

برآورد دما و شاخص پوشش گیاهی سطح زمین با استفاده از داده‌های سنجش از دور (مطالعه موردی: استان همدان)

سمیرا امینی بازبانی* - کارشناس ارشد آبیاری زهکشی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
حمید زارع ایبانه - دانشیار گروه آبیاری زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
مهدی اکبری - دانشیار مؤسسه تحقیقات فنی و مهندسی کشاورزی، البرز، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۶/۰۱ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۵/۱۳

چکیده

یکی از عوامل مهم برای استفاده بهینه از منابع موجود آب در بخش کشاورزی، تعیین آب مورد نیاز در سطح دشت‌های کشاورزی است و برای برآورد دقیق آن، به اطلاعاتی در خصوص وضعیت پوشش گیاهی، مانند میزان، پراکنش و دمای سطح پوشش گیاهی نیاز است که تهیه آنها به کمک سنجش از دور به سادگی انجام می‌شود. بنابراین در پژوهش پیش رو به کمک سنجش از دور، تراکم و پراکنش مکانی پوشش گیاهی و دمای پوشش سطح زمین در استان همدان تعیین شد. ابتدا با پیش‌پردازش اطلاعات ۱۲ تصویر ماهواره Landsat 7 ETM+ (۱۳۸۱-۱۳۷۷)، ضریب بازتاب پوشش سطح زمین و ضریب تابش پوشش سطح زمین در باندهای مختلف به دست آمد و شاخص گیاهی NDVI تعیین شد و تراکم و پراکنش پوشش گیاهی و دمای پوشش سطح زمین با استفاده از الگوریتم سیال برآورد گردید. برای تعیین دقت، مقادیر برآورد شده و دمای پوشش سطح زمین محاسبه شده از تصاویر ماهواره‌ای با مقادیر اندازه‌گیری شده در عمق ۵ سانتی‌متری خاک در ایستگاه‌های هواشناسی مقایسه شدند. نتایج نشان داد که دمای سطح زمین برآورد شده از اطلاعات سنجش از دور، مطابقت قابل قبولی با آمار ثبت شده در ایستگاه‌های هواشناسی دارد و بین مقادیر دمای پوشش سطح برآورد شده و اندازه‌گیری شده، اختلاف معنی‌داری دیده نمی‌شود. نتایج کلی نشان داد که الگوریتم سیال با ضریب همبستگی $+0.75$ ، ریشه میانگین مربعات خطای $0.4/5$ درجه و میانگین خطای مطلق $0.2/4$ درجه، از دقت قابل قبولی برخوردار است.

کلیدواژه‌ها: تراکم پوشش گیاهی، دمای سطح زمین، سنجش از دور، همدان.

مقدمه

آگاهی از توزیع مکانی و زمانی دمای سطح زمین برای تعیین بیلان انرژی زمین، مطالعات هواشناسی، اقلیمی و تبخیر و تعرق ضروری است. دمای سطح زمین مقدار خالص انرژی است که تحت شرایط اقلیمی در سطح زمین متوازن شده و به

مقدار انرژی رسیده به سطح زمین، گسیلندگی سطح، رطوبت و جریان هوای اتمسفر، بستگی دارد. دمای سطح زمین را می‌توان با استفاده از تابش مادون قرمز که از سطح زمین ساطع می‌شود، به کمک معادله معکوس پلانک برآورد کرد (روتز، اولسن و فیسچر، ۱۹۹۴). در سنجش از دور، دمای سطح زمین که در بالای اتمسفر به وسیله سنجنده‌ها به دست می‌آید را دمای روشنایی می‌نامند. با توجه به اینکه بخشی از تابش ساطع شده از سطح زمین در باند مادون قرمز، پیش از اینکه به سنجنده برسد، به وسیله ذرات موجود در جو به ویژه بخار آب، جذب می‌شود، از این رو دمای روشنایی ثبت شده در سنجنده کمتر از دمای واقعی در سطح زمین است و تفاوت معنی داری با دمای واقعی سطح زمین دارد. برای تعیین دمای واقعی سطح زمین از الگوریتم‌های گوناگونی چون مدل سبال استفاده می‌شود. سبال یک الگوریتم سنجش از دور است که تعادل انرژی سطحی لحظه‌ای را برای هر پیکسل از یک تصویر ماهواره‌ای انجام می‌دهد (باستیانسن، ۲۰۰۲). در این الگوریتم‌ها از باندهای مادون قرمز حرارتی سنجنده استفاده می‌شود (اوی دراری، گوارد، کزاجکوسکی، سابرنو و ورموت، ۲۰۰۲). همچنین برای برآورد دمای سطح زمین لازم است تغییرات گسیلندگی سطح زمین مد نظر قرار گیرد. در عمل گسیلندگی سطح زمین را نمی‌توان به طور مستقیم با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای تعیین کرد، اما با توجه به اینکه مقدار گسیلندگی تابعی از تراکم پوشش گیاهی است، می‌توان مقدار آن را به طور غیر مستقیم با تعیین شاخص‌های پوشش گیاهی از اطلاعات ماهواره‌ای برآورد کرد. از جمله شاخص‌های گیاهی، شاخص تفاضل پوشش گیاهی نرمال شده است که به وسیله باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک برآورد می‌شود. شاخص تفاضل گیاهی نرمال شده برای ماهواره لندست به صورت رابطه ۱ تعریف شده است (پوکس، کنها، پیرا و آلن، ۲۰۱۳).

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad \text{رابطه ۱}$$

ρ_4 و ρ_3 به ترتیب بازتاب طیفی باندهای شماره ۳ و ۴ ماهواره لندست هستند.

در رابطه با برآورد دمای سطح با استفاده از الگوریتم‌های مختلف، مطالعات زیادی انجام شده است که در ادامه به برخی از آنها اشاره می‌شود. جیانگ و تیان (۲۰۱۰) در پژوهشی با استفاده از شاخص‌های گیاهی، اثرهای زیان بار تغییرات پوشش و کاربری سطح زمین روی دمای سطح زمین را از سه تصویر سنجنده TM و ETM+ بررسی کردند. برای این کار شاخص پوشش گیاهی - دما (TVX)^۱ را از تصاویر به دست آوردند. نتایج آنان نشان داد که تغییر کاربری زمین یک عامل مهم برای افزایش دمای سطح زمین است. همچنین نتایج این بررسی نشان دهنده درجه حرارت بالا در مناطق با پوشش گیاهی پراکنده و درجه حرارت پایین در مناطق با پوشش گیاهی متراکم بود. رحیمی خوب و همکاران (۱۳۸۳) به کمک سه مدل همبستگی ساده خطی، چند متغیره خطی و غیر خطی، به ارزیابی و مقایسه برآورد دمای بیشینه روزانه هوا در حوزه مطالعاتی آبریز دریاچه ارومیه با استفاده از ۳۲ تصویر ماهواره نوا پرداختند. نتایج این بررسی نشان داد که مدل همبستگی چند متغیره غیر خطی با ریشه میانگین مربعات خطا به میزان ۱/۵۷ و میانگین خطای مطلق (MAE)^۲ با مقدار ۱/۳ درجه، بیشترین دقت را در برآورد بیشینه دمای روزانه هوا دارد. میریعقوب زاده و قنبرپور (۱۳۸۸) نیز به منظور

1. Temperature Vegetation Index

2. Mean Absolute Error (MAE)

برآورد دمای سطح با استفاده از الگوریتم سبال، تصاویر سنجنده ETM+ در حوزه آبخیز وردین از توابع شهرستان اهر در آذربایجان شرقی را مطالعه کردند. ارزیابی نتایج محاسبه دما به کمک الگوریتم سبال با نتایج حاصل از دمای ثبت شده نشان داد که اختلاف بین دمای محاسباتی و مشاهداتی اندک بوده و دمای سطح برآورد شده به کمک دورسنجی از دقت قابل قبولی برخوردار است.

هرب، جانک، محسنی و استفان (۲۰۰۸) طی پژوهشی در سه منطقه مختلف آمریکا، دمای سطح زمین با کاربری‌های مختلف را با استفاده از شار گرمایی استخراج کردند. نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که تعیین دمای سطح خاک لخت از دقت کمتری نسبت به اراضی دارای پوشش گیاهی برخوردار است. علوی‌پناه، سراجیان و خدایی (۱۳۸۷) از ۱۲ تصویر ماهواره نوا در سال ۲۰۰۱، برای تهیه دمای سطحی حاشیه یاردانگ‌های بیابان لوت استفاده کردند. این محققان برای بررسی دقت مدل به دست آمده، هشت اندازه‌گیری زمینی را به منزله نقاط کنترل به کار گرفتند. براساس نتایج این پژوهش با استفاده از تلفیق 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 منطقه مطالعاتی الزامی است. اکبری و کوه‌بنانی (۱۳۸۹) از الگوریتم سبال و طبقه‌بندی درخت تصمیم‌گیری برای دستیابی به دمای سطح زمین استفاده کردند. این محققان با پیش‌پردازش و تجزیه و تحلیل یک تصویر ETM+ در شهر مراغه از توابع استان آذربایجان شرقی، نشان دادند که اختلاف دمای برآوردی به کمک سنجش از دور با دمای برآورد شده از آمار اندازه‌گیری شده دوازده ساله از سطح زمین، کمتر از ۵ درجه اختلاف داشته است و نتیجه گرفتند که روش سنجش از دور را می‌توان روشی مناسب برای برآورد دمای سطح زمین دانست و از آن استفاده کرد.

با توجه به ضرورت آگاهی از توزیع مکانی و زمانی دما و شاخص پوشش گیاهی سطح زمین در بررسی بیلان انرژی، مطالعات هواشناسی، اقلیمی و تبخیر و تعرق، در این پژوهش توزیع مکانی دما و شاخص پوشش گیاهی سطح زمین در پهنه وسیع استان همدان برآورد می‌شود و دمای سطح برآورد شده از اطلاعات ماهواره‌ای با مقادیر اندازه‌گیری شده در عمق ۵ سانتی‌متری خاک در ایستگاه‌های هواشناسی مقایسه خواهند شد.

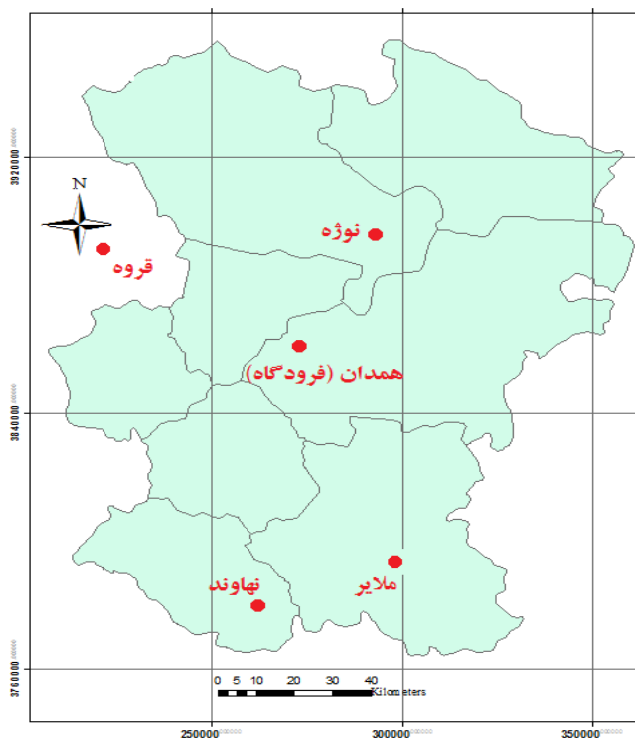
منطقه مطالعاتی

استان همدان با مساحتی حدود ۱۹۵۴۶ کیلومتر مربع، یکی از نواحی کوهستانی غربی کشور است که در مختصات جغرافیایی ۳۳ درجه و ۳۳ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۳۸ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی واقع شده است (شادمانی، معروفی، محمدی و سبزی پرور، ۱۳۹۰). استان همدان از شمال به استان‌های زنجان و قزوین، از شرق به استان مرکزی، از جنوب به استان لرستان و از غرب به استان‌های کرمانشاه و کردستان محدود است. اقلیم استان همدان براساس دیاگرام اقلیمی آمبرژه، نیمه‌خشک سرد است که میانگین دمای حداقل و حداکثر آن ۲/۸ درجه و ۱۹/۲ گزارش شده و بارش بلندمدت سالانه آن ۳۱۲/۳ میلی‌متر است (زارع‌ایبانه، بیات و رکشی و ایلدرومی، ۱۳۹۰). در این پژوهش از داده‌های هواشناسی چهار ایستگاه سینوپتیک استان همدان استفاده شده است. از آنجا که هیچ ایستگاه سینوپتیکی در شهرستان بهار و اسدآباد مستقر نیست، از داده‌های ایستگاه سینوپتیک کمکی قروه

در استان کردستان استفاده شد تا محدوده مورد مطالعه را با دقت بیشتری دربرگیرد. موقعیت و مشخصات ایستگاه‌های سینوپتیکی که در این پژوهش استفاده شده در جدول ۱ و شکل ۱ آورده شده است.

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های سینوپتیکی استفاده شده

ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه دقیقه)	طول جغرافیایی (درجه دقیقه)	ارتفاع (متر)
همدان	۳۴°۵۲'	۴۸°۳۲'	۱۷۴۱
قروه	۳۵°۱۰'	۴۷°۴۸'	۱۹۰۶
نهایند	۳۴°۰۹'	۴۸°۲۵'	۱۶۸۰
نوزه	۳۵°۱۲'	۴۸°۴۳'	۱۶۷۹
ملایر	۳۴°۱۵'	۴۸°۵۱'	۱۷۷۷



شکل ۱. نمای کلی منطقه مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

داده‌ها

داده‌های این پژوهش از آمار درجه حرارت خاک در عمق ۵ سانتی‌متری ایستگاه‌های هواشناسی (جدول ۱) در ساعت ۳ و ۹ گرینویچ (۶:۳۰ و ۱۲:۳۰ محلی)، میان‌یابی دمای خاک در عمق ۵ سانتی‌متری در زمان گذر ماهواره مربوط به سال‌های ۱۳۷۷-۱۳۸۱ و تصاویر ماهواره لندست TM و ETM+ (جدول ۲) جمع‌آوری شده است.

جدول ۲. مشخصات تصاویر استفاده شده

ردیف	تاریخ تصویربرداری (میلادی)	تاریخ تصویربرداری (شمسی)	زمان تصویربرداری (گرینویچ)	زمان تصویربرداری (محلی)	نوع سنجنده
۱	۱ ژوئن ۱۹۹۸	۱۳۷۷/۰۳/۱۱	۰۶:۵۸	۱۰:۲۲	TM
۲	۵ سپتامبر ۱۹۹۸	۱۳۷۷/۰۶/۱۴	۰۶:۵۹	۱۰:۲۳	TM
۳	۸ نوامبر ۱۹۹۸	۱۳۷۷/۰۸/۱۷	۰۶:۵۹	۱۰:۲۳	TM
۴	۱۲ فوریه ۱۹۹۹	۱۳۷۷/۱۱/۲۳	۰۷:۰۰	۱۰:۲۴	TM
۵	۱۹ نوامبر ۱۹۹۹	۱۳۷۸/۰۸/۲۸	۰۷:۱۳	۱۰:۳۷	ETM+
۶	۶ ژوئن ۲۰۰۰	۱۳۷۹/۰۳/۱۷	۰۶:۵۷	۱۰:۲۱	TM
۷	۲۶ سپتامبر ۲۰۰۰	۱۳۷۹/۰۷/۰۵	۰۶:۵۹	۱۰:۲۳	TM
۸	۳ ژولای ۲۰۰۱	۱۳۸۰/۰۴/۱۲	۰۷:۱۰	۱۰:۳۴	ETM+
۹	۸ نوامبر ۲۰۰۱	۱۳۸۰/۰۸/۱۷	۰۷:۰۹	۱۰:۳۳	ETM+
۱۰	۱۹ می ۲۰۰۲	۱۳۸۱/۰۲/۲۹	۰۷:۰۹	۱۰:۳۳	ETM+
۱۱	۷ آگوست ۲۰۰۲	۱۳۸۱/۰۵/۱۴	۰۷:۰۹	۱۰:۳۳	ETM+
۱۲	۲۶ اکتبر ۲۰۰۲	۱۳۸۱/۰۸/۰۴	۰۷:۰۸	۱۰:۳۲	ETM+

پیش‌پردازش اطلاعات ماهواره‌ای

برای تصحیح هندسی تصاویری این پژوهش، از یک تصویر سنجنده استر که قبلاً روی آن تصحیح هندسی انجام گرفته بود، استفاده شد. ابتدا یک لایه رقومی از جاده‌ها و عوارض مشخص روی تصویر ایجاد کرده و سپس با استفاده از این لایه، به انجام تصحیح هندسی اقدام شد.

تصحیحات رادیومتریکی برای کاهش یا حذف دو نوع خطای عمده اتمسفری و دستگاهی به کار می‌رود (فاطمی نصرآبادی و رضایی، ۱۳۸۵: ۱۰۷). تصحیح اتمسفری طی دو مرحله ۱. تبدیل ارزش رقومی به تابش طیفی^۱ و ۲. تبدیل تابش طیفی به بازتاب طیفی^۲ انجام گرفت. در واقع تبدیل ارزش رقومی (DN) به تابش طیفی مرحله اول، تصحیح اتمسفری بود که با استفاده از رابطه ۲ صورت گرفت (کریمی، ۱۳۹۰: ۲۸).

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{MAX} - L_{MIN}}{Q_{CALMAX} + Q_{CALMIN}} \right) \times (DN + Q_{CALMIN}) + L_{MIN} \quad \text{رابطه ۲}$$

در این رابطه؛ DN ارزش رقومی هر پیکسل؛ L_{MAX} و L_{MIN} به ترتیب حداقل تابندگی مورد نیاز برای تولید حداکثر ارزش داده و تابندگی مربوط به ارزش رقومی صفر بر حسب $W/m^2/sr/\mu m$ برای هر باند؛ Q_{CALMAX} و Q_{CALMIN} بیشترین و کمترین ارزش پیکسل واسنجی شده کوانتیزه شده و L_{λ} تابش طیفی برای هر باند بر حسب $W/m^2/sr/\mu m$ است.

1. Spectral radiance
2. Spectral Reflectance

در مرحله دوم از تصحیحات رادیومتریکی، با استفاده از رابطه ۳ تابش طیفی به بازتاب طیفی تبدیل شده است (سیف، ۱۳۸۹: ۳۲).

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \times L_{\lambda} \times d_s^2}{ESUN_{\lambda} + \cos \theta_{sun}} \quad \text{رابطه ۳}$$

در رابطه ۳؛ ρ_{λ} بازتاب طیفی هر باند؛ d_s فاصله نسبی زمین و خورشید (بدون بعد)؛ θ_{sun} زاویه ورودی تابش خورشید (rad) و $ESUN_{\lambda}$ ثابت خورشیدی در هر باند بر حسب $W/m^2/sr/\mu m$ است.

شاخص‌های گیاهی

شاخص تفاضل نرمال شده گیاهی (NDVI) نمادی از شدت و ضعف پوشش گیاهی در منطقه است که از رابطه ۱ به دست آمد (پوکس و همکاران، ۲۰۱۳).

شاخص تعدیل شده گیاهی برای خاک (SAVI) ۲، شاخص تصحیح شده NDVI است. این شاخص اثرهای خاک زمینه و رطوبت خاک را در شاخص NDVI کاهش داده و به کمک رابطه ۴ محاسبه می‌شود (سیف، ۱۳۸۹: ۳۶). L_C فاکتور تصحیح بدون بعد است. مقدار این پارامتر برای پوشش گیاهی متراکم، متوسط و ضعیف، به ترتیب ۰، ۰/۵ و ۱ است. با توجه به مقیاس مد نظر در این مطالعه، مقدار شاخص تعدیل شده گیاهی برای خاک ۰/۵ انتخاب شد.

$$SAVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3 + L_C} (1 + L_C) \quad \text{رابطه ۴}$$

شاخص سطح برگ (LAI) ۳، اندازه مساحت سطح برگ در هر واحد مساحت زمین تعریف می‌شود. LAI با استفاده از رابطه SAVI-LAI به دست آمد (واترز، آلن، تاسومی، ترزا و باستینسن، ۲۰۰۲: ۲۰).

$$LAI = - \frac{\left(\ln \left(\frac{0.69 - SAVI}{0.59} \right) \right)}{0.91} \quad \text{رابطه ۵}$$

گسیل‌مندی سطحی

گسیل‌مندی سطحی، به صورت نسبت انرژی گرمایی تابیده شده از سطح به انرژی گرمایی تابیده شده توسط جسم سیاه در همان دما تعریف می‌شود. در الگوریتم سبال دو نوع گسیل‌مندی سطحی استفاده می‌شود. اولین گسیل‌مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در باند کم پهنای حرارتی است (ϵ_{NB}). دومین گسیل‌مندی معرف رفتار سطحی برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی از ۶ تا ۱۴ میکرومتر است (ε). (کریمی، ۱۳۹۰: ۳۲). گسیل‌مندی سطحی براساس پوشش سطح زمین و با استفاده از روابط تجربی در جدول ۳ محاسبه شده است (کریمی، ۱۳۹۰: ۳۲).

1. Normalized Difference Vegetation Index

2. Soil Adjusted Vegetation Index

3. Leaf Area Index

جدول ۳. روابط تجربی گسیل‌مندی‌های سطحی براساس پوشش سطح زمین

$LAI < 3$	$\epsilon_{NB} = 0.97 + 0.033 \times LAI$	$NDVI \geq 0$
$LAI \geq 3$	$\epsilon_{NB} = 0.98$	
$\alpha < 0.47$ آب	$\epsilon_{NB} = 0.99$	$NDVI < 0$
$\alpha \geq 0.47$ برف		

درجه حرارت تشعشعی پوشش سطح زمین

دمای پوشش سطح زمین از پارامترهای اصلی الگوریتم سبال است. دمای سطحی با استفاده از اطلاعات مربوط به باند حرارتی ماهواره (باند ۶) مطابق رابطه ۶ برآورد شده است (واترز و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۲).

$$T_s = \frac{K_2}{\ln \left[\frac{\epsilon_{NB} \times K_1}{L_e} + 1 \right]} \quad \text{رابطه ۶}$$

که در این رابطه؛ T_s درجه حرارت تشعشعی پوشش سطح زمین ($^{\circ}K$)؛ L_e شار گسیل شده از پوشش سطح زمین در طیف باند حرارتی ($Wm^{-2} \times \mu m$) و K_1 و K_2 ضرایب ثابت برای ماهواره لندست است. با توجه به اینکه در ایستگاه‌های سازمان هواشناسی ایران، مطابق استاندارد سازمان هواشناسی جهانی (WMO) دمای خاک در اعماق مختلف و در ساعات معینی اندازه‌گیری می‌شود، در این بررسی دمای برآورد شده از اطلاعات ماهواره‌ای با دمای خاک در عمق ۵ سانتی‌متری در زمان گذر ماهواره مقایسه شد. نظر به اینکه براساس جدول ۲، زمان گذر ماهواره لندست در تصاویر استفاده‌شده، حدود ساعت ۷ به وقت گرینویچ است و اطلاعات هواشناسی در ساعات ۳ و ۹ گرینویچ اندازه‌گیری شده، مقدار دما در زمان گذر ماهواره به وسیله روش درون‌یابی خطی بین ساعات فوق تعیین شد. بدیهی است که دما در عمق ۵ سانتی‌متری با دمای سطح خاک متفاوت است. در پژوهشی که وزکوئس و همکارانش در منطقه‌ای از اسپانیا انجام دادند، مشخص شد که اختلاف دما بین سطح خاک با دما در عمق ۵ سانتی‌متری در طول روز متغیر است؛ به طوری که در ساعات اولیه صبح این اختلاف ناچیز بوده و پس از آن دمای سطح زمین نسبت به دما در عمق ۵ سانتی‌متری افزایش یافته و در ساعات ۱۲ تا ۱۴ دمای سطح زمین حدود ۱۰ درجه بیشتر از دما در عمق ۵ سانتی‌متری می‌شود؛ در موقع غروب آفتاب دوباره دماهای فوق یکسان و در ساعات شب دمای عمق خاک بیشتر از دمای سطح زمین می‌شود (وزکوئس، ریس و آربولداس، ۱۹۹۷). با توجه به اینکه زمان گذر ماهواره لندست از منطقه در نظر گرفته شده حدود ساعت ۳۰: ۱۰ به وقت محلی است، لذا با توجه به مطالعات رحیمی خوب و همکاران (۱۳۸۴) و وزکوئس و همکاران (۱۹۹۷) برای تعیین دما در سطح زمین، ۸ درجه سانتی‌گراد به داده‌های دما در عمق ۵ سانتی‌متری اضافه شد و نتایج آن مبنایی شد که برای مقایسه با نتایج الگوریتم سبال مورد استفاده قرار گرفت. این مقایسه با استفاده از شاخص‌های آماری به شرح زیر انجام گرفت.

شاخص‌های ارزیابی

شاخص‌های آماری متفاوتی برای سنجش اعتبار و درستی مدل‌ها وجود دارد که از آن جمله می‌توان به ضریب همبستگی^۱ (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE)^۲، کارایی مدل‌سازی (EF)^۳، ضریب جرم باقی‌مانده (CRM)^۴، میانگین خطای مطلق (MAE) و میانگین انحراف (ME)^۵ به شرح زیر اشاره کرد (اکبری، ۱۳۸۳: ۱۳۳-۱۳۴):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} \quad \text{رابطه ۷}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y - \hat{y}_i)^2}{N}} \quad \text{رابطه ۸}$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2 - \sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad \text{رابطه ۹}$$

$$CRM = \frac{\sum_{i=1}^N y_i - \sum_{i=1}^N \hat{y}_i}{\sum_{i=1}^N y_i} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^N |y - \hat{y}_i|}{N} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

$$ME = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)}{N} \quad \text{رابطه ۱۲}$$

که در آن؛ y_i مقادیر اندازه‌گیری شده؛ \bar{y}_i میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده؛ \hat{y}_i مقادیر برآورد شده به کمک مدل و N تعداد کل مشاهدات است. مقدار RMSE نشان می‌دهد که پیش‌بینی‌ها تا چه حد اندازه‌گیری‌ها را بیشتر یا کمتر تخمین زده‌اند. آماره EF مقادیر پیش‌بینی را با میانگین اندازه‌گیری‌ها مقایسه می‌کند. آماره CRM تمایل مدل را برای برآورد بیش از حد یا کمتر از حد در مقایسه با اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد. حداقل مقدار ME و RMSE صفر و حداکثر

1. Correlation Coefficient
2. Root Mean Square Error
3. Modeling Efficiency
4. Coefficient of Residual Mass
5. Mean Error

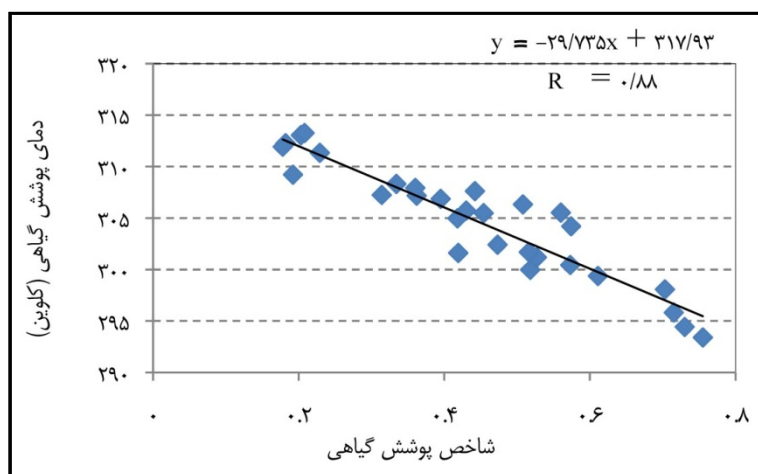
EF برابر یک است. اگر تمام مقادیر اندازه‌گیری و پیش‌بینی باهم برابر شوند، مقدار عددی آماره‌های MAE و RMSE برابر صفر و مقدار EF یک خواهد شد.

برآورد دمای هوا

با توجه به اینکه در الگوریتم سبال در پیکسل‌های سرد (سطوح گیاهی با پوشش متراکم بدون تنش آبی) جریان گرمای محسوس هوا برابر صفر در نظر گرفته می‌شود، یا به بیان دیگر، دمای سطح پوشش گیاهی متراکم برابر دمای هوا در نظر گرفته می‌شود، لذا در این پژوهش دمای سطح اراضی با پوشش گیاهی متراکم در اطراف ایستگاه‌های هواشناسی تعیین و با دمای هوای ثبت‌شده در ایستگاه‌های هواشناسی در زمان گذر ماهواره مقایسه شد.

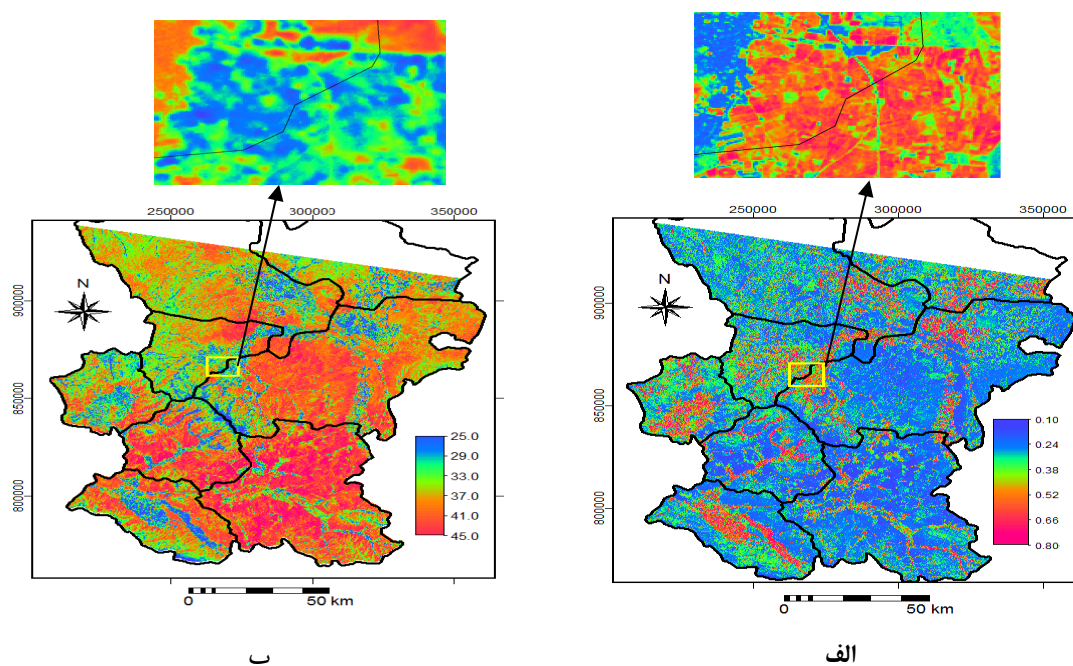
یافته‌های پژوهش

نتایج شاخص پوشش گیاهی و دمای سطح پوشش گیاهی حاکی از آن است که همبستگی بالا و معکوسی بین این دو شاخص برقرار است. با افزایش مقدار شاخص گیاهی دمای پوشش گیاهی کاهش می‌یابد (شکل ۲).



شکل ۲. همبستگی شاخص گیاهی NDVI و دمای سطح اراضی (خرداد ۷۷)

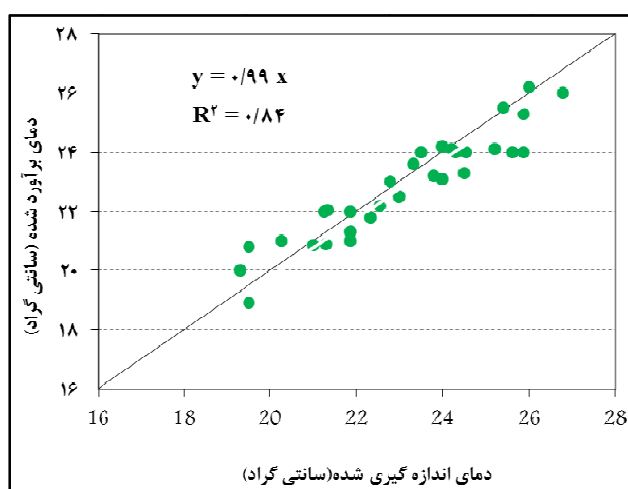
همان‌طور که در شکل ۳ نشان داده شده است، حداکثر دمای سطح اراضی، مربوط به اراضی بایر و بیابانی است و در اراضی کشاورزی با پوشش گیاهی نسبتاً متراکم، دمای سطح اراضی به شدت پایین آمده است؛ به طوری که این اختلاف به حدود ۲۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است. بدیهی است که میزان آب موجود در خاک و تبخیر تعرق گیاه نقش مؤثری در کاهش درجه حرارت پوشش گیاهی دارد. نتایج حاصل از این پژوهش با نتایج سایر محققان، از جمله جیانگ و تیان (۲۰۱۰)، دانش کار آراسته، تجریشی، ثقفیان (۱۳۸۴)، هرب و همکاران (۲۰۰۸) مطابقت دارد.



شکل ۳. شاخص گیاهی NDVI خرداد ۱۳۷۷؛ (ب) دمای سطح زمین خرداد ۱۳۷۷

کاهش و تنک شدن پوشش گیاهی در منطقه، باعث می‌شود آثار بازتاب خاک زمینه، بازتاب پوشش گیاهی را تحت تأثیر قرار دهد و شاخص گیاهی کاهش یابد. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، اراضی کشاورزی با پوشش گیاهی نسبتاً متراکم دارای شاخص گیاهی بیش از $0/4$ هستند. این اراضی عمدتاً اراضی آبی هستند که در دشت‌ها واقع شده‌اند و باغ‌ها و اراضی با پوشش متراکم و بدون تنش آبی را شامل می‌شوند. این نتایج با نتایج پژوهشگران دیگری چون زاکسک و اسکرودتر - هومسکیدت (۲۰۰۹) مطابقت دارد. تصاویر مربوط به شاخص NDVI و دمای سطح زمین (برحسب درجه کلوین) در خردادماه ۱۳۷۷، مبین این مطلب است که مناطق پررنگ هر تصویر که بیشینه مقدار شاخص NDVI و دمای سطح زمین را نشان می‌دهند، باهم ارتباط معکوسی دارند؛ به‌طوری که در مناطق با پوشش گیاهی متراکم، افزایش NDVI با کاهش دمای سطح زمین همراه است و در مناطق زراعی دیم و مرتع ضعیف، کاهش مقدار NDVI افزایش دمای سطح زمین را در پی خواهد داشت (شکل ۳). با توجه به اینکه پایین بودن رطوبت موجود در خاک موجب افزایش درجه حرارت پوشش گیاهی می‌شود، لذا از تلفیق شاخص گیاهی و درجه حرارت پوشش گیاهی، نماد مناسبی به دست می‌آید که می‌توان از آن برای تعیین مناطق دارای تنش آبی استفاده کرد. همچنین با افزایش عمق خاک، تغییرات روزانه درجه حرارت خاک کاهش می‌یابد؛ به‌طوری که در عمق بیش از ۳۰ سانتی‌متری خاک، می‌توان از میزان تغییرات روزانه درجه حرارت خاک صرف نظر کرد. واکنش حرارتی حتی زمانی که گیاهان سبز هستند نیز اتفاق می‌افتد؛ به‌طوری که با بسته شدن روزنه‌های گیاهان، میزان هدررفت آب تعرقی کاهش می‌یابد. با کاهش شار حرارتی نهان برای تعادل بیلان انرژی، شار حرارتی محسوس و به تبع دمای برگ افزایش می‌یابد. در نتیجه این مسئله باعث بالا رفتن اختلاف دمای هوای برگ و اطراف برگ خواهد شد. نتایج مقایسه درجه حرارت سطوح گیاهی متراکم در اطراف ایستگاه‌های هواشناسی با درجه حرارت هوای ثبت شده در زمان گذر ماهواره، نشان داد که اختلاف فاحشی بین این دو

پارامتر وجود ندارد (شکل ۴) که این یافته نیز با نتایج جنگ، ویا و انکتیل (۲۰۰۴) و استیسن، ساندهودل، نورگارد، فنشولت و اکلوند (۲۰۰۷) مطابقت دارد. لذا در مواردی که به دمای هوا نیاز است، می‌توان از دمای سطح اراضی با پوشش گیاهی مترکم با اختلاف قابل قبولی استفاده کرد. این فرض، اساس برآورد جریان گرمای محسوس در الگوریتم بیلان انرژی در سطح زمین است و این سطوح به‌منزله پیکسل‌های سرد (سطوح گیاهی با پوشش مترکم بدون تنش آبی) در نظر گرفته شده و جریان گرمای محسوس هوا برابر صفر فرض می‌شود، یا به بیان دیگر، دمای سطح پوشش گیاهی مترکم معادل دمای هوا در نظر گرفته می‌شود.

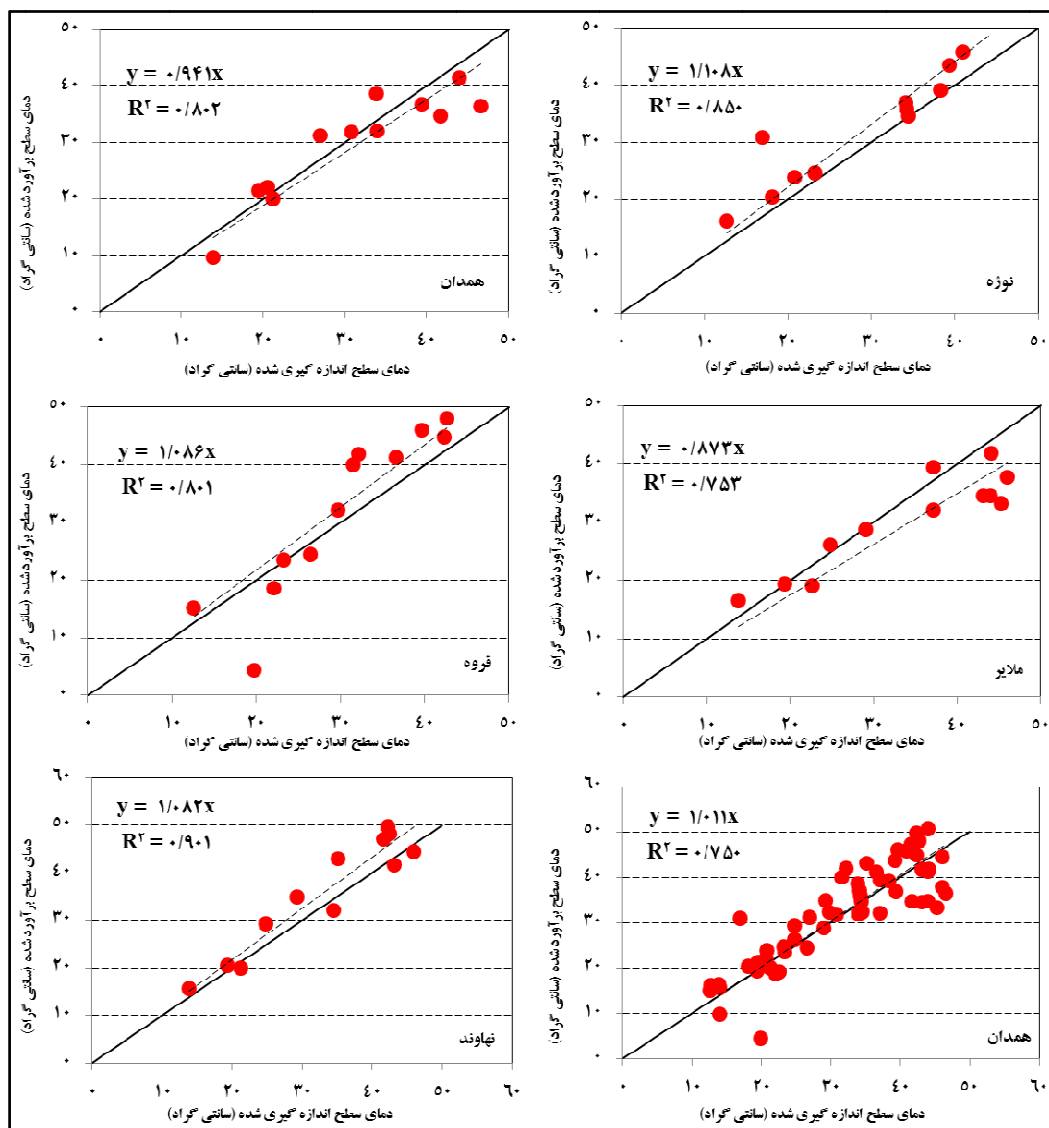


شکل ۴. مقایسه دمای هوای اندازه‌گیری شده و برآورده شده از اطلاعات ماهواره‌ای در تاریخ‌های مختلف

همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، مقادیر دمای سطح برآوردشده و اندازه‌گیری‌شده در ایستگاه‌های مختلف، از پراکنش خوبی در اطراف خط یک به یک برخوردارند.

ضریب همبستگی بین دمای سطح برآورد شده از اطلاعات ماهواره‌ای و مقادیر ثبت‌شده در ایستگاه‌های هواشناسی مطالعاتی بین ۰/۷۵ تا ۰/۹۰ متغیر بود. ضریب همبستگی برای ایستگاه ملایر کمترین مقدار (۰/۷۵) و برای ایستگاه نهاوند بیشترین مقدار (۰/۹۰) است. این ضریب برای سایر ایستگاه‌ها بیشتر از ۰/۸۰ است. ضریب همبستگی برای استان همدان برابر ۰/۷۵ به‌دست آمد و نشان می‌دهد که دمای سطح برآوردشده با استفاده از اطلاعات ماهواره‌ای، از دقت قابل قبولی برخوردار است. برای بررسی‌های بیشتر در مورد دقت دمای سطح برآوردشده به کمک سنجش از دور، از شاخص‌های ارزیابی، مانند ضریب همبستگی (R^2)، ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE)، کارایی مدل‌سازی (EF)، ضریب جرم باقی‌مانده (CRM)، میانگین خطای مطلق (MAE) و میانگین انحراف (ME) استفاده شده است که نتایج آن در جدول ۴ مشاهده می‌شود. این نتایج (جدول ۴) نشان می‌دهد که جذر میانگین مربع خطا بین مقادیر واقعی و برآوردشده از الگوریتم سیال برای ایستگاه‌های مختلف، از ۴/۴ تا ۶/۶ درجه متفاوت است. ایستگاه همدان کمترین اختلاف (۴/۴ درجه) و ایستگاه قروه دارای بیشترین اختلاف (۶/۶ درجه) بود. نتایج کلی نشان داد که جذر میانگین مربع خطا حدود ۵ درجه سانتی‌گراد است که با نتایج اکبری و کوه‌بنانی (۱۳۸۹) مطابقت دارد. نتایج شاخص کارایی مدل‌سازی

نشان داد ایستگاه قروه با ۰/۴۶ دارای کمترین کارایی است و ایستگاه همدان و نهاوند با ۰/۸۱ بیشترین کارایی را دارد. سایر ایستگاه‌ها نیز با توجه به کارایی بیش از ۰/۷۰ در حد قابل قبولی هستند. شاخص CRM تمایل مدل را برای برآورد بیش از حد یا کمتر از حد در مقایسه با اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهد. تغییرات این شاخص بین ۰/۱۳- تا ۰/۱۱ است و برای کل داده‌های استفاده‌شده، مقدار ۰/۰۲- را نشان می‌دهد. این مقدار مبین آن است که مقادیر برآورد شده از دقت خوبی برخوردارند. همچنین شاخص میانگین خطای مطلق و انحراف مدل گویای آن است که مدل با خطای ۴/۲ و انحراف ۰/۷- درجه دمای سطح زمین را برآورد کرده و از دقت قابل قبولی برخوردار است. به‌طور کلی نتایج شاخص‌های ارزیابی الگوریتم سبال در برآورد دمای سطح زمین (جدول ۴) نشان داد که این الگوریتم دقت و ضریب همبستگی نسبتاً بالایی داشته و با نتایج پژوهشگران دیگری چون جیانگ و همکاران (۲۰۱۰)، هرب و همکاران (۲۰۰۸) و میریعقوب‌زاده و قنبر پور (۱۳۸۸) مطابقت دارد.



شکل ۵. دمای سطح زمین برآورد شده با استفاده از الگوریتم سبال و مقادیر اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های هواشناسی همدان، قروه، نهاوند، نوه، ملایر و استان همدان

جدول ۴. نتایج شاخص‌های ارزیابی دقت دمای سطح برآورد شده از اطلاعات ماهواره‌ای

نام ایستگاه	R ²	RMSE (C°)	EF	CRM	MAE (C°)	ME (C°)
همدان	۰/۸۰	۴/۴	-۰/۸۱	۰/۰۴	۳/۶	۱/۴
قروه	۰/۸۰	۶/۶	-۰/۴۶	-۰/۰۶	۵/۳	۱/۸
نهاد	۰/۹۰	۴/۶	۰/۸۱	-۰/۰۸	۳/۹	-۲/۸
نور	۰/۸۵	۵/۲	۰/۷۴	-۰/۱۳	۳/۸	-۳/۸
ملایر	۰/۷۵	۶/۰	-۰/۷۰	۰/۱۱	۴/۷	۳/۶
استان همدان	۰/۷۵	۵/۴	-۰/۷۲	-۰/۰۲	۴/۲	-۰/۷

بحث و نتیجه‌گیری

نتایج پژوهش حاضر و پژوهش‌های انجام‌شده نشان داد که فناوری‌های سنجش از دور می‌تواند نقش مؤثری در تعیین نقشه‌های به‌هنگام پوشش گیاهی، تنش آبی، دمای هوا و دمای سطح زمین و استفاده بهینه از منابع آب آبیاری ایفا کند. تغییرات درجه‌حرارت خاک در اعماق مختلف به عوامل گوناگونی چون نوع خاک، رطوبت خاک، کاربری اراضی، شرایط اقلیمی و تغییرات درجه‌حرارت در سطح خاک بستگی دارد. بیشترین تغییرات درجه‌حرارت در لایه سطحی خاک است و با افزایش عمق خاک، از میزان تغییرات درجه‌حرارت خاک کاسته می‌شود؛ به طوری که در عمق بیش از ۳۰ سانتی‌متر تغییرات روزانه درجه‌حرارت کمابیش ثابت است. برای برآورد تغییرات روزانه، ماهانه و فصلی نیز، پژوهشگران مدل‌های گوناگونی پیشنهاد کرده‌اند که با تلفیق اطلاعات برآوردشده و استفاده از این مدل‌ها می‌توان به تغییرات مکانی و زمانی دست یافت. اندازه‌گیری میزان آب مصرفی در دشت‌ها و سایر اطلاعات زراعی، از جمله سطح زیر کشت، تراکم و الگوی کشت و عملکرد محصول براساس مرز دشت‌ها، می‌تواند در زمان بررسی روند مدیریت آبیاری دشت‌ها متمرکز واقع شود. همچنین، امکانات سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، ابزار مناسب و قابل اعتمادی است که می‌توان از آن برای بررسی پراکنش و تراکم پوشش گیاهی، دمای هوا و سطح پوشش گیاهی، سطوح گیاهی مواجه با تنش‌های محیطی در سطوح مختلف شهرستان، دشت و حوضه استفاده کرد.

از این نتایج می‌توان در برآورد نیاز واقعی آب در سطوح مختلف استفاده کرد و میزان آب تحویلی به محدوده مورد نظر را براساس نیاز آبی واقعی آن که متأثر از سطح کشت واقعی و الگوی کشت است، عرضه کرد. از آنجایی که میزان آب مصرفی براساس دشت‌ها تعیین می‌شود، پیشنهاد می‌شود سایر اطلاعات زراعی، از جمله سطح زیر کشت، عملکرد محصول، تراکم و الگوی کشت نیز براساس مرز دشت‌ها جمع‌آوری شوند تا در زمان بررسی روند مدیریت آبیاری، این اطلاعات متمرکز باشند. همچنین در زمان جمع‌آوری اطلاعات، علاوه بر تعیین سطح زیر کشت و الگوی کشت با استفاده از اطلاعات ماهواره‌های با دقت بالا (مانند ASTER)، از بررسی‌های مزرعه‌ای برای افزایش دقت استفاده شود تا ضمن سرعت بالا و هزینه کم آن، اطلاعات با دقت بیشتری ثبت شوند.

منابع

- اکبری، ا. و کوه‌بنانی، ح. (۱۳۸۹). استفاده از الگوریتم DTC و SEBAL به منظور برآورد دمای سطح از باند حرارتی ETM+. همایش ملی ژئوماتیک، ۱۹ و ۲۰ اردیبهشت ۱۳۸۹، تهران.
- اکبری، م. (۱۳۸۳). بهبود مدیریت آبیاری مزارع با استفاده از تلفیق اطلاعات ماهواره‌ای، مزرعه‌ای و مدل شبیه‌سازی SWAP، پایان‌نامه دکترا، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.
- دانش کار آراسته، پ.؛ تجریشی، م. و ثقفیان، ب. (۱۳۸۴). تعیین دمای سطح با استفاده از فناوری سنجنش از دور در منطقه سیستان، نشریه علمی پژوهشی آب و آبخیز، شماره ۲، ص. ۲۹-۲۰.
- رحیمی‌خوب، ع.؛ کوچک‌زاده، م.؛ شریفی، ف.؛ سامانی، ج. م. و بهبهانی، س. م. (۱۳۸۳). برآورد ماکزیمم دمای هوا با استفاده از تصاویر ماهواره نوا (مطالعه موردی: حوزه آبریز دریاچه ارومیه). علوم و تکنولوژی محیط‌زیست، دوره ۶، شماره ۲۴، ص. ۴۵-۵۴.
- زارع‌ایبانه، ح.؛ بیات و رکشی، م. و ایلدرومی، ع. ر. (۱۳۹۰). بررسی تأثیر برخی پارامترهای اقلیمی و پدیده انسو در عملکرد گندم و جو (مطالعه موردی: منطقه همدان). مجله پژوهش آب ایران، دوره ۵، شماره ۹، ص. ۱۹۲-۱۸۱.
- سیف، ز. (۱۳۸۹). برآورد تبخیر تعرق واقعی با استفاده از تکنیک سنجنش از دور در سطح شبکه‌های آبیاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، همدان، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا.
- شادمانی، م.؛ معروفی، ص.؛ محمدی، ک. و سبزی‌پرور، ع. ا. (۱۳۹۰). مدل‌سازی منطقه‌ای دبی سیلابی در استان همدان با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی، مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، دوره ۱۸، شماره ۴، ص. ۴۲-۲۱.
- علوی‌پناه، س. ک.؛ سراجیان، م. ر. و خدایی، ک. (۱۳۸۷). تهیه مدل سطحی بیابان با استفاده از داده‌های حرارتی ماهواره NOAA.AVHRR و داده‌های زمینی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۱، شماره ۶۷، ص. ۱۱-۱.
- فاطمی نصرآبادی، س. ب. و رضایی، ی. (۱۳۸۵). مبانی سنجنش از دور، تهران، انتشارات سازمان نقشه‌برداری کشور.
- کریمی، ع. ر. (۱۳۹۰). ارزیابی الگوریتم سنجنش از دور (SEBAL و SEBS) جهت محاسبه تبخیر و تعرق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، کرمانشاه: دانشکده کشاورزی، دانشگاه رازی.
- میریعقوب‌زاده، م. و قنبرپور، م. ر. (۱۳۸۸). به‌کارگیری داده‌های سنجنش از دور در برآورد دمای سطح اراضی (مطالعه موردی: حوزه آبخیز وردین، آذربایجان شرقی)، مجله علمی پژوهشی مرتع، دوره ۳، شماره ۴، ص. ۷۳۴-۷۲۳.
- Akbari, E. and Koh Banani, H.R., 2010, **DTC Algorithm and SEBAL to Estimate the Surface Temperature of the Thermal Band**, Geomatics Conference. May, 9-10, Tehran.
- Akbari, M., 2004, **Improved Irrigation Management Using a Combination of Satellite Data, Field and Simulation Model SWAP**, Ph.D Thesis, Tarbiat Modares University.
- Alavipanah, S.K., Serajian, M.R. and Khodaii, K., 2008, **Land Surface Model Using Data Obtained From Thermal Satellite Data and Ground NOAA.AVHRR**, Physical Geography Research Quarterly, Vol. 41, No.67, PP. 1-11.
- Bastiaanssen, W.G.M., Ahmad, M.D. and Chemin, Y., 2002, **Satellite Surveillance of Evaporative Depletion Across the Indus Basin**, Water Resource Research, Vol. 38, No.12, PP.(9-1)-(9-9).
- Daneshkar Arasteh, P., Tajrishy, M. and Saghafian, B., 2005, **Determination of Surface Temperature in Sistan Region Using Remote Sensing Technology**, Journal of Water and Watershed, No.2, PP. 20-29.

- Fatemi, S.B. and Rezaei, Y., 2006, **Principles of Remote Sensing**, National Cartographic Press, Tehran.
- Herb, W.R., Janke, B., Mohseni, O. and Stefan, H.G., 2008, **Ground Surface Temperature Simulation for Different Land Covers**, Journal of Hydrology, Vol. 356, PP. 327– 343.
- Jang, J.D., Viau, A.A. and Ancil, F., 2004, **Neural Network Estimation of Air Temperatures from AVHRR data**, Intl Journal Remote Sens, No. 25, PP. 4541-4554.
- Jiang, J. and Tian, G., 2010, **Analysis of the Impact of Land Use / Land Cover Hange on Land Surface Temperature with Remote Sensing**, Procedia Environmental Sciences, Vol. 2, PP. 571–575.
- Karimi, A.R., 2011, **Evaluation of Remote Sensing Algorithmes (SEBAL and SEBS) for Calculation of Evapotranspiration Using Sattelite Images**, Msc Thesis, Razi University, Kermanshah, Iran.
- Miryaghobzadeh, M.H. and Ghanbarpoor, M., 2009, **Using Remote Sensing Data to Estimate Land Surface Temperature (Case Study Vrdyn Basin, East Azerbaijan)**, Jornal of Range, Vol. 3, No. 4, PP. 723-734.
- Ouaidrari, H.S. N., Goward, K.P., Czajkowski, J., Sobrino, A. and Vermote, E., 2002, **Land Surface Temperature Estimation from AVHRR Thermal Infrared Measurements: An Assessment for the AVHRR Land Pathfinder II Data Set**, Remote Sensing of Environment, Vol. 81, No. 2, PP. 114-128.
- Pôças, I., Cunha, M., Pereira, L.S. and Allen, R.G., 2013, **Using Remote Sensing Energy Balance and Evapotranspiration to Characterize Montane Landscape Vegetation with Focus on Grass and Pasture Lands**, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 21, , PP. 159–172.
- Rahimi khob, A., Kochak Zadeh, M., Sharifi, F., Mohamad Vali Samani, J. and Behbahani, S. M. R., 2003, **Estimated Maximum Temperature by NOAA Images-A Case Study of Oromeyeh Lake**, Jornal of Enviromental Science and Technology, Vol. 6, No. 24, PP. 45-54.
- Reutter, H.F., Olesen, S. and Fischer, H., 1994, **Distribution of the Brightness Temperature of Land Surfaces Determined from AVHRR data**, International Journal of Remote Sensing, Vol. 15, No. 1, PP. 95- 104.
- Seif, Z., 2011, **Estimation of Actual Evapotranspiration in Irrigation Networks by Using Remote Sensing Technique**, Msc Thesis, Bu-Ali University, Hamedan, Iran.
- Shadmani, M., Marofi, S., Mohammadi, K. and Sabziparvar, A.A., 2011, **Regional Flood Discharge Modeling in Hamedan Province Using Artificial Neural Network**, Journal of Water and Soil Conservation, Vol. 18, No. 4, PP. 21-42.
- Stisen, S.I., Sandhold, A., Norgaard, R., Fensholt and Eklundh, L., 2007, **Estimation of Diurnal Air Temperature using MSG SEVIRI Data in West Africa**, Remote Sens Environ, Vol. 110, No. 2, PP.262- 274.
- Vazques, D.P., Reyes, F.J.O. and Arboledas, L.A., 1997, **A comparative study of algorithms for estimating land surface temperature from AVHRR Data**, Remote Sensing of Environment, Vol. 62, No. 3, PP. 215- 222.
- Waters, R., Allen, R., Tasumi, M., Trezza, R. and Bastiaanssen, W., 2002, **Surface Energy Balance Algorithms for Land**, Idaho Implementation, Advanced Training and Users Manual, PP. 1-98.
- Zaksek, K. and Schroedter-Homscheidt, M., 2009, **Parameterization of Air Temperature in High Temporal and Spatial Resolution from a Combination of the SEVIRI and MODIS Instruments**. ISPRS Jornal Photogram and Remote Sens, Vol. 64, No. 4, PP. 414-421.

Zare Abyaneh, H., Bayat Varkeshi, M. and Eldromi, A., 2012, **Assessment of the Effect of Some Climatic Parameters, and ENSO Phenomenon on Wheat and Barley Yield (Case Study: Region of Hamedan)**, Journal of Water Research of Iran, Vol. 5, No. 9, PP. 181-192.