

برآورد رطوبت خاک با استفاده از داده‌های سنجش از دور و سامانه بیلان انرژی سطح

محمد محرابی^۱، سعید حمزه^{۲*}، سید کاظم علوی پناه^۳، مجید کیاورز مقدم^۴ و روح‌الله ضیائی^۵
^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ^۲ ^۳ ^۴ ^۵ استادیار، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ^۳ استاد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران و ^۵ کارشناس ارشد، مهندسی آبیاری و زهکشی، دانشگاه اراک

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۱۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۰۶

چکیده

رطوبت خاک یکی از پارامترهای کلیدی در مطالعات منابع آب و آبخیزداری می‌باشد. اندازه‌گیری میدانی این پارامتر در مقیاس کلان کاری بسیار مشکل، زمان‌بر و پرهزینه است. از این‌رو، در سال‌های اخیر روش‌های نوین متعددی مبتنی بر داده‌های ماهواره‌ای برای برآورد و مدل‌سازی رطوبت خاک توسعه داده شده‌اند. در میان روش‌های ارائه شده مدل‌های مبتنی بر بیلان انرژی سطح با توجه به ماهیت فیزیکی که دارند، از اهمیت ویژه و میزان دقت بالاتری برخوردارند. اما با توجه به پیچیدگی خاصی که دارند، کمتر مورد استفاده واقع شده‌اند. لذا این تحقیق، به منظور برآورد رطوبت خاک با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و مدل بیلان انرژی سطح در حاشیه تالاب شادگان واقع در جنوب غربی ایران صورت گرفت. بدین منظور در تاریخ ۱۳۹۵/۰۴/۰۷ و هم‌زمان با عبور ماهواره لندست ۸ اقدام به اندازه‌گیری رطوبت خاک به صورت حجمی در ۳۹ نقطه از منطقه حاشیه غربی تالاب شادگان شد. پس از انجام پردازش‌های لازم بر روی تصویر ماهواره‌ای با استفاده از سامانه بیلان انرژی سطح (SEBS)، کسر تبخیر منطقه محاسبه شد. سپس کسر تبخیر را به‌عنوان ورودی اصلی در یک مدل ساده تجربی (مدل نسبت اشباع) قرار داده، رطوبت خاک منطقه برآورد شد. نتایج نشان دهنده توانایی بالای مدل مورد نظر با میزان ضریب تعیین ۰/۶۹ و مقدار خطای RMSE برابر با $(cm^3 cm^{-3})$ ۰/۰۳، در برآورد رطوبت خاک منطقه مورد مطالعه است. همچنین، نتایج نشان می‌دهد که استفاده ترکیبی از داده‌های سنجش از دور و مدل بیلان انرژی سطح و مدل تجربی رطوبت خاک، می‌تواند برای مدل‌سازی رطوبت خاک در سطح وسیع مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: استان خوزستان، تالاب شادگان، کسر تبخیر، لندست ۸، SEBS

مقدمه

Robinson و همکاران، (۲۰۰۸) و در توزیع آب و شارهای مختلف انرژی بین سطح زمین و اتمسفر، اهمیت بسیاری دارد. همچنین، از نظر زمانی و مکانی بسیار متنوع و مقدار آن نسبت به زمان و مکان تغییر می‌کند (Rosenbaum و همکاران، ۲۰۱۲) و با تأثیر بر میزان تبخیر و قابلیت دسترسی آب برای گیاه و تأثیر

رطوبت سطحی خاک نقش تعیین کننده‌ای در فرایندهای مختلف سطح زمین بازی می‌کند و بازخورد بین زمین و سامانه آب و هوایی منطقه می‌باشد (Seneviratne و همکاران، ۲۰۱۰). این پارامتر یکی از اجزای مهم مدل‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی است

مختلفی از طیف الکترومغناطیس مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. استفاده از محدوده‌های مختلف طیف الکترومغناطیس برای برآورد رطوبت خاک به سه گروه ۱- استفاده از محدوده طیفی انعکاسی و مادون قرمز (روش غیر مستقیم)، ۲- استفاده از محدوده مایکروویو (روش مستقیم) و ۳- استفاده تلفیقی از هر دو روش تقسیم می‌شوند.

از جمله پژوهش‌هایی که با روش‌های مذکور صورت گرفته است، می‌توان به مطالعات Wang و همکاران (۲۰۰۷) در کشور چین اشاره کرد. آن‌ها با استفاده از تصاویر MODIS و شاخص‌های NDVI و دمای سطح زمین (LST) روابط رگرسیونی برای برآورد رطوبت خاک به دست آوردند. برآوردهای آن‌ها همبستگی بالایی با مشاهدات زمینی داشت. همچنین، Wang و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های دو سنجنده TM و ETM و دو شاخص NDVI و TDVI، تغییرات رطوبت سطح خاک را به مدت ۱۸ سال پیش کردند. نتایج نشان داد که رابطه خطی مستقیمی بین TDVI و رطوبت خاک سطحی وجود دارد. Li و همکاران (۲۰۱۱) نیز با استفاده از دو سنجنده فعال و غیر فعال و اندازه‌گیری دمای روشنایی (BT) به اندازه‌گیری رطوبت خاک در کشور چین پرداختند. آن‌ها نشان دادند، امواج مایکروویو قابلیت بالایی در برآورد رطوبت خاک دارد. Baghdadi و همکاران (۲۰۰۷) در حوضه Tuch در کشور فرانسه با استفاده از سنجنده TerraSAR-X مقدار رطوبت خاک را در شرایط زمین لخت با میزان خطای سه درصد برآورد کردند. Sanli و همکاران (۲۰۰۸) دقت تصاویر ASAR، PALSAR و RADARSAT-1 را در تخمین رطوبت خاک اراضی کشاورزی غرب ترکیه مقایسه کردند. در این تحقیق، ارتباط بین رطوبت خاک و ضریب پس انتشار به ترتیب دارای ضریب تعیین ۰/۷۷، ۰/۸۱ و ۰/۹۶ بود. در ایران، مطالعات در زمینه برآورد رطوبت خاک محدودتر است. با این حال، می‌توان به مطالعات Norroozi Aghdam و همکاران (۲۰۰۸) اشاره کرد که در خراسان رضوی با استفاده از تصاویر MODIS به بررسی رابطه رطوبت خاک سطحی و شاخص NDVI پرداختند. نتایج آن‌ها نشان داد، رابطه معنی‌داری بین رطوبت خاک سطحی و NDVI

بر توزیع شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان، تبخیر و تعرق از سطح خاک را کنترل می‌کند (Savenije و همکاران، ۱۹۹۵؛ Grayson و همکاران، ۱۹۹۷؛ Entekhabi و همکاران، ۱۹۹۹؛ Cook و همکاران، ۲۰۰۶). برآورد رطوبت خاک می‌تواند در کنترل بیابان‌زایی، فعالیت‌های کشاورزی، آبخیزداری و مدیریت بهینه منابع آب مورد توجه قرار گیرد. از آنجا که کشور ایران با مشکلات زیادی در این زمینه‌ها مواجه است، گسترش مطالعات در زمینه برآورد دقیق رطوبت خاک اهمیت پیدا می‌کند.

تنوع مکانی و زمانی، ارزیابی اوضاع رطوبتی سطح خاک را بر اساس اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای محدود می‌کند (Wood، ۱۹۹۷). بنابراین، وجود فناوری و مدل‌های قابل اعتمادی برای محاسبه رطوبت خاک سطحی با توزیع مکانی و زمانی گسترده و کم هزینه، ضروری می‌باشد. فناوری سنجنش از دور با داشتن این ویژگی‌ها و قابلیت‌های خاص در زمینه نقشه‌برداری از متغیرهای هیدرولوژیکی، طی سال‌های اخیر تخمین‌های قابل اعتمادی از تبخیر و رطوبت خاک سطحی داشته، به نیازهای اطلاعاتی محققان و مدیران پاسخ مناسبی داده است. از روش‌های نوین برای برآورد رطوبت خاک در سنجنش از دور، استفاده از مدل‌های بیلان انرژی می‌باشد. یکی از تکنیک‌های این روش، استفاده از کسر تبخیر حاصل از مدل‌های بیلان انرژی همانند SEBS، SEBAL، S-SEBI است که منتج به محاسبه رطوبت خاک می‌شود.

هدف این پژوهش، استفاده از داده‌های سنجنده لندست ۸ به منظور برآورد مقدار رطوبت خاک سطحی با استفاده از سامانه بیلان انرژی سطح و کسر تبخیر محل و یک مدل تجربی ساده در حاشیه غربی تالاب شادگان در جنوب استان خوزستان با اقلیم گرم و خشک است. برای دستیابی به این هدف، فرضیه تحقیق به این صورت تعریف می‌شود که با استفاده از کسر تبخیر حاصل از سامانه بیلان انرژی SEBS، می‌توان رطوبت خاک سطحی را در مناطق جنوبی استان خوزستان برآورد کرد.

مطالعات متعددی در زمینه برآورد رطوبت خاک با استفاده از داده‌های دورسنجی در نقاط مختلف دنیا انجام پذیرفته است که در این تحقیقات بخش‌های

تبخیر و رطوبت خاک پرداخت. در ادامه، Scott و همکاران (۲۰۰۳) این رابطه را با نرمال سازی رطوبت خاک (θ) نسبت به رطوبت خاک اشباع اصلاح کردند و آن را رطوبت خاک نسبی نامیدند. آن‌ها در تحقیقات خود نشان دادند که بدون هیچ تغییری می‌توان از این معادله برای برآورد رطوبت خاک در حوضه Lerma-Chapala در مکزیک بهره‌برداری کرد. Ahmad و همکاران (۲۰۰۳) نشان دادند که این روش را می‌توان بدون نیاز به واسنجی و بدون داده‌های خاک به صورت جامع در حوضه رودخانه ایندوس به کار برد. Mohamed و همکاران (۲۰۰۴) بدون انجام مطالعات قبلی در رابطه با واسنجی توانستند از این روش برای برآورد رطوبت خاک در باتلاق‌های بالادست رود نیل با تنوع مکانی مقدار تبخیر، استفاده کنند. Alkhaier و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های MODIS و مدل SEBS رطوبت خاک را در حوضه رودخانه البلیخ سوریه با این روش محاسبه کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که همبستگی بالایی بین مقادیر اندازه‌گیری شده رطوبت خاک و مقادیر برآورد شده این پارامتر وجود دارد و ضریب تعیین ارزیابی نتایج آن‌ها ۰/۷۵ بود. Bergson و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از کسر تبخیر حاصل از مدل SEBAL در فلات Apodi در برزیل رطوبت خاک را محاسبه کردند که نتایج آن‌ها با ضریب تعیین ۰/۸۴ و خطای ۰/۰۲ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب برآورد قابل اعتمادی از رطوبت خاک ارائه داد.

مواد و روش‌ها

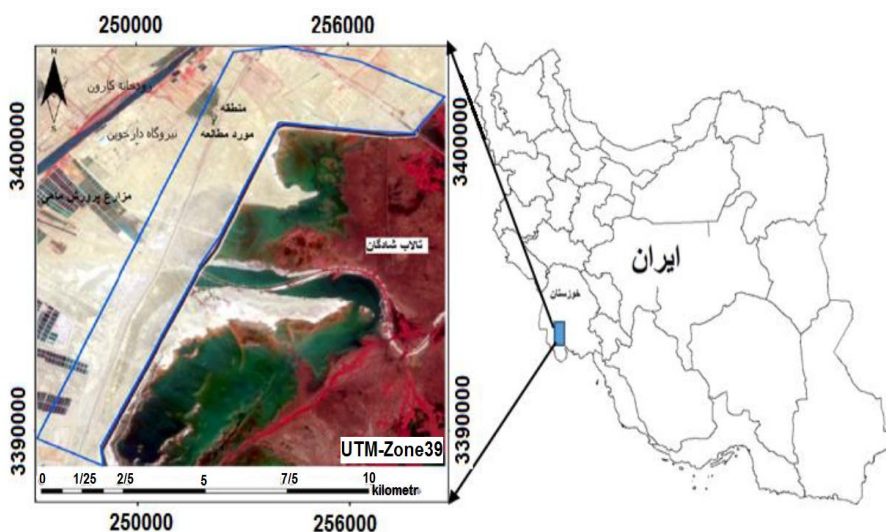
منطقه مورد پژوهش: بخشی از حاشیه غربی تالاب شادگان و جنوب شهر دارخوین در محدوده بین ۱۷° ۳۶' تا ۳۰° ۱۸' ۴۴' عرض شمالی و ۲۱° ۳۷' تا ۴۸° ۱۴' ۲۹' طول شرقی قرار دارد (شکل ۱). این منطقه دارای مساحت ۷۴/۲۶ کیلومتر مربع با آب و هوای گرم و خشک می‌باشد. در طبقه‌بندی اقلیمی به روش آمبرژه، جزء اقلیم بیابانی گرم میانه و روش دومارتن در محدوده منطقه خشک قرار می‌گیرد. اراضی این محدوده جغرافیایی نامناسب با محدودیت شوری و سدیمی (Sazab Pardazan Consulting، ENG.Co، ۲۰۱۲) و در بیشتر قسمت‌ها پوشش گیاهی

تأخیری ۱۵ روزه وجود دارد. Keshavarz و همکاران (۲۰۱۱) نیز با استفاده از تصاویر MODIS و شاخص رطوبت خاک، تغییرات رطوبتی خاک را از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۵ در اصفهان مطالعه کردند. نتایج آن‌ها نشان داد که پایش رطوبت خاک به وسیله سنجنده MODIS می‌تواند جایگزین مناسبی برای بررسی رطوبت خاک در مناطق فاقد ثبت سوابق آماری رطوبت خاک باشد. همچنین، Babazadeh و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از سه شاخص NDVI و LST و دمای درخشندگی و تصاویر MODIS به بررسی رطوبت خاک در خراسان رضوی پرداختند. نتایج آن‌ها تخمین قابل قبولی را از رطوبت لایه سطحی خاک و قابلیت‌های ماهواره MODIS را برای مطالعات رطوبت خاک در مناطق خشک و نیمه‌خشک نشان داد. Babaiean و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از تصاویر سنجنده ASAR نوار C در منطقه زنجان به برآورد رطوبت خاک سطحی پرداختند. نتایج نشان داد، رابطه مقادیر محاسبه شده رطوبت خاک با ضریب تعیین ۰/۶۸، همبستگی بالایی با مقادیر واقعی دارد. مدل آن‌ها با خطای ۰/۰۳۲ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب، دارای دقت مناسبی بود. همچنین نشان دادند، داده‌های سنجنده ASAR می‌تواند در مناطق خشک و در شرایط عدم پوشش گیاهی در برآورد رطوبت سطحی خاک مورد استفاده قرار گیرد. Khanmohammadi و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از تصاویر و شاخص‌های NDVI، LST و NDMI مدلی برای تعیین رطوبت خاک به دست آوردند. ارزیابی آن‌ها نشان داد، بین رطوبت خاک و شاخص‌های مذکور با ضریب تعیین ۰/۶۶، همبستگی بالایی وجود دارد. همچنین، مدل آن‌ها با میانگین خطای ۰/۰۱۸ برآورد قابل قبولی از رطوبت خاک داشت.

استفاده از سامانه‌های بیلان انرژی و محصولات آن برای برآورد رطوبت خاک نیز که طی دو دهه اخیر رایج شده است، به دلیل پیچیدگی‌های خاص، کمتر مورد استفاده قرار گرفته‌اند. این مدل‌ها در مجموعه روش غیر مستقیم قرار می‌گیرند. اولین تلاش‌ها در این زمینه به وسیله Bastiaanssen (۲۰۰۰) صورت گرفت. وی بر اساس داده‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی در مقیاس بزرگ به بررسی اثر متقابل زیست‌توده،

همچنین، در بخش‌های مرکزی و غربی، تعدادی چاله آب سطحی و حوضچه پرورش ماهی دیده می‌شود.

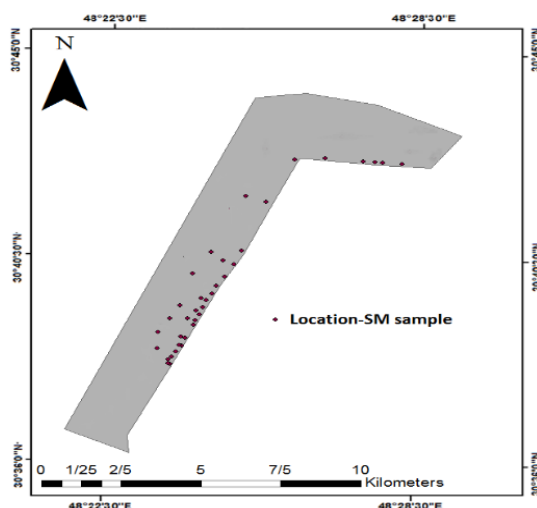
وجود ندارد. شیب منطقه کم، بدون عارضه ارتفاعی و در حاشیه شرقی آن خط ساحلی تالاب قرار دارد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

سپس خاک برداشت شده در کیسه‌های پلاستیکی زیپ‌دار قرار گرفتند و با ترازوی دیجیتالی با دقت ۰/۱ گرم وزن شدند. پس از آن، نمونه‌ها به آزمایشگاه منتقل و طی مراحل آزمایشگاهی و محاسباتی، رطوبت حجمی آن‌ها محاسبه شد.

داده‌های میدانی: برای اندازه‌گیری رطوبت خاک در ۳۹ موقعیت از محدوده مطالعاتی (شکل ۲) و از لایه صفر تا پنج سانتی‌متری سطح خاک نمونه‌برداری شد. برای تعیین رطوبت خاک، ابتدا حجم خاک نمونه‌برداری شده به وسیله مته حفاری، محاسبه شد.



شکل ۲- موقعیت نقاط نمونه‌برداری رطوبت خاک

نقطه شبنم استفاده شده است. با توجه به اینکه لحظه عبور ماهواره در میانه دو مرحله ثبت ساعتی پارامترهای اقلیمی می‌باشد، در اجرای مدل، از میانگین داده‌ها استفاده شد. مشخصات آماری پارامترهای اقلیمی در جدول ۱ ارائه شده است.

پارامترهای اقلیمی زمان اجرای پژوهش: برای مدل‌سازی تحقیق و اجرای مدل SEBS، از داده‌های هواشناسی ایستگاه شادگان شامل ساعات آفتابی، دمای هوا، دمای بیشینه و کمینه، سرعت باد و دمای

جدول ۱- مشخصات آماری پارامترهای اقلیمی

ساعت	دما (درجه سانتی گراد)	فشار (میلی بار)	نقطه شبنم (درجه سانتی گراد)	سرعت باد (متر بر ثانیه)	جهت باد	دید افقی (کیلومتر)	بارندگی (میلی متر)	وضعیت جوی
۹	۴۴	۹۹۶	۱۱	۵	شمال غربی	>۱۶	۰	صاف
۱۲	۴۶	۹۹۳/۲	۸	۸	شمال غربی	>۱۶	۰	صاف
لحظه عبور	۴۵	۹۹۴/۶	۹/۵	۶/۵	شمال غربی	>۱۶	۰	صاف

تصویر ماهواره‌ای و نرم‌افزارهای مورد استفاده:

در این پژوهش، برای برآورد رطوبت خاک از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸، به تاریخ ۱۳۹۵/۰۴/۰۷ استفاده شد. ماهواره لندست ۸ دارای دو سنجنده با فناوری پوش بروم برای تصویربرداری می‌باشد که عبارت از ۱- تصویرگر زمینی عملیاتی^۱ (OLI) و ۲- مادون قرمز حرارتی^۲ (TIRS) است. از داده‌های حرارتی و انعکاسی این سنجنده‌ها در انجام محاسبات استفاده شد. همچنین، برای پردازش تصویر ماهواره‌ای و اجرای مدل SEBS از نرم‌افزار ENVI4.8 و محیط برنامه‌نویسی IDL بهره‌برداری شد. محاسبات و تحلیل‌های آماری و ترسیم نمودارها نیز در نرم‌افزار Excel2016 صورت گرفت.

مدل SEBS: یک مدل پیشرفته سنجش از دوری است که به وسیله SU (۲۰۰۲) برای برآورد شارهای انرژی سطح توسعه داده شده است. محاسبه شار انرژی سطح نیازمند دو نوع داده ۱- داده‌های ماهواره‌ای که شامل آلبدو، شاخص گیاهی، دما و طول ارتفاع زبری و ۲- داده‌های هواشناسی مانند فشار، دما، رطوبت، سرعت باد، تابش خورشید است. با استفاده از این مدل می‌توان اطلاعات فیزیکی مهمی مانند کسر تبخیر و تبخیر واقعی روزانه سطحی را برآورد کرد. مقادیر تبخیر برای هر پیکسل تصویر به‌طور تقریبی با استفاده از معادله بیان انرژی سطح زمین محاسبه می‌شود. معادله کلی SEBS در رابطه (۱) نشان داده شده است.

$$R_n = G_0 + H + E\lambda \quad (1)$$

که در آن، R_n شار تابش خالص خورشید در سطح زمین، G شار گرمای خاک، H شار گرمای محسوس و $E\lambda$ شار گرمای نهان تبخیر هستند. R_n را می‌توان از رابطه زیر محاسبه کرد.

$$R_n = (1 - \alpha) \cdot R_{swd} + \varepsilon \cdot R_{lwd} - \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (2)$$

که در آن، σ آلبدو سطح $(W m^{-2})$ ، R_{swd} تابش موج کوتاه ورودی $(W m^{-2})$ ، ε توان تشعشعی $(W m^{-2})$ ، R_{lwd} تابش موج بلند ورودی $(W m^{-2})$ ، σ ثابت استفان بولتزمن $(wm^{-2}k^{-4})$ ، T_0^4 دمای سطح (k) می‌باشد.

G_0 (شار گرمای خاک) مقدار انرژی است که به خاک وارد می‌شود و تحت تأثیر کسر پوشش گیاهی است. G_0 بر اساس معادله (۳) به دست می‌آید.

$$G_0 = R_n \cdot [f_c + (1 - f_c) \cdot (T_s - T_c)] \quad (3)$$

که در آن، Γ_s و Γ_c ضرایب تجربی هستند که به نوع خاک و پوشش گیاهی وابسته‌اند، مقادیر $\Gamma_s = 0.315$ برای خاک لخت و $\Gamma_c = 0.05$ برای خاک‌هایی با پوشش گیاهی مناسب تعیین شده است. f_c (کسر پوشش گیاهی) نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$f_c = 1 - \left(\frac{NDVI_{max} - NDVI}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^k \quad (4)$$

که در آن، $NDVI_{max}$ و $NDVI_{min}$ کمترین و بیشترین مقدار شاخص پوشش گیاهی نرمال شده می‌باشند و مقدار k هم ۰/۶۲۵ در نظر گرفته می‌شود. مقدار شار گرمای محسوس (H) با استفاده از نظریه شباهت Monin-Obukhov تعیین می‌شود. برای این نظریه دو رابطه زیر در نظر گرفته شده است.

$$\theta_0 - \theta_a = \frac{H}{k u^* \rho c_p} \left[\ln \left(\frac{z-d_0}{z_{oh}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z-d_0}{L} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{oh}}{L} \right) \right] \quad (5)$$

$$u = \frac{u^*}{k} \left[\ln \left(\frac{z-d_0}{z_{om}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z-d_0}{L} \right) + \Psi_m \left(\frac{z_{om}}{L} \right) \right] \quad (6)$$

¹ Operational land imager² Thermal infrared sensor

انعکاسی، مقادیر تابش^۱ و بازتابش^۲ طیفی محاسبه شدند. در ادامه با بهره‌گیری از بازتابش نوارها (باند‌ها)، مقادیر شاخص پوشش گیاهی نرمال شده (NDVI)، توان تشعشعی، آلبدو، کسر پوشش گیاهی و دمای سطح زمین با استفاده از داده‌های حرارتی برآورد شدند. شار گرمای خاک با استفاده از رابطه (۳) به‌دست آمد. سپس با وارد کردن مقادیر پارامترهای هواشناسی از قبیل سرعت باد، فشار هوا، دمای هوا و رطوبت نسبی در سامانه، معادلات غیر خطی تئوری مشابهت *Monin-Obukhov* (روابط ۵، ۶ و ۷) و در یک فرایند تکراری طول پایداری (L) و در نهایت شار گرمای محسوس (H) محاسبه شدند. شار گرمای محسوس در شرایط محدودیت خشکی و رطوبت به دو صورت شار گرمای محسوس خشک H_{dry} و شار گرمای محسوس مرطوب H_{wet} محاسبه و پس از آن شار گرمای نهان تبخیر نیز با استفاده از شار گرمای محسوس خشک و مرطوب و تابش خالص و شار گرمای محسوس در دو حالت خشک و مرطوب به‌دست آمدند. در نهایت مزاد انرژی به‌صورت کسر تبخیر از مدل حاصل شد.

برآورد رطوبت خاک: کسر تبخیر شاخص مناسبی برای نشان دادن رطوبت خاک می‌باشد. رطوبت حجمی خاک را می‌توان با استفاده از یک رابطه آماری بین کسر تبخیر و رطوبت خاک منطقه هوادار محاسبه کرد. این معادله به‌وسیله اسکات و همکاران در سال ۲۰۰۳ بهینه‌سازی شده است (رابطه ۱۴). در این معادله یک رابطه تجربی بین بخش تبخیری (Λ) حاصل از مدل SEBS به‌عنوان نسبت بین شار گرمای نهان و انرژی قابل دسترس (تفاضل تابش خالص و شار حرارتی خاک) و رطوبت خاک (θ) وجود دارد. این رابطه با کمک نرمال‌سازی رطوبت خاک اشباع (θ_{sat})، اصلاح و رطوبت خاک نسبی یا نسبت اشباع نام گرفت. نسبت اشباع (θ/θ_{sat}) مقادیر متغیری بین صفر برای خاک کاملاً خشک تا یک برای خاک کاملاً اشباع ارائه می‌دهد.

$$\theta/\theta_{sat} = e^{\{(1-\Lambda)/0.421\}} \quad (14)$$

که در آن‌ها، z ارتفاعی است که مشاهدات هواشناسی در آن انجام می‌شود (m)، C_p ظرفیت گرمایی هوا خشک، u^* متوسط سرعت ($m s^{-1}$)، ρ چگالی هوا ($kg m^{-3}$)، $k = 0.4$ ثابت *von Karman*، d_0 ارتفاع جابه‌جایی (m)، z_{om} و z_{oh} ارتفاع زبری سطح برای حرکت و انتقال گرما (m)، θ_0 و θ_a پتانسیل دما در ارتفاع z_{oh} و ارتفاع (K)، Ψ_m و Ψ_h توابع اصلاح پایداری برای حرکت و انتقال گرمای نهان می‌باشند. L طول پایداری *Obukhov* است (m) که به‌صورت رابطه (۷) تعریف می‌شود.

$$L = -\frac{\rho C_p u^{*3} \theta_v}{k g H} \quad (7)$$

که در آن، θ_v پتانسیل دمای واقعی نزدیک سطح و g شتاب گرانشی است.

شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان تبخیر در یک فرایند تکراری و شرایط محدود تعیین می‌شوند. این محدودیت‌ها شامل شرایط خشکی و رطوبت خاک است. در شرایط خاک خشک، گرمای نهان به‌علت محدود بودن رطوبت خاک، مقدار بسیار ناچیز و در حد صفر دارد و شار گرمای محسوس بیشینه مقدار خود را خواهد داشت. اما در شرایط خاک مرطوب، تبخیر بیشینه مقدار خود را دارد و شار گرمای محسوس در پایین‌ترین مقدار خود می‌باشد. در این فرایند تکراری، تبخیر نسبی (Λ_r) که نسبت بین شار گرمای نهان پتانسیل و واقعی است، در شرایط خشک و مرطوب با استفاده از روابط زیر محاسبه می‌شوند.

$$H_{wet} = R_n - G_0 - \lambda E_{wet} \quad (8)$$

$$H_{dry} = R_n - G_0 \quad (9)$$

$$\lambda E_{wet} = R_n - G_0 - H_{wet} \quad (10)$$

$$\lambda E_{dry} = R_n - G_0 - H_{dry} = 0 \quad (11)$$

$$\Lambda_r = \frac{\lambda E}{\lambda E_{wet}} = 1 - \frac{H - H_{wet}}{H_{dry} - H_{wet}} \quad (12)$$

کسر تبخیر که از طریق نسبت بین انرژی مصرف شده برای تبخیر واقعی و انرژی خالص موجود تعریف می‌شود، از رابطه (۱۳) به‌دست می‌آید.

$$\Lambda = \frac{\lambda E}{R_n - G} = \frac{\Lambda_r \lambda E_{wet}}{R_n - G} \quad (13)$$

برای پیاده‌سازی مدل، ابتدا ضمن انجام تصحیح اتمسفری کوئیک بر روی تصویر، با استفاده از داده‌های

¹ Radiance

² Reflectance

نتایج ارائه شده در شکل ۳ نشان می‌دهد، مقادیر برآورد شده برای شار تابش خالص (Rn) ۲۶۸ تا ۶۹۳ وات بر متر مربع، شار گرمای خاک (G) صفر تا ۱۸۰ وات بر متر مربع، شار گرمای محسوس (H) دو تا ۴۸۵ وات بر متر مربع و شار گرمای نهان (LE) صفر تا ۵۹۸ وات بر متر مربع می‌باشد. بدین ترتیب همه شارهای انرژی دارای تغییرات محسوسی در محدوده مورد مطالعه هستند. در این میان، دو پارامتر شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان، تغییرات شدیدتر و واضح‌تری نسبت به دو پارامتر دیگر (شار تابش خالص و شار گرمای خاک) دارند.

همان‌طور که گفته شد، از نظر توزیع مکانی شار گرمای محسوس (H) نسبت به سایر شارهای انرژی، روند معکوسی در مقادیر پیکسل‌ها دارد. روند تفاوت به این صورت است که در نقشه بیشترین مقادیر شار گرمای محسوس (H) در مناطق مرکزی و شرقی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. در حالی که شار گرمای نهان (LE)، شار تابش خالص (Rn) و شار گرمای خاک (G) کمترین مقادیر خود را در این مناطق دارند. شار گرمای نهان (LE) و شار گرمای خاک (G) و شار تابش خالص (Rn) بیشترین مقادیر خود را در حاشیه چاله آب‌های ماسک شده و خط ساحلی (حاشیه شرقی نقشه) کسب کرده‌اند. در این مناطق مقادیر پیکسل‌های شار گرمای محسوس با کمترین میزان هم‌خوانی دارد. به تدریج که از آب‌های سطحی محل (تالاب و چاله آب‌های سطحی) فاصله گرفته می‌شود، بر مقادیر شار گرمای محسوس افزوده و از مقادیر شارهای دیگر کاسته می‌شود. دلیل این موضوع، میزان دسترسی به رطوبت خاک است. به عبارتی در خاک‌های سطحی که مقدار رطوبت آن‌ها بالاست نور خورشید را کمتر منعکس می‌کنند، در نتیجه تابش خالص آن‌ها بیشتر است. از طرفی به‌خاطر وجود رطوبت کافی پتانسیل تبخیر آن‌ها نیز بالا می‌باشد. در نتیجه بخش بزرگی از انرژی دریافتی صرف تبخیر می‌شود و شار گرمای نهان تبخیر افزایش می‌یابد. ولی در مناطقی که رطوبت کافی وجود ندارد، این انرژی مازاد تبدیل به شار گرمای محسوس می‌شود.

که در آن، θ رطوبت خاک، θ_{sat} رطوبت خاک اشباع، λ کسر تبخیر می‌باشد.

روش‌های آماری مقایسه نتایج: در این پژوهش، از سنج‌های آماری جذر میانگین مربعات خطا (RMSE)، رگرسیون خطی ساده و ضریب تعیین برای مقایسه نتایج استفاده شده است. جذر میانگین ریشه خطاها از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (15)$$

که در آن، y_i متغیر اندازه‌گیری شده و \hat{y}_i مقادیر محاسبه شده آن متغیر و n تعداد نمونه‌ها می‌باشد.

روش دیگر مقایسه نتایج استفاده از مدل رگرسیون ساده خطی است. این مدل یک روش ریاضی برای بیان رابطه آماری ساده بین دو متغیر است. خط رگرسیون خطی است که با بهترین برازش از میان مجموعه نقاط نمودار پراکنش می‌گذرد (Asakereh, ۲۰۱۱). معادله برازش خط به‌صورت زیر است.

$$\hat{y}_i = ax_i + b \quad (16)$$

که در آن، x معین، مقدار y برآوردی متناظر با آن عبارت از مقدار $ax_i + b$ است. a شیب خط رگرسیون و b عرض از مبدا که بیانگر نقطه آغاز ارتباط دو متغیر و در نمودار پراکنش محل قطع شدن محور به‌وسیله خط برازش است.

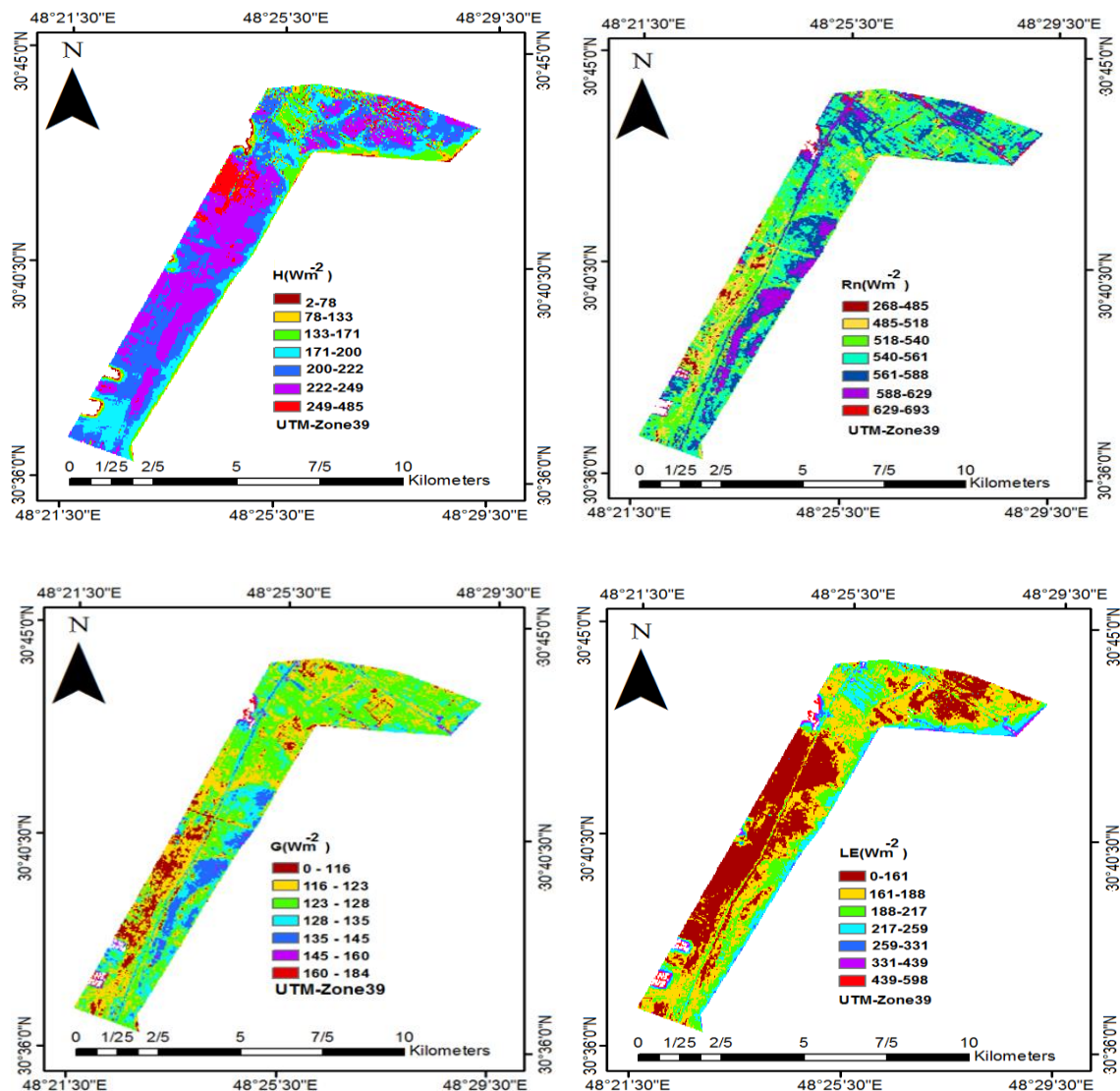
ضریب تعیین که از نسبت بین مجموع مجذور انحراف مشاهدات حول میانگین و مجذور خطاهای توضیح داده نشده به‌وسیله خط رگرسیون به‌دست می‌آید، با استفاده از معادله زیر محاسبه می‌شود.

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2} \quad (17)$$

که در آن، y_i مقادیر اندازه‌گیری شده، \bar{y}_i میانگین مقادیر اندازه‌گیری شده و \hat{y}_i مقادیر برآورد شده به‌وسیله مدل می‌باشند و میزان آن $0 \leq R^2 \leq 1$ است.

نتایج و بحث

شارهای مختلف بیلان انرژی سطح با اجرای مدل SEBS محاسبه شدند. نقشه‌های حاصل در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳- نقشه شارهای انرژی سطح

محدود (نیزار) مشاهده می‌شود. به تدریج با فاصله گرفتن از این مناطق و با کاهش دسترسی به رطوبت، مقدار تبخیر کاهش می‌یابد. برای ارزیابی تبخیر برآورد شده در مدل SEBS، بیشینه مقدار آن با میزان ۶/۹۴ میلی‌متر که در مکان‌های دارای پوشش گیاهی (مزارع یونجه و نیزارها) مشاهده می‌شود، با مقادیر تشت تبخیر ایستگاه سینوپتیک شادگان مقایسه شد. مقدار تبخیر واقعی ثبت شده در تشت تبخیر ۷/۱ میلی‌متر در روز می‌باشد، لذا می‌توان گفت مدل SEBS برآورد مناسب و قابل اعتمادی از میزان تبخیر داشته است. پس از محاسبه مقدار تبخیر به وسیله مدل SEBS، رطوبت خاک با استفاده رابطه تجربی نسبت اشباع (رابطه ۱۴) برآورد شد. این رابطه با اعمال معادله بر

پس از محاسبه شارهای مختلف SEBS، کسر تبخیر و تبخیر واقعی روزانه برآورد شد. بدین منظور کسر تبخیر از نسبت بین انرژی مصرف شده برای تبخیر واقعی (LE) و انرژی خالص موجود ($R_n - G_0$) به دست آمد. نقشه‌های حاصل در شکل ۴ ارائه شده است.

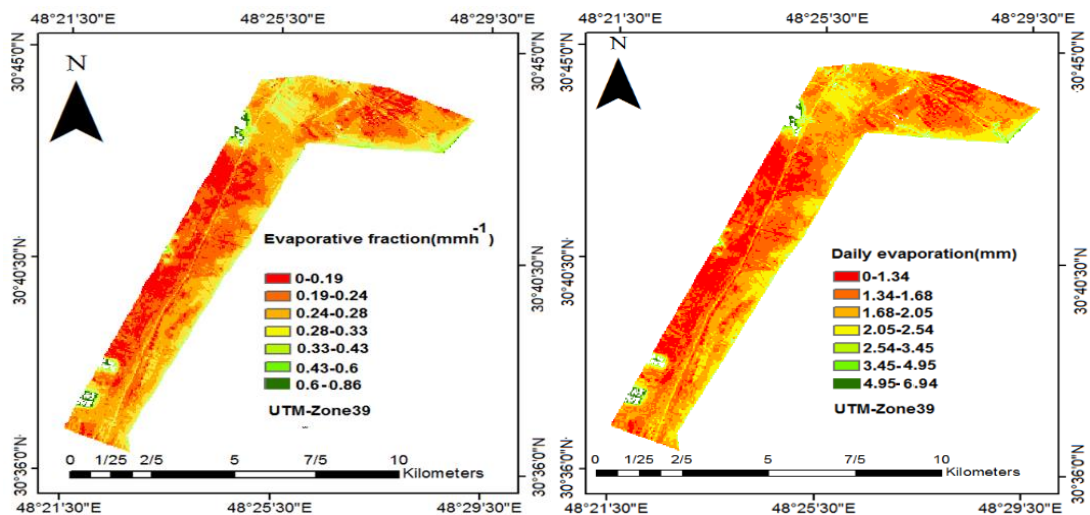
نتایج نشان می‌دهد که مقادیر کسر تبخیر بین صفر تا ۰/۸۶ میلی‌متر در ساعت و تبخیر واقعی روزانه بین صفر تا ۶/۹۴ میلی‌متر در روز می‌باشد. با توجه به داده‌های نقشه، بالاترین میزان تبخیر در پوشش گیاهی اطراف حوضچه‌های پرورش ماهی (مزارع یونجه) در مناطق غربی، خط ساحلی تالاب (مناطق شرقی) و مناطق شمالی منطقه با پوشش گیاهی

که از نظر توزیع مکانی، مقادیر بیشینه و کمینه این متغیرها روند مشابهی دارند، اما در مقایسه با نقشه شار گرمای محسوس، روند متفاوت و معکوس است. به عبارتی، در مکان‌هایی که نقشه رطوبت خاک مقادیر بالایی را نشان می‌دهد، نقشه شار گرمای محسوس مقادیر حداقل و پایینی دارد.

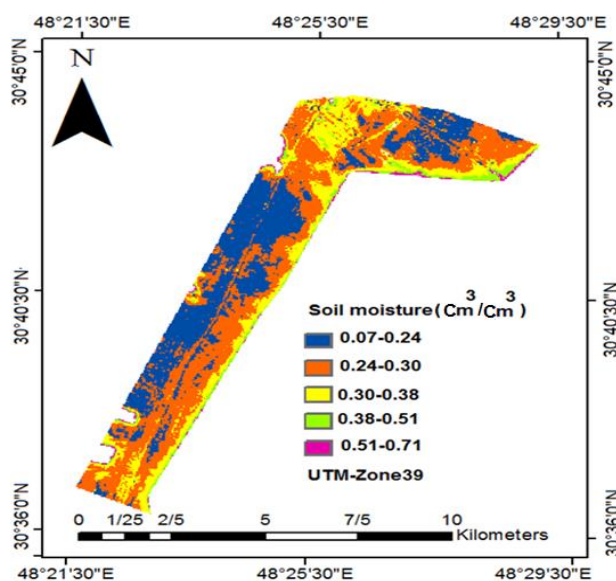
جهت بررسی میزان دقت این مدل، مقادیر محاسبه شده رطوبت خاک در مقابل مقادیر واقعی (۳۹ مشاهده) پلات شدند (شکل ۶). مقایسه بین مقادیر محاسبه شده و مشاهداتی در جدول ۲ آورده شده است.

روی کسر تبخیر به‌عنوان ورودی اصلی، اجرا و نقشه رطوبت خاک تولید شد (شکل ۵).

نقشه حاصل، مقادیر رطوبت خاک را بین ۰/۰۷ تا ۰/۷۱ سانتی‌متر مکعب بر سانتی‌متر مکعب نشان داد. طبق داده‌های نقشه، از نظر توزیع مکانی مناطق مرکزی و بخشی از مناطق شمالی دارای کمترین مقدار رطوبت خاک هستند. بیشترین مقادیر در اطراف آب‌های سطحی ماسک شده، خط ساحلی تالاب و بخش‌های کوچکی که پوشش گیاهی محدودی دارند، مشاهده می‌شود. در مقایسه نقشه رطوبت خاک با نقشه‌های تبخیر و شار گرمای نهان می‌توان بیان کرد



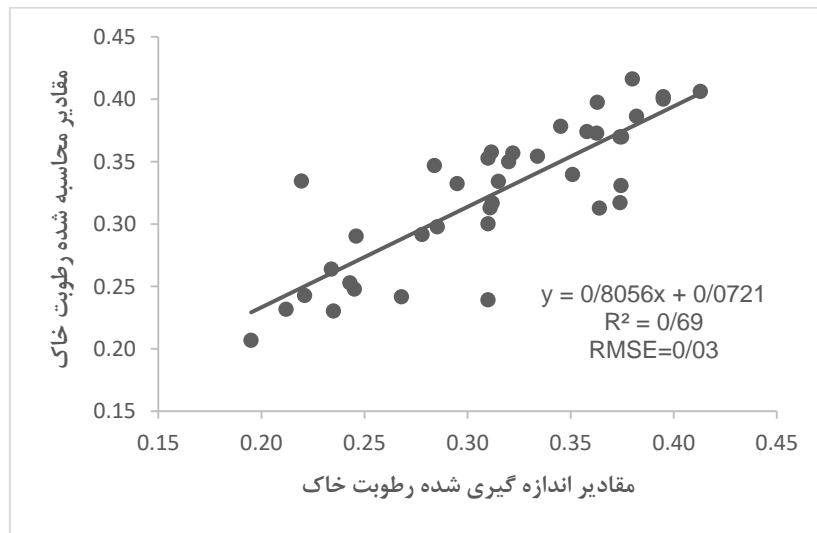
شکل ۴- نقشه کسر تبخیر و تبخیر واقعی روزانه



شکل ۵- نقشه رطوبت خاک

جدول ۲- مقایسه بین مقادیر مشاهداتی و محاسبه شده رطوبت خاک ($cm^3 cm^{-3}$)

شماره موقعیت	رطوبت اندازه‌گیری شده	رطوبت برآورد شده	شماره موقعیت	رطوبت اندازه‌گیری شده	رطوبت برآورد شده
۱	۰/۳۷۴	۰/۳۶۹	۲۱	۰/۳۳۴	۰/۲۵۴
۲	۰/۳۷۴	۰/۳۶۹	۲۲	۰/۳۱	۰/۳۰
۳	۰/۳۷۴	۰/۳۳	۲۳	۰/۱۹۵	۰/۲۰۶
۴	۰/۳۵۱	۰/۳۳۹	۲۴	۰/۳۱۲	۰/۳۱۶
۵	۰/۴۱۳	۰/۴۰۶	۲۵	۰/۳۹۵	۰/۴۰۱
۶	۰/۳۱۱	۰/۳۵۷	۲۶	۰/۳۸	۰/۴۱۶
۷	۰/۳۴۵	۰/۳۷۸	۲۷	۰/۳۸۲	۰/۳۸۶
۸	۰/۳۶۲	۰/۳۷۲	۲۸	۰/۳۹۵	۰/۴
۹	۰/۲۸۴	۰/۳۴۶	۲۹	۰/۳۶۳	۰/۳۹۷
۱۰	۰/۳۱۵	۰/۳۳۴	۳۰	۰/۳۷۴	۰/۳۱۷
۱۱	۰/۲۸۵	۰/۲۹۷	۳۱	۰/۳۶۴	۰/۳۱۲
۱۲	۰/۳۲۲	۰/۳۵۶	۳۲	۰/۳۱	۰/۲۳۹
۱۳	۰/۲۱۹	۰/۳۳۴	۳۳	۰/۳۱	۰/۳۵۲
۱۴	۰/۳۵۸	۰/۳۷۴	۳۴	۰/۲۹۵	۰/۳۳۲
۱۵	۰/۳۲	۰/۳۴۹	۳۵	۰/۲۳۴	۰/۲۶۳
۱۶	۰/۲۴۳	۰/۲۵۲	۳۶	۰/۲۲۱	۰/۲۴۲
۱۷	۰/۲۱۲	۰/۲۳۱	۳۷	۰/۲۴۶	۰/۲۹
۱۸	۰/۲۴۵	۰/۲۴۷	۳۸	۰/۲۷۸	۰/۲۹۱
۱۹	۰/۲۶۸	۰/۲۴۱	۳۹	۰/۳۱۱	۰/۳۱۳
۲۰	۰/۲۳۵	۰/۲۳			

شکل ۶- رابطه بین رطوبت خاک اندازه‌گیری شده و رطوبت خاک محاسبه شده ($cm^3 cm^{-3}$)

توجه به اینکه میزان خطای حاصل کم است، بنابراین، می‌توان گفت که این مدل برآورد مناسب و قابل قبولی از رطوبت خاک دارد. همچنین، نتایج نشان می‌دهد که استفاده ترکیبی از داده‌های سنجش از دور و مدل

نتایج صحت‌سنجی نشان داد که همبستگی بالایی بین مقادیر برآورد شده و اندازه‌گیری شده وجود دارد. ضریب تعیین بین آن‌ها ۰/۶۹ و مقدار خطای RMSE در این ارزیابی با $0/03 (cm^3 cm^{-3})$ محاسبه شد. با

رابطه بین مقادیر واقعی و مقادیر برآورد شده ۰/۶۹ و خطای محاسبه شده $cm^3 cm^{-3}$ ۰/۰۳ می‌باشد که نشان می‌دهد، مدل دقت مناسبی دارد. با توجه به محدودیت در مطالعات و اندازه‌گیری‌های رطوبت خاک در کشور، پیشنهاد می‌شود تا استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست ۸ و مدل‌های دیگر بیلان انرژی به‌عنوان روشی نوین و کم هزینه با توزیع مکانی و زمانی گسترده برای بررسی و پایش رطوبت خاک مورد بهره‌برداری قرار گیرد. همچنین، پیشنهاد می‌شود تا در تحقیقات آتی مدل‌سازی رطوبت خاک در چندین زمان مختلف با شرایط اقلیمی متفاوت انجام پذیرد.

بیلان انرژی سطح و مدل تجربی رطوبت خاک می‌تواند جهت مدل‌سازی رطوبت خاک در سطح وسیع مورد استفاده قرار گیرد.

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که فناوری سنجش از دور قابلیت لازم را جهت برآورد رطوبت خاک در پهنه‌های وسیع جغرافیایی با اقلیم گرم و خشک دارد. در این تحقیق، با استفاده از کسر تبخیر حاصل از مدل SEBS در یک رابطه تجربی ساده رطوبت خاک در مناطق جنوبی خوزستان برآورد شد. ضریب تعیین

منابع مورد استفاده

- Ahmad, M. and W.G.M. Bastiaanssen. 2003. Retrieving soil moisture storage in the unsaturated zone using satellite imagery and bi-annual phreatic surface fluctuations. *Irrigation and Drainage Systems*, 17: 141-161.
- Alkhaier, F., G.N. Flerchinger and Z. Su. 2012. Shallow groundwater effect on land surface temperature and surface energy balance under bare soil conditions: modeling and description. *Journal of Earth System Science*, 16: 1817-1831.
- Asakereh, H. 2011. *Fundamentals of statistical climatology*. University of Zanjan, 220 pages.
- Baghdadi, N., M. Aubert, O. Cerdan, L. Franchisteguy, C. Viel, E. Martin, M. Zribi and J. F. Desprats. 2007. Operational mapping of soil moisture using synthetic aperture radar data: application to the Touch Basin (France). *Sensors*, 7: 2458-2483.
- Babaiean, I., M. Hemayi and A.A. Nowroozi. 2013. Estimation of surface soil moisture using ENVISAT/ASAR radar images. *Water Research in Agriculture*, 27(4): 611-622.
- Babazadeh, H., E. Norouzi Aghdam, E. Hossein Aghighi, S.A. Sham Sonia and D. Khodadadi Dehkordi. 2012. Estimation of soil moisture level of rangeland soil in arid and semi-arid regions using temperature and vegetation index, case study: Khorasan Province. *Journal of Iranian Rangeland and Desert Research*, 19(1): 120-132.
- Bastiaanssen, W.G.M., D.J. Molden and I.W. Makin. 2000. Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications. *Agricultural Water Management*, 46: 137-155.
- Bergson, G., A.C.S. Carlos, B.S. Bernardo, M.P. Aldrin, V.C.B. Marcus, R.C.B. Jose, V.R.R. Tantravahi. 2013. Estimation of soil moisture in the root-zone from remote sensing data. *The journal Revista Brasileira de Ciência Avícola (Brazilian Journal of Poultry Science)*, 37(3): 596-603.
- Cook, B.I.; G.B. Bonan and S. Levis. 2006. Soil moisture feedbacks to precipitation in Southern Africa. *Journal of Climate*, 19: 4198-4206.
- Entekhabi, D., G.R. Asrar, A.K. Bets, K.J. Beven, R.L. Bras, C.J. Duffy, T. Dunne, R.D. Koster, D.P. Lettermaier, D.B. McLaughlin, W.J. Shuttleworth, M.T. Genuchten, M-Y. Wei and E.F. Wood. 1999. An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80: 2043-2058.
- Grayson, R.B.; A.W. Western and F.H.S. Chiew. 1997. Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and nonlocal controls. *Water Resources Research*, 33: 2897-2908.
- Keshavarz, M.R., M. Vesighehdoost, A. Alizadeh and A. Asadi. 2011. Extracting and routing soil moisture using satellite data of Madis sensor, case study: Isfahan Province. *Irrigation and Drainage Journal of Iran*, 5(2): 209-219.
- Khanmohammadi, F., M. Homaei and A.A. Nowroozi. 2012. Investigating the relationship between soil temperature and moisture temperature using satellite images. *The First National Conference on Sustainable Development Strategies*, Tehran, Ministry of Interior.
- Li, Q., R. Zhong, J. Huang and H. Gong. 2011. Comparison of two retrieval methods with combined passive and active microwave remote sensing observations for soil moisture. *Mathematical and Computer Modelling*, 54(3-4): 1181-1193.

15. Mohamed, Y.A., W.G.M. Bastiaanssen and H.H.G. Savenije. 2004. Spatial variability of evaporation and moisture storage in the swamps of the upper Nile studied by remote sensing techniques. *Journal of Hydrology*, 289: 145-164.
16. Norroozi Aghdam, E, S.M. Behbahani, A. Rahimi Khoub and H. Aghighi. 2008. Soil moisture model using NDVI Index, case study: rangelands of Khorasan Province. *Journal of Environmental Studies*, 2006(48): 127-136.
17. Robinson, D.A., C.S. Campbell, J.W. Hopmans, B.K. Hornbuckle, S.B. Jones, R. Knight, F. Ogden, J. Selker and O. Wendroth. 2008. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observation: a review. *Vadose Zone Journal*, 7: 358-389.
18. Rosenbaum, U., H.R. Bogaen, M. Herbst, J.A. Huisman, T.J. Peterson, A. Weuthen and H. Vereecken. 2012. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water Resources Research*, 48: W10544, doi: 10.1029/2011WR011518.
19. Savenije, H.H.G. 1995. Does moisture feedback affect rainfall significantly? *Physics and Chemistry of the Earth*, 20: 507-513.
20. Sanli, F.B., Y. Kurucu, M.T. Esetlili and S. Abdikana. 2008. Soil moisture estimation from RADARSAT-1, ASAR and PALSAR data in agricultural fields of Menemen Plain of western Turkey. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. Part B7, Beijing*.
21. Scott, C., W.G.M. Bastiaanssen and M. Ahmad. 2003. Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *Irrigation and Drainage Engineering*, 129: 326-335.
22. Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky and A.J. Teuling. 2010. Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review. *Earth-Science Reviews*, 99: 125-161.
23. Su, Z. 2002. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6: 85-100.
24. Wang, L., J.J. Qu, S. Zhang, X. Hao and S. Dasgupta. 2007. Soil moisture estimation using MODIS and ground measurements in eastern China. *International Journal of Remote Sensing*, 28(6): 1413-1418.
25. Wang, H., X. Li, H. Long, X. Xu and Y. Bao. 2010. Monitoring the effects of land use and cover type changes on soil moisture using remote-sensing data: a case study in China's Yongding River basin. *CATENA*, 82(3): 135-145.
26. Wood, E.F. 1997. Effects of soil moisture aggregation on surface evaporative fluxes. *Journal of Hydrology*, 190: 397-412.