

## تهیه مدل دمای سطحی بیابان با استفاده از داده‌های حرارتی ماهواره

### NOAA.AVHRR و داده‌های زمینی

سید کاظم علوی پناه\* - استاد دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

محمدرضا سراجیان - استاد دانشکده فنی، دانشگاه تهران

کمال خدایی - عضو هیئت علمی پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

پذیرش مقاله: ۸۳/۱۲/۲۳ تأیید نهایی: ۸۷/۱۲/۲۰

#### چکیده

بالاترین دما در جهان، مربوط به اقلیم‌های خشک و گرم است. صاف بودن آسمان موجب می‌شود که در طول روز حداکثر تابش به سطح زمین برسد و زمین به سرعت گرم شود. به‌ویژه در بیابان‌ها که پوشش گیاهی کم و نمک و رطوبت خاک غالباً ناچیز است، سطح خاک در طول روز حرارت بالایی را دریافت می‌کند و دمای آن بالا می‌رود. از آنجا که بیابان لوت دارای ویژگی‌های مذکور است، محیط مناسبی برای مطالعه و تهیه مدل دمای سطح زمین<sup>۱</sup> (LST) به شمار می‌آید. در تحقیق حاضر سعی شده است تا با استفاده از دوازده تصویر ماهواره NOAA-AVHRR سال ۲۰۰۱ و داده‌های هواشناسی، مدل دمای سطحی منطقه حاشیه یاردانگ‌های بیابان لوت طراحی شود. بنابراین برای بررسی دقت مدل به دست آمده، از ۸ اندازه‌گیری زمینی به‌عنوان نقاط کنترل استفاده شده است. براساس نتایج حاصل از این تحقیق، مشخص گردید که به‌رغم مشکلات متعددی که برای محاسبه دقیق دمای سطحی پدیده‌ها از طریق داده‌های سنجش از دور حرارتی وجود دارد، ولی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و زمینی می‌توان اطلاعات مفیدی از پدیده‌های سطحی به دست آورد. اما برای محاسبه دقیق‌تر دما، در نظر گرفتن توان تابشی دقیق برای پدیده‌ها یا خاک‌های مورد مطالعه الزامی است.

کلیدواژه‌ها: مدل LST، بیابان لوت، داده‌های حرارتی ماهواره‌ای.

#### مقدمه

اگرچه برای اندازه‌گیری دمای سطح دریاها و اقیانوس‌ها (SST)<sup>۲</sup> از اوایل دهه ۸۰ روش‌های مورد قبولی ارائه شده؛ که دلیل آن نیز یکنواختی سطح از نظر جنس و توپوگرافی است (Wan et al., 2002) اما هنوز روش کامل و دقیقی برای اندازه‌گیری دمای سطح زمین - به‌رغم احساس نیاز به آن - وجود ندارد. در سال‌های اخیر، سنجنده MODIS با

\* E- mail: salavipa@ut.ac.ir

1. Land Surface Temperature

2. Sea surface Temperature

عملکرد زمانی و طیفی و مکانی مناسب، پیشرفت‌های فراوانی را به همراه آورده است. از آنجا که مرور تاریخی اندازه‌گیری دمای سطح زمین، بحث گسترده‌ای را در حوزه‌های مختلف طلب می‌کند، در این قسمت صرفاً به مرور وضعیت فعلی اندازه‌گیری دمای سطح زمین پرداخته می‌شود.

به‌طور کلی دو روش برای اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) با استفاده از تصاویر حرارتی سنجنده‌های سنجش از دور ارائه شده است. روش اول بر مبنای استفاده از دو پنجره مجزای طیفی در محدوده طیف مادون قرمز حرارتی عمل می‌کند. در واقع اگر داده‌های مربوط به جو و زمین به طور کامل وجود داشت و تنها دمای سطح زمین مجهول بود، با استفاده از مدل‌های انتقال تابشی و اندازه‌گیری در محدوده مادون قرمز حرارتی، تعیین دمای سطح زمین امکان‌پذیر می‌گردید. ولی چون داده‌های مذکور نامعلوم‌اند، با استفاده از دو پنجره مجزا و با در نظر گرفتن تأثیر مساوی بعضی از مؤلفه‌ها (مثلاً مؤلفه‌های جوی) در این دو پنجره طیفی، یک تابع خطی با ضرایب مجهول به اندازه‌گیری‌های این دو پنجره و اندازه‌گیری‌های زمینی برازش داده می‌شود و ضرایب تابع خطی تعیین می‌گردند. این روش که در ابتدا برای اندازه‌گیری دمای سطح دریا (SST) مطرح شد - برخلاف اندازه‌گیری دمای سطح دریا - در اندازه‌گیری دمای سطح زمین خطای زیادی دارد.

روش دوم، با استفاده از تعداد بیشتر باندهای طیفی مادون قرمز حرارتی و اندازه‌گیری در دو زمان روز و شب عمل می‌کند. در این روش (برخلاف روش قبل که از تابع خطی برازشی استفاده می‌کرد) از مدل صریح برای محاسبات استفاده می‌شود. اگرچه این روش به لحاظ نظری کامل‌تر از روش قبل به شمار می‌آید، اما در زمان حاضر به دلیل کمبود بعضی از داده‌ها (مثلاً داده‌های جوی) و نیز وجود پاره‌ای از مشکلات در الگوریتم آن (برای مثال پیکسل‌های ابری)، به ثبات و دقت مورد انتظار نرسیده است (Wan, 2003).

هم‌اکنون سنجنده‌های NOAA AVHRR و MODIS بیشترین استفاده را در اندازه‌گیری دمای سطح زمین دارند (Wan, 2003). دقت‌های گزارش شده برای اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) با این دو سنجنده و به هر دو روش، در دامنه وسیعی از مقادیر قرار دارد. برای RMSE مقادیری تا ۳/۸ درجه (Vazquez et al., 1997) و ۱/۵ درجه (Gleason et al., 2002) درجه (Wan et al., 2002; Wan, 2003) گزارش شده است. تحقیقاتی در خصوص تأثیرات مربوط به پیکسل‌های ترکیبی (Wan 2004)، وجود ابر و روش‌های حذف پیکسل‌های ابری (Wan, 2004) و تکمیل روش دوم (روش روز و شب) (Liang, 2001) انجام شده است و همچنان ادامه دارد.

به هر حال بهبود روش‌های موجود مستلزم بهره‌گیری از داده‌های کافی و صحیح است و تمرکز اصلی تحقیقات نیز بر موضوع تعیین صحت و اعتبارسنجی نتایج حاصل قرار دارد (Vermote & Petitcolin, 2002; Wan et al., 2002). اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) در ایران مبحث جدیدی است. در تحقیق حاضر، مدل دمای سطحی منطقه حاشیه یاردانگ‌های بیابان لوت مورد ارزیابی و بررسی قرار گرفته است.

## داده‌های مورد نیاز اندازه‌گیری دمای سطح زمین

### داده‌های ورودی

داده‌های لازم برای اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) را می‌توان به سه گروه اصلی تقسیم کرد.

گروه اول، تصاویر ماهواره‌ای در باندهای مادون قرمز حرارتی است.

گروه دوم، شامل داده‌های زمینی است. مهم‌ترین این داده‌ها، پوشش زمین و به‌طور دقیق‌تر توان تابشی سطح در باندهای مختلف طیفی مورد استفاده است. روش اول محاسبات دمای سطح زمین نیاز به دانستن توان تابشی دقیق در دو باند مورد استفاده خود دارد، به عنوان مثال، خطایی معادل  $0.1/0$  در توان تابشی، باعث خطایی در حدود  $1/6$  درجه در اندازه‌گیری دمای سطح زمین می‌شود (Petitcolin & Vermote, 2002). در روش دوم نیز اگرچه توان تابشی در کنار دمای سطح زمین محاسبه می‌شود؛ اما از یک طرف، دانستن مقدار تقریبی آن برای محاسبات لازم است و از طرف دیگر، اطلاع از اثبات آن در زمان برداشت دو تصویر روز و شب ضروری است (Wan et al., 2002).

نوع پوشش و درصد ترکیب عناصر پوششی زمین نیز اهمیت دارد. پوشش ترکیبی زمین - مثلاً در محدوده یک کیلومترمربع - می‌تواند کاملاً پیچیده و متنوع باشد. این تنوع از طرفی بر توان تابشی و از طرف دیگر بر اندازه‌گیری دمای سطح زمین تأثیر می‌گذارد (Wan et al., 1999).

رطوبت زمین نیز عامل بسیار مهمی است که بر دمای سطح زمین و توان تشعشعی (به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک) تأثیر دارد (Ibid). شیب عمومی و توپوگرافی زمین نیز بر بازتاب و تابش سطح و در نتیجه بر دمای سطح زمین تأثیرگذار است. این موضوع در سطح آب برای دمای سطح دریا (SST) به علت طبیعت آب، مطرح نیست. اما برای سطح خاک، اگرچه توپوگرافی - و به عبارت بهتر صافی و زبری - مهم است، اما شیب عمومی به‌عنوان عامل مؤثر بر زوایای تابش خورشید و سطح و زاویه بازتاب سطح و متغیرهای مربوط به آن تأثیر بسیاری دارد (Liang, 2004).

گروه سوم داده‌های مورد نیاز برای محاسبه دمای سطح زمین، داده‌های جوّی هستند. مدل‌های انتقال تابشی<sup>۱</sup> با اطلاع از میزان بخار آب و دما در لایه‌های مختلف ارتفاعی، مقدار پراکنش و تابش جو را در این لایه‌ها محاسبه می‌کنند. البته آگاهی از مقدار بخار آب و دما در یک لایه (مثلاً لایه مجاور سطح زمین) و پروفیل ارتفاعی تغییرات بخار آب و دما نیز کافی است. اندازه‌گیری‌های زمین یا مدل‌های پیش‌بینی و یا اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای، می‌توانند این داده‌ها را در اختیار قرار دهند. نوع ذرات معلق در هوا و نیز ترکیب مولکولی هوا نیز باید مشخص باشد، و هرچه این داده‌ها به‌شکل دقیق‌تر و کامل‌تری موجود باشند، دقت و صحت محاسبه دمای سطح زمین بیشتر خواهد بود (Linang, 2004). یکی از داده‌هایی که تأثیر آن بر دمای سطح زمین به‌طور خاص در حال بررسی است، وجود ابرهای نازک و روش تشخیص آنهاست. وجود ابر در کل سطح پیکسل و یا در بخشی از پیکسل، سبب بروز خطای زیادی در اندازه‌گیری دمای سطح زمین می‌گردد.

روش اول محاسبات دمای سطح زمین، به بخشی از داده‌هایی که به آنها اشاره شد، نیاز ندارد. در واقع روش اول صرفاً با داشتن اطلاعات کلی در مورد بعضی از داده‌های مذکور (به‌ویژه داده‌های جو) و داشتن اطلاعات بسیار دقیق در

مورد دیگر اطلاعات (به‌ویژه توان تابشی و سنجنده) محاسبات لازم را انجام می‌دهد (Vazquez et al., 1997). در روش دوم محاسبات دمای سطح زمین، باید اطلاعات دقیقی در مورد پروفیل ارتفاعی تغییرات اتمسفر و سنجنده و اطلاعات تقریبی در مورد دما و رطوبت مجاور سطح و نیز توان تابشی آن وجود داشته باشد. در چند دهه اخیر، روش‌های SP<sup>۱</sup> متعددی برای محاسبه دمای سطح زمین از باندهای ۴ و ۵ داده‌های AVHRR پیشنهاد شده است، که در اینجا به دو نمونه از آنها اشاره می‌گردد. منطقه مورد مطالعه در تحقیق حاضر، در حاشیه یاردانگ‌های بیابان لوت واقع شده است. از این منطقه به‌عنوان یکی از گرم‌ترین مناطق جهان یاد شده است (علوی‌پناه و سراجیان، ۲۰۰۴).

## روش‌ها و مواد

در این تحقیق از ۱۲ تصویر ماهواره‌ای NOAA-AVHRR که در سال ۲۰۰۱ گرفته شده – با مشخصاتی که در جدول ۱ ذکر گردیده – استفاده شده است. علاوه بر این تصاویر، از داده‌های هواشناسی برای تهیه مدل تعیین دمای سطح خشکی (LST) به عنوان مشاهدات زمینی استفاده شده است. این اندازه‌گیری‌ها به عمق ۵ سانتی‌متری سطح خاک مربوط می‌شود. برای بررسی دقت مدل به‌دست آمده نیز از ۸ اندازه‌گیری زمینی به‌عنوان نقاط کنترل استفاده شده است.

جدول ۱. شماره مدار، تاریخ و ساعت برداشت تصاویر

Orbit no	تاریخ	زمان
۳۴۴۴۸	۲۰۰۱/۹/۰۵	۱۸:۱۲
۳۴۴۶۲	۲۰۰۱/۹/۰۶	۱۸:۰۰
۳۴۴۷۶	۲۰۰۱/۹/۰۷	۱۷:۴۸
۳۴۴۹۰	۲۰۰۱/۹/۰۸	۱۷:۳۶
۳۴۵۰۴	۲۰۰۱/۹/۰۹	۱۷:۲۵
۳۴۵۱۸	۲۰۰۱/۹/۱۰	۱۷:۱۲
۳۴۵۶۱	۲۰۰۱/۹/۱۳	۱۸:۱۶
۳۴۵۷۵	۲۰۰۱/۹/۱۴	۱۸:۰۴
۳۴۵۸۹	۲۰۰۱/۹/۱۵	۱۷:۵۲
۳۴۶۰۳	۲۰۰۱/۹/۱۶	۱۷:۴۰
۳۴۶۱۷	۲۰۰۱/۹/۱۷	۱۷:۲۸
۳۴۶۳۱	۲۰۰۱/۹/۱۸	۱۷:۱۶

## روش‌شناسی

در اغلب مطالعات مربوط به دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای از الگوریتم استفاده می‌شود. مبنای الگوریتم SP تفاوت جذب در دو باند مختلف در روزنه جوی است. با اجرای این روش، اثر اتمسفر از اندازه‌گیری‌ها حذف می‌شود و سپس دما محاسبه می‌گردد. از این روش به‌طور موفقیت‌آمیزی برای اندازه‌گیری دمای سطح دریا با استفاده از سنجنده AVHRR استفاده شده است. در مطالعات دیگری نیز از این الگوریتم برای اندازه‌گیری دمای سطح خشکی با اعمال ضریب تابشی بهره گرفته شده است.

## عوامل مؤثر در محاسبه دمای سطح زمین

عواملی چون شرایط جوی، زاویه سمت‌الراس ماهواره و ضریب تابش سطح، در مقدار انرژی ثبت‌شده به‌وسیله سنجنده‌ها تأثیر می‌گذارد. بنابراین برای مدل‌سازی محاسبه دمای سطح، باید چگونگی تأثیر این عوامل بر روی داده‌های ماهواره‌ای مورد بررسی قرار گیرند.

## جو

فرآیند جذب در جو در باندهای حرارتی به‌وسیله بخار آب و گازها انجام می‌شود. با وجودی که دمای درخشندگی ( $T_b$ ) در محدوده ۱۰/۵ تا ۱۲/۵ از جذب جوی تأثیر چندانی نمی‌پذیرد، اما به هر حال نمی‌توان از آن چشم پوشید. به‌ازای موجودی آب قابل بارش معادل ۳ سانتی‌متر، خطایی معادل ۰/۵ درجه کلون و برای موجودی آب قابل بارش بیشتر از ۳ سانتی‌متر خطایی معادل ۵ درجه کلون مشاهده شده است.

به‌منظور کاهش اثر جو - که بیشتر به علت وجود بخار آب ایجاد می‌شود - می‌توان از دو روش استفاده کرد. روش اول، استفاده از پروفیل استاندارد جو از طریق برنامه رایانه‌ای LOWTRAN است. روش دوم، استفاده از خاصیت تفاوت جذب در دو باند طیفی در محدوده روزنه جوی است که با ترکیب خطی دماهای درخشندگی اندازه‌گیری‌شده در دو باند (SP) به دست می‌آید. در روزنه جوی ۸ تا ۱۴ میکرومتر، اثر جذب جوی بر روی تابش الکترومغناطیسی ناچیز است، بنابراین روش SP که از ترکیب دوتایی باندهای ۴ و ۵ در محدوده ۱۰/۵ تا ۱۲/۵ استفاده می‌کند، مناسب‌تر به نظر می‌رسد. در این تحقیق نیز از الگوریتم SP برای مدل‌سازی تعیین دما استفاده شده است.

## توان تابشی

در اغلب مطالعات دمای سطح زمین، با توجه به پوشش غالب منطقه، مقدار ثابتی برای توان تشعشعی (ε) در نظر گرفته می‌شود. در نظر نگرفتن توان تابشی دقیق، باعث بروز خطا در نتایج می‌شود، به‌طوری‌که به ازای یک درصد خطا در مقدار توان تابشی، خطایی بزرگ‌تر از ۱/۶ درجه کلون در محاسبه دمای سطح به‌وجود می‌آید (Li & Becker, 1993). در این تحقیق برای نشان دادن تأثیر ε در مقدار دما، از دو الگوریتم استفاده شده است: الف) الگوریتم Price که در سال ۱۹۸۵ بدون در نظر گرفتن ε ارائه شده است:

$$T_s = T_4 + 3.33(T_4 - T_5) \tag{۱}$$

ب) نسخهٔ بهبودیافتهٔ همان الگوریتم که مقدار  $\epsilon$  نیز در ضرایب آن منظور شده است:

$$T_s = [T_4 + 3.33(T_4 - T_5)] * \left[ \frac{5/5 - \epsilon_4}{4.5} \right] + 0.75T_5\Delta\epsilon \tag{۲}$$

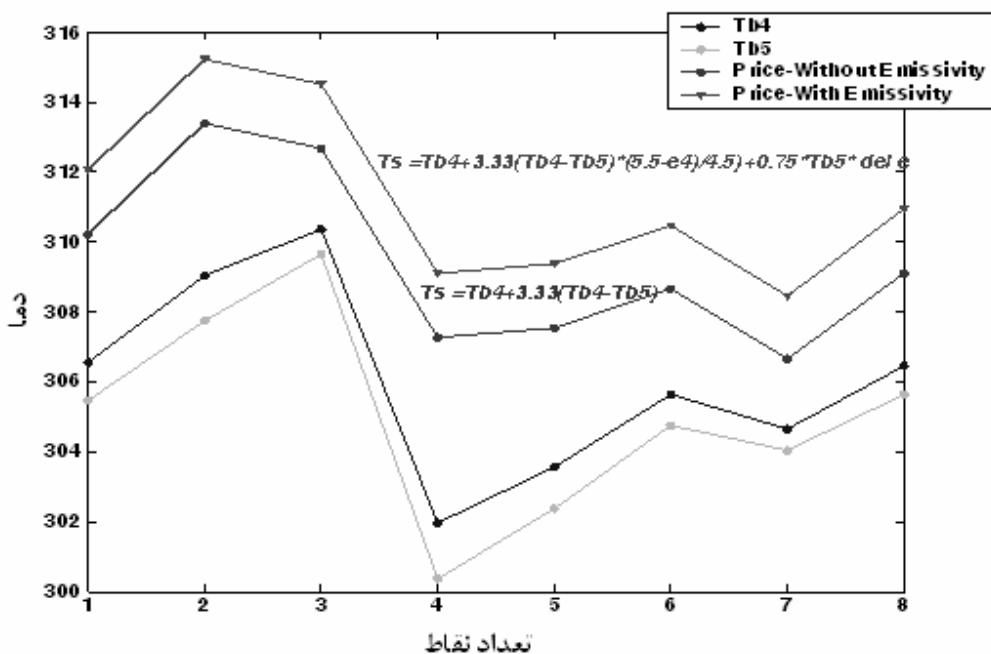
جدول ۲،  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$ هایی را که از داده‌های ماهواره‌ای مربوط به یک پیکسل در تاریخ‌های متفاوت استخراج

شده‌اند، نشان می‌دهد. در شکل ۱ نیز تأثیر توان تابشی در مقدار دما ملاحظه می‌شود. در شکل مذکور، مقادیر  $\epsilon$  مربوط

به باندهای ۴ و ۵ به ترتیب  $\epsilon_4 = 0/96$  و  $\epsilon_4 = 0/956$  در نظر گرفته شده است.

جدول ۲.  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  داده‌های ماهواره‌ای مربوط به یک پیکسل در ۸ روز متفاوت

$T_{b4}$	۳۰۶/۵۵	۳۰۹/۰۵	۳۱۰/۳۵	۳۰۱/۹۵	۳۰۳/۵۵	۳۰۵/۶۵	۳۰۴/۶۵	۳۰۶/۴۵
$T_{b5}$	۳۰۵/۴۶	۳۰۷/۷۵	۳۰۹/۶۵	۳۰۰/۳۵	۳۰۲/۳۵	۳۰۴/۷۵	۳۰۴/۰۵	۳۰۵/۶۵



شکل ۱. تأثیر توان تابشی در میزان دمای سطح تعداد نقاط

### زاویه زنیت ماهواره

در اغلب الگوریتم‌های SP، ضرایب مدل مستقل از زاویه زنیت ماهواره‌اند، درحالی‌که تغییر زاویهٔ زنیت ماهواره در شرایط جوی و حتی مقدار توان تابشی سطح و در نهایت در تعیین دمای واقعی مؤثر است.

### مدل کویر لوت

اغلب الگوریتم‌های SP در مقیاس‌های محلی و به‌طور کلی به‌صورت خطی بیان شده‌اند:

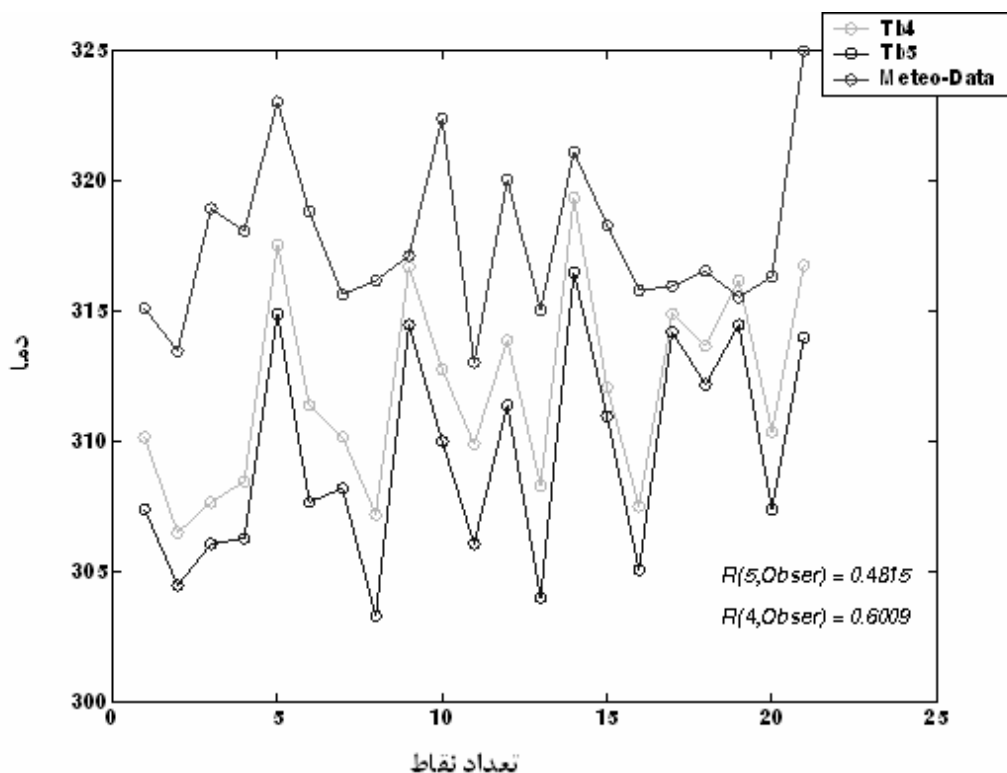
$$T_s = aT_4 + b(T_4 - T_5) + C \quad (3)$$

با در نظر گرفتن ضریب تابش، بخار آب و زاویه دید در ضرایب  $a$ ،  $b$  و  $c$ ، دقت تعیین دما افزایش می‌یابد. در این تحقیق، به منظور مدل‌سازی اندازه‌گیری دمای سطح زمین برای کویر لوت، علاوه بر دوازده تصویر ماهواره‌ای، از داده‌های هواشناسی به عنوان مشاهدات زمینی استفاده شده است. این اندازه‌گیری‌ها از عمق ۵ سانتی متری از سطح زمین به دست آمده‌اند.

ابتدا ابر موجود در تصویر، شناسایی و حذف گردید. سپس برای پیکسل متناظر با محل هر داده هواشناسی،  $T_{b4}$ ،  $T_{b5}$  و زاویه زینت ماهواره از تصاویر ماهواره‌ای محاسبه گردید. براساس بررسی‌های به عمل آمده مشخص گردید که برخی داده‌های هواشناسی دارای خطا هستند، که برای حذف آنها، از شاخص آماری توزیع نرمال (رابطه ۴) و سپس از تکرار روش کمترین مربعات استفاده گردید.

$$k - \mu > a * \sigma \quad (4)$$

که در آن  $k$ ، مشاهدات (داده‌های هواشناسی)؛  $\mu$ ، میانگین و  $\sigma$ ، انحراف معیار است. مقدار  $a = 1/25$  به صورت تجربی تعیین گردید. پس از اعمال این شاخص، مشاهدات اشتباه حذف شد و باقی‌مانده مشاهدات تا حدودی از مقادیر  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  پیروی کردند. شکل ۲، انطباق دمای اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های هواشناسی را با  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  پس از اعمال شاخص توزیع نرمال نشان می‌دهد. جدول ۳ نیز ضرایب  $T_{b5}$  و  $T_{b4}$  و مشاهدات را قبل از حذف اشتباهات نشان می‌دهد. به دلیل بالا بودن ضریب همبستگی بین داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های هواشناسی در منطقه کویر لوت، زمینه مناسبی در این تحقیق برای تعیین مدل اندازه‌گیری دمای سطح زمین لوت به وجود آمد.



شکل ۲. انطباق دمای اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های هواشناسی با  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  پس از اعمال شاخص توزیع نرمال

جدول ۳. ضریب همبستگی بین داده‌های هواشناسی و  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  قبل و بعد از اعمال شاخص توزیع

ضریب همبستگی (۲)	ضریب همبستگی (۱)	پارامترها
۰/۶۲	۰/۶۰	$T_{b5}$ با مشاهدات هواشناسی
۰/۵۵	۰/۴۸	$T_{b5}$ با مشاهدات هواشناسی

پس از بررسی مدل‌های اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) مبتنی بر داده‌های ماهواره‌ای، مدل LST با استفاده از الگوریتم SP به صورت زیر در نظر گرفته شد:

$$LST = aT_4 + b(T_4 - T_5) + c(T_4 - T_5)(\sec\theta - 1) + d \quad (5)$$

که در آن  $T_4$  دمای درخشندگی حاصل از باند ۴،  $T_5$  دمای درخشندگی حاصل از باند ۵؛ و  $\theta$  زاویه زینت ماهواره

است. پس از انتخاب مقدار  $\varepsilon = 0.96$  الگوریتم SP بر روی  $T_b$ ‌های دریافت‌شده از داده‌های ماهواره‌ای اعمال شد. مقدار  $\varepsilon$  با استفاده از معادله بولتزمن بر روی  $T_b$ ‌ها اعمال شده است (Sabins, 2000).

$$T_{rad} = \varepsilon^{1/4} T_{kin} \quad (6)$$

سپس ضرایب  $a$ ،  $b$ ،  $c$  و  $d$  با استفاده از روش کمترین مربعات و دو مرحله تکرار محاسبه گردیدند. مقادیر ضرایب و

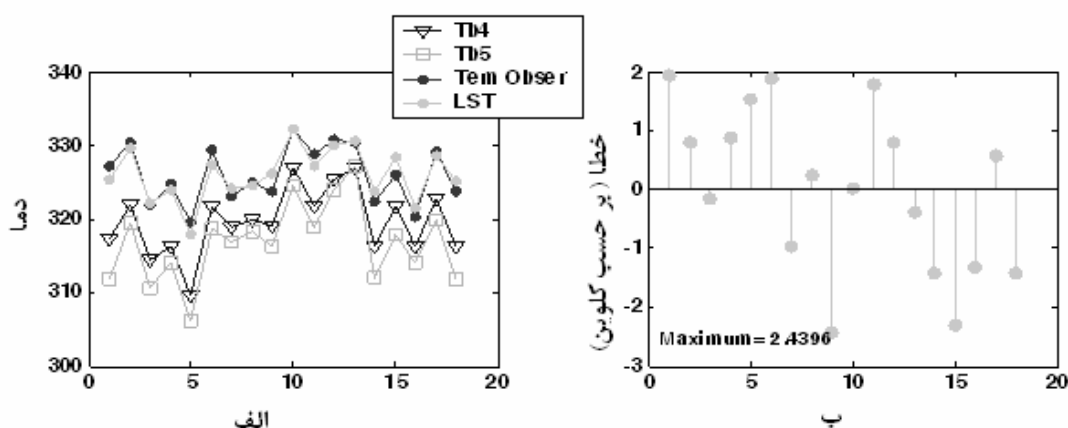
RMSE در جدول ۴ آمده است. مقدار RMSE برای این مدل پذیرفتنی است.

جدول ۴. ضرایب مدل LST و RMSE برای کویر لوت

ضریب مدل	ضرایب	REMS
a	۱/۰۱۱۴	۱/۱۳
b	۰/۶۰۹۱۲	
c	۰/۷۰۰۶	
D	۵/۰۰۸	

شکل ۳ نتایج حاصل از اعمال مدل اندازه‌گیری دمای سطح زمین (LST) را بر روی داده‌های ماهواره‌ای نشان

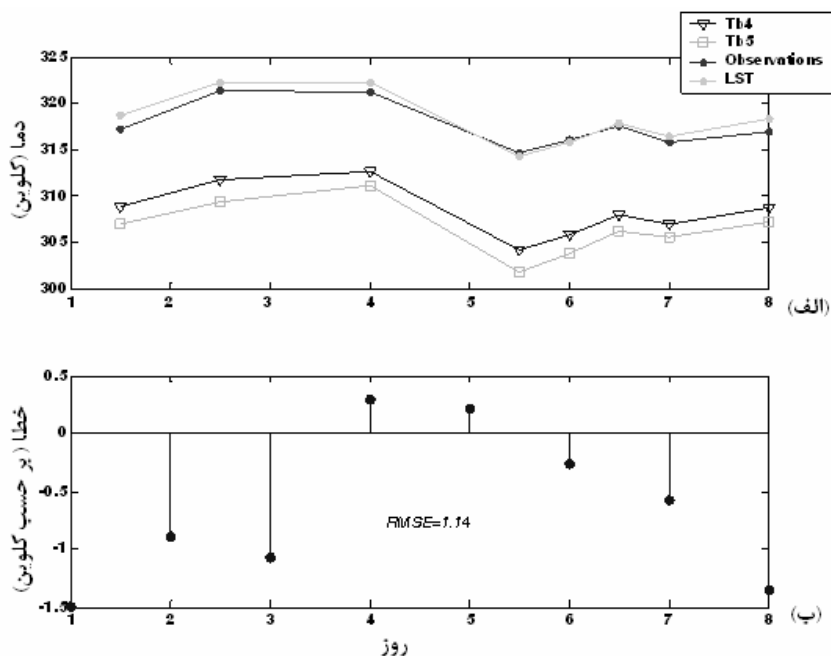
می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشترین خطا در این مدل ۲/۴ درجه کلوین است.



شکل ۳. نتایج حاصل از اعمال مدل LST بر روی داده‌های ماهواره‌ای و مقایسه نتایج آن با داده‌های هواشناسی (الف)، میزان خطای مدل LST در مقایسه با داده‌های هواشناسی (ب)



برای بررسی دقت مدل به دست آمده، از ۸ مشاهده زمینی استفاده شده است. ضریب همبستگی بین این مشاهده‌ها و داده‌های ماهواره‌ای ۰/۹۲ بوده و RMSE نیز ۱/۱۴ به دست آمده است. شکل ۴ این مشاهدات زمینی،  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  مربوط به آنها و نتایج حاصل از اعمال مدل LST بر روی داده‌های ماهواره‌ای متناظر با ۸ مشاهده زمینی را نشان می‌دهد. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که مدل LST به دست آمده برای کویر لوت با بیشترین خطای حدود ۱/۵ درجه کلون و RMSE برابر ۱/۱۴ مدل مناسبی قلمداد می‌شود. لازم به ذکر است که به منظور افزایش دقت تعیین ضرایب مدل اندازه‌گیری دمای زمین به هنگام استفاده از داده‌های هواشناسی و اندازه‌گیری‌های زمینی، رعایت چهار نکته الزامی است: هم‌زمانی اندازه‌گیری‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای، گسترش اندازه‌گیری‌های زمینی به حد کافی، ثابت بودن دمای سطح زمین در پهنه پیکسل در تصویر (توان تفکیک سنجنده) و صحت داده‌های هواشناسی و دور بودن آنها از خطای دستگاه اندازه‌گیری، قرائت و ثبت.



شکل ۴. (الف) مشاهدات زمینی،  $T_{b4}$  و  $T_{b5}$  مربوط به آنها و نتایج حاصل از اعمال مدل LST بر روی آنها، (ب) میزان خطا بر حسب کلونین

## نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که برای تفسیر تصاویر حرارتی، به دست آوردن اطلاعاتی از وضعیت دمای رخشاره‌ها و مواد تشکیل‌دهنده و تغییرات آنها بسیار مفید است. اطلاعاتی از این دست می‌تواند معیاری برای انتخاب سنجنده حرارتی و تفسیر باشد. نتایج این مطالعه نشان داد که دمای سطحی تپه‌های شنی در ساعات اولیه بعد از ظهر، بیشتر از دمای اراضی مارنی است. همچنین درمی‌یابیم که در زمان و لحظه عبور ماهواره TM (حدود ساعت ۹/۳۰ و عبور ماهواره NOAA) دمای سطح ماسه، مارن و هوا متفاوت است و این تفاوت می‌بایست در تفسیر و درخواست اطلاعات ماهواره‌ای در نظر گرفته شود. به طور کلی روند تغییرات تابش‌های حرارتی از شمال غرب به جنوب شرق و از

غرب به شرق، روندی افزایشی است. بنابراین پیشنهاد می‌گردد که مطالعه دقیق‌تری در خصوص دمای سطحی در منطقه تپه‌های ماسه‌ای جنوب شرق یاردانگ‌ها انجام گیرد، زیرا این منطقه گرم‌ترین قسمت به‌شمار می‌آید. برای مطالعه دمای سطحی منطقه یاردانگ‌ها، بهتر است که از داده‌های حرارتی سنجنده‌هایی استفاده شود که قدرت تفکیک بیشتری دارند؛ چون در غیر این صورت نمی‌توان مناطق سایه‌رو را از مناطق آفتاب‌رو در لحظه عبور ماهواره‌ها به‌خوبی تفکیک کرد و یا مشکل پیکسل‌های مخلوط را کاهش داد.

نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که با وجود مشکلات متعددی که در محاسبه دقیق دمای سطحی از طریق سنجنش از دور به چشم می‌خورد، ولی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای می‌توان اطلاعات مفیدی از پدیده‌های سطحی به‌دست آورد. از میان باندهای TM ماهواره لندست، باند حرارتی در تشخیص پدیده‌های مرتبط با میزان رطوبت سطح، کاربرد مناسبی دارد. نتایج به‌دست آمده همچنین نشان می‌دهد که برای محاسبه دقیق دمای سطحی، وجود توان تابشی هر پدیده لازم است. با فرض گرفتن محدوده‌ای از تغییرات برای توان‌های تابشی، می‌توان به محدوده‌ای از تخمین دمای سطحی دست یافت و براساس آن و نیز مقایسه نقشه‌های حرارتی نسبی ممکن است بتوان روند تغییرات دمای شبانه‌روزی، ماهانه و سالانه را مورد بررسی قرار داد - که در این صورت می‌بایست از داده‌های ماهواره‌ای دیگری نظیر NOAA استفاده شود.

براساس نتایج حاصل از داده‌های NOAA، ضرایب a، b، c و d با استفاده از روش کمترین مربعات و دو مرحله تکرار محاسبه گردیدند. مقادیر ضرایب و RMSE برای مدل مورد استفاده ارائه شده است. نتایج حاصل از اعمال مدل LST بر روی داده‌های ماهواره‌ای و مقایسه نتایج با داده‌های هواشناسی، بیانگر کارایی نسبتاً خوب مدل در این مطالعه است. در واقع مدل LST به‌دست آمده برای منطقه مورد مطالعه با بیشترین خطا حدود ۱/۵ درجه کلوین و RMSE برابر ۱/۱۴ مدل مناسبی به‌شمار می‌آید. همچنین به‌منظور افزایش دقت تعیین ضرایب مدل LST به‌هنگام استفاده از داده‌های زمینی، رعایت چهار نکته الزامی است:

۱. هم‌زمانی اندازه‌گیری‌های زمینی و داده‌های ماهواره‌ای؛
۲. گسترش اندازه‌گیری زمینی؛
۳. کمتر بودن تغییرات دمای سطح زمین از اندازه پیکسل (توان تفکیک سنجنده)؛ و
۴. صحت داده‌های هواشناسی و دور بودن آنها از خطای دستگاه اندازه‌گیری، قرائت و ثبت.

## سپاس‌گزاری

بدین‌وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران که با حمایت مالی شرایط اعتلای تحقیق حاضر را فراهم ساخت سپاس‌گزاری می‌گردد، و از پرسنل مرکز تحقیقات بین‌المللی همزیستی با کویر، دانشگاه تهران، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی و سازمان فضایی ایران به‌خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های ماهواره‌ای کمال تشکر به‌عمل می‌آید.

## منابع

- علوی‌پناه، سیدکاظم و محمدرضا سراجیان، ۱۳۸۲، گزارش طرح مطالعه رژیم حرارتی بیابان لوت، مرکز تحقیقات بین‌المللی همزیستی با کویر، دانشگاه تهران.
- Becker. F. and A.L. Li., 1995, **Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurement and related problems**, Remote Sensing of Environment, 12: 225-253.
- Gleason A.C.R., et al., 2002, **Effects of orbital drift on land surface temperature measured by AVHRR thermal sensors**, Remote Sensing of Environment, Vol. 79 (2002), pp. 147-165.
- Liang Sh., 2001, **An Optimization algorithm for separating land surface temperature and emissivity from multispectral thermal infrared imagery**, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 39, No. 2.
- Liang Sh., 2004, **Quantitative remote sensing of land surfaces**, Wiley-Interscience, John Wiley & Sons Inc., ISBN 0-471-28166-2, ch. 2, 10.
- Petitcolin F. and Vermote, E. 2002, **Land surface reflectance, emissivity and temperature from MODIS middle and thermal infrared data**. Remote Sensing of Environment, 83: 2571-2586.
- Price J.C., 1985, **On the Analysis of Thermal Infrared Imagery: the Limited utility of apparent thermal inertia**, Remote Sensing of Environment, 18: 59-73.
- Vazquez D. P., et al., 1997, **A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR Data**, Remote Sensing of Environment, Vol. 62, pp. 215-222.
- Wan Zh., 2003, **Land surface temperature measurements from EOS MODIS data**, semi-annual report submitted to the national aeronautics and space administration, for July – December.
- Wan Zh., et al., 2004, **Using MODIS land-surface temperature and normalized difference vegetation index products for monitoring drought in the Southern Great Plains, USA**, Int. J. Remote Sens., Vol. 25, No. 1, 61- 72.
- Wan Z., Zhang, Y. Ma, X. King, M.D. Myers J.S. and Li, X. ,1999, **Various calibration of MODIS airborne simulator (MAS) thermal infrared channels**, IEEE Optics, Submitted February 99.
- Wan Z., Zhang Y., Zhang Q. & Li Z., 2002, **Validation of the land surface temperature products retrieved from Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data**, Remote Sensing of Environment, 83, 163-180.