

محاسبه دمای سطح زمین با استفاده از روش سبال و درخت تصمیم‌گیری در محیط RS, GIS در بخش مرکزی منطقه مراغه

سعید جهانبخش^۱، مجید زاهدی^۲، خلیل ولیزاده کامران^۳

چکیده

دمای سطح زمین برای انواع وسیعی از مطالعات علمی از اقلیم‌شناسی و هواشناسی تا هیدرولوژی، بوم‌شناسی، زمین‌شناسی، علوم پزشکی، طراحی و بهسازی شبکه حمل و نقل و مکانیابی آتش‌سوزی‌ها و بویژه در محاسبه تبخیر - تعرق واقعی مورد نیاز است. با توجه به پایش دمای سطح زمین در تعداد محدودی از ایستگاه‌های هواشناسی به صورت نقطه‌ای و نیاز به توزیع مکانی دمای سطح در پهنه وسیع و به طور همزمان، دمای سطح برآورد شد. جهت دستیابی به دمای سطح زمین از الگوریتم سبال و طبقه‌بندی از نوع درخت تصمیم‌گیری استفاده شد. با استفاده از تصویر ETM⁺ و انجام مراحل پیش‌پردازش، تصویر برای اجرای روش سبال آماده گردید. جهت انجام مراحل فوق‌الذکر از نرم‌افزارهای Envi4.5 و ArcGIS9.3 استفاده گردید. در این مقاله با برآورد اختلاف کمتر از ۵/۵۷ درجه سانتی‌گراد، اختلاف رضایت‌بخشی بین دمای سطح برآورد شده از طریق سنجنش از دور و دمای برآورد شده از آمار اندازه‌گیری شده ۱۲ ساله از سطح زمین (۱۹۹۳ الی ۲۰۰۵) در ایستگاه هواشناسی مراغه به دست آمد. لذا دمای برآوردی از طریق سنجنش از دور قابل کاربرد در مطالعات و تحقیقات علوم زمین و محیط زیست می‌باشد.

واژگان کلیدی: دمای سطح زمین، سبال، درخت تصمیم‌گیری، تصویر ETM⁺، سنجنش از دور، سیستم اطلاعات جغرافیایی، بخش مرکزی مراغه.

۱- استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز.

۲- استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز.

۳- عضو هیات علمی گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز.

مقدمه

دمای سطح زمین^۱ که عمدتاً حاصل تابش پوشش‌های طبیعی شامل خاک، آب، برف و پوشش گیاهی است از جمله متغیرهایی محسوب می‌شود که در دامنه وسیعی از مطالعات و تحقیقات علوم زمین و محیط زیست کاربرد دارد و بویژه در پروژه‌ها دید مکانی وسیعی از آن مورد نیاز است. فناوری سنجش از دور، امکان پایش مکانی همزمان این کمیت را در سطوح وسیع فراهم می‌آورد و سری زمانی تصاویر، پیکره پیوسته زمانی - مکانی این متغیر را تشکیل می‌دهد. چنین پیکره پیوسته‌ای در اکثر مدل‌سازی‌های بیلان انرژی مانند آنچه که در برآورد تبخیر - تعرق به صورت منطقه‌ای مورد نیاز است با بهینه‌سازی توزیع و مصرف انرژی و یا انتشار آلاینده‌های اتمسفری، مورد استفاده قرار می‌گیرد (دانش کار آراسته و همکاران، ۱۳۸۴: ۱۲). در سال‌های اخیر با توسعه تکنولوژی سنجش از دور حرارتی، LST برای یک منطقه وسیع، با دقت بالایی محاسبه شده است (Running, 1994: 3). در این پژوهش با توجه به پایش دمای سطح زمین در تعداد محدودی از ایستگاه‌های هواشناسی به صورت نقطه‌ای و نیاز به توزیع مکانی دمای سطح در پهنه وسیع و به طور همزمان، دمای سطح مورد بررسی قرار گرفته است.

اجسام نسبت به دما و خصوصیات فیزیکی خود انرژی تابشی به محیط اطراف گسیل می‌کنند و به صورت ایده‌آل یک جسم سیاه حداکثر انرژی تابشی ممکن را به ازای دمای مشخص از خود گسیل می‌نمایند. طبق قانون پلانک^۲ گسیل انرژی از یک جسم سیاه تابع دمای فیزیکی جسم، طول موج و سرعت سیر نور در خلا می‌باشد و به طور تجمعی در تمام طیف امواج الکترومغناطیسی، کل انرژی گسیل یافته از جسم سیاه از قانون استفان بولتزمن^۳ پیروی می‌نماید (Rott, 2000: 5). در طبیعت اکثر اجسام رفتاری مغایر با اجسام سیاه داشته و انرژی تابشی کمتری نسبت به جسم سیاه از خود گسیل می‌نمایند و تنها در یک طول موج خاص، حداکثر تابش را تولید می‌کنند. نسبت انرژی گسیل شده از هر جسم

1- Land surface temperature (LST).

2- Planck Law.

3- Stefan-Boltzman Law.

نسبت به جسم سیاه با کمیتی به نام گسیلمندی جسم^۱ معرفی می‌شود. البته باید به این میزان انرژی گسیل شده از اجسام طبیعی، مقدار انرژی تابشی بازتاب شده^۲ از آنها که دارای منشأ خارجی می‌باشد را نیز افزود (Okamoto, 2001: 4).

گونه‌های مختلف گیاهان به دماهای متفاوتی نیازمندند و بازدهی آنها در محدوده معینی از دما به بیشترین مقدار خود می‌رسد. بسیاری از خاک‌شناسان معتقدند دمای خاک توأم با نوسان‌های آن، اهمیت زیادی در فرایندهای خاکسازي و تولید محصولات کشاورزی دارد (علوی‌پناه، ۱۳۸۲: ۲۶۴). آلن و همکاران (۲۰۰۲)، در آیداهو^۳ به منظور برآورد تبخیر - تعرق به عنوان یکی از عوامل مؤثر در این پارامتر به محاسبه دمای سطح زمین به روش سیال با استفاده از تصویر ماهواره لندست ۵ و ۷ پرداختند. دانش کار آراسته و همکاران (۱۳۸۴) به عنوان یکی از عوامل مؤثر در محاسبه تبخیر - تعرق، به محاسبه دمای سطح زمین به روش پنجره مجزا^۴ در محدوده دشت سیستان و هامون پرداختند. در این راستا آنها از تصاویر AVHRR ماهواره NOAA در بازه زمانی ۱۹۹۲-۲۰۰۲ میلادی استفاده نمودند. نامبردگان همچنین به سطح معنی‌داری ۹۵ درصد با اعتبارسنجی با ۱۰ تصویر دیگر و داده‌های زمینی دست یافتند. دشتکیان و دهقانی (۱۳۸۶، ۱۷۰)، در منطقه یزد - اشکذر جهت بررسی دمای سطح زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعه شهری، دمای سطح زمین را به سه روش پیشنهادی برای شهر سئول، روش دفتر علوم لندست و روش تجربی پیشنهادی برآورد نمودند. آنها با اعتبارسنجی با داده‌های زمینی دریافتند که در این منطقه روش دفتر علوم لندست و روش تجربی پیشنهادی، خطای کمتری را نشان می‌دهد. رحیمی خوب و همکاران (۱۳۸۴: ۸۶)، در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، با استفاده از تصاویر AVHRR ماهواره NOAA، با استفاده از الگوریتم‌های مختلف اشاره شده در روش پنجره مجزا و از طریق اعتبارسنجی با داده‌های زمینی، با برآورد مقادیر MBD ، R^2 ، $RMSE$ به روش دقیق‌تر برآورد دمای سطح زمین در این منطقه دست یافتند. علوی پناه و همکاران

1- Body Emissivity.

2- Reflected Radiant Energy.

3- Idaho.

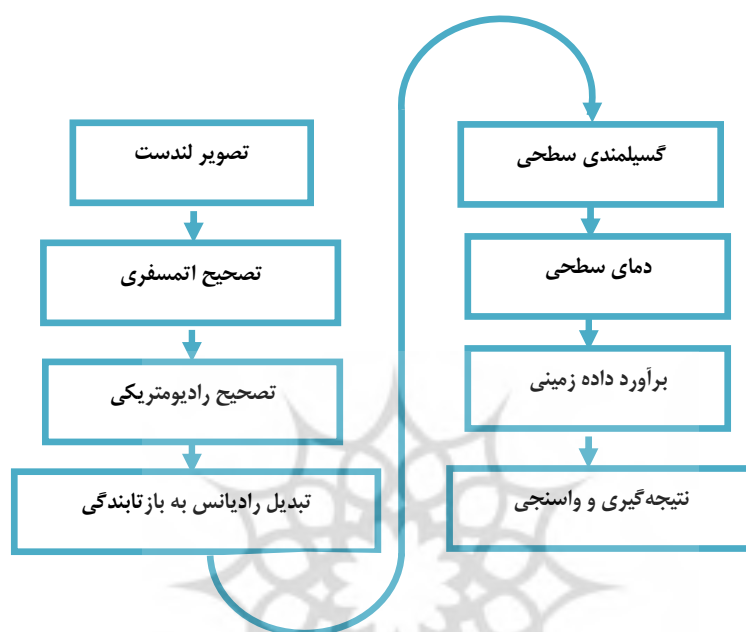
4- Split window.

(۲۰۰۷، ۲۸۰)، در منطقه یاردانگ در کویر لوت، با استفاده از تصویر ماهواره‌ای Landsat-TM مورخ ۲۵ ژوئن ۱۹۸۹ و اندازه‌گیری‌های زمینی به مدت ۱۵ روز در اکتبر سال ۲۰۰۰، به برآورد دمای سطح زمین به روش تبدیل تابش سطحی پدیده‌ها دست یافتند. تحقیقات انجام شده توسط روساتو^۱ (۲۰۰۵، ۳۳) مؤید آن است که بین LST و NDVI همواره یک همبستگی قوی و منفی (-۰/۹۶) برقرار بوده است. گرنجر^۲ (۱۹۹۹، ۷۶) ارتباط بین پوشش گیاهی و مقدار تبخیر - تعرق واقعی را مطالعه کرده و به این نتیجه رسیده است که همبستگی قوی و مثبتی (۰/۸۱) مابین آنها برقرار است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور برآورد دمای سطح زمین به روش الگوریتم سبال از تصویر ETM⁺ مورخ ۳۱ اوت سال ۲۰۰۰ و از داده‌های هواشناسی ایستگاه مراغه اخذ شده از اداره کل و مرکز تحقیقات هواشناسی استان آذربایجان شرقی استفاده شد. جهت انجام مراحل پیش‌پردازش و اجرای الگوریتم سبال و طبقه‌بندی از نوع درخت تصمیم‌گیری^۳ از نرم‌افزارهای Envi4.5 و ArcGIS9.3 استفاده شد. مراحل واسنجی و برآورد داده‌های زمینی با نرم‌افزارهای 16 SPSS, Excel 2007 انجام شد. مراحل اجرای کار به ترتیب نمودار جریان شماره ۱ می‌باشد.

1- Luciana Rossato.
2- R.J Granger.
3- Decision Tree.



نمودار (۱) مراحل اجرای مدل

۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غربی ایران به مرکزیت شهر مراغه در موقع ۳۷ درجه و ۲۳ دقیقه عرض شمالی و ۴۶ درجه و ۱۶ دقیقه طول شرقی و بر دامنه جنوبی سه‌سند واقع شده است. محدوده آن از غرب به دریاچه ارومیه و از شرق به دشت هشت‌رود و از جنوب به جلگه میاندوآب منتهی می‌شود. مساحت این شهر بالغ بر ۲۰ کیلومترمربع است که بزرگ‌ترین شهر استان آذربایجان شرقی پس از کلان‌شهر تبریز می‌باشد. آب و هوای آن معتدل و در فصول مختلف سال بین ۲۰ درجه سانتی‌گراد زیر صفر تا ۳۵ درجه سانتی‌گراد بالای صفر متغیر است. میزان متوسط بارندگی آن ۳۰۰ میلی‌متر در سال است. موقعیت منطقه مورد مطالعه و شهر مراغه در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل (۱) موقعیت مکانی منطقه مورد مطالعه در آذربایجان شرقی و ایران

با انتخاب تصویر ETM^+ در تاریخ ۳۱ اوت ۲۰۰۰ مطابق با ۱۰ شهریور ۱۳۷۹ و با توجه به وجود تک باند حرارتی از روش سبال برای برآورد دمای سطح زمین استفاده شد. با توجه به روند کار مراحل به شرح زیر انجام پذیرفته است:

۲- پیش پردازش

پیش‌پردازش شامل تصحیح رادیومتریک و اتمسفری و هندسی می‌باشد. تصحیح رادیومتریک محاسبه مقدار رادیانس طیفی^۱ است. تصحیح اتمسفری مورد استفاده، تصحیح کلی^۲ جهت باندهای انعکاسی با استفاده از گزینه Dark subtract می‌باشد. با استفاده از نرم‌افزار Envi4.5 و گزینه Thermal Auto correction، تصحیح اتمسفری باند حرارتی انجام شد.

1- Spectral radiance.

2- Bulk correction.

۳- روش سبال برای محاسبه دمای سطح

در این روش دمای سطح با استفاده از رادیانس حرارتی تصحیح شده به دست می‌آید (Allen et al., 2002). برای محاسبه رادیانس حرارتی تصحیح شده نیاز به گسیلمندی در باند حرارتی می‌باشد. برای محاسبه گسیلمندی در باند حرارتی به ترتیب نیاز به محاسبه رادیانس طیفی (L_λ)، بازتابندگی در هر باند (ρ_λ) و آلبیدوی سطحی می‌باشد.

۱-۳ رادیانس طیفی (L_λ)

رادیانس طیفی عبارت است از انرژی تابشی در بالای اتمسفر که توسط سنجنده مشاهده شده است. رادیانس طیفی برای هر باند توسط رابطه (۱) به دست می‌آید (Allen et al., 2002, 3):

$$L_\lambda = \frac{L_{\max} - L_{\min}}{255} \times DN - L_{\min} \quad (1)$$

در رابطه فوق DN عبارت است از درجه خاکستری پیکسل‌ها و مقادیر L_{\min} و L_{\max} عبارتند از ثابت‌های کالیبراسیون سنجنده. L_λ به دست آمده بر حسب $W/m^2 / sr / \mu m$ می‌باشد. مقادیر L_{\min} و L_{\max} (ماکزیمم و مینیمم رادیانس طیفی قابل تشخیص در هر باند توسط سنجنده با واحد $W/m^2 / sr / \mu m$) برای سنجنده ETM^+ با استفاده از فایل مرجع^۱ در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول (۱) ماکزیمم و مینیمم رادیانس طیفی قابل تشخیص در هر باند توسط سنجنده

باند	L_{min}	L_{max}
۱	-۶/۲۰۰	۲۹۳/۷۰۰
۲	۶/۴۰۰	۳۰۰/۹۰۰
۳	-۵/۱۰۰۰	۲۳۴/۴۰۰
۴	-۵/۱۰۰	۲۴۱/۱۰۰
۵	-۱/۱۰۰۰	۴۷/۵۷۰
۶	۰/۱۰۰۰	۱۷/۰۴۰
۷	-۰/۳۵۰	۱۶/۵۴۰
۸	-۴/۷۰۰	۲۴۳/۱۰۰

در صورت وجود مقادیر gain^۱ و offset^۲ (ضرایب کالیبراسیون سنجنده) در فایل مرجع می‌توان رادیانس را از رابطه (۲) برآورد نمود (Landsat Project Science Office, 2002):

$$L_{\lambda} = \text{gain} \times \text{DN} + \text{offset} \quad (2)$$

۳-۱ بازتابندگی^۳ نیمکره‌ای (ρ_{λ})

بازتابندگی سطح به صورت نسبت شار طیفی بازتاب یافته به شار طیفی فرودی تعریف می‌شود. میزان بازتاب با استفاده از رابطه شماره ۳ در هر باند محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002: 4):

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \times \cos \theta \times d_r} \quad (3)$$

- ۱- افزایش گسیلندگی نیروی سیگنال‌ها از یک نقطه به نقطه دیگر.
- ۲- اختلاف بین حداقل سیگنال واقعی و دریافت شده توسط سنجنده.

3- Reflectivity

در رابطه فوق ρ_{λ} بازتابندگی طیفی نیمکره‌ای برای هر باند می‌باشد. λ ESUN عبارت است از میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند با واحد $W/m^2/\mu m$. مقادیر λ ESUN برای سنجنده ETM^+ در جدول ۲ ارائه شده است (Allen et al., 2002: 5).

جدول (۲) میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند

باند	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷
ESUN λ	۱۹۶۹	۱۸۴۰	۱۵۵۱	۱۰۴۴	۲۲۵/۷	-	۱۳۶۸

زاویه فرودی خورشید (θ) به صورت زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$\theta = 90 - \beta \quad (۴)$$

در رابطه فوق β ارتفاع خورشید می‌باشد که از فایل مرجع قابل استخراج است. در تصویر مورد نظر، $SUN_ELEVATION = 54.3277460$ می‌باشد.

d_r عبارت است از معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید، که با استفاده از رابطه (۵) که توسط Beckman و Duffie (۱۹۸۰)، بدست آمده قابل محاسبه است (Allen et al., 2002, 5):

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(DOY \frac{2\pi}{365}\right) \quad (۵)$$

در رابطه فوق DOY عبارت است از Sequential day که مقدار آن با توجه به تاریخ تصویر مورد استفاده در این پژوهش ۲۴۳ می‌باشد.

۳-۲ آلبیدوی سطحی^۱ (α)

آلبیدو به صورت نسبت تابش الکترومغناطیسی انعکاس یافته از سطح خاک و گیاه به تابش فرودی نورخورشید به آن سطح تعریف می‌شود. میزان آلبیدوی سطحی را می‌توان از رابطه ۶ محاسبه نمود (Allen et al., 2002: 6):

$$\alpha = \frac{\alpha_{toa} - \alpha_{path-radiance}}{r_{sw}^2} \quad (6)$$

در رابطه فوق α_{toa} آلبیدوی بالای اتمسفر، $\alpha_{path-radiance}$ آلبیدوی ناشی از رادیانس مسیر و τ_{sw} قابلیت عبور اتمسفری است.

$\alpha_{path-radiance}$ عبارت است از میانگین بخشی از رادیانس فرودی خورشیدی برای تمام باندها که قبل از رسیدن به سطح زمین به سمت سنجنده پراکنده شده است. مقادیر $\alpha_{path-radiance}$ در محدود ۰/۰۲۵ تا ۰/۰۴ می‌باشد که در مدل سیال مقدار آن ۰/۰۳ پیشنهاد شده است (Allen et al., 2002: 7).

قابلیت عبور اتمسفری به عنوان بخشی از رادیانس فرودی که توسط اتمسفر انتقال داده می‌شود، تعریف می‌شود و نشان‌دهنده تأثیرات جذب و پراکنش اتفاق افتاده در اتمسفر می‌باشد. از آن جاییکه این اثر هم برای تابش فرودی و هم تابش خروجی وجود دارد، بنابراین در محاسبه آلبیدوی سطحی، مربع قابلیت انتقال عبور اتمسفری وارد می‌شود.

τ_{sw} با فرض صاف بودن آسمان و به تبع آن در شرایط خشک با استفاده از رابطه ۷ محاسبه می‌شود:

$$\tau_{sw} = 10^{-0.75 + 2 \times 10^{-5} \times Z} \quad (7)$$

در رابطه فوق Z ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر می‌باشد. این ارتفاع باید به خوبی نشان‌دهنده ارتفاع منطقه مورد نظر باشد؛ مثل ارتفاع ایستگاه هواشناسی منطقه (Allen et al. 2002: 7). ارتفاع ایستگاه هواشناسی مراغه $1477/7$ متر می‌باشد.

α_{toa} عبارت است از آلبیدوی بالای اتمسفر که از رابطه (۸) قابل محاسبه است (Allen et al., 2002: 8):

$$\alpha_{toa} = \sum(\omega_{\lambda} \times \rho_{\lambda}) \quad (8)$$

که ρ_{λ} بازتابندگی نیمکره‌ها در باندهای مختلف و ω_{λ} ضرایب وزن‌دار برای باندهای غیرحرارتی می‌باشند که از رابطه (۹) قابل محاسبه‌اند (Allen et al., 2002: 9):

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (9)$$

برای باندهای غیر حرارتی لندست ETM^{+} مقادیر ω_{λ} در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول (۳) ضرایب وزن‌دار برای باندهای غیر حرارتی

باند	۱	۲	۳	۴	۵	۷
ω_{λ}	۰/۲۴۶	۰/۲۳	۰/۱۹۴	۰/۱۳۱	۰/۰۲۸	۰/۱۷۱

۳-۳ گسیلمندی سطحی^۱ (ϵ)

گسیلمندی سطحی به صورت نسبت انرژی گرمایی تابش شده به وسیله سطح به انرژی گرمایی تابش شده به وسیله جسم سیاه در همان دما تعریف می‌شود. در سیال از دو گسیلمندی سطحی استفاده می‌شود. اولین گسیلمندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند حرارتی تصویر ماهواره‌ای می‌باشد که با علامت ϵ_{NB} نشان داده می‌شود (۱۰/۴ تا ۱۲/۵ میکرون). دومین گسیلمندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی از ۶ تا ۱۴ میکرون می‌باشد که با علامت ϵ_0 نشان داده می‌شود. برای محاسبه

1- Surface emissivity

دمای سطح (T_s) از ϵ_{NB} استفاده می‌شود. گسیلمندی‌های سطحی با استفاده از روابط تجربی زیر به دست می‌آیند (Allen et al., 2002:11):

زمانی که $NDVI > 0$ داریم:

برای $LAI < 3$

$$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.0033 * LAI \quad (10)$$

$$\epsilon_0 = 0.95 + 0.01 * LAI \quad (11)$$

برای $LAI \geq 3$

$$\epsilon_{NB} = 0.98, \epsilon_0 = 0.98 \quad (12)$$

در آب و برف برای ϵ_{NB} و ϵ_0 از فیلتر استفاده می‌شود.

$$NDVI < 0, \alpha < 0.47 \rightarrow \epsilon_{NB} = 0.99, \epsilon_0 = 0.985 \quad (13) \text{ برای آب:}$$

$$NDVI < 0, \alpha \geq 0.47 \rightarrow \epsilon_{NB} = 0.99, \epsilon_0 = 0.985 \quad (14) \text{ برای برف:}$$

در روابط بالا $NDVI$ شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی، LAI^1 شاخص سطح برگ و α آلبیدوی سطحی است.

$$NDVI = \frac{34 - 39}{34 + 31} \quad (15)$$

$$LAI = 0.57 \cdot \exp(2.33 \cdot NDVI) \quad (16)$$

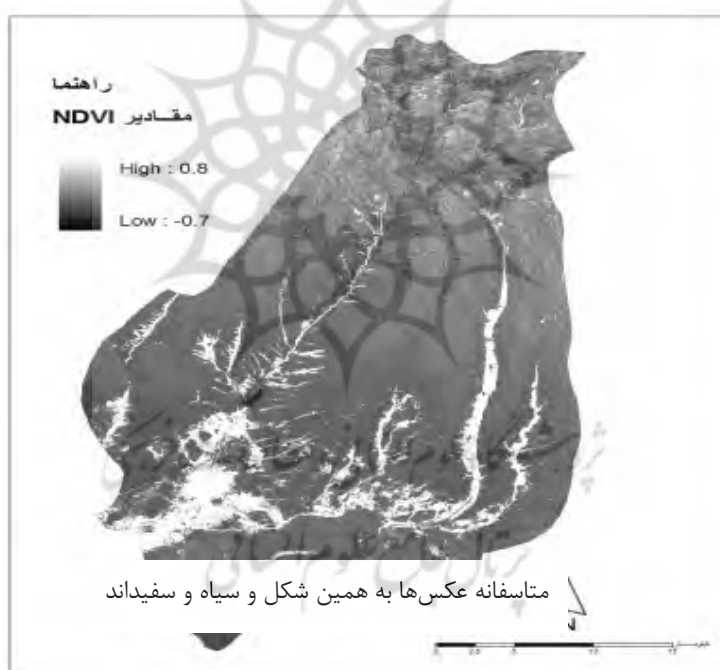
رابطه LAI بستگی به نوع محصول و موقعیت جغرافیایی محل مورد مطالعه دارد و بر اساس میانگین رابطه $NDVI - LAI$ در ناحیه جمهوری چک^۲ و آمریکا به دست آمده است (Tewari et al., 2003:14).

1- Leaf Area Index.

2- Czech Republic.

۳-۴ استخراج شاخص پوشش گیاهی

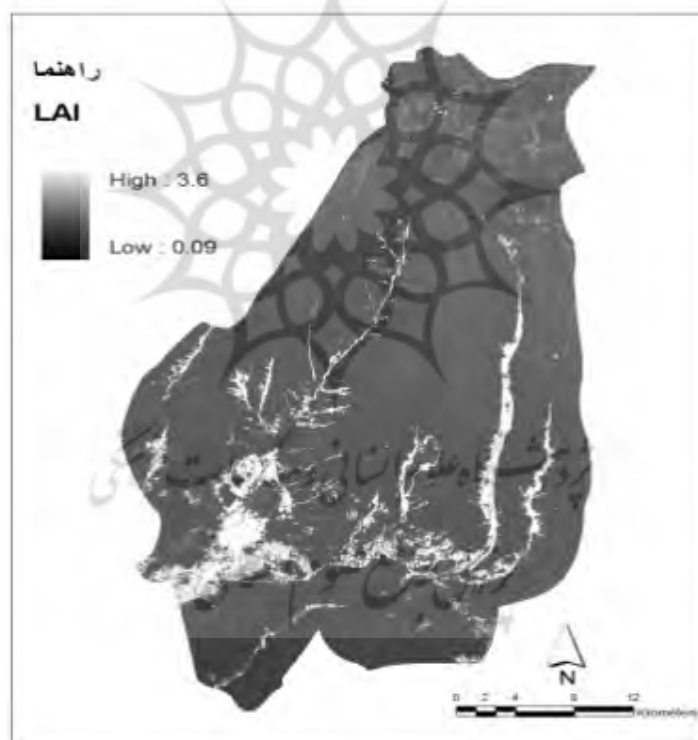
با استفاده از رابطه ۱۵ این شاخص در منطقه مورد مطالعه استخراج گردید. با توجه به اینکه این شاخص بین $+1$ و -1 متغیر است این مقادیر در تصویر موجود بین $0/8$ تا $-0/7$ محاسبه گردید. معمولاً در شاخص NDVI مقادیر کمتر از صفر مربوط به آب و ابر بوده و مقادیر بین صفر تا $0/2$ خاک بایر را شامل می‌شود و مقادیر بالاتر از $0/2$ شدت پوشش گیاهی را مشخص می‌سازند. در تصویر موجود بالاترین مقادیر مربوط به باغات و زراعت آبی واقع در مسیر آبراهه‌ها و دشت مراغه می‌باشد. در شکل مقادیر ۲ ارائه شده است.



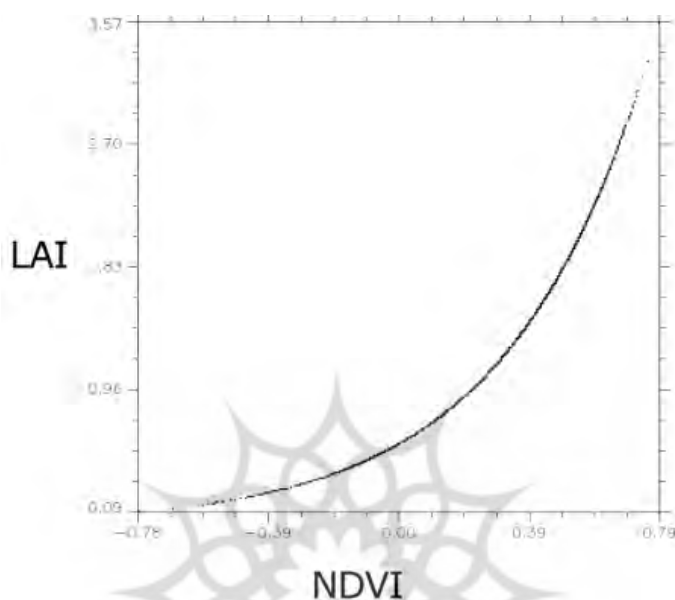
شکل (۲) مقادیر NDVI

۳-۵ استخراج شاخص سطح برگ

با توجه به محاسبه NDVI و از طریق فرمول ۱۶ اقدام به برآورد این شاخص گردید. این شاخص بین صفر تا ۶ متغیر است و با توجه به اینکه تابعی از شاخص پوشش گیاهی است همان نتایج را تکرار خواهد کرد. در این تحقیق این نتایج بین ۰/۰۹ تا ۳/۶ متغیر است. بدیهی است که مناطق با درجه NDVI بالاتر با مناطق با LAI بیشتر متناسب است (شکل ۳).

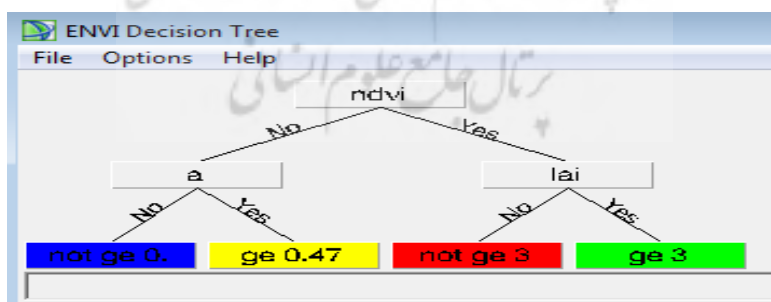


شکل (۳) مقادیر LAI



شکل (۴) رابطه دو پارامتر LAI-NDVI

به دلیل وجود شروط و حدود آستانه برای برآورد گسیلمندی سطحی از طبقه‌بندی از نوع درخت تصمیم‌گیری بهره گرفته شد. با تعریف حدود آستانه و باندهای مورد نظر (NDVI, LAI)، درخت با استفاده از گزینه درخت تصمیم‌گیری در محیط نرم‌افزار Envi4.5 تعریف شد. این طبقه‌بندی در شکل ۵ دیده می‌شود.



شکل (۵) مدل درخت تصمیم‌گیری در نرم‌افزار

بعد از تبدیل به فرمت برداری، تصویر حاصل از طبقه‌بندی وارد محیط ArcGIS 9.3 شد. با انجام مراحل ادغام^۱، تبدیل به رستر^۲ و طبقه‌بندی مجدد^۳، مقادیر هر کلاس در یک تصویر جداگانه به صورت تابع بولین (اختصاص مقدار ۱ به خود کلاس و صفر به کلاس‌های دیگر در هر کلاس جداگانه و تولید سه تصویر) ذخیره شد. با ورود این تصاویر به محیط Envi4.5 و محاسبه مقادیر گسیلمندی سطحی در هر کلاس و در نهایت جمع این سه تصویر، مقدار گسیلمندی سطحی در کل تصویر برآورد شد.

۳-۶ رادیانس حرارتی تصحیح شده^۴ (R_c)

رادیانس حرارتی تصحیح شده، رادیانس واقعی گسیل شده از سطح است که برای اثرات آتمسفری تصحیح شده باشد. رابطه زیر توسط Wukelic و همکاران (۱۹۸۹) جهت تصحیح رادیانس حرارتی گسیل شده از سطح ارائه گردیده است (Allen et al., 2002:12):

$$R_c = \frac{L_{NB} - R_p}{TNR} - (1 - \epsilon_{NB})R_{sky} \quad (17)$$

در رابطه فوق L_{NB} رادیانس باند حرارتی، R_p رادیانس مسیر در باند حرارتی، R_{sky} تابش آسمان صاف در باند حرارتی و τ_{NB} قابلیت عبور آتمسفری در باند حرارتی می‌باشد. R_{sky} را می‌توان از فرمول تجربی ۱۸ که توسط Idso-Jackson بدست آمده و Wukelic و همکاران (1989) هم از آن استفاده کردند، محاسبه کرد (Allen et al., 2002: 13).

$$R_{sky} = (1.807 \times 10^{-R}) T_a^4 [1 - 0.26 \times \exp(7.77 \times 10^{-4} [273.15 - T_a]^2)] \quad (18)$$

که T_a دمای هوای نزدیک سطح (K) در لحظه گذر می‌باشد. مقادیر R_p و τ_{NB} به ترتیب برابر ۱ و صفر قرار داده شد. به دلیل عدم یکسانی پیکسل سایزهای تصاویر باند حرارتی و باندهای انعکاسی از گزینه Resize Data بهره گرفته شد.

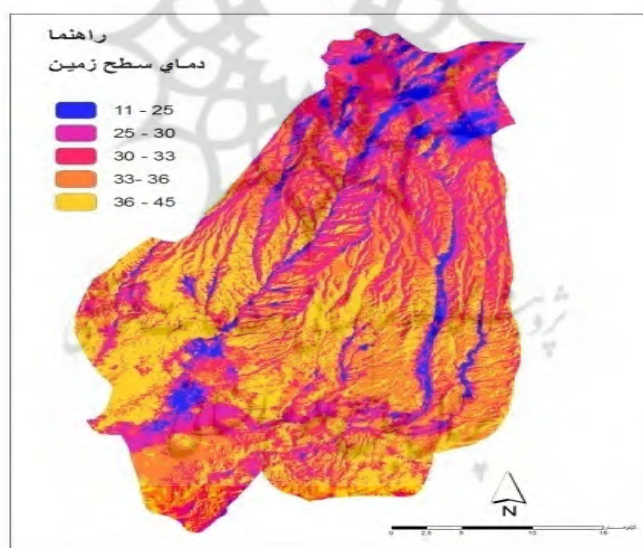
-
- 1- Dissolve.
 - 2- Polygon to raster.
 - 3- Reclassify.
 - 4- Corrected Thermal Radiance.

۳-۷ دمای سطحی (T_s)

با استفاده از فرمول زیر قابل محاسبه است.

$$T_s = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{\varepsilon NB \times K_1}{R_c} + 1\right)} \quad (19)$$

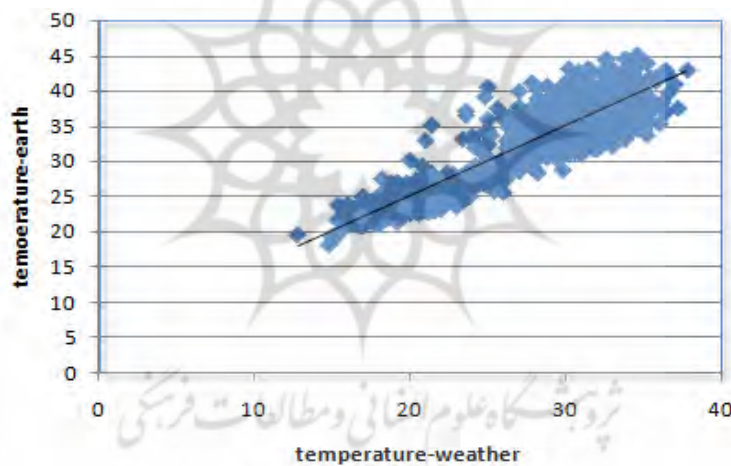
در رابطه فوق مقادیر k_1 , k_2 به ترتیب برابر $۶۶۶/۰۹$ و $۱۲۸۲/۷۱$ می‌باشند. تمام مراحل محاسباتی دمای سطح زمین به جز بخشی از مرحله درخت تصمیم‌گیری با استفاده از گزینه Band Math در نرم‌افزار envi4.5 انجام شد. مرحله نهایی، محاسبه دمای سطحی، در نرم‌افزار ArcGIS9.3 انجام شد. نتیجه نهایی تحقیق در شکل ۷ ارائه شده است.



شکل (۶) دمای سطح زمین برآورد شده از تصویر بر حسب درجه سانتی‌گراد

۴- برآورد داده زمینی

با توجه به عدم وجود داده‌های زمینی دمای سطح زمین در ساعت ۱۰:۰۹ صبح و نیاز به برآورد دما در زمان تصویربرداری (۱۰:۰۹ دقیقه)، از روش رگرسیون تک‌متغیره استفاده شد. با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده ۱۲ ساله ماه اوت برای ایستگاه مراغه در ساعت‌های مختلف (سال ۱۹۹۳ الی ۲۰۰۵)، معادله رگرسیون به دست آمد. جهت برآورد رگرسیون تک‌متغیره از نرم‌افزار Excel2007 و SPSS16 استفاده شد. نمودار برآورد شده دمای سطح زمین برای منطقه در شکل ۶ نشان داده شده است. همچنین مقادیر R^2 در جدول ۴ و مقادیر F در جدول ۵ ارائه شده‌اند.



شکل (۷) نمودار برآورد دمای زمینی

جدول (۴) محاسبه مقادیر R^2

R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
.914	.836	.836	2.43828

جدول (۵) محاسبه مقادیر F

Model	Sum of Squares	df	Mean Square	F
Regression	36140.598	1	36140.598	6.079E3
Residual	7092.651	1193	5.945	
Total	43233.249	1194		

$$y = 0.994x + 5.159 \quad (20)$$

در معادله فوق x ، دمای هوا و y دمای زمین در عمق ۵ سانتی متری آن می باشد. مقادیر برآورد شده دمای سطح زمین در عمق ۵ سانتی متری روز ۳۱ اوت سال ۲۰۰۰ برای ساعت اخذ تصویر با استفاده از دمای هوا در ایستگاه مراغه در جدول ۶ ارائه شده است.

جدول (۶) تخمین دمای عمق ۵ سانتی متری خاک در ساعت مورد نظر برحسب درجه سانتی گراد در ایستگاه مراغه

دمای هوا	دمای سطح خاک در عمق ۵ سانتی متری
۲۲/۴	۲۷/۴۲۴۶

بدیهی است که دما در عمق ۵ سانتی متری با دمای سطح خاک متفاوت می باشد. در تحقیقی که توسط Vazquez و همکاران (۱۹۹۷) برای منطقه ای در اسپانیا انجام گرفت مشخص شد که اختلاف دما بین سطح خاک با دما در عمق ۵ سانتی متری در طی روز متغیر می باشد، به طوریکه در ساعات اولیه صبح این اختلاف ناچیز و پس از آن دمای سطح زمین نسبت به دما در عمق ۵ سانتی متری افزایش یافته و در ساعات ۱۲ الی ۱۴ دمای سطح زمین حدود ۱۰ درجه سانتی گراد بیش از دما در عمق ۵ سانتی متری است و در موقع غروب آفتاب مجدداً دماهای فوق یکسان شده و در ساعات شب دمای عمق خاک بیش از دمای سطح زمین می شود. در نتیجه در ساعت مورد بررسی این مقاله دمای سطح خاک بیش از دمای عمق ۵ سانتی متری آن و کمتر از ده درجه سانتی گراد می باشد. به دلیل نبود مقدار دقیق این اختلاف، تفاوت دمای برآورد شده از طریق سنجش از دور با دمای عمق ۵ سانتی متری خاک در نظر گرفته شده است هر چند می دانیم این اختلاف کمتر خواهد بود.

جدول (۷) دمای محاسباتی از طریق سنجش از دور و برآوردی از آمار ۱۲ ساله در ایستگاه مراغه

دمای سطح برآورد شده از طریق اندازه‌گیری در عمق ۵ سانتی‌متری خاک	دمای سطح برآورد شده از طریق تصویر
۲۷/۴۲۴۶	۳۳

۵- منابع خطا

خطای ناشی از عدم تطابق قدرت تفکیک مکانی باندهای حرارتی و انعکاسی، خطای ناشی از تصحیحات هندسی، خطای ناشی از تصحیحات اتمسفری، خطای مربوط به کالیبره نبودن پارامترهای سبال در منطقه مورد مطالعه، خطای ناشی از انتخاب ایستگاه هواشناسی استفاده شده، عدم اطمینان از صحت داده‌های هواشناسی استفاده شده (مباشری و همکاران، ۱۳۸۴) و عدم وجود داده‌های اندازه‌گیری دمای سطح زمین در زمان مورد نظر در ایستگاه‌های هواشناسی.

بدیهی است که با دقت در این منابع خطا میزان صحت برآورد را افزایش داد مثلاً راج و فلیمینگ^۱ (۲۰۰۸) این اختلاف را بین ۱ تا ۲ درجه سانتی‌گراد محاسبه کرده و کارنیل و برلینر^۲ (۲۰۰۱) آن را در حدود ۰/۴ درجه سانتی‌گراد گزارش نموده‌اند.

بحث و نتیجه‌گیری

برآورد دمای سطح زمین به صورت پیوسته در مطالعات متعددی مورد نیاز می‌باشد. در این تحقیق از روش سبال برای محاسبه دمای سطح استفاده گردید. در شکل ۷ می‌توان مشاهده نمود که عوامل تأثیرگذار بر روی دمای سطح شامل ارتفاع، جهت شیب و پوشش گیاهی است. در مورد تأثیر ارتفاع در دمای سطح، بدیهی است که با افزایش ارتفاع دمای سطح کاهش خواهد یافت که این امر در تصویر مورد نظر به وقوع پیوسته است و در ارتفاعات بالا به رغم عدم وجود پوشش گیاهی، دمای سطح کمتر است. دومین عامل مؤثر یعنی جهت شیب نیز تأثیر خود را به وضوح در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد بطوری که شیب‌های

1- K.Babu Govindha RAJ and Kevin Fleming

2- A.Karniel and P. Berliner

جنوبی و رو به آفتاب در تمامی گستره مورد مطالعه دمای سطحی بیشتری دارند و در شیب‌های شمالی و پشت به آفتاب عکس این حالت اتفاق می‌افتد. سومین عامل مؤثر در تعیین دمای سطح تراکم پوشش گیاهی است بطوری که مناطق با پوشش گیاهی انبوه، دمای سطح کمتری نشان می‌دهند. چنانچه در تصویر شماره ۷ مشخص است مناطق اطراف شهر مراغه علی‌رغم آنکه در ارتفاع پست‌تری قرار دارند ولی با توجه به پوشش گیاهی (باغات) دمای سطح کمتری دارند. با توجه به جدول ۷ اختلاف دمای تخمینی در سطح زمین از اندازه‌گیری‌های زمینی در مقایسه با برآورد شده از طریق تصویر کمتر از ۵/۵۷ درجه در ایستگاه هواشناسی مراغه می‌باشد. در صورت وجود اطلاعات دقیق‌تری از شرایط اتمسفری در زمان تصویربرداری و انجام تصحیح اتمسفری دقیق‌تر، دقت برآورد دمای سطح زمین را می‌توان بهبود بخشید. همچنان که اشاره شد قطعاً میزان اختلاف مقدار واقعی و محاسبه شده دمای سطح زمین کمتر است و در این پژوهش به دلیل عدم دسترسی به داده اندازه‌گیری شده دمای سطح در زمان تصویربرداری از روش‌های آماری برای برآورد آن استفاده شده است که خود عاری از خطا نیست. با نگاهی به شکل ۷ می‌توان به این واقعیت رسید که مناطقی که میزان دمای سطح زمین آنها پائین است مناطقی هستند که منطبق بر پوشش‌های گیاهی متراکم می‌باشند در این تصویر دامنه‌های جنوبی و زمین‌های بایر نیز بیشترین میزان دمای سطح خاک را نشان می‌دهند.

پیشنهادات

- ۱- در صورت وجود پارامترهای مورد نیاز برای تصحیح اتمسفری به روش مدل کردن^۱ و با استفاده از نرم‌افزار Modtran، تصحیح اتمسفری اعمال شود.
- ۲- انجام اندازه‌گیری‌های زمینی در چندین نقطه به عنوان نقاط تعلیمی و ایجاد رگرسیون با دماهای استخراجی از تصویر و تعدیل دمای تصویر.
- ۳- بهره‌گیری از چند تصویر ETM⁺ در ماه مورد نظر و برآورد تخمین از دمای سطح زمین.

1- Detailed correction.

منابع

- ۱- احمدیان مرج، ابوالفضل (۱۳۸۶)، «*رانه الگوریتم مناسب جهت تعیین مناطق با پتانسیل شیوع مالاریا با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای*»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، گروه سنجش از دور.
- ۲- دانش کار آراسته، پیمان؛ مسعود تجریشی؛ بهرام ثقفیان (۱۳۸۴)، «*تعیین دمای سطح با استفاده از فناوری سنجش از دور در منطقه سیستان*»، *آب و آبخیز*، صفحه ۲۰ تا ۲۹.
- ۳- دشتکیان، کاظم؛ محمدعلی دهقانی (۱۳۸۶)، «*بررسی دمای سطح زمین در ارتباط با پوشش گیاهی و توسعه شهری با استفاده از سنجش از دور و سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی در مناطق بیابانی*»، مطالعه موردی: منطقه یزد-اشکذر، *پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی*، شماره ۷۷، صفحه ۱۶۹-۱۷۹.
- ۴- رحیمی خوب، علی؛ مهدی کوچک‌زاده؛ جمال محمد ولی‌سامانی؛ فرود شریفی (۱۳۸۴)، «*ارزیابی چند روش برآورد دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره NOAA در حوضه آبریز دریاچه ارومیه*»، *پژوهش و سازندگی در زراعت و باغبانی*، شماره ۶۸، صفحات ۸۴-۹۰.
- ۵- علوی‌پناه، سیدکاظم (۱۳۸۲)، «*کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک)*»، دانشگاه تهران، صفحات ۲۶۴ و ۲۸۰.
- ۶- مباشری، محمدرضا؛ حسن خاوریان؛ پرویز ضیائیان؛ غلامعلی کمالی (۱۳۸۴)، «*برآورد تبخیر و تعرق واقعی با استفاده تصاویر MODIS و الگوریتم سبال*»، همایش ژئوماتیک سازمان نقشه‌برداری کشور.
- 7- A. Quattrochi. Dale, C.Luvall, Jeffrey, (2000), "*Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*", C R C Press.
- 8- Alavipanah. S.K., Saradjian. M., Savaghebi. Gh.R., Komaki .Ch.B., Moghimi. E. and Karimpour Reyhan. M., (2007), "Land Surface Temperature in the Yardang Region of Lut Desert (Iran) Based on Field Measurements and Landsat Thermal Data", *J. Agric. Sci. Technol*, Vol. 9:pp. 287-303.

- 9- Allen, R., Tasumi. M. Trezza. R., Wim B., August (2002), "**SEBAL: Surface Energy Balance Algorithms for Land**", Version 1.0, Funded by a NASA EOSDIS/Synergy Grant from the Raytheon Company through The Idaho Department of Water Resources.
- 10- Engeman, E.T, Gurney. R.J, (1991), "**Remote Sensing in Hydrology**", Chapman and Hall, 85-99.
- 11- Granger, R.J, (1999), "Satellite-derived Estimation of Evapotranspiration in Gediz Basin", *Journal of Hydrology*, 229 (2000)70-76.
- 12- Karniel, 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 Sensing*, 2001, Vol. 22, No. 1 pp. 3719-3746.
- 13- Landsat Project Science Office, (2002), "**Landsat 7 Science Data User's Handbook**", Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD.
- 14- Li, Z.L., and Becker, F. (1993), "Feasibility of Land Surface Temperature and Emissivity Determination from AVHRR Data", *Remote Sens. Envir*, 43: pp. 67-85.
- 15- Okamoto, K. (2001), "**Global Environment Remote Sensing**", Ohmsha Ltd., Tokyo, Japan. pp. 23-26.
- 16- Raj, K.Babu Govindha. Fleming, K. (2008), "Surface Temperature Estimation from Landsat ETM+ data for a Part of the Baspa Basin", NW Himalaya, *India, Bulletin of Glaciology Research*, Vol 25, 2008, pp 19-26.
- 17- Robinson, I.S, (1985), "**Satellite Oceanography**", John Wiley & Sons.
- 18- Rott, H. (2000), "Physical Principles and Technical Aspects of Remote sensing. In: Schultz", G.A. & Engman, E.T. (Eds.), **Remote Sensing in Hydrology and Water Management**, Springer-Verlag, Berlin- Heidelberg, Germany, pp. 15-39.
- 19- Running, S.W., Justice, C., Salomonson, V., (1994), "Terrestrial Remote Sensing Science and Algorithms Planned for

- EOS/MODIS", *International Journal of Remote Sensing*, 15 (17), pp. 2620-3587.
- 20- Tewari. S., Kulhavy. J., Rock. B.N., Hadas. P., (2003), "Remote Monitoring of Forest Response to Changed Soil Moisture Regime Due to River Regulation", *Journal of Forest Science*, 49, pp.429-438.
- 21- Vázquez D.P., F.J.O., Reyes and L.A., Arboledas (1997), "A Comparative Study of Algorithms for Estimating Land Surface Temperature from AVHRR Data", *Remote Sensing of Environment*, 62(3): pp.215-222.

