

تعیین دمای سطح با استفاده از فن آوری سنجش از دور در منطقه سیستان

پیمان دانش کار آراسته^۱، استادیار دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)
مسعود تجربی، دانشیار دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی شریف
بهرام ثقفیان، استاد پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

پذیرش مقاله: ۱۳۸۹/۱۰/۳۰

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۰۶/۲۳

چکیده

دمای سطح زمین شامل خاک، آب، برف و پوشش گیاهی از جمله متغیرهایی است که در دامنه وسیعی از مطالعات و تحقیقات علوم زمین و محیط زیست کاربرد دارد و عموماً دید مکانی وسیعی از آن در پروژه‌ها مورد نیاز است. فن آوری 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 مدل سازی‌های بیلان انرژی مانند آنچه در برآورد تبخیر به‌صورت منطقه‌ای مورد نیاز است یا بهینه‌سازی توزیع و مصرف انرژی و یا انتشار آلاینده‌های جوی، مورد استفاده قرار می‌گیرد. در مقاله حاضر، ضمن معرفی برخی روش‌های متداول تخمین دمای سطح با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای به واسطه‌ی انتخاب صورت مناسبی از معادله پنجره مجزا در محدوده دشت سیستان و هامون‌ها اقدام شده است. اصل مورد پیروی در این روش که از ترکیب دمای درخشندگی و گسیلندگی نوارهای فروسرخ حرارتی استفاده می‌نماید، بر این پایه استوار است که اتمسفر در طول موج‌های متفاوت، عکس‌العمل متفاوتی از خود بروز می‌دهد. برای این منظور، با استفاده از دمای برداشت شده از سطح زمین در دو نقطه مشاهده‌ای و به ازای ۲۲ تصویر سنجنده AVHRR از ماهواره سری NOAA، طی بازه زمانی ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۲ میلادی در مرحله واسنجی، اقدام به توسعه روابط رگرسیونی شده و آزمون‌های مربوطه نیز به‌کار گرفته شده‌اند. در مرحله اعتبارسنجی از ۱۰ تصویر AVHRR دیگر و اطلاعات مشاهده شده زمینی هم‌زمان آن‌ها بهره‌گیری شده و آزمون χ^2 برای بررسی میزان اعتبار روابط به‌کار گرفته شده است. بر این اساس، سه صورت از معادله پنجره مجزا که با آزمون‌های مورد نظر تأیید شده بودند، انتخاب و برای بررسی میزان اختلاف، مورد آزمون‌های پارامتری F و ناپارامتری Kruskal-Wallis قرار گرفتند. آزمون‌های مزبور نشان دادند که بین نتایج سه رابطه، اختلاف معنی‌داری در میانگین و میانه در سطح معنی داری ۹۵ درصد وجود ندارند. لذا ساده‌ترین صورت معادله پنجره مجزا که متغیرهای کم‌تری دارد، به‌عنوان گزینه قابل کاربرد پیشنهاد و بر اساس آن، نقشه‌های توزیع دمای سطح زمین در محدوده سیستان از طریق پردازش تصاویر استخراج شد.

واژه‌های کلیدی: پایش مکانی، پنجره مجزا، دمای درخشندگی، گسیلندگی، AVHRR

مقدمه

دمای سطح^۲ در بسیاری از مطالعات و تحقیقات، نظیر بررسی توزیع انرژی در سطح تبخیر، انتشار مواد و آلاینده‌ها در توده‌های آبی و بطن خاک، انتشار آلودگی در هوا، برنامه‌ریزی توزیع و مصرف انرژی، طراحی و به‌سازی شبکه حمل و نقل و مکان‌یابی آتش سوزی‌ها مورد نیاز است. معمولاً دمای سطح زمین به‌صورت نقطه‌ای در تعداد محدودی

^۱ arasteh1348@gmail.com

^۲ Surface temperature

از نقاط که عموماً ایستگاه‌های اندازه‌گیری می‌باشند، مورد پایش قرار می‌گیرد. در مواقعی که توزیع مکانی دمای سطح در پهنه وسیع و به‌طور هم‌زمان مورد نیاز است، فن‌آوری سنجش از دور^۱ قابلیت‌های خود را به نمایش می‌گذارد. اجسام بسته به دما و خصوصیات فیزیکی که دارند از خود انرژی تابشی گسیل می‌نمایند و به‌صورت ایده‌آل یک جسم سیاه^۲ حداکثر انرژی تابشی ممکن را به‌ازای دمای مشخص از خود گسیل می‌نماید. مطابق با قانون پلانک^۳ گسیل انرژی از یک جسم سیاه تابع دمای فیزیکی جسم، طول موج و سرعت سیر نور در خلاء می‌باشد و به‌طور تجربی در تمام طیف امواج الکترومغناطیسی، کل انرژی گسیل یافته از جسم سیاه از قانون استفان-بولتزمن^۴ پیروی می‌نماید (Rott, 2000). 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 طول موج خاص، حداکثر تابش را تولید می‌کنند. نسبت انرژی گسیل یافته از این اجسام نسبت به جسم سیاه با کمیتی به‌نام گسیلندگی جسم^۵ معرفی می‌شود. البته باید به این میزان انرژی گسیل شده از اجسام طبیعی، مقدار انرژی تابشی بازتاب شده^۶ از آن‌ها که دارای منشاء خارجی است را نیز افزود (Okamoto, 2001).

سنجنده غیرفعال^۷ ترکیب انرژی گسیل یافته و بازتاب شده از سطح را دریافت می‌نماید. این انرژی که دارای دو منشاء متفاوت است (منشاء اولی زمین و منشاء دومی خورشید) دارای طول موج‌های مختلفی بوده و به‌وسیله سنجنده قابل تفکیک می‌باشد (Cracknell, 1997). با توجه به قانون پلانک می‌توان ارتباطی خطی بین دمای جسم و گسیلندگی آن با دمای ثبت شده در سنجنده برقرار نمود. دمای درخشندگی^۸ که دمای متناظر با انرژی تابشی دریافت شده از سطح به‌وسیله سنجنده می‌باشد، از حل معادله پلانک به‌دست می‌آید. تئوری‌ها و معادلات توسعه یافته و همچنین شکل تقریبی و نحوه حل این معادلات برای نوارهای حرارتی^۹ سنجنده AVHRR^{۱۰} از ماهواره‌های سری NOAA^{۱۱} را می‌توان در منابع گوناگون جستجو نمود (Kerr و همکاران، 2000). آنچه در سنجنده ثبت و ضبط می‌شود، تغییر یافته تابش گسیل یافته از سطح است. به‌این شکل که تشعشع گسیل شده از سطح که توزیع طیفی آن از تابع پلانک پیروی می‌نماید، قبل از رسیدن به سنجنده از ستون اتمسفر گذر نموده و این گذر از داخل اتمسفر به کلی توزیع طیفی آن را تغییر می‌دهد (Cracknell, 1997). بنابراین، به‌هنگام تعیین دمای سطح از نوارهای حرارتی، باید اصلاحاتی برای اثراتی که اتمسفر بر تابش دریافتی به‌وسیله سنجنده بر جای نهاده، صورت گیرد. برای اصلاح اثرات اتمسفر^{۱۲} شیوه‌های متفاوتی به شرح ذیل ارائه شده است.

الف - واسنجی تصویر بر اساس مقادیر مشاهده ای زمینی^{۱۳}: بسیاری از محققین با استفاده از دمای اندازه‌گیری شده زمینی هم‌زمان با تصویربرداری در چند نقطه، اقدام به واسنجی و تعیین دمای سطح می‌نمایند. در این ارتباط فعالیت‌های متعددی صورت گرفته است. در تمامی این تحقیقات، دمای درخشندگی به‌وسیله روابط رگرسیونی به دمای سطح در ایستگاه‌های زمینی مرتبط شده و نقشه توزیع دمای سطح استخراج شده است. به‌عنوان مثال با استفاده از تصویر نوار چهار AVHRR مورخ ۱۹۹۱/۹/۴ نقشه توزیع دمای سطح دریاچه بایکال به‌وسیله Bolgrien و همکاران (۱۹۹۵) تهیه شده است و Millis و Miller (۱۹۸۹) نقشه توزیع دمای سطح دریاچه گریت سالت واقع در ایالت یوتا را در ایالات متحده به‌همین شیوه با استفاده از تصویر TM استخراج نمودند. تحقیقات Wang و Yang (2002) در مناطق جنوبی نیوانگلند منجر به ارائه رابطه‌ای برای تعیین دمای سطح از دمای درخشندگی نوار شش تصویر

² Remote Sensing

³ Black body

⁴ Planck's law

⁵ Stefan-Boltzmann law

⁶ Body emissivity

⁷ Reflected radiant energy

⁸ Passive sensor

⁹ Brightness temperature

¹⁰ Thermal channels

¹¹ Advanced Very High Resolution Radiometer

¹² National Oceanic and Atmospheric Administration

¹³ Atmospheric effects correction

¹⁴ Ground observation

ETM⁺ شد. در این تحقیق از یک گذر تصویر و اطلاعات هم‌زمان در ۱۵ ایستگاه زمینی استفاده شده و حداکثر خطایی معادل ۰/۸ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده است.

با اینکه این روابط تجربی دارای دقت کافی هستند، استفاده از آن‌ها محدود به محل توسعه مدل است و کاربردی در سایر مناطق ندارند. همچنین به‌دلیل تغییرات زمانی اثر اتمسفر، استفاده از این روش تنها وقتی مقدور است که تعدادی تصویر غیر هم‌زمان و اطلاعات زمینی هم‌زمان با آن‌ها در اختیار باشد تا به این ترتیب تغییرات وسیع زمانی اثر اتمسفر در معادله لحاظ شود. اما هنوز محدودیت کاربرد محلی معادلات مطرح می‌باشد. لذا اکثر محققین، روش‌های دیگر تخمین دمای سطح را ترجیح می‌دهند، به‌خصوص روش‌هایی که به اطلاعات زمینی وابستگی کم‌تری دارند.

ب- مدل‌سازی معکوس اثر اتمسفر^۱: بسیاری از محققین از جمله Cracknell (۱۹۹۷) برای تعیین دمای سطح زمین، مدل‌سازی اتمسفر و اثر گازهای موجود در آن بر طیف الکترومغناطیسی را پیشنهاد می‌نمایند. در این شیوه با استفاده از حل معادلات حاکم بر انتقال تابش در هر یک از گازها و ترکیبات موجود در اتمسفر، اقدام به شبیه‌سازی اثر این ترکیبات بر تابش رسیده به سنجنده به‌صورت معکوس و مرحله به مرحله نموده، نهایتاً انرژی تابشی گسیل شده از سطح و دمای سطح را تعیین می‌نمایند.

این عملیات به‌وسیله برنامه‌های رایانه‌ای صورت گرفته و برای این منظور، معادلات انتقال انرژی تابشی به‌صورت عددی حل می‌گردند (Cracknell, ۱۹۹۷). این برنامه‌ها، پارامترهای متعددی از مشخصات اتمسفر شامل ترکیبات گازی آن‌ها، محتوای رطوبتی، نیمرخ دمایی و نوسانات ماهانه و فصلی این عوامل را به‌کار می‌گیرند که نیازمند شناخت کافی از مشخصات اتمسفر در ایستگاه‌های زمینی است که معمولاً هم دسترسی به این اطلاعات و هم دستیابی به آن برنامه‌ها و نرم افزارهای پیچیده همیشه ممکن نیست. یکی از شناخته شده‌ترین برنامه‌ها در این زمینه برنامه LOWTRAN و نسخ متعدد آن است (Mather, ۱۹۹۹). در این زمینه به برنامه MODTRAN نیز می‌توان اشاره نمود (Schmugge و همکاران، ۲۰۰۲).

ج- حذف اثر اتمسفر^۲: گاهی به‌جای اصلاح اثر اتمسفر، سعی می‌شود اثر آن در تصویر حذف شود. در این ارتباط دو شیوه کلی وجود دارد: استفاده از دو یا چند تصویر هم‌زمان یا به‌کارگیری دو یا چند نوار حرارتی از یک تصویر در روش دو دید^۳ که به‌وسیله Singh (۱۹۸۴) معرفی شده، از تصویر برداری تقریباً هم‌زمان از یک منطقه استفاده می‌شود. حل هم‌زمان معادله انتقال تابش برای دو تصویر که رابطه خطی تابع پلانک را در سنجنده و سطح زمین بیان می‌نماید، منجر به تعیین ضریب عبور دهندگی اتمسفر^۴ و به‌دنبال آن تعیین دمای سطح می‌شود. در این روش، فرض می‌شود که عبور دهندگی اتمسفر تحت یک زاویه خاص برای دو تصویر هم‌زمان یا تقریباً هم‌زمان، برابر است.

نکته حائز اهمیت در روش دو دید این است که اگر دو تصویر هم‌زمان از یک منطقه، اما با زاویه دید مختلف وجود داشته باشد، می‌توان اثر اتمسفر را برای دو تصویر یک‌سان فرض نمود و همچنین دمای سطح برای هر دو تصویر یکی است. در حالی که به لحاظ زاویه دید متفاوت، دمای درخشندگی متفاوتی برای دو تصویر به‌دست آمده است. بنابراین با جای‌گذاری دمای درخشندگی هر یک از تصاویر، یک دستگاه دو معادله و دو مجهول غیرخطی به‌دست می‌آید که حل عددی آن منجر به تعیین طول اپتیکی و به‌دنبال آن دمای سطح می‌شود. به‌این ترتیب، نیاز به اطلاعات زمینی برای واسنجی دمای سطح مرتفع شده و دمای سطح مستقل از برداشت‌های زمینی به‌وسیله سنجنش از دور تعیین می‌شود. استفاده از این روش در سطوح اقیانوس‌ها و سایر پهنه‌های غیر قابل دسترس و اندازه‌گیری زمینی توصیه شده است.

¹ Atmospheric effects back modeling

² Atmospheric effects elimination

³ Two look method

⁴ Atmospheric transmittance

مسئله اساسی در این روش دسترسی به دو تصویر هم‌زمان از منطقه است. البته، Singh (۱۹۸۴) اذعان می‌دارد که اگر دو تصویر غیرهم‌زمان، اما نزدیک به هم از لحاظ زمانی وجود داشته باشد، می‌توان از این روش استفاده کرد، به شرطی که در فاصله زمانی بین دو تصویر برداری، اثر اتمسفر تغییر نیابد. به‌عنوان مثال، گرد غبار در هوا گسترده نشده باشد.

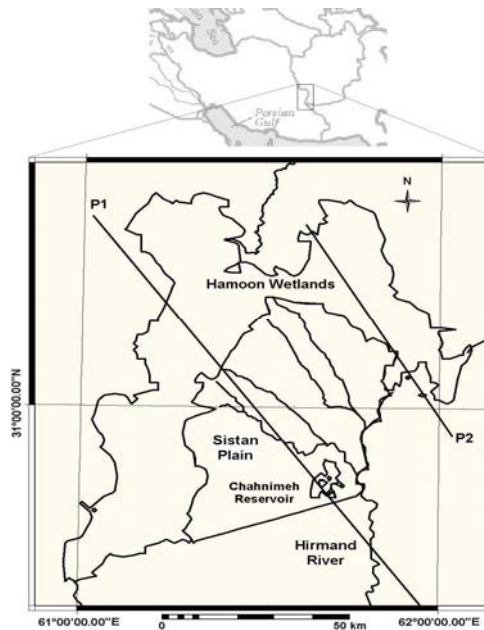
در روش چند نواری^۱ که به نام پنجره مجزا^۲ نیز نامیده می‌شود، از این ایده که اتمسفر در طول موج‌های متفاوت، عکس‌العمل متفاوتی از خود بروز می‌دهد، استفاده شده است. روش پنجره مجزا، کم و بیش از دهه ۱۹۷۰ به‌کار گرفته شده، اما پس از پرتاب ماهواره‌های سری NOAA و تصویر برداری به‌وسیله سنجنده AVHRR، به‌دلیل وجود دو نوار حرارتی نزدیک به هم ۴ و ۵ در این سنجنده‌ها؛ استفاده از این روش، گسترش فراوانی یافته است. ضرایب این روش را می‌توان از طریق مدل سازی اثر اتمسفر که چندان توصیه نشده و واسنجی محلی تعیین نمود. از روش پنجره مجزا تاکنون چندین شکل مختلف ارائه شده که در برخی، دمای درخشندگی کلیه نوارهای فروسرخ حرارتی و فروسرخ میانی AVHRR (نوارهای ۳، ۴ و ۵ در سنجنده AVHRR) به دمای سطح مرتبط می‌شود و در برخی، تنها نوارهای حرارتی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Prince و همکاران، ۱۹۹۸؛ Granger، ۲۰۰۰؛ Ha و همکاران، ۲۰۰۱). استفاده از این شیوه با تصاویر TM⁺ و ETM⁺ نیز گزارش شده (Granger، ۲۰۰۰؛ Allen، ۲۰۰۰؛ Bastiaanssen، ۲۰۰۰) و همچنین، معادلات متعددی برای تصویربرداری‌های روزانه و شبانه به‌صورت مجزا ارائه شده است (Cracknell، ۱۹۹۷؛ Kerr و همکاران، ۲۰۰۰). به‌هر حال، این شیوه نیز نیاز به واسنجی محلی دارد. روش پنجره مجزا از سایر روش‌های ذکر شده از مقبولیت و مطلوبیت بیشتری برخوردار است و در اکثر تحقیقات و مطالعات از آن استفاده می‌شود. در این مقاله، با استفاده از اطلاعات زمینی هم‌زمان با تصویر برداری، صورت‌های متفاوتی از روش پنجره مجزا در محدوده دشت سیستان برای تخمین توزیعی دمای سطح زمین شامل سطوح آبی، خاک و پوشش گیاهی، واسنجی شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد تحقیق: دشت سیستان در محدوده جغرافیایی ۳۵° ۳۰' تا ۳۱° ۲۰' عرض شمالی و ۶۱° ۱۵' تا ۵۵° ۶۱' طول شرقی قرار دارد و دارای حدود ۸۰ هزار هکتار اراضی کشاورزی است (شکل ۱). در این محدوده، دو ایستگاه سینوپتیک هواشناسی زابل و زهک قرار دارند که اطلاعات مورد نیاز از دمای سطح خاک از اطلاعات برداشت شده در آن‌ها استخراج شده است. قدمت آمار برداری در این ایستگاه‌ها به ترتیب بالغ بر ۴۳ و ۱۳ سال است. اما در این تحقیق، از اطلاعات مربوط به سال‌های ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۲ میلادی استفاده شده است. در محدوده مورد نظر، دانش کار آراسته (۱۳۸۳) برای دمای سطح آب از روش پنجره مجزا، معادلات جدول ۱ را پیشنهاد و مورد بررسی قرار داده است. وی معادله ردیف شش را انتخاب و مورد ارزیابی قرار داد. وی نشان داد که علی‌رغم ضریب تعیین نه‌چندان مطلوب در مرحله توسعه روابط، این رابطه به‌وسیله آزمون F در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد و در مرحله اعتبارسنجی با آزمون χ^2 در سطح معنی‌داری ۹۹ درصد، مورد تأیید قرار گرفته و دارای خطای نسبی متوسطی معادل شش درصد است. در جدول ۱، T_s ، دمای سطح؛ T_{B4} و T_{B5} ، به ترتیب دمای درخشندگی نوارهای ۴ و ۵ سنجنده AVHRR و همگی بر حسب درجه سانتی‌گراد می‌باشند.

¹ Multi-Channel Method

² Split Window



شکل ۱- محدوده مورد پژوهش

روش تحقیق

چنانچه قبلاً ذکر شد، مدل‌های تصحیح اثر اتمسفر به اطلاعات گسترده و بسیار دقیقی از نیمرخ اتمسفر نیاز دارند که در محدوده مطالعاتی، چنین اطلاعاتی فراهم نبود. از طرف دیگر به برنامه‌های مورد نیاز برای مدل سازی اتمسفر نیز دسترسی وجود نداشت. لذا، استفاده از این شیوه برای برآورد دمای سطح منتفی شد. از طرف دیگر، روش دو دید مستقل از اطلاعات زمینی است و در محدوده مطالعاتی به دلیل محدودیت تعداد ایستگاه‌های زمینی، اطلاعات ناچیزی در اختیار قرار دارد؛ لذا به کارگیری این شیوه بسیار مناسب تشخیص داده شد. اما، در میان حدود ۱۵۰ گذر تصویر اخذ شده، تصاویری تقریباً هم‌زمان، وجود نداشت. در نتیجه، استفاده از این روش نیز میسر نشد. بنابراین، از روش واسنجی تصاویر با استفاده از اطلاعات زمینی برای تعیین دمای سطح بهره‌گیری شد. برای این منظور صور متفاوتی از معادلات پنجره‌های مجزای مندرج در جدول ۲ به کار گرفته شد. در این جدول، ε_4 و ε_5 ، به ترتیب گسیلندگی سطح در نوارهای مزبور؛ $\bar{\varepsilon}$ ، میانگین گسیلندگی‌ها؛ $\Delta\varepsilon$ ، اختلاف دو گسیلندگی؛ a, b, c, d, e, f, g، ضرایب رگرسیونی بوده و سایر متغیرها قبلاً تعریف شده‌اند.

معادلات مورد بررسی به وسیله دانش کار آراسته (۱۳۸۳) با توجه به هدف کاربرد در محدوده توده‌های آبی هامون‌ها توسعه یافته است. در صورتی که دمای سطح خاک مورد توجه باشد، باید علاوه بر دمای درخشندگی نوارهای متفاوت از گسیلندگی سطح در آن نوارها نیز استفاده شود (Dash, ۲۰۰۴). تعیین گسیلندگی سطح زمین یکی از محدودیت‌ها است و به کارگیری معادلات پنجره مجزا با اعمال اثر گسیلندگی سطح در این منطقه به سادگی امکان پذیر نیست.

جدول ۱- واسنجی دمای درخشندگی برای تعیین دمای سطح در سیستان (دانش کار آراسته، ۱۳۸۳)

ردیف	معادله	R^2 (%)
Eq1	$T_S = 0.66 T_{B4} + 15.8$	۴۶
Eq2	$T_S = 0.63 T_{B5} + 15.4$	۴۳
Eq3	$T_S = -7.2 + 1.36 T_{B4} - 0.011 T_{B4}^2$	۴۷
Eq4	$T_S = -7.5 + 1.45 T_{B5} - 0.012 T_{B5}^2$	۴۵
Eq5	$T_S = 9.3 + 0.77 T_{B4} - 0.17 T_{B5}$	۴۷
Eq6	$T_S = 8.93 + 0.53 T_{B4} - 0.16(T_{B4} - T_{B5})$	۶۰

جدول ۲- معادلات پنجره‌های مجزای به کار گرفته شده در تحقیق

منبع	معادله	نماد
McClain و همکاران (۱۹۸۵)	$T_S = a + b(T_{B4} - T_{B5})$	Eq1
Li و Becker (۱۹۹۰)	$T_S = a + b\left(\frac{T_{B4} + T_{B5}}{2}\right) + c\left(\frac{T_{B4} - T_{B5}}{2}\right)$	Eq2
Li و Becker (۱۹۹۰)	$T_S = a + bT_{B4} + cT_{B5} + d\varepsilon_4 + e\varepsilon_5$	Eq3
Dash (۲۰۰۴)	$T_S = a + \left[b + c\left(\frac{1-\bar{\varepsilon}}{\varepsilon}\right) + d\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right] \left(\frac{T_{B4} + T_{B5}}{2}\right) + \left[e + f\left(\frac{1-\bar{\varepsilon}}{\varepsilon}\right) + g\frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right] \left(\frac{T_{B4} - T_{B5}}{2}\right)$	Eq4
Uliveri و همکاران (۱۹۹۲)	$T_S = a + bT_{B4} + c(T_{B4} - T_{B5}) + d(1-\bar{\varepsilon})$	Eq5

روابط تجربی ارائه شده برای تخمین گسیلندگی سطح از شاخص‌های گیاهی مانند NDVI^۱ به صورت معادلات خطی و غیرخطی (Sobrino و Raissouni، ۲۰۰۰؛ Van de Geind، ۱۹۹۳)، با اینکه مقبولیت و کاربرد گسترده به دلیل ماهیت تجربی دارند، ذاتاً قابل کاربرد در تمامی اقلیم‌ها و مناطق نمی‌باشند (Gieske و همکاران، ۲۰۰۳). در نتیجه، در این تحقیق میزان اثر این کمیت بر دقت روابط نیز مورد بررسی قرار گرفته است. متغیرهای دمای درخشندگی و گسیلندگی برای تعداد ۳۲ گذر تصویر AVHRR از طریق پردازش تصویر استخراج شد و در مقابل دمای سطح خاک اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های منطقه برای تعیین ضرایب معادلات به کار گرفته شد. در این ارتباط، ۳۰ درصد از اطلاعات (تعداد ده تصویر) برای اعتبارسنجی معادلات از قبل کنار گذاشته شد و ۷۰ درصد باقی مانده (تعداد ۲۲ تصویر) برای توسعه معادلات به کار رفت. متغیرهای گسیلندگی نوارهای ۴ و ۵ با استفاده از روابط ارائه شده در منابع (Sobrino و Raissouni، ۲۰۰۰؛ Van de Geind، ۱۹۹۳) محاسبه و در مدل‌سازی به کار گرفته شده است.

نتایج و بحث

جدول (۳) ضرایب معادلات مندرج در جدول (۲) را نشان می‌دهد. چنانچه ملاحظه می‌شود، معادلات Eq1 و Eq3 دارای ضرایب تعیین بسیار پایینی بوده و از تحلیل‌ها کنار گذاشته شده‌اند. اما روابط Eq2، Eq4 و Eq5 دارای ضرایب تعیین برابر یا اندکی بیش‌تر از ۶۰ درصد می‌باشند. چنانچه در این جدول ملاحظه می‌شود، علاوه بر ضرایب رگرسیونی و ضرایب تعیین، درصد خطای نسبی متوسط و مقدار χ^2 مشاهده‌ای نیز ارائه شده است. کم‌ترین خطای نسبی مربوط به Eq4 برابر ۵/۳ درصد می‌باشد.

همچنین، مشاهده می‌شود که علی‌رغم تعیین نه‌چندان مطلوب، معادلات Eq2 و Eq4 به‌وسیله آزمون χ^2 در مرحله اعتبارسنجی در سطح معنی‌داری ۹۵ درصد مورد تأیید قرار گرفته‌اند و معادله Eq5 علی‌رغم خطای نسبی کم‌تر از معادله Eq2 به‌وسیله این آزمون در مرحله اعتبارسنجی در سطح معنی‌داری مورد نظر، تأیید نشده است. شکل ۲ نتایج اعتبارسنجی را به صورت گرافیکی نمایش می‌دهد. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود، معادلات مردود شناخته شده، پراکنش بیش‌تری حول نیمساز ربع اول (خط ۱:۱) دارند.

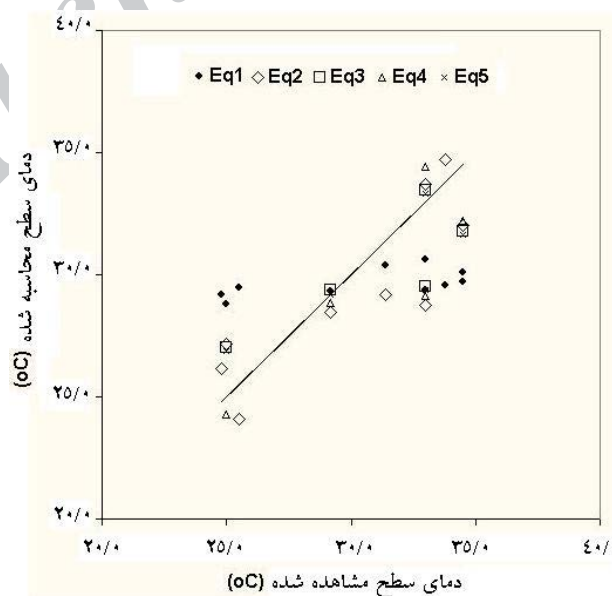
از طرف دیگر، نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که علی‌رغم پیچیده‌تر شدن معادلات با افزودن متغیر گسیلندگی سطح، نتایج تفاوت قابل توجهی ننموده‌اند. این نکته به‌وسیله Kerr و همکاران (۲۰۰۰) نیز مورد تأکید قرار گرفته است.

^۱ Normalized Difference Vegetation Index

جدول ۳- نتایج واسنجی معادلات پنجره‌های مجزای جدول ۲

معادله	ضرایب	ضریب تعیین (%)	خطای نسبی متوسط (%)	χ^2
Eq1	$28/2a=$ $1b=$	۱۰	۱۱	۴/۸۰
Eq2	$9/31a=$ $0/5b=$ $1/05c=$	۶۰	۶/۱	۰/۱۵۵*
Eq3	$38/6a=$ $0/04b=$ $0/3c=$ $14/3d=-$ $13/4e=-$	۳۳	۵/۷	۱/۸۳
Eq4	$11/7a=$ $10/1b=-$ $27/2c=-$ $1106d=-$ $2163e=$ $5590f=$ $227646g=$	۶۱/۶	۵/۳	۰/۲۵*
Eq5	$10/9a=$ $0/37b=$ $0/32c=-$ $27/7d=$	۶۰	۵/۶	۱/۸۳

* معنی داری آزمون در سطح ۹۵ درصد



شکل ۲- نتایج معادلات متفاوت پنجره‌های مجزای جدول (۲) در مرحله اعتبارسنجی

برای بررسی اختلاف میان معادلات Eq2 و Eq4 از جدول (۳) و معادله Eq6 از جدول ۱، آزمون‌های پارامتری F و ناپارامتری KW^۱ بر میانگین و میانه نتایج معادلات، مورد استفاده قرار گرفت. مقدار p آزمون F معادل ۰/۰۵۲۲ نشان می‌دهد که میانگین نتایج سه معادله در سطح ۹۵ درصد، اختلاف معنی‌داری ندارند. همچنین، مقدار p آزمون KW معادل ۰/۰۷۴۵ حاکی از عدم معنی‌داری اختلاف میانه‌های نتایج معادلات در سطح معنی‌داری ۹۵ درصد است. پژوهش‌های Oesch و همکاران (۲۰۰۱) در محدوده ارتفاعات آلپ در اروپا نیز حاکی از عدم تفاوت نتایج این روش‌ها است.

بنابراین، افزایش متغیرهای گسیلندگی سطح هیچ مزیتی نداشته و در عین حال این محدودیت را اعمال می‌نماید که روابط مورد استفاده در تعیین گسیلندگی مربوط به سطح خاک و پوشش گیاهی است و برای توده‌های آب سطحی کارایی ندارد. لذا، معادله Eq6 از جدول ۱ که به‌وسیله دانش کار آراسته (۱۳۸۳) ارائه شده بود، به‌دلیل سادگی و نیاز به متغیر کم‌تر و امکان استفاده هم در سطح خاک و پوشش گیاهی و هم سطوح آب آزاد (به‌دلیل عدم وابستگی به گسیلندگی سطح)، مناسب‌تر تشخیص داده شد و توزیع دما در سطح منطقه بر مبنای این معادله مورد بررسی قرار گرفت.

شکل ۳ نقشه توزیع دمای سطح در محدوده سیستان را برای تصویربرداری مورخ ۱۹۹۶/۵/۲۴ نشان می‌دهد. چنانچه در این شکل ملاحظه می‌شود، در محدوده هامون‌ها یک دامنه تغییرات ۱۲ درجه سانتی‌گرادی از ۲۰ تا ۳۲ درجه سانتی‌گراد به‌چشم می‌خورد.

نیم‌رخ دمایی شکل ۴ در ناحیه ۲ تأکیدی بر این مدعا است. چنانچه در شکل ۴ مشاهده می‌شود، نواحی ۲، ۴ و ۶ که به ترتیب شامل سطوح آب آزاد هامون‌ها، مخزن چاه نیمه و رود هیرمند است، نسبت به اراضی بایر بالادست هامون‌ها (ناحیه ۱)، دشت سیستان (ناحیه ۳) و اراضی بایر پایین دست منطقه (نواحی ۵ و ۷) از دمای کم‌تری برخوردار می‌باشند. به پیروی از دمای درخشندگی، نواحی دارای پوشش گیاهی و خاک هامون پوزک و حاشیه هامون‌های صابری و هیرمند که فاقد آب آزاد می‌باشند، دمای سطح بیش‌تر و در محدوده آب‌های آزاد هامون‌ها، دما کم‌تر است (شکل ۳). نیم‌رخ دمایی شکل ۵ که مربوط به امتداد P2 در شکل ۱ می‌باشد، این موضوع را مورد تأکید قرار می‌دهد. نواحی ۱ و ۳ در شکل ۵ مربوط به سطوح آب آزاد هامون پوزک، ناحیه ۲ مربوط به نی‌زارها و محدوده دارای پوشش گیاهی تالاب پوزک بوده و ناحیه ۴ اراضی بایر جنوب هامون پوزک را شامل می‌شود. در محدوده دارای آب آزاد (شکل ۳، ناحیه ۲ در شکل ۴ و ناحیه ۱ در شکل ۵)، دامنه تغییرات دما حدود سه درجه سانتی‌گراد (از ۲۰ تا ۲۳ درجه سانتی‌گراد) است که حداقل دما مربوط به نقاط عمیق شمال هامون صابری است (ناحیه ۲ در نیم‌رخ دمایی شکل ۴). البته بر خلاف انتظار، آب‌های عمیق مخزن چاه نیمه، دمای بالاتری را نشان می‌دهند (ناحیه ۴ در نیم‌رخ دمایی شکل ۴) که به‌علت اثر سلول‌های مرزی است. یعنی به‌دلیل اندازه سلول‌های ۱۱۰۰ متری تصاویر، مرزهای چاه نیمه به‌دقت تفکیک نشده و مقادیر سلول‌های مرزی، میانگینی از دمای سطح آب و سطح خاک فاقد پوشش گیاهی مجاور مخزن را ارائه می‌نمایند. لذا، تصویر مزبور برای بررسی تبخیر از سطح مخزن چاه نیمه مناسب نیست.

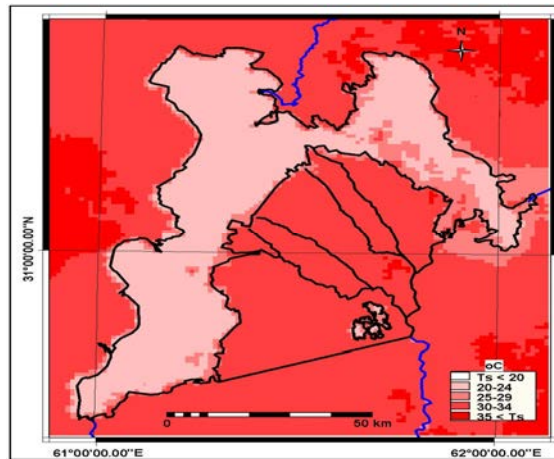
در محدوده دشت سیستان، دما در دامنه ۲۶ تا ۳۶ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌نماید. محدوده کشت‌زارهای سیستان دارای دمایی بین ۳۰ تا ۳۲ درجه سانتی‌گراد و محدوده جنوب هامون پوزک دارای دمایی بین ۲۶ تا ۲۸ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۳ و ناحیه ۳ در شکل ۴). در صورتی که از محدوده هامون‌ها و کشت‌زارهای سیستان به سمت نواحی فاقد پوشش گیاهی حرکت شود، به دمای سطح افزوده می‌شود (نواحی ۵ و ۷ در شکل ۴ و ناحیه ۴ در شکل ۵).

علت مشاهده دمای کم‌تر در جنوب هامون پوزک، احتمالاً فرآیند سرمایشی تبخیر-تعرق^۲ می‌باشد. همین فرآیند در خط سیر رودخانه هیرمند و سایر آبراهه‌های منتهی به هامون‌ها با شدتی کم‌تر مشاهده می‌شود. تفاوت دما بین نواحی ۲ و ۴ در شکل ۵ حاکی از کاهش دما در محدوده دارای پوشش گیاهی هامون پوزک است که چنانچه ذکر شد،

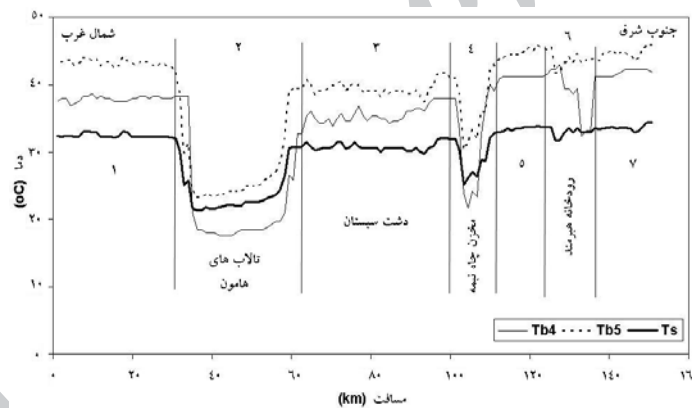
^۱ Kruskal-Wallis Test

^۲ Evaporative cooling

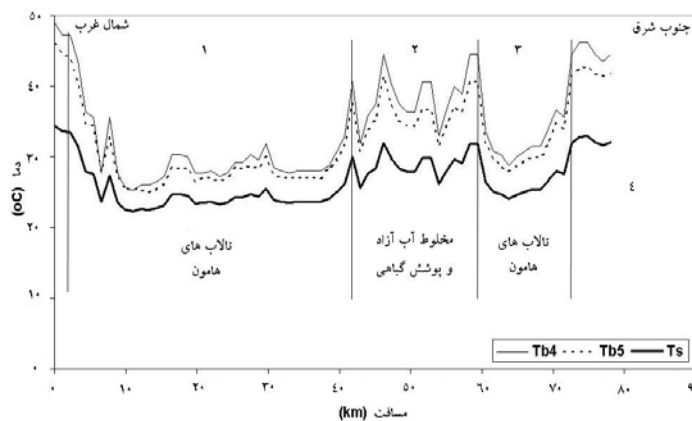
احتمالاً به این فرآیند مربوط بوده و یا ممکن است، اختلاط سلول‌های دارای آب آزاد با سلول‌های دارای پوشش گیاهی موجب آن شده باشد. به هر حال، قدرت تفکیک مکانی تصاویر مورد استفاده، در این ارتباط ناکافی بوده و از محدودیت‌های این تحقیق به‌شمار می‌رود. با توجه به ناحیه ۵ در شکل ۴ ملاحظه می‌شود که در امتداد وزش باد غالب در منطقه (راستای شمال غربی به جنوب شرقی) شیب نیم‌رخ‌های دمای درخشندگی نوارهای ۴ و ۵ و دمای سطح افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده افزایش دما در راستای باد غالب است. این نکته حکایت از شارش انرژی محسوس در منطقه از اراضی بالادست دارد که از ویژگی‌های محدوده سیستان می‌باشد.



شکل ۳- نقشه توزیع دمای سطح در محدوده سیستان، مورخ ۱۹۹۶/۵/۲۴



شکل ۴- نیم‌رخ دمایی محدوده مورد تحقیق (امتداد P1 شکل ۱)



شکل ۵- نیم‌رخ دمایی محدوده مورد تحقیق (امتداد P2 در شکل ۱).

نتایج به دست آمده در این تحقیق را می توان به صورت زیر جمع بندی نمود:

۱. واسنجی معادله پنجره مجزا در ناحیه سیستان، نشان داد که پیچیده تر شدن معادلات با افزایش متغیر گسیلندگی، دقت نتایج را به مقدار معنی داری افزایش نمی دهد. لذا، صور ساده تر معادله از دیدگاه کاربردی ارجحیت دارند.
 ۲. معادله $TS = 8.93 + 0.53TB4 - 0.16(TB4 - TB5)$ ، تنها معادله ای بود که در سطح معنی داری ۹۹ درصد در مرحله توسعه روابط، مورد تأیید قرار گرفت.
 ۳. خطای نسبی متوسط معادله انتخاب شده حدود شش درصد بود.
 ۴. صور پیچیده تر معادله پنجره مجزا که با آزمون های آماری مراحل توسعه و اعتبارسنجی در سطح معنی داری ۹۵ درصد تأیید شده بودند، با معادله انتخابی در سطح ۹۵ درصد اختلاف معنی داری نداشتند.
- با توجه به نتایج به دست آمده، دقت روابط توسعه یافته و انتظار کسب نتایج بهتر و با دقت بیشتر از روش دو دید از دیدگاه نظری، پیشنهاد می شود تعدادی جفت تصویر تقریباً هم زمان از منطقه تهیه شود و ضمن استخراج دمای سطح به صورت توزیعی از این روش، نتایج با روش پنجره مجزا مقایسه شود. همچنین، با توجه به قدرت تفکیک مکانی بهتر تصاویر Landsat-TM/ETM+ و وجود نوارهای فرورسرخ میانی و حرارتی در این سنجنده ها، پیشنهاد می شود با تکرار تحقیق در محدوده مخزن چاه نیمه و نیزارهای هامون پوزک نتایج مورد تدقیق قرار گیرد.

منابع مورد استفاده

۱. دانش کار آراسته، پ. ۱۳۸۳. توسعه یک مدل توزیعی برآورد تبخیر منطقه ای با بهره گیری از فنون سنجنش از دور (مطالعه موردی دریاچه هامون). رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۵۰ صفحه.
2. Allen, R.G. 2000. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology*, 229:27-41.
3. Bastiaanssen, W.G.M. 2000. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin-Turkey. *Journal of Hydrology*, 229:87-100.
4. Bolgrien, D.W., N.G. Granin and L. Levin. 1995. Surface temperature dynamics of Lake Baikal observed from AVHRR images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 61:211-216.
5. Cracknell, A.P. 1997. The advanced very high resolution radiometer (AVHRR). Taylor and Francis Ltd., London, U.K., 534 p.
6. Dash, P. 2004. Land surface temperature and emissivity retrieval from satellite measurements. Ph.D. Thesis, University of Karlsruhe, Germany, 87 p.
7. Gieske, A.S., M.T. Wubett, W.J. Timmermans, G.N. Parodi, P. Wolski and A. Arneht. 2003. Temperature-emissivity separation with ASTER and LANDSAT 7 validation on the fringe of the Okavango Delta-Botswana. http://www.itc.nl/library/Papers_2003/peer_ref_conf/gieske.pdf.
8. Granger, R.J. 2000. Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229:70-76.
9. Ha, K.J., H.M. Oh and K.Y. Kim. 2001. Inter-annual and inter-annual variability of NDVI, LAI and Ts estimated by AVHRR in Korea. *Korean Journal of Remote Sensing*, 17(2):111-119.
10. Kerr, Y.H., J.P. Lagouarde, F. Nerry and C. Otle. 2000. Land surface temperature retrieval techniques and applications: Case of the AVHRR. In: Quattrochi, D.A. and J.C. Luvall (Eds.), *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*, CRC Press, Boca Raton, F.L., U.S.A., 33-109.
11. Mather, P.M. 1999. Computer processing of remotely sensed images: an introduction. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, U.K.
12. McClain, E.P., W.G. Pichel and C.C. Walton. 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 90:587-601.
13. Miller, W. and E. Millis. 1989. Estimating evaporation from Utah's Great Salt Lake using thermal infrared satellite imagery. *Water Resources Bulletin*, 25:541-550.
14. Njoku, E.G. and O.B. Brown. 1993. Sea surface temperature. In: Gurney, R.J., J.L. Foster and C.L. Parkinson, (Eds.), *Atlas of satellite observations related to global change*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 237-249.
15. Oesch, D., S. Wundele and A. Hauser. 2001. Land surface temperature retrieval from NOAA-AVHRR over the Alps. *Proceedings of 2001 EUMETSAT Meteorological Satellite Data Users Conference*, Antalya, Turkey.
16. Okamoto, K. 2001. *Global environment remote sensing*. Ohmsha Ltd., Tokyo, Japan, 23-26.

17. Prince, S.D., S.J. Goetz, R.O. Dubaya, K.P. Czajkowski and M. Thawley. 1998. Influence of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapor pressure deficit using advanced very high-resolution radiometer satellite observations: Comparison with field observations. *Journal of Hydrology*, 212/213:230-249.
18. Rott, H. 2000. Physical principles and technical aspects of remote sensing. In: Schultz, G.A. and E.T. Engman, (Eds.), *Remote sensing in hydrology and water management*, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, Germany, 15-39.
19. Schmugge, T.J., W.P. Kustas, J.C. Ritchie, T.J. Jackson and A. Rango. 2002. Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25:1367-1385.
20. Singh, S.M. 1984. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellite: the advanced very high resolution radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, 5:161-183.
21. Sobrino, J.A. and N. Raissouni. 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21:353-366.
22. Uliveri, C.M.M., R.F. Castronuovo and A. Cardillo. 1992. A split-window algorithm for estimating land surface temperature from satellite. COSPAR, Washington D.C., U.S.A.
23. Van de Griend, A.A. and M. Owe. 1993. On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surface. *International Journal of Remote Sensing*, 14(6):119-131.
24. Yang, J. and Y.Q. Wang. 2002. Estimation of land surface temperature using Landsat 7 ETM⁺ thermal infrared and weather station data. http://www.itrs.uri.edu/research/LST_page/paper4.doc.

Archive of SID