

# توسعه الگوریتم خودکار بر آورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر لندست ۸ مطالعه موردی: کلانشهر تبریز

جواد جاودان<sup>۱</sup>

محمدحسین رضایی مقدم<sup>۲</sup>

یوسف عبادی<sup>۳</sup>

تاریخ دریافت مقاله: ۹۶/۰۹/۱۹

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۷/۰۸/۱۶

\*\*\*\*\*

## چکیده

دمای سطحی زمین یکی از کلیدی‌ترین پارامترهای مورد نیاز مطالعات محیطی مختلف در مقیاس‌های محلی تا جهانی می‌باشد. با توجه به محدودیت‌های ایستگاه‌های هواشناسی، سنجش از دور حرارتی افق جدیدی برای کسب این نوع اطلاعات باز کرده است. اخیراً با پرتاب موفقیت‌آمیز ماهواره لندست ۸ که دارای دو بانده حرارتی است، امکان خوبی برای برآورد دمای سطح زمین با استفاده از فناوری سنجش از دور حرارتی فراهم شده است. روش‌های زیادی برای محاسبه دمای سطحی زمین گسترش پیدا کرده است ولی با توجه به گزارش‌هایی مبنی بر وجود عدم قطعیت قابل توجه در کالیبراسیون بانده ۱۱ سنجنده TIRS ماهواره لندست ۸، کماکان گسترش روش‌های مبتنی بر یک بانده حرارتی ضروری به نظر می‌آید. در این مطالعه، روش پنجره یکتا که سه پارامتر اساسی آن قابلیت انتشار زمینی، قابلیت عبور اتمسفری و میانگین دمای مؤثر هوا می‌باشند، برای ماهواره لندست ۸ بهینه شده و تحت الگوریتمی خودکار در محیط نرم افزار MATLAB ارائه شده است. این الگوریتم با کمترین مداخله کاربر، در کمترین زمان در مقایسه با روش‌های رایج و با دقت قابل قبولی دمای سطحی زمین را برآورد می‌کند. پس از اعمال الگوریتم بر روی تصاویر ماهواره‌ای مربوط به منطقه مورد مطالعه در ۲۸ تیرماه ۱۳۹۵، دمای سطحی پایین‌تر مناطق با پوشش گیاهی نسبت به زمین‌های بایر و مناطق شهری با دقت ۱/۲ درجه سانتی‌گراد قابل مشاهده است.

واژه‌های کلیدی: الگوریتم پنجره یکتا، دمای سطحی زمین، سنجش از دور حرارتی، لندست ۸، MATLAB

\*\*\*\*\*

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و GIS، دانشگاه تبریز javadjavdan@gmail.com

۲- استاد گروه ژئومورفولوژی و سنجش از دور و GIS، دانشگاه تبریز (نویسنده مسئول) rezmogh@yahoo.com

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور و GIS، دانشگاه تبریز yusef.ebadi1373@gmail.com

## ۱- مقدمه

زمین در حوضه آبریز مهاباد استفاده کردند و در نهایت دمای سطح زمین را با دقتی معادل ۱/۴ درجه تعیین کردند. ویسی و همکاران (۱۳۹۵: ۲۱-۲۷) دمای مزارع نیشکر را با تصاویر ماهواره لندست ۸ را با دقت قابل قبولی استخراج کردند. حداقل مجذور مربعات خطا و میانگین مربعات خطا بین دمای اندازه‌گیری شده میدانی و دمای استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای به ترتیب ۰/۷۶۶ و ۰/۹۲۵ درجه محاسبه گردید. در مطالعه دیگری روزنستین و همکاران (۲۰۱۴: ۵۷۶۸) با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۸ و روش پنجره مجزا به متوسط خطای ۰/۹۳ دست پیدا کردند. جیمز مونز و همکاران (۲۰۱۴) در پژوهشی نشان دادند که برآورد دما با استفاده از روش پنجره یکتا کاملاً وابسته به مقدار بخار آب موجود در جو می‌باشد و برای برآورد این متغیر از مدل‌سازی به کمک پروفیل‌های اتمسفری و کتابخانه‌های طیفی استفاده کردند. آن‌ها با اجرای این روش بر روی تصاویر لندست ۸ به متوسط خطای ۱,۵ درجه رسیدند.

با توجه به قدرت تفکیک مکانی مناسب و وجود داده‌های باند حرارتی سری ماهواره‌های لندست برای محاسبات دمای سطح زمین مناسب ارزیابی می‌شوند. سنجنده TIRS ماهواره لندست ۸ که با دو باند مجزا در محدوده حرارتی طراحی شده است، برای روش پنجره مجزا بسیار کارآمد به نظر می‌رسد (روزنستین و همکاران، ۲۰۱۴: ۵۷۶۹). اما اخیراً

سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده گزارشی مبنی بر وجود عدم قطعیت قابل توجه کالیبراسیون باند ۱۱ سنجنده TIRS ارائه کرده است که بر اجتناب از کاربرد داده‌های این باند تأکید دارد (سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده، ۲۰۱۳). از این رو گسترش کاربرد روش پنجره یکتا با استفاده از داده‌های باند ۱۰ سنجنده TIRS ضروری می‌نماید. در این مقاله سعی شده است با انتشار الگوریتمی خودکار در محیط نرم‌افزار MATLAB، ابزاری برای محاسبات پیکسل پایه دمای سطح زمین ارائه شود. به کمک این ابزار روند محاسبات طولانی و پیچیده که در طی آن‌ها اشتباهات اجتناب‌ناپذیر است، به صورت خودکار و با کمترین دخالت کاربر انجام می‌شود.

دمای سطح زمین<sup>۱</sup> یکی از مهم‌ترین شاخص‌های مؤثر در مطالعات محیطی مانند برآورد بیلان انرژی سطح زمین، پایش تبخیر و تعرق، تعیین رطوبت خاک، شناسایی جزایر حرارتی، شناسایی خطواره‌های گسلی و... است. با پیشرفت فناوری سنجنش‌ازدور، داده‌های ماهواره‌ای امکان تخمین دمای سطح زمین برای هر پیکسل، با فاصله زمانی مناسب و برای سرتاسر کره زمین را فراهم می‌آورد (علوی پناه، ۱۳۸۷: ۳۹) (موسوی کجاباد، ۱۳۹۴) (لی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۷) (پرس و داکامارا، ۲۰۰۴: ۳۷۹).

در مطالعات متعددی الگوریتم‌های مختلفی برای تخمین دمای سطحی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای ارائه شده است که دو روش پنجره یکتا<sup>۲</sup> و پنجره مجزا<sup>۳</sup> از سایر روش‌ها متداول‌تر می‌باشند (جویباری مقدم و همکاران، ۱۳۹۴: ۲۱۶). در روش پنجره یکتا دمای سطح زمین با به‌کارگیری یک باند حرارتی تخمین زده می‌شود. این روش بر مبنای معادله انتقال تشعشعی و تقریب خطی از بسط سری تیلور معادله پلانک<sup>۴</sup> استوار است. این روش اولین بار توسط پرایس (۱۹۸۳) به کار گرفته شد. روش پنجره مجزا بر مبنای تلفیق دو باند حرارتی استوار است که در واقع این روش با استفاده از تلفیق باندهای حرارتی مجاور سعی در کاهش تأثیرات اتمسفری دارد. این روش اولین بار توسط اندینگ و کاوت (۱۹۷۰) ارائه شده است.

ابراهیمی هروی و همکاران (۱۹: ۱۳۹۴) درجه حرارت سطح زمین را در سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۳ با استفاده از ۳ تصویر از سنجنده‌های TM<sup>+</sup> و ETM<sup>+</sup> با روش‌های مختلف از جمله پنجره یکتا، سبال<sup>۵</sup>، استفان-بولتزمن<sup>۶</sup> و تک کانالی<sup>۷</sup> استخراج کردند. فیضی‌زاده و همکاران (۱۷۱: ۱۳۹۵) از تصاویر چند طیفی و حرارتی ماهواره لندست ۸ برای برآورد دمای

1- Land Surface Temperature

2- Mono-window

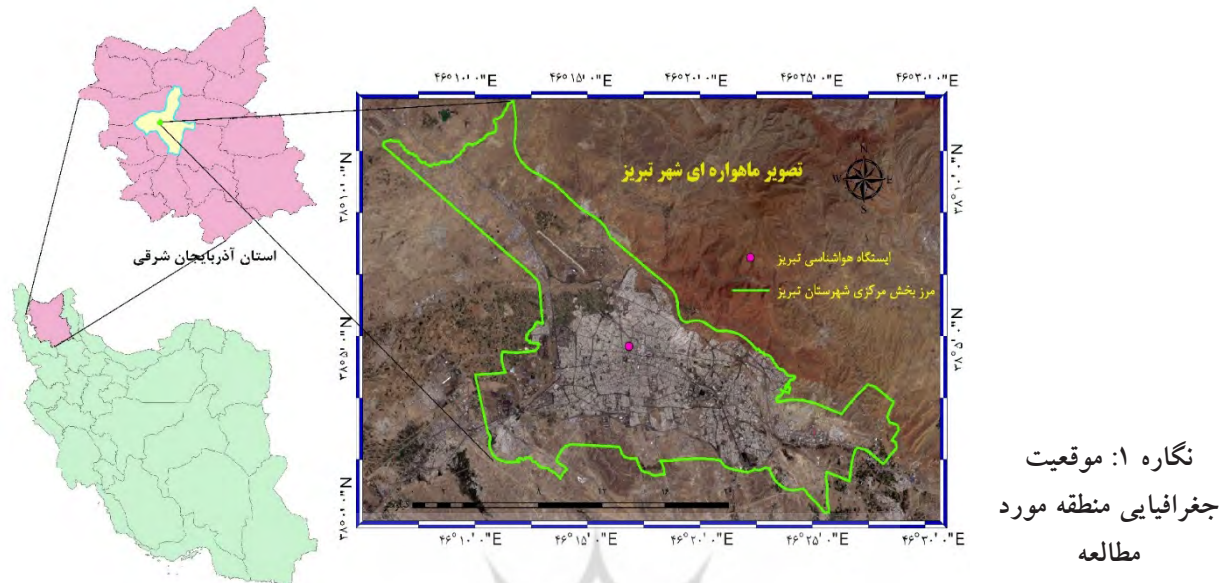
3- Split-window

4- Planck law

5- SEBAL

6- Stefan-Boltzmann

7- single channel



جدول ۱: داده‌های زمینی مورد استفاده

رطوبت نسبی	طول روز	فاصله زمانی بین ظهر خورشیدی و زمان وقوع حداکثر دما	حداکثر دما	حداقل دما
۲۵ درصد	۱۵ ساعت	۲ ساعت	۳۸/۴°C	۲۴ °C

ضمناً این الگوریتم امکان پیاده‌سازی در هر نرم افزار دیگری با قابلیت محاسبات پیکسل پایه را با پیروی قدم به قدم از مراحل الگوریتم ارائه شده فراهم می‌آورد. زمین‌های هموار دشت تبریز و شوره‌زارهای تلخه‌رود (آجی‌چای) محدود شده و به شکل یک چاله نسبتاً بزرگ یا یک جلگه بین کوهی درآمد است. ارتفاع این شهر از سطح دریا از ۱۳۴۸ متر تا ۱۵۶۱ متر متغیر می‌باشد.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- منطقه مورد مطالعه

تبریز یکی از شهرهای بزرگ ایران و مرکز استان آذربایجان شرقی است. این شهر، بزرگ‌ترین شهر منطقه شمال غرب ایران و مرکز اداری، ارتباطی، بازرگانی، سیاسی، صنعتی، فرهنگی و نظامی این منطقه شناخته می‌شود. بر اساس نتایج سرشماری سال ۱۳۹۰، جمعیت تبریز ۱۴۹۴۹۹۸ نفر بوده و از این حیث، پنجمین شهر پرجمعیت ایران به شمار می‌رود. تبریز در مختصات جغرافیایی ۴۶°۰۵' تا ۴۶°۳۰' طول شرقی و ۳۸°۰۰' تا ۳۸°۱۵' عرض شمالی قرار دارد. از سمت شمال، جنوب و شرق به کوهستان و از سمت غرب به

### ۲-۲- داده‌های مورد استفاده

داده‌های ماهواره‌ای مورد استفاده این مطالعه تصویر سطح یک گذر ۱۶۸ و ردیف ۳۴ ماهواره لندست در تاریخ ۱۸ ژوئیه ۲۰۱۶ که شامل تصحیحات ارتفاعی است، می‌باشد که تحت فرمت GEOTIFF از سایت USGS تهیه شده است. داده‌های زمینی مورد نیاز هم شامل حداقل و حداکثر دما، فاصله زمانی بین ظهر خورشیدی و زمان وقوع حداکثر دما، طول روز و رطوبت نسبی در نزدیک‌ترین زمان نسبت به گذر ماهواره می‌باشد. که از ایستگاه محلی هواشناسی تهیه شده است و در جدول ۱ ارائه می‌شود.

### ۳-۲- روش تحقیق

تمامی اشیاء با دمای بیشتر از صفر مطلق از خود تشعشع گسیل می‌کنند. مقدار تشعشع گسیل شده از جسم سیاه در تعادل حرارتی با طول موج  $\lambda$  و دمای  $T$  با توجه به قانون پلانک طبق رابطه ۱ قابل بیان است.

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[ \exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad \text{رابطه (۱)}$$

که  $B_{\lambda}(T)$  مقدار تشعشع یک جسم سیاه در دمای  $T$  و طول موج  $\lambda$  می‌باشد که در آن  $C_1$  و  $C_2$  ضرایب ثابت فیزیکی معادله هستند. با توجه به این که تقریباً تمامی اجسام طبیعی جسم سیاه ایده‌آل نیستند باید قابلیت انتشار<sup>۱</sup> که نسبت تشعشع جسم مورد نظر به تشعشع جسم سیاه در دمای یکسان است، در معادلات دخالت داده شود. در نتیجه مقدار تشعشع طیفی<sup>۲</sup> یک جسم برابر است با قابلیت انتشار آن جسم ضرب در معادله قانون پلانک که در معادله (۱) ذکر شد. واضح است که با فرض عدم تأثیر اتمسفر بر مقدار تشعشع، با معلوم بودن قابلیت انتشار و تشعشع گسیل شده (که سنجنده ثبت می‌کند) می‌توان دمای سطحی را محاسبه نمود (حضری و ملکی، ۱۳۹۰: ۶۲؛ لی و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۷). از آنجایی که اتمسفر تأثیر قابل توجهی در دمای سطحی محاسبه شده دارد، هر دو روش پنجره یکتا و پنجره مجزا به پروفیل‌های اتمسفری برای مدل‌سازی روند عبور تشعشع در جو نیاز دارند که از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی محلی به دست می‌آیند (جیمز مونز و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۸۴۱؛ پرایس، ۱۹۸۳: ۳۵۶؛ سوپرینو و همکاران، ۲۰۰۸: ۳۲۰).

تأثیر توأم مشخصه‌های زمینی در قالب قابلیت انتشار اجسام و تأثیرات اتمسفر بر روی تشعشع رسیده به سنجنده روند محاسبه دقیق دمای سطحی زمین را با پیچیدگی‌های متعددی روبرو کرده است (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵: ۴۲۶۷).

تشعشع حرارتی رسیده به سنجنده TIRS ماهواره لندست ۸ را می‌توان به سه بخش تقسیم نمود: انتشار زمینی<sup>۳</sup> که در زمان عبور از جو تحت تأثیر عوامل جوی تضعیف می‌شود، انتشار

1- emissivity

2- spectral radiance

۳ - ground emittance

اتمسفری بالارونده<sup>۴</sup> که نمایانگر ظرفیت حرارتی اتمسفر است و بازتاب انتشار اتمسفری پایین‌رونده<sup>۵</sup> که توسط زمین به عنوان یک جسم غیر سیاه بازتاب شده است. می‌توان با در نظر گرفتن همه این تأثیرات، تشعشع حرارتی دریافتی در سنجنده را در قالب معادله ۲ برای تخمین دمای سطحی زمین استفاده کرد (کین و همکاران، ۲۰۰۱: ۳۷۲۳؛ سوپرینو و همکاران، ۱۹۹۱: ۲۲).

رابطه (۲)

$$B_i(T_i) = \tau_i [\varepsilon_i B_i(T_s) + (1 - \varepsilon_i) I_i^{\downarrow}] + I_i^{\uparrow}$$

که  $T_s$  دمای سطحی زمین بر حسب کلونین؛  $T_i$  دمای روشنایی باند  $i$  سنجنده TIRS ماهواره لندست ۸؛  $\varepsilon_i$  و  $\tau_i$  به ترتیب قابلیت عبور اتمسفر و قابلیت انتشار زمینی می‌باشند.  $B_i(T_i)$  نشانگر تشعشع حرارتی ثبت شده توسط سنجنده است که به صورت دمای روشنایی باند  $i$  در تابع پلانک بیان می‌شود؛  $B_i(T_s)$  بیانگر تشعشع زمینی است که در قالب دمای سطحی باند  $i$  در تابع پلانک ارائه می‌شود؛  $I_i^{\uparrow}$  و  $I_i^{\downarrow}$  به ترتیب انتشار اتمسفری بالارونده و انتشار اتمسفری پایین‌رونده برای باند  $i$  هستند. در روش پنجره یکتا که توسط وانگ و همکاران (۲۰۱۵: ۴۲۷۲) گسترش پیدا کرده است با تقریب خطی از بسط سری تیلور معادله پلانک و با فرض معلوم بودن قابلیت انتشار و پروفیل‌های اتمسفری دما، معادله دمای سطحی زمین برای باند ۱۰ سنجنده TIRS ماهواره لندست در رابطه ۳ ارائه شده است:

رابطه (۳)

$$T_s = \frac{[a_{10}(1 - C_{10} - D_{10}) + (b_{10}(1 - C_{10} - D_{10}) + C_{10} + D_{10})T_{10} - D_{10}T_a]}{C_{10}}$$

که  $T_s$  دمای سطحی زمین محاسبه شده از باند ۱۰ ماهواره لندست ۸؛  $T_a$  میانگین دمای مؤثر هوا؛  $T_{10}$  دمای روشنایی باند ۱۰؛  $a_{10}$  و  $b_{10}$  ضرایب ثابت بسط معادله پلانک برای باند ۱۰ که در جدول ۲ ارائه شده‌اند؛  $D_{10}$  و  $C_{10}$  پارامترهای درونی الگوریتم هستند که طبق روابط ۴ و ۵ محاسبه می‌شوند.

$$D_{10} = (1 - \tau_{10})[1 + (1 - \varepsilon_{10})\tau_{10}] \quad \text{رابطه (۴)}$$

4- upwelling atmospheric emittance

5 - downwelling atmospheric emittance

۳- بحث و یافته ها

۳-۱- محاسبه دمای روشنایی (BT)

تشعشع حرارتی توسط سنجنده در قالب Digital Number ذخیره می‌شود. ارزش عددی پیکسل‌ها در تصاویر ماهواره لندست ۸ را که شامل مقادیری در بازه ۰ تا ۶۵۵۳۵ می‌باشند، می‌توان به کمک معادله ۶ به رادینس تبدیل نمود، که در واقع کالیبراسیون داخلی سنجنده می‌باشد (بارسی و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۱۶۱۰) (بندیب و همکاران، ۲۰۱۶: ۳).

رابطه (۶)

$$R_i = M_i Q_i + A_i - O_i$$

که  $R_i$  تابش طیفی بالای اتمسفر سنجنده در باند  $i$ ؛  $M_i$  فاکتور ضریب مقیاس باند  $i$ ؛  $Q_i$  ارزش عددی پیکسل در باند  $i$ ؛  $A_i$  فاکتور افزایشی مقیاس در باند  $i$ ؛  $O_i$  مقدار تصحیح منتشرشده توسط سازمان زمین‌شناسی ایالات

$$C_{10} = \tau_{10} \varepsilon_{10}$$

رابطه (۵)

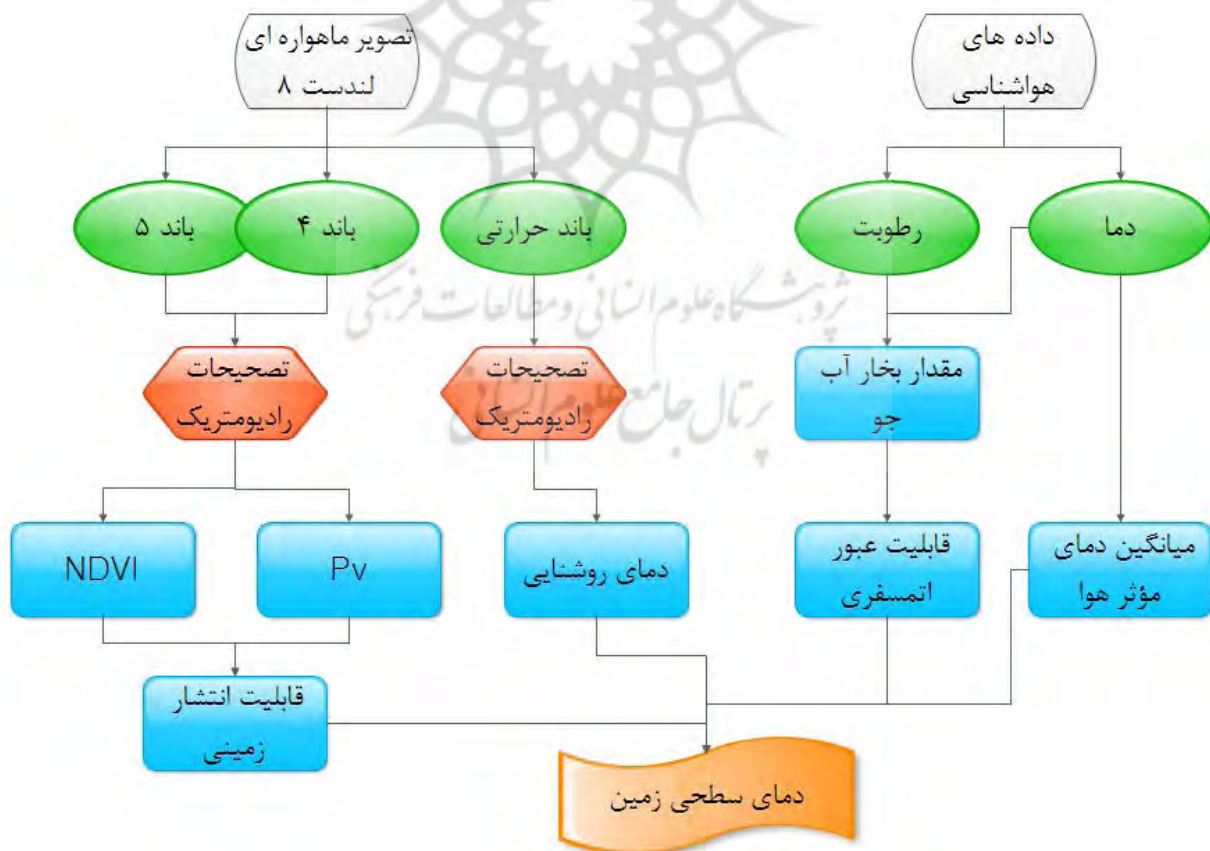
که  $\tau_{10}$  قابلیت عبور اتمسفری و  $\varepsilon_{10}$  قابلیت انتشار زمینی برای باند مذکور هستند.

جدول ۲: ضرایب ثابت بسط معادله پلانک برای باند ۱۰

محدوده دما	$a_{10}$	$b_{10}$
۷۰-۲۰ درجه سلسیوس	-۷۰/۱۷۷۵	۰/۴۵۸۱
۵۰-۰ درجه سلسیوس	-۶۲/۷۱۸۲	۰/۴۳۳۹
منفی ۳۰-۲۰ درجه سلسیوس	-۵۵/۴۲۷۶	۰/۴۰۸۶

مأخذ: وانگ و همکاران، ۲۰۱۵: ۴۲۷۲

روند برآورد دمای سطحی زمین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و داده‌های هواشناسی ایستگاه‌های محلی در نگاره ۲ قابل مشاهده است.



نگاره ۲: فلوچارت مراحل انجام تحقیق

جدول ۳: ضرایب مورد نیاز در محاسبه دمای روشنایی باند ۱۰ لندست ۸

$M_{10}$	$A_{10}$	$O_{10}$	$K_1$	$K_2$
۰/۰۰۰۳۳۴۲	۰/۱	۰/۲۹	۷۷۴/۸۸۵۳	۱۳۲۱/۰۷۸۹

مأخذ: سازمان زمین شناسی ایالات متحده، ۲۰۱۳

۳-۲- محاسبه میانگین دمای مؤثر هوا<sup>۱</sup>  
 در اغلب موارد انتشار اتمسفری بالارونده با میانگین دمای مؤثر هوا برآورد می شود. تعیین دمای مؤثر هوا نیازمند اطلاع از توزیع دمای هوا و مقدار بخار آب در هر لایه از پروفیل اتمسفری در زمان تصویربرداری ماهواره می باشد. بر طبق مطالعات سابرینو و همکاران (۱۹۹۱) میانگین دمای مؤثر هوا را می توان به صورت زیر از رابطه ۸ محاسبه نمود:

$$T_a = \frac{1}{w} \int_0^w T_z dw(z, Z) \quad \text{رابطه (۸)}$$

که  $w$  مجموع مقدار بخار آب موجود در اتمسفر از زمین تا ارتفاع سنجنده  $Z$  می باشد؛  $T_z$  دمای هوا در ارتفاع  $Z$  و  $w(z, Z)$  تابعی است که مقدار بخار آب را در هر نقطه بین  $Z$  و  $Z$  ارائه می دهد. این معادله زمانی قابل استفاده می باشد که تمامی پارامترها در لحظه تصویربرداری ماهواره قابل اندازه گیری یا تخمین باشند که در اکثر اوقات چنین داده هایی در دسترس نمی باشند. بنابراین کین و همکاران (۲۰۰۱: ۳۷۳۱) برای تخمین میانگین دمای مؤثر هوا از پروفیل های اتمسفری استاندارد و داده های ایستگاه های هواشناسی محلی، استفاده کردند و رابطه خطی بین دمای هوای نزدیک سطح زمین و میانگین دمای مؤثر هوا مطابق جدول ۴ ارائه نمودند.

جدول ۴: روابط خطی برای تخمین میانگین دمای مؤثر هوا

$T_a$  از دمای هوای نزدیک سطح زمین  $T_0$

پروفیل اتمسفری	معادلات روابط خطی
مدل استوایی	$T_a = 17.9769 + 0.9172 T_0$
تابستان عرض های میانی	$T_a = 16.0110 + 0.9262 T_0$
زمستان عرض های میانی	$T_a = 19.2704 + 0.9112 T_0$

مأخذ: کین و همکاران، ۲۰۰۱: ۳۷۳۱

متحده برای باندهای حرارتی لندست ۸ می باشد. که در تصاویر مربوط به قبل از ۳ فوریه ۲۰۱۴ باید اعمال شود. در تصاویر بعد از تاریخ مذکور این مقدار بر روی ارزش عددی پیکسل های تصاویر اعمال شده است (سازمان زمین شناسی ایالات متحده، ۲۰۱۳). مقادیر فاکتورهای  $M_i$  و  $A_i$  در فایل متادیتای تصاویر ماهواره ای در دسترس هستند.

در گام بعدی تابش طیفی بالای اتمسفر با استفاده از بسط تابع پلانک و ضرایب ثابت تبدیل حرارتی ارائه شده در فایل متادیتا تصویر ماهواره ای در قالب معادله ۷ تبدیل به دمای روشنایی می شود (متکان و همکاران، ۱۳۹۳: ۴). (یو و همکاران، ۲۰۱۴: ۹۱۳۳).

$$T_{10} = \frac{K_2}{\ln(1 + \frac{K_1}{R})} \quad \text{رابطه (۷)}$$

که  $T_{10}$  دمای روشنایی بر حسب کلونین؛  $K_1$  و  $K_2$  ضرایب ثابت تبدیل حرارتی برای باند ۱۰ که در جدول ۳ مقادیر مربوطه ارائه شده است.

در ادامه، مراحل محاسباتی ذکر شده در نرم افزار MATLAB R2014a به صورت زیر کدنویسی شده است:

تبدیل DN به تابش طیفی بالای اتمسفر

```
m1=0.0003342;
a1=0.1;
oi=0.29;
TOA=m1*b10+a1-oi;
```

تبدیل تابش طیفی بالای اتمسفر به دمای روشنایی

```
k1=774.8853;
k2=1321.0789;
x1=(k1./TOA)+1;
ln=log(x1);
bt=(k2./ln);
```

طیفی باند ۱۰ ماهواره لندست ۸ در این بازه قرار دارد، معادله ۱۰ برای تعیین قابلیت انتشار زمینی ارائه شده است (سورینو و همکاران، ۲۰۰۸:۳۲۰) (آیدان و جوانوسکا، ۲۰۱۶:۲۱۸).

رابطه (۱۰)

$$\varepsilon_{\lambda} = \begin{cases} \varepsilon_{s\lambda} & NDVI < NDVI_s \\ \varepsilon_{v\lambda} P_v + \varepsilon_{s\lambda} (1 - P_v) + C_{\lambda} & NDVI_s \leq NDVI \leq NDVI_v \\ \varepsilon_{v\lambda} P_v + C_{\lambda} & NDVI > NDVI_v \end{cases}$$

که  $\varepsilon_{\lambda}$  قابلیت انتشار مربوط به باند مورد نظر؛  $\varepsilon_{v\lambda}$  و  $\varepsilon_{s\lambda}$  به ترتیب قابلیت انتشار پوشش گیاهی و قابلیت انتشار خاک،  $P_v$  نسبت پوشش گیاهی،  $C_{\lambda}$  ضریب زبری سطح می باشد (که برای سطح صاف برابر صفر است).  $NDVI_s$  و  $NDVI_v$  به ترتیب مقدار عددی NDVI پیکسل مربوط به خاک و پیکسل مربوط به پوشش گیاهی است. مقادیر عددی قابلیت انتشار مواد زمینی در جدول ۵ ارائه شده است (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵:۴۲۷۹).

جدول ۵: مقادیر عددی قابلیت انتشار مواد زمینی برای باند ۱۰ سنجنده TIRS ماهواره لندست ۸

پوشش گیاهی	خاک	ساختمان	آب	پوشش زمینی
۰/۹۷۳	۰/۹۶۶	۰/۹۶۲	۰/۹۹۱	قابلیت انتشار

مأخذ: وانگ و همکاران، ۲۰۱۵:۴۲۷۹

معمولاً نسبت پوشش گیاه در مقیاس پیکسل بر اساس رابطه ۱۱ محاسبه می شود (کالسون و ریپلی، ۱۹۹۷:۲۴۶).

$$P_v = \left[ \frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right]^2 \quad \text{رابطه (۱۱)}$$

مقادیر  $NDVI_s$  و  $NDVI_v$  را می توان برای هر منطقه از هیستوگرام NDVI مربوط به آن منطقه استخراج کرد. با این حال در حالت کلی مقادیر  $NDVI_s = ۰/۲$  و  $NDVI_v = ۰/۵$  برای شرایط جهانی ارائه شده است (سورینو و همکاران، ۲۰۰۸:۳۲۱).

مقادیر عددی قابلیت انتشار زمینی به صورت زیر برای هر پیکسل تحت یک ماتریس به نام e توسط نرم افزار MATLAB R2014a تشکیل می شود:

یکی از چالش های پیش رو عدم تطابق زمان تصویربرداری ماهواره و زمان برداشت داده های هواشناسی در ایستگاه های هواشناسی محلی می باشد. از آنجایی که تغییرات دمای هوا در روزهای آفتابی به صورت سینوسی شناخته شده است، می توان با کمک داده های حداقل و حداکثر دما تابع سینوسی برای تعیین دما در هر لحظه طبق رابطه ۹ ارائه کرد (لئونینگ و همکاران، ۱۹۹۵:۱۱۹۶).

رابطه (۹)

$$T_{0,t} = T_{min} + (T_{max} - T_{min}) \sin \left[ \frac{\pi \left( t + \frac{td1}{2} - 12 \right)}{td1 + 2tT_{max}} \right]$$

که  $T_{0,t}$  دمای هوای نزدیک سطح زمین در زمان  $t$  و  $T_{min}$  و  $T_{max}$  به ترتیب حداقل و حداکثر دمای هوای نزدیک سطح زمین در طول روز می باشد.  $td1$  طول روز بر حسب ساعت و  $tT_{max}$  فاصله زمانی بین ظهر خورشیدی و زمان وقوع حداکثر دما بر حسب ساعت می باشد که به صورت تجربی تعیین می شود. رابطه (۹) در محیط نرم افزار MATLAB به صورت زیر کدنویسی شده است و در ابتدا دمای هوا در لحظه تصویربرداری محاسبه شده و از روی آن میانگین دمای مؤثر هوا در پارامتری تحت عنوان  $Ta$  محاسبه و ذخیره می شود.

محاسبه دمای هوا در لحظه تصویربرداری و محاسبه میانگین دمای مؤثر هوا از آن

```
Tmin=24;
Tmax=38.4;
td1=15;
tTmax=2.75;
t=11;
Tt=Tmin+(Tmax-Tmin)*sin((pi*(t+(td1/2)-12))/(td1+(2*tTmax)));
Ta=16.0110+0.9262*Tt;
```

### ۳-۳- محاسبه قابلیت انتشار زمینی<sup>۱</sup>

واضح است که قابلیت انتشار یک جسم تابعی از مشخصه های فیزیکی-حرارتی آن می باشد. برای سطح زمین، مواردی که سطح زمین را پوشش می دهند، مهم ترین عوامل در تعیین قابلیت انتشار زمینی هستند (علوی پناه، ۱۳۸۷:۷۴). از آنجایی که قابلیت انتشار وابسته به طول موج می باشد، روش آستانه NDVI در محدوده  $10 - 12 \mu m$  می تواند مورد استفاده قرار گیرد. با توجه به اینکه محدوده

جدول ۶: معادلات تقریب خطی قابلیت عبور اتمسفری بر حسب مقدار بخار آب

خطای استاندارد تقریب خطی	معادله قابلیت عبور اتمسفری	مقدار بخار آب	پروفیل‌های اتمسفری
۰/۰۰۴۳	$\tau_{10} = 0.9184 - 0.0725w$	۱/۶ تا ۰/۲	تابستان عرض‌های میانی
۰/۰۰۳۳	$\tau_{10} = 1.0163 - 0.1330w$	۴/۴ تا ۱/۶	
۰/۰۰۸۱	$\tau_{10} = 0.7029 - 0.0620w$	۵/۴ تا ۴/۴	
۰/۰۰۵۹	$\tau_{10} = 0.9220 - 0.0780w$	۲ تا ۰/۲	مدل استوایی
۰/۰۰۳۹	$\tau_{10} = 1.0222 - 0.1310w$	۵/۶ تا ۲	
۰/۰۰۱۷	$\tau_{10} = 0.5422 - 0.0440w$	۶/۸ تا ۵/۶	
۰/۰۰۳۳	$\tau_{10} = 0.9228 - 0.0735w$	۱/۴ تا ۰/۲	زمستان عرض‌های میانی

مأخذ: وانگ و همکاران، ۲۰۱۵: ۲۷۷-۴

مطالعات نشان داده است که بخار آب موجود در جو بیشترین تأثیر را بر روی محدوده حرارتی طیف الکترومغناطیس دارد. به همین علت قابلیت عبور اتمسفری مورد استفاده در محاسبه دمای سطحی زمین، معمولاً بر اساس بخار آب موجود در جو تخمین زده می‌شود (جیمینز مونز و همکاران، ۲۰۱۴: ۱۸۴۱) (کین و همکاران، ۲۰۰۱: ۳۷۲۷).

وانگ و همکاران (۲۰۱۵: ۴۲۷۷) به جای محاسبه مستقیم قابلیت عبور اتمسفری، تغییرات قابلیت عبور اتمسفری با مقادیر بخار آب را در شرایط جوی مختلف شبیه‌سازی کردند.

سه پروفیل اتمسفری استاندارد برای شبیه‌سازی شرایط پویای اتمسفری ارائه شده است که عبارتند از: مدل استوایی، تابستان عرض‌های میانی و زمستان عرض‌های میانی. با توجه به اینکه در تغییرات بخار آب کوچک‌تر از  $2 \text{ g.cm}^{-2}$  می‌توان رابطه بین مقدار بخار آب و قابلیت عبور اتمسفری را خطی در نظر گرفت. معادلات خطی قابلیت عبور بر حسب مقدار بخار آب در جدول ۶ ارائه شده است. چالش پیش رو در محاسبه قابلیت عبور اتمسفری با استفاده از مقدار بخار آب، عدم وجود داده‌های مربوط به بخار آب در لحظه تصویربرداری ماهواره می‌باشد. دو راه برای حل این مشکل پیشنهاد شده که یکی فرض اولیه مقدار بخار آب مبنی بر شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه است.

#### تصحیحات رادیومتریک مربوط به باند ۴ و ۵

```
mp4=0.00002;
ap4=-0.1;
mp5=0.00002;
ap5=-0.1;
se=64.67022538;
p4=mp4*b4+ap4;
p5=mp5*b5+ap5;
pc4=p4./sin(se);
pc5=p5./sin(se);
```

#### محاسبه شاخص NDVI برای هر پیکسل

```
NDVI=(pc5-pc4)./(pc5+pc4);
NDVIv=0.5;
NDVIs=0.2;
pv=((NDVI-NDVIs)./(NDVIv-NDVIs)).^2;
[d1, d2]=size(NDVI);
e=ones(d1,d2);
```

#### مقداردهی هر پیکسل بر اساس مقدار NDVI

```
c=0.005;
for ii=1:d1
    for jj=1:d2
        if (NDVI(ii,jj) <= 0)
            e(ii,jj) = 0.991;
        elseif (0 < NDVI(ii,jj) < 0.2)
            e(ii,jj) = 0.966;
        elseif (0.2 <= NDVI(ii,jj) <= 0.5)
            e(ii,jj) = 0.973*pv(ii,jj) + 0.966*(1-pv(ii,jj)) + c;
        elseif (NDVI(ii,jj) > 0.5)
            e(ii,jj) = 0.973;
        end
    end
end
```

#### ۳-۴- محاسبه قابلیت عبور اتمسفری<sup>۱</sup>

جذب اتمسفری مقدار تشعشع حرارتی را هنگام عبور از جو برای رسیدن به سنجنده کاهش می‌دهد. مقدار جذب اتمسفری که همان قابلیت عبور اتمسفری است، تحت تأثیر عوامل زیادی مانند طول موج، مسافت، لایه ازن، مواد شیمیایی موجود در جو، ریزگردها، بخار آب و ... می‌باشد.

1- Atmospheric Transmittance



نسبت اشباع بخار آب بر حسب  $\frac{g}{kg}$  در هوا با دمای مشخص و  $A$  چگالی هوا بر حسب  $\frac{g}{m^3}$  در دمای مشخص است. مقادیر نسبت اشباع بخار آب در هوا و چگالی هوا برای دماهای مشخص در جدول ۸ ارائه شده است.

در روند کدنویسی برای افزایش دقت ورودی داده‌های هواشناسی از الگوریتم درونیابی برای تعیین  $A$  و  $E$  بهره گرفته شده است. در گام بعدی مقدار بخار آب در پایین‌ترین سطح اتمسفر محاسبه و سپس مجموع مقدار بخار آب به کمک نسبت  $Rw(0)$  برآورد شده است. در انتها قابلیت عبور اتمسفری در پارامتری تحت عنوان  $z$  محاسبه و ذخیره می‌شود.

محاسبه مقدار بخار آب

```
H=25;
Rw0=0.6834;
TC=-10.5:45;
E=[1.63,2.52,3.84,5.5,7.76,10.83,14.95,20.44,27.69,37.25,49.81,66.33];
A=[1.34,1.32,1.29,1.27,1.25,1.23,1.21,1.18,1.17,1.15,1.13,1.11];
Et=interp1(TC,E,Tt);
At=interp1(TC,A,Tt);
w0=(H*Et*At)/1000;
w=w0/Rw0;
```

محاسبه قابلیت عبور اتمسفری بر اساس مجموع مقدار بخار آب موجود در جو

```
if(w <= 1.6)
    z=0.9184-(0.0725*w);
elseif (1.6 < w < 4.4)
    z=1.0163-(0.1330*w);
elseif (w >= 4.4)
    z=0.7029-(0.0620*w);
end
```

برای مثال برای آسمان صاف در تابستان عرض‌های میانی مقدار  $2/5 g \cdot cm^{-2}$  برای بخار آب پیشنهاد می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۱۵: ۴۲۷۷).

راه‌حل دوم که کین و همکاران (۲۰۰۱: ۳۷۲۸) پیشنهاد کرده‌اند، استفاده از داده‌های مربوط به رطوبت هوا است که توسط ایستگاه‌های هواشناسی محلی اندازه‌گیری شده است، می‌باشد. با فرض اینکه رطوبت و دمای هوا در دسترس باشد می‌توان مجموع مقدار بخار آب از سطح زمین تا ارتفاع ماهواره را با رابطه ۱۲ محاسبه نمود:

$$W = \frac{w(0)}{Rw(0)}$$

که  $w$  مجموع مقدار بخار آب از سطح زمین تا ارتفاع ماهواره،  $w(0)$  مقدار بخار آب در پایین‌ترین سطح اتمسفر و  $Rw(0)$  نسبت مقدار بخار آب در پایین‌ترین سطح اتمسفر به مجموع مقدار بخار آب می‌باشد. که این نسبت وابسته به شرایط جوی است. مقادیر برای برخی از پروفیل‌های استاندارد اتمسفری در جدول ۷ ارائه شده است:

در ضمن مقدار بخار آب در پایین‌ترین سطح اتمسفر با رابطه ۱۳ قابل محاسبه است:

$$w(0) = \frac{H \times E \times A}{1000}$$

که  $H$  رطوبت هوا در سطح زمین بر حسب درصد،  $E$

جدول ۷: نسبت مقدار بخار آب در پایین‌ترین سطح اتمسفر به مجموع مقدار بخار آب در پروفیل‌های استاندارد جوی

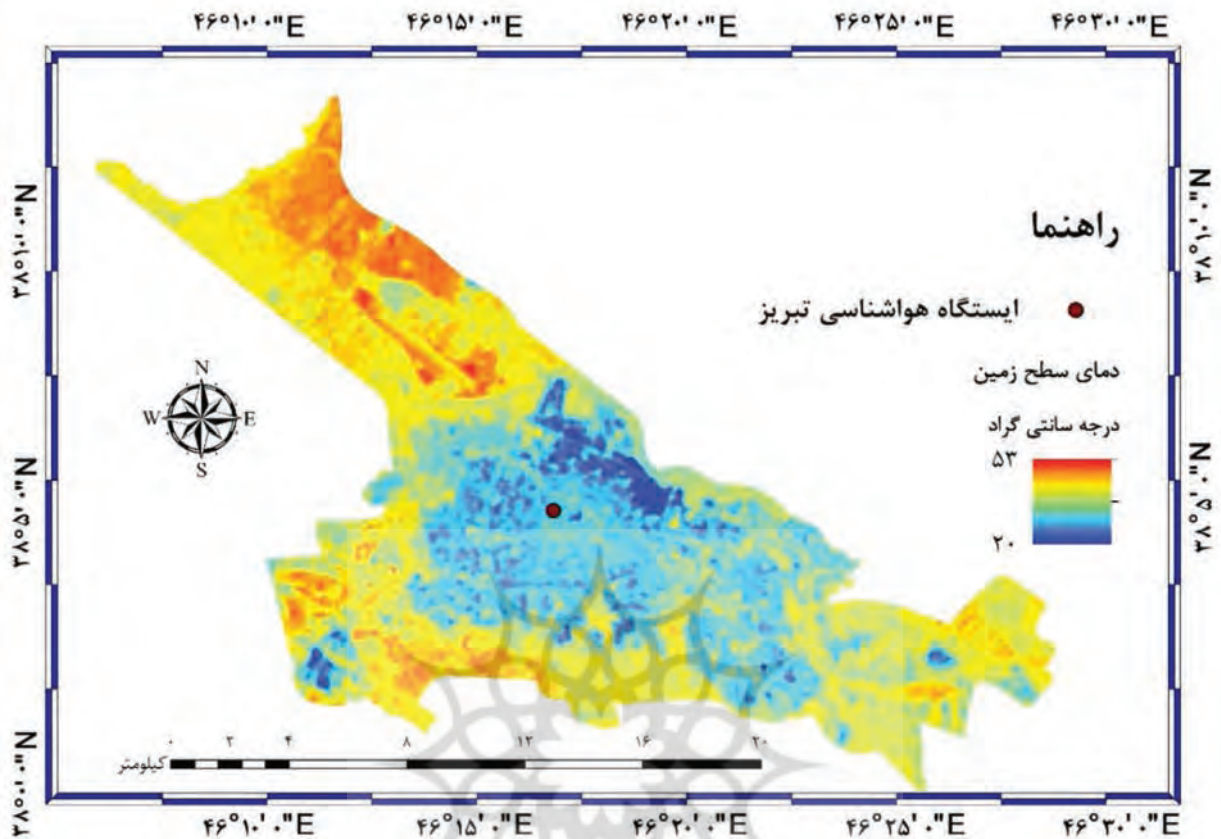
استوایی	زمستان نیمه گرمسیری	تابستان نیمه گرمسیری	زمستان عرض میانی	تابستان عرض میانی
۰/۶۸۳۴	۰/۶۵۹۳	۰/۶۸۱۹	۰/۶۳۵۶	۰/۶۸۳۴

مأخذ: کین و همکاران، ۲۰۰۱: ۳۷۳۰

جدول ۸: نسبت اشباع بخار آب در هوا و چگالی هوا برای دماهای مختلف

دما (°C)	۴۵	۴۰	۳۵	۳۰	۲۵	۲۰	۱۵	۱۰	۵	۰	-۵	-۱۰
E	۶۶/۳۳	۴۹/۸۱	۳۷/۲۵	۲۷/۶۹	۲۰/۴۴	۱۴/۹۵	۱۰/۸۳	۷/۷۶	۵/۵۰	۳/۸۴	۲/۵۲	۱/۶۳
A	۱/۱۱	۱/۱۳	۱/۱۵	۱/۱۷	۱/۱۸	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۷	۱/۲۹	۱/۳۲	۱/۳۴

مأخذ: کین و همکاران، ۲۰۰۱: ۳۷۲۷



نگاره ۳: نقشه دمای سطحی زمین در شهر تبریز بر حسب درجه سانتی گراد



نگاره ۴: هیستوگرام توزیع دمای سطحی زمین بر حسب درجه سانتی گراد

پیکسل مقدار دمای سطحی زمین می‌باشد. این تصویر با نام LST و تحت فرمت TIFF در دایرکتوری جاری نرم افزار MATLAB ذخیره می‌شود.

بعد از محاسبه پارامترهای موردنیاز در مراحل قبلی، برنامه محاسبه دمای سطحی طبق روابط ۳ تا ۵ کد نویسی شد. خروجی آن تصویری است که ارزش عددی هر

بالایی محاسبه شد، که در دیگر روش‌های رایج طی چندین مرحله، در نرم‌افزارهای مختلف در مدت زمان طولانی و همراه با اشتباهات محاسباتی فراوان انجام می‌گیرد. محققین با استفاده از این الگوریتم می‌توانند به آسانی، بدون مداخله مستقیم در محاسبات و در مدت زمان بسیار کوتاهی نسبت به روش‌های رایج، دمای سطحی زمین که به عنوان ورودی در بسیاری از مطالعات مورد نیاز است را با دقت بالایی محاسبه نمایند. پیشنهاد می‌شود با توجه به اهمیت موضوع و مزایای قابل توجه محاسبات خودکار، الگوریتم‌هایی برای محاسبه دمای سطحی زمین با روش‌های دیگر مانند پنجره مجزا، سبال، استفان بولتزمن و ... برای ماهواره‌های دیگر که دارای باندهای حرارتی هستند گسترش پیدا کند.

#### ۵- منابع و مآخذ

۱. ابراهیمی هروی، ب.، ک. رنگزن، ح. ر. ریاحی بختیاری و ا. تقی زاده. ۱۳۹۴. تعیین درجه حرارت سطح اراضی شهری با استفاده از تصاویر ماهواره لندست (مطالعه موردی: کرج). مجله سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی. ۶ (۲): ۱۹-۳۲.
۲. جویباری مقدم، ی.، م. آخوندزاده و م. ر. سراجیان. ۱۳۹۴. ارائه یک الگوریتم پنجره مجزا نوین به منظور تخمین دمای سطح زمین از داده‌های ماهواره لندست - ۸. مجله علوم و فنون نقشه‌برداری. ۵ (۱): ۲۱۵-۲۲۶.
۳. خضری، س. و ج. ملکی. ۱۳۹۰. بازیابی حرارت سطح و استخراج چشمه‌های آب گرم و سرد با استفاده از باند ۶ سنجنده TM, ETM+ (منطقه مورد مطالعه کردستان و اردبیل). مجله اطلاعات جغرافیایی (سپهر). ۲۰ (۷۹): ۶۵-۶۱.
۴. علوی پناه، س. ک. ۱۳۸۷. سنجش از دور حرارتی. انتشارات دانشگاه تهران. چاپ دوم. ۵۲۲ صفحه.
۵. فیضی زاده، ب.، خ. دیده بان و خ. غلام نیا. ۱۳۹۵. برآورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره لندست ۸ و الگوریتم پنجره مجزا (مطالعه موردی: حوضه آبریز مهاباد). مجله اطلاعات جغرافیایی (سپهر). ۲۵ (۹۸): ۱۷۱-۱۸۱.

#### محاسبه دمای سطحی زمین با استفاده از پارامترهای محاسبه شده

```
a=-70.1775;  
b=0.4581;  
D10=(1-z).*(1+((1-e)*z));  
C10=z*e;  
LST=((a.*(1-C10-D10))+((b.*(1-C10-D10))+C10+D10).*bt)-(D10.*Ta))./C10;  
LSTc=LST-273.15;  
LSTim=uint8(LSTc);  
imwrite(LSTim,'LST.tiff')
```

#### ۴- نتیجه‌گیری

دمای سطحی زمین برای ایستگاه هواشناسی تبریز به وسیله این الگوریتم ۳۳ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است که با مقدار زمینی اندازه‌گیری شده در این ایستگاه که ۳۱/۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد، ۱/۲ درجه اختلاف دارد و دقت و توانایی بالای آن را نشان می‌دهد. حداقل و حداکثر دمای سطحی به ترتیب ۲۰ و ۵۳ درجه سانتی‌گراد و میانگین دمای سطحی ۳۸/۷۸ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. در ضمن با توجه به نتایج ارائه شده برای منطقه مورد مطالعه می‌توان مشاهده نمود که زمین‌های بایر، سطوح آسفالت و ساخته‌شده دمای سطحی بالایی دارند و در محدوده شهری فضاهایی که دارای پوشش گیاهی متراکم‌تر هستند دمای سطحی پایین‌تری دارند.

هیستوگرام توزیع دمای سطحی در منطقه مورد مطالعه به صورت نگاره ۴ ارائه شده است، که نشانگر بیشترین تجمع در بازه ۴۰ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد برای مناطق ساخته‌شده، زمین‌های بایر و سطوح آسفالت و ۳۰ تا ۳۴ درجه سانتی‌گراد برای پوشش‌های گیاهی می‌باشد.

مطالعه حاضر و دیگر مطالعات مرتبط نشانگر توانایی بالای فناوری سنجش از دور در برآورد دمای سطحی زمین می‌باشند. با توجه به اینکه روند محاسباتی دمای سطحی زمین پیچیده و طولانی است، اشتباهات اجتناب‌ناپذیر بوده و بسیار زمان‌بر می‌باشد. در این پژوهش با ارائه الگوریتمی خودکار بر اساس روش پنجره یکتا با استفاده از تصاویر ماهواره لندست (باندهای ۴، ۵، ۱۰) و سیستم رایانه‌ای با قدرت پردازش متوسط در مدت ۵ الی ۱۲ دقیقه برای کل فریم تصویر ماهواره‌ای، دمای سطحی زمین با دقت و صحت

- Trigo IF, Sobrino JA. 2013. Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *Remote Sensing of Environment*. 131: 14-37.
17. Peres LF, DaCamara CC. 2004. Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. *Remote Sensing of Environment*, 91(3-4): 377-389.
18. Price JC. 1983. Estimating surface temperatures from satellite thermal infrared data—A simple formulation for the atmospheric effect. *Remote Sensing of Environment*. 13 (4): 353-361.
19. Qin Z, Karnieli A, Berliner P. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *Int. J. Remote Sens.* 22: 3719–3746.
20. Quattrochi DA, Luvall JC. 2005. *Thermal Remote Sensing in LandSurface Processes*. CRC PRESS. 440 pages.
21. Rozenstein O, Qin Z, Derimian Y, Karnieli A. 2014. Derivation of land surface temperature for Landsat-8 TIRS using a split window algorithm. *Sensors*. 14 (6): 5768–5780.
22. Sobrino JA, Coll C, Caselles V. 1991. Atmospheric correction for land surface temperature using NOAA-11 AVHRR channels 4 and 5. *Remote Sensing of Environment*. 38 (1): 19-34.
23. Sobrino JA, Jiménez-Muñoz JC, Sòria 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.
24. United States Geological Survey. Landsat 8 Operational Land Imager and Thermal Infrared Sensor calibration notices. Available online: <https://landsat.usgs.gov/landsat-8-18-operational-land-imager-oli-and-thermal-infrared-sensor-tirs> (accessed on November 14, 2013).
25. Wang F, Qin Z, Song C, Tu L, Karnieli A, Zhao S. 2015. An improved mono-window algorithm for land surface temperature retrieval from landsat 8 thermal infrared sensor data. *Remote Sensing*. 7: 4268–4289.
26. Yu X, Guo X, Wu Z. 2014. Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 TIRS—Comparison between Radiative Transfer Equation-Based Method, Split Window Algorithm and Single Channel Method. *Remote Sensing*. 6: 9829-9852.
۶. متکان، ع. ا.، ا. نوحه‌گر، ب. میرباقری و ن. ترک چین. ۱۳۹۳. تحلیل نقش کاربری اراضی در شکل‌گیری جزایر حرارتی با استفاده از داده‌های چندزمانه سنجنده ASTER (مطالعه موردی: شهر بندرعباس). مجله سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی. ۵ (۴): ۱-۱۴.
۷. موسوی کجباد، ن. ۱۳۹۴. کاربرد تصاویر ماهواره‌ای حرارتی و اپتیکی در شناسایی گسل‌های فعال (مطالعه موردی: منطقه تبریز). پایان‌نامه کارشناسی ارشد سنجش از دور و GIS. دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه تبریز. ۹۳ صفحه.
۸. ویسی، ش.، ع. ناصری، س. حمزه و پ. مرادی. ۱۳۹۵. برآورد دمای مزارع نیشکر با استفاده از الگوریتم پنجره مجزا و تصاویر سنجنده OLI ماهواره لندست ۸. مجله سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی. ۷ (۱): ۲۷-۴۰.
9. Anding D, Kauth R. 1970. Estimation of Sea Surface Temperature from Space. *Remote Sensing of Environment*. 1 (4): 217-220.
10. Avdan U, Jovanovska G. 2016. Algorithm for Automated Mapping of Land Surface Temperature Using LANDSAT 8 Satellite Data. *Journal of Sensors*. 2016: 1-8.
11. Barsi JA, Schott JR, Hook SJ, Raqueno NG, Markham BL, Radocinski RG. 2014. Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration. *Remote Sensing*, 6(11): 11607–11626.
12. Bendib A, Dridi H, Kalla MI. 2016. Contribution of Landsat 8 data for the estimation of land surface temperature in Batna city, Eastern Algeria. *Geocarto International*. 1-10.
13. Calson TN, Ripley DA. 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sens. Environ.* 62: 241–252.
14. Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA, Skokovic 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.
15. Leuning R, Kelliher FM, Pury DGG, Schulze ED. 1995. Leaf nitrogen, photosynthesis, conductance and transpiration: scaling from leaves to canopies. *Plant. Cell. Environ.* 18 (10): 1183–1200.
16. Li Z-L, Tang B-H, Wu H, Ren H, Yan G, Wan Z,