرایط اقلیمی، از اقلیم فراخشک به اقلیم مرطوب تغییر پیدا می‌کند LST نیز کاهش می‌یابد. این کاهش LST به چند عامل بستگی دارد، از جمله عوامل تأثیرگذار می‌توان به تغییرات توپوگرافی و پوشش گیاهی منطقه و میزان تابش ورودی به سطح منطقه اشاره کرد (۱۰، ۲۸ و ۴۲).

در ارتباط بین LST با تابش طول‌موج کوتاه ورودی، شیب و جهت شیب نقش اساسی دارند (۱۰ و ۱۴). به طوری که در بررسی ارتباط بین LST و تابش طول‌موج کوتاه ورودی، بدون لحاظ کردن طبقه‌بندی شیب و جهت شیب، یک ارتباط معکوس خطی بین دو پارامتر با ضریب همبستگی ۰/۵۷ به دست آمد (شکل ۵). درحالی‌که با بررسی این ارتباط در جهت شیب‌های خاص به صورت مجزا ضریب همبستگی بین دو پارامتر بالاتر رفته است (جدول ۸). برای نمونه با توجه به نتایج جدول ۸، ارتباط بین دو پارامتر در جهت شیب شمالی با یک رابطه معکوس خطی (تابش طول‌موج کوتاه $\times 0.5481 - 0.8456 =$ دمای سطح) و با ضریب همبستگی ۰/۶۱ برقرار شده است. همچنین اضافه کردن پارامتر شیب خاص، باعث بالاتر رفتن ضریب همبستگی جدید بین دو پارامتر شده است. ضریب همبستگی ارتباط بین دو پارامتر LST و تابش طول‌موج کوتاه ورودی برای منطقه در جهت شیب شمالی و شیب‌های ۳۰-۲۰، ۴۰-۳۰ و ۵۰-۴۰ به ترتیب ۰/۶۲، ۰/۶۳ و ۰/۷۱ است که نشان‌دهنده افزایش مقدار ضریب همبستگی در این حالت نسبت به حالت‌های قبل است (جدول ۹). این نتایج



شکل ۷. نقشه شرایط اقلیمی منطقه

جدول ۱۰. پارامترهای آماری ارتباط بین LST (درجه سانتی گراد) و شرایط اقلیمی

نوع اقلیم	LST بیشترین	LST محدوده	LST میانگین	انحراف معیار LST
فراخشک	۶۷	۳۲/۷	۵۴/۱	۴/۱
خشک	۶۳/۵	۳۸/۹	۴۸/۲	۳/۷
نیمه خشک	۵۹/۲	۳۴/۵	۳۹/۹	۴/۹
مدیترانه‌ای	۴۸/۶	۳۴/۴	۳۳/۶	۳/۷
نیمه مرطوب	۴۳/۸	۲۳/۹	۲۷/۴	۴/۲
مرطوب	۳۸/۹	۱۸/۷	۲۴	۵/۱

برخوردار هستند در میانگین ارتفاع پایین‌تری قرار دارند. همان‌طور که بیان شد، ارتباط بین تغییرات ارتفاع و LST به صورت معکوس است و با افزایش ارتفاع، LST کاهش می‌یابد. بنابراین اقلیم‌های مرطوب‌تر به دلیل قرار گرفتن در مناطق مرتفع‌تر دارای میانگین LST پایین‌تری هستند.

میزان تأثیرگذاری هر یک از این عوامل به صورت جداگانه بررسی شده است تا نقش هر عامل در نحوه توزیع LST با توجه به شرایط اقلیمی مشخص شود. نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل اقلیم‌های متفاوت در ارتفاعات مختلف منطقه به صورت جدول ۱۱ نشان داده شده است. با توجه به نتایج ارائه شده در جدول ۱۱، اقلیم‌هایی که از میانگین بالاتری

جدول ۱۱. پارامترهای آماری ارتباط بین شرایط اقلیمی و ارتفاع (متر)

نوع اقلیم	بیشترین ارتفاع	محدوده ارتفاع	میانگین ارتفاع	انحراف معیار ارتفاع	میانگین ارتفاع
فراخشک	۲۹۵۱	۲۶۵۲	۹۲۵/۲	۴۸۴/۸	۷۶۵
خشک	۳۲۰۶	۲۷۵۲	۱۵۲۰/۲	۵۸۳/۶	۱۵۴۷
نیمه خشک	۳۷۵۷	۲۷۴۲	۲۲۴۵/۸	۴۶۵/۳	۲۳۰۵
مدیترانه‌ای	۴۴۶۷	۳۱۳۴	۲۸۰۱/۵	۴۰۴/۶	۲۸۳۲
نیمه مرطوب	۴۴۶۹	۲۳۵۴	۳۰۹۹/۳	۳۸۹/۹	۳۰۷۳
مرطوب	۴۰۴۸	۹۷۲	۳۵۳۹/۲	۱۷۷/۱	۳۵۷۰

شاخص در مناطق خشک است. با توجه به اینکه LST با پوشش گیاهی رابطه معکوس دارد پس می‌توان آن را یکی از عوامل تأثیرگذار پایین بودن LST در مناطق مرطوب و بالا بودن LST در مناطق خشک در نظر گرفت. پارامتر سوم تأثیرگذار، عامل تابش طول موج بلند ورودی است.

وضعیت پوشش گیاهی هر اقلیم نیز با تجزیه و تحلیل NDVI منطقه مورد مطالعه ارزیابی شد. نتایج مربوط به بررسی وضعیت پوشش گیاهی اقلیم‌های مختلف به صورت جدول ۱۲ نشان داده شده است. با توجه به نتایج جدول ۱۲، میانگین ضریب NDVI در مناطق مرطوب، بزرگ‌تر از میانگین این

جدول ۱۲. پارامترهای آماری ارتباط بین شرایط اقلیمی و NDVI

نوع اقلیم	بیشترین NDVI	محدوده NDVI	میانگین NDVI	انحراف معیار NDVI
فراخشک	۰/۹۷۸	۰/۸۳	۰/۰۸۵	۰/۰۷۲
خشک	۰/۹۹۱	۰/۹۲	۰/۱۱	۰/۰۵۳
نیمه‌خشک	۰/۹۵۶	۰/۸۱	۰/۱۴۲	۰/۰۵۷
مدیترانه‌ای	۰/۹۲۳	۰/۹۳	۰/۱۵۹	۰/۰۶۴
نیمه مرطوب	۰/۹۲۸	۰/۴۷	۰/۱۶۷	۰/۰۶۵
مرطوب	۰/۸۱۹	۰/۴۳	۰/۱۸۴	۰/۰۷

اقلیم‌های با LST پایین‌تر، تابش طول‌موج بلند کمتری را دریافت کرده‌اند و مناطق مرطوب دارای کمترین تابش دریافتی و مناطق فراخشک دارای بیشترین تابش دریافتی هستند.

میزان تابش طول‌موج بلند ورودی برای اقلیم‌های مختلف در منطقه محاسبه و بررسی شد و نتایج به صورت جدول ۱۳ نشان داده شده است. نتایج جدول ۱۳ نشان می‌دهد که

جدول ۱۳. پارامترهای آماری ارتباط بین شرایط اقلیمی و تابش طول‌موج بلند ورودی (W/m^2)

نوع اقلیم	بیشترین تابش	محدوده تابش	میانگین تابش	انحراف معیار تابش
فراخشک	۴۰۱/۸	۱۱/۱	۳۹۹/۲	۱/۷
خشک	۳۹۹/۵	۱۲/۳	۳۹۷/۷	۱/۹
نیمه‌خشک	۳۹۷/۲	۱۳	۳۹۴	۱/۶
مدیترانه‌ای	۳۹۶/۶	۱۴/۱	۳۹۲/۶	۱/۵
نیمه مرطوب	۳۹۳/۷	۱۲	۳۹۱/۹	۱/۴
مرطوب	۳۸۹/۹	۵/۶	۳۸۸/۴	۱/۱

LST تأثیرگذار هستند. همچنین پارامتر NDVI می‌تواند به عنوان یک عامل مؤثر دیگر بر روی میزان و نحوه توزیع LST تأثیر بگذارد. نتایج بررسی تأثیر تغییرات توپوگرافی و NDVI بر LST منطقه، ارتباط قوی با ضریب همبستگی بالا را بین پارامتر وابسته LST و پارامترهای مستقل ارتفاع، شیب، جهت شیب و NDVI نشان می‌دهد. با محاسبه میزان تابش طول‌موج کوتاه و بلند ورودی به سطح منطقه و بررسی ارتباط بین این دو پارامتر با پارامترهای توپوگرافی و LST، نشان داده شد که با افزایش ارتفاع، میزان تابش طول‌موج کوتاه ورودی افزایش و تابش طول‌موج بلند ورودی کاهش می‌یابد. بین LST و تابش طول‌موج کوتاه و بلند ورودی به ترتیب یک رابطه معکوس و مستقیم خطی وجود دارد. ارتباط بین LST و تابش ورودی در شیب‌ها و جهت شیب‌های مختلف، متفاوت

نتیجه گیری

دمای سطح زمین (LST) تحت تأثیر عوامل مختلفی از جمله تغییرات توپوگرافی، میزان تابش طول‌موج کوتاه و بلند ورودی، شرایط اقلیمی، کاربری اراضی و موقعیت جغرافیایی قرار دارد و با تغییر هر یک از این عوامل، LST نیز دستخوش تغییر می‌گردد. برای دستیابی به LST منطقه استفاده از داده‌های باندهای حرارتی تصاویر ماهواره‌ای به سبب پوشش گسترده، پیوستگی مکانی داده‌ها و قابلیت بهنگام شدن، بسیار کاربردی و مفید است. برای مدل‌سازی ارتباط بین LST و تابش ورودی به سطح، منطقه مورد مطالعه باید دقیقاً از نظر شرایط توپوگرافی و اقلیمی بررسی شود. شرایط توپوگرافی شامل سه عامل ارتفاع، شیب و جهت شیب است که هر یک از این عوامل بر

۲. کریمی فیروزجایی، م. و م. کیاورز مقدم. ۱۳۹۵. بررسی ارتباط بین دما، شار تابش خالص با خصوصیات بیوفیزیکی و کاربری اراضی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸. نشریه سنجش‌ازدور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، ۷(۴): ۷۹-۹۶.
۳. کیاورز مقدم، م. ۱۳۹۲. ارائه یک روش اکتشاف منابع زمین‌گرایی بر مبنای داده‌های سنجش‌ازدور و ادغام آن با داده‌های علوم زمین، رساله دکتری، دانشکده فنی، دانشگاه تهران. ۲۸۰ صفحه.
۴. هاشمی دره بادامی، س.، ا. نورایی صفت، س. کریمی و س. نظری. ۱۳۹۴. تحلیل روند توسعه جزیره حرارتی شهری در رابطه با تغییر کاربری اراضی/پوشش با استفاده از سری زمانی تصاویر لندست. نشریه سنجش‌ازدور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، ۶(۳): ۱۵-۲۸.
5. Chander G, Markham BL, Helder DL. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM⁺, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5): 893-903.
6. Danielson EW, Levin J, Abrams E. 2003. *Meteorology*. 2nd edn. McGraw Hill, New York, 380 pp.
7. Danilina I, Gillespie AR, Balick L, Mushkin A, Smith M, Blumberg D. 2013. Compensation for subpixel roughness effects in thermal infrared images. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9-10): 3425-3436.
8. Danilina I, Gillespie AR, Balick LK, Mushkin A, O'Neal MA. 2012. 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*, 124: 492-501.
9. Ding H, Shi W. 2013. Land-use/land-cover change and its influence on surface temperature: a case study in Beijing City. *International Journal of Remote Sensing*, 34(15): 5503-5517.
10. Firozjaei MK, Kiavarz M, Nematollahi O, Karimpour Reihan M, Alavipanah SK. 2019. An evaluation of energy balance parameters, and the relations between topographical and biophysical characteristics using the mountainous surface energy balance algorithm for land (sebal). *International Journal of Remote Sensing*: 1-31.
11. Ghosh A, Joshi P. 2014. Hyperspectral imagery for disaggregation of land surface temperature with selected regression algorithms over different land use land cover scenes. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 96: 76-93.

است و ضریب همبستگی ارتباط بین دو پارامتر نسبت به حالت قبل افزایش یافته است. بررسی تأثیر شرایط اقلیمی بر LST منطقه نشان می‌دهد که هرچه شرایط اقلیمی، از اقلیم فراخشک به اقلیم مرطوب تغییر پیدا می‌کند از میانگین LST کاسته می‌شود. سه عامل مهم تأثیرگذار یعنی شرایط توپوگرافی، پوشش گیاهی و میزان تابش ورودی را می‌توان برای نتیجه به دست آمده مرتبط دانست. با تحلیل پارامتر ارتفاع در اقلیم‌های مختلف مشخص شد که اقلیم‌های مرطوب در ارتفاع بالاتری نسبت به اقلیم‌های خشک قرار دارند. دما با ارتفاع رابطه عکس دارد بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ارتفاع عامل تأثیرگذاری در پایین بودن میانگین دمای مناطق مرطوب نسبت به مناطق خشک است. با محاسبه NDVI برای منطقه و تحلیل آماری این شاخص برای اقلیم‌های مختلف، این نتیجه حاصل شد که اقلیم‌های مرطوب دارای میانگین ضریب NDVI بالاتری نسبت به اقلیم‌های خشک هستند. همچنین با محاسبه میزان تابش طول‌موج بلند ورودی برای اقلیم‌های مختلف مشخص شد که اقلیم‌های مرطوب نسبت به اقلیم‌های خشک از میانگین تابش طول‌موج بلند ورودی کمتری برخوردار هستند. از آنجایی که LST با میزان تابش طول‌موج بلند ورودی رابطه مستقیم دارد می‌توان نتیجه گرفت که میزان تابش طول‌موج بلند ورودی، یک عامل مؤثر در پایین بودن دمای مناطق مرطوب نسبت به مناطق خشک است. نتایج پژوهش بیانگر این موضوع است که برای بررسی شرایط دمایی هر منطقه باید تمامی عوامل مؤثر همچون شرایط توپوگرافی، محیطی و تابش رسیده به سطح را به صورت یکپارچه در نظر گرفت و بررسی کرد.

منابع مورد استفاده

۱. عسگرزاده، پ.، ع. درویشی بلورانی، ح. بهرامی و س. حمزه. ۱۳۹۵. مقایسه برآورد دمای سطح زمین در روش‌های تک باندی و چند باندی با استفاده از تصویر لندست ۸. نشریه سنجش‌ازدور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی، ۷(۳): ۱۸-۲۹.

12. Guo G, Wu Z, Xiao R, Chen Y, Liu X, Zhang X. 2015. Impacts of urban biophysical composition on land surface temperature in urban heat island clusters. *Landscape and Urban Planning*, 135: 1-10.
13. Hais M, Kučera T. 2009. The influence of topography on the forest surface temperature retrieved from Landsat TM, ETM+ and ASTER thermal channels. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(6): 585-591.
14. He J, Zhao W, Li A, Wen F, Yu D. 2019. The impact of the terrain effect on land surface temperature variation based on Landsat-8 observations in mountainous areas. *International Journal of Remote Sensing*, 40(5-6): 1808-1827.
15. He J, Johnson NC, Vecchi GA, Kirtman B, Wittenberg AT, Sturm S. 2018. Precipitation sensitivity to local variations in tropical sea surface temperature. *Journal of Climate*, 31(22): 9225-9238.
16. Jacobson MZ. 2005. *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge University Press, 813 pp.
17. Jamei Y, Rajagopalan P, Sun QC. 2019. Spatial structure of surface urban heat island and its relationship with vegetation and built-up areas in Melbourne, Australia. *Science of The Total Environment*, 659: 1335-1351.
18. Jeganathan C, Hamm N, Mukherjee S, Atkinson PM, Raju P, Dadhwal V. 2011. Evaluating a thermal image sharpening model over a mixed agricultural landscape in India. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(2): 178-191.
19. Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA, Skoković D, Mattar C, Cristóbal J. 2014. Land surface temperature retrieval methods from Landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(10): 1840-1843.
20. Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA. 2003. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D22): 1-9.
21. Kattel DB, Yao T, Panday PK. 2018. Near-surface air temperature lapse rate in a humid mountainous terrain on the southern slopes of the eastern Himalayas. *Theoretical and Applied Climatology*, 132(3-4): 1129-1141.
22. Li T, Meng Q. 2018. A mixture emissivity analysis method for urban land surface temperature retrieval from Landsat 8 data. *Landscape and Urban Planning*, 179: 63-71.
23. Li X, Wang L, Chen D, Yang K, Xue B, Sun L. 2013. Near-surface air temperature lapse rates in the mainland China during 1962–2011. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(14): 7505-7515.
24. Li Z-L, Tang B-H, Wu H, Ren H, Yan G, Wan Z, Trigo IF, Sobrino JA. 2013. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*, 131: 14-37.
25. Liu Y, Noumi Y, Yamaguchi Y. 2009. Discrepancy between ASTER-and MODIS-derived land surface temperatures: terrain effects. *Sensors*, 9(2): 1054-1066.
26. Lundquist JD, Chickadel C, Cristea N, Currier WR, Henn B, Keenan E, Dozier J. 2018. Separating snow and forest temperatures with thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 209: 764-779.
27. Luo D, Jin H, Bense VF. 2019. Ground surface temperature and the detection of permafrost in the rugged topography on NE Qinghai-Tibet Plateau. *Geoderma*, 333: 57-68.
28. Malbêteau Y, Merlin O, Gascoïn S, Gastellu J-P, Mattar C, Olivera-Guerra L, Khabba S, Jarlan L. 2017. 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*, 189: 25-39.
29. Meybeck M, Green P, Vörösmarty C. 2001. A new typology for mountains and other relief classes. *Mountain Research and Development*, 21(1): 34-46.
30. Minder JR, Mote PW, Lundquist JD. 2010. Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade Mountains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D14): 1-13.
31. Rasmussen MO, Pinheiro AC, Proud SR, Sandholt I. 2010. 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*, 48(8): 3123-3133.
32. Rolland C. 2003. Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7): 1032-1046.
33. Romaguera M, Vaughan RG, Ettema J, Izquierdo-Verdiguier E, Hecker C, van der Meer F. 2018. Detecting geothermal anomalies and evaluating LST geothermal component by combining thermal remote sensing time series and land surface model data. *Remote Sensing of Environment*, 204: 534-552.
34. Sannigrahi S, Bhatt S, Rahmat S, Uniyal B, Banerjee S, Chakraborti S, Jha S, Lahiri S, Santra K, Bhatt A. 2018. Analyzing the role of biophysical compositions in minimizing urban land surface temperature and urban heating. *Urban*

- Climate, 24: 803-819.
35. Sattari F, Hashim M, Pour AB. 2018. Thermal sharpening of land surface temperature maps based on the impervious surface index with the TsHARP method to ASTER satellite data: A case study from the metropolitan Kuala Lumpur, Malaysia. *Measurement*, 125: 262-278.
 36. Sobrino JA, Jiménez-Muñoz JC, Soria G, Romaguera M, Guanter L, Moreno J, Plaza A, Martínez P. 2008. Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(2): 316-327.
 37. Taleghani M. 2018. Outdoor thermal comfort by different heat mitigation strategies-A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 81: 2011-2018.
 38. Verhoest NE, Peters J, De Baets B, De Clercq EM, Ducheyne E. 2012. Influence of topographic normalization on the vegetation index-surface temperature relationship. *Journal of Applied Remote Sensing*, 6(1): 063518.
 39. Wang F, Qin Z, Li W, Song C, Karnieli A, Zhao S. 2015. An efficient approach for pixel decomposition to increase the spatial resolution of land surface temperature images from MODIS thermal infrared band data. *Sensors*, 15(1): 304-330.
 40. Wang M, He G, Zhang Z, Wang G, Wang Z, Yin R, Cui S, Wu Z, Cao X. 2019. A radiance-based split-window algorithm for land surface temperature retrieval: Theory and application to MODIS data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 76: 204-217.
 41. Waters R, Allen R, Tasumi M, Trezza R, Bastiaanssen W. 2002. SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land): advanced training and users manual. Department of Water Resources, University of Idaho, Kimberly, 98 pp.
 42. Weng Q, Firozjaei MK, Kiavarz M, Alavipanah SK, Hamzeh S. 2019. Normalizing land surface temperature for environmental parameters in mountainous and urban areas of a cold semi-arid climate. *Science of the Total Environment*, 650: 515-529.
 43. Weng Q. 2009. Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: Methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4): 335-344.
 44. Yang Y, Cao C, Pan X, Li X, Zhu X. 2017. Downscaling land surface temperature in an arid area by using multiple remote sensing indices with random forest regression. *Remote Sensing*, 9(8):789.



Quantifying the effect of surface parameters and climatic conditions on land surface temperature using reflective and thermal remote sensing data

N. Mijani¹, S. Hamzeh^{2*}, M. Karimi Firozjaei³

1. MSc. Student of Remote Sensing and GIS, Faculty of Geography, University of Tehran

2. Assoc. Prof. Department of Remote Sensing and GIS, Faculty of Geography, University of Tehran

3. PhD Student of Remote Sensing and GIS, Faculty of Geography, University of Tehran

ARTICLE INFO

Article history:

Received 7 January 2017

Accepted 30 April 2019

Available online 20 May 2019

Keywords:

Land surface temperature (LST)

Remote sensing

Normalized difference vegetation index (NDVI)

Climate condition

Kerman

ABSTRACT

The land surface temperature (LST) plays a vital role in a wide range of scientific researches including climatology, hydrology, natural resources and etc. There are some determining factors which affect the land surface temperature, such as the kind of surface elements, topography and environmental conditions and also the amount of incoming radiation to the surface. The objective of this study is to investigate the effect of topographic parameters, climatic conditions and downward radiation on land surface temperature using remote sensing data. For this purpose, the Landsat 8 satellite image, ASTER digital elevation model, MODIS water vapor product (MOD07) on 24 July 2018, topography and climate map of Kerman province were used. To calculate the LST and downward shortwave and longwave radiation to surface the single channel and SEBAL energy balance algorithms were used, respectively. Finally, using statistical analysis the relationship between LST and independent variables, including elevation, slope, aspect, vegetation cover index and downward radiation to the surface were studied. The results of the study shown that the correlation coefficient between the LST and each of the independent parameters is more than 0.7. Also, the relationship between LST and topographic, normalized difference vegetation index (NDVI) and downward radiation parameters at the 95% level was significant. The results of the mean of LST values in climatic conditions, including extra-dry, dry, semi-dry, Mediterranean, semi-wet and wet indicate that climates classes with higher LST relative to climates classes with lower LST have means of elevation, NDVI lower and mean longwave downward radiation to surface higher.

* Corresponding author e-mail address: saeid.hamzeh@ut.ac.ir