

## Evaporation from Lakes and Reservoirs: Developing a Remote Sensing Algorithm of Reference and Water Surface Energy Balance

M. Majidi Kh.<sup>1\*</sup>, A. Alizadeh<sup>2</sup>, A. Farid<sup>3</sup>  
and M. Vazifedoust<sup>4</sup>

### Abstract

Complexity of evaporation process from a water body such as a lake or reservoir and lack of reliable and available data has led to limited developments in this field compared to research on other hydrological components especially where management of these water systems does not rely on more accurate spatial and temporal data. However the operation of reservoirs, development of a new storage, and water accounting strategies require more accurate evaporation estimates especially for drinking water supply in arid area. In this research a new method was developed for evaporation estimation presenting a different solution to the energy balance equation. The proposed approach, called reference and water surface energy balance (RWEB), carried out by defining the reference surface and simultaneously solution to the energy balance equation for both water and reference surfaces. The temperature and net radiation data were used in the proposed method. According to the input data, the RWEB method has the ability for remote sensing application and accordingly the remote sensing algorithm of RWEB was also developed. The method was applied to Doosti Dam Reservoir resulted in the distributed evaporation parameters and estimations.

**Keywords:** Energy balance, Evaporation, Model development, Remote sensing data, Doosti dam.

Received: July 2, 2016

Accepted: January 11, 2017

## تبخیر از دریاچه‌ها و مخازن سدها: توسعه الگوریتم سنجش از دوری بیلان انرژی آب و سطح مرجع

میثم مجیدی خلیل‌آباد<sup>۱\*</sup>، امین علیزاده<sup>۲</sup>،  
علی‌رضا فریدحسینی<sup>۳</sup> و مجید وظیفه‌دوست<sup>۴</sup>

### چکیده

پیچیدگی فرآیند تبخیر از پیکره‌های آبی مانند دریاچه‌ها و مخازن سدها، کمبود اطلاعات کافی و معتبر مورد نیاز و از طرفی عدم اتکای مدیریت این منابع و مخازن به داده‌های زمانی و مکانی دقیق‌تر، موجب کند شدن پیشرفت‌های تحقیقاتی و کاربردی در این زمینه نسبت به سایر مؤلفه‌های هیدرولوژیکی شده است. مدیریت و بهره‌برداری از ذخایر سدها به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک نیاز به برآوردهای مطمئن‌تری از تبخیر دارد. این وضعیت در شرایطی مانند سد دوستی که منبع استراتژیک تأمین بخش وسیعی از آب شرب مشهد نیز می‌باشد، اهمیتی دوچندان می‌یابد. در این تحقیق، روشی جدید برای برآورد تبخیر از پیکره‌های آبی با ارائه حل متفاوتی از معادله بیلان انرژی توسعه داده شد. این موضوع از طریق تعریف سطح مرجع و حل همزمان معادله بیلان انرژی برای دو سطح آب و سطح مرجع صورت پذیرفت. در این روش که بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) نام گرفت، از داده‌های دما و تابش خالص استفاده شده است. از آنجا که داده‌های ورودی مورد نیاز روش پیشنهادی، قابلیت برآورد با استفاده از فناوری سنجش از دور را دارا می‌باشد، لذا الگوریتم سنجش از دوری روش پیشنهادی RWEB توسعه داده شد که طی آن پارامترها و برآوردهای تبخیر به‌صورت توزیعی برای دریاچه سد دوستی حاصل گردید.

**کلمات کلیدی:** بیلان انرژی، تبخیر، توسعه مدل، سنجش از دور، سد دوستی.

تاریخ دریافت مقاله: ۹۵/۴/۱۲

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۱۰/۲۲

1- Assistant Professor, Remote Sensing and Environmental Science Department, East Water and Environmental Research Institute (EWERI), Iran. Email: Maysam.majidi@gmail.com

2-Professor, Faculty of Agriculture, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

3-Associate Professor, Water Engineering Department, Faculty of Agriculture, Water Engineering Department, Ferdowsi University of Mashhad, Iran.

4-Assistant Professor, Water Engineering Department, Faculty of Agriculture, University of Guilan, Rasht, Iran.

\*- Corresponding Author

۱- استادیار گروه سنجش از دور و علوم محیطی، مرکز پژوهشی آب و محیط زیست شرق

۲- استاد گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار گروه مهندسی آب دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه گیلان

\*- نویسنده مسئول

بحث و مناظره (Discussion) در مورد این مقاله تا پایان پاییز ۱۳۹۶ امکانپذیر است.

آب قرار گیرد. البته، تحقیقات بسیار اندکی در این زمینه در چند مورد به صورت پراکنده انجام شده است، اما بدیهی است مطالعات مذکور به دلیل عدم انسجام و تداوم، نتوانسته است در مدیریت منابع آب جایگاه واقعی خود را بیابد. عدم وجود تجهیزات اولیه اندازه‌گیری اجزاء بیلان آبی و حتی کمبود داده‌های هواشناسی در اغلب دریاچه‌ها و مخازن کشور و در نتیجه عدم وجود اطلاعات کافی و مناسب در این مورد، شاهدی بر این مدعاست.

از سوی دیگر، باید توجه داشت که یکی از مهم‌ترین محدودیت‌های عمده در خصوص برآورد صحیح تبخیر، عدم وجود و یا بعضاً کمبود داده‌های مورد نیاز در تقریباً تمامی پیکره‌های آبی کشور است که باید اندازه‌گیری و یا به طریقی تخمین زده شود. لذا، یکی از عوامل اصلی که عدم رشد کافی مدیریت صحیح و دقیق منابع آب را به لحاظ در نظر گرفتن تبخیر از سطوح آزاد آب تشدید نموده است، نیاز به همین اطلاعات و داده‌های متعدد می‌توان دانست که بدیهی است برطرف نمودن این نقصان به لحاظ تجهیز شبکه‌های پایش در حال حاضر به سرعت مقدور نخواهد بود.

از طرفی، اغلب روش‌های معمول بر مبنای اندازه‌گیری‌ها و شبیه‌سازی مقادیر تبخیر بر اساس اطلاعات و داده‌های نقطه‌ای استوار است و برآورد تبخیر در یک نقطه به دلیل تغییرات مکانی و زمانی آن، نمی‌تواند منجر به حصول نتایج معتبری از تبخیر گردد. بنابراین، علاوه بر کمبود اطلاعات پایه که قبلاً مطرح گردید، در نگاهی پیشرفته‌تر به موضوع تبخیر به خوبی می‌توان دریافت که حتی با وجود اطلاعات مذکور نیز دقت مکانی و زمانی مورد نیاز در برآوردهای فعلی تبخیر یافت نمی‌شود.

توسعه و کاربرد روش‌های محاسبه تبخیر از دریاچه و مخازن سدها، مورد علاقه و توجه محققین در دهه‌های اخیر بوده و در عین حال به دلیل پیچیدگی ماهیت آن همواره به عنوان یک چالش جدی مطرح بوده است (McMahon et al, 2013). بدون تردید تلاش‌های باون (Bowen, 1926) یکی از قوی‌ترین تئوری‌هایی است که به درک فیزیکی تبخیر و توسعه دانش آن کمک ویژه‌ای نموده است. وی با استفاده از گرادیان دما و رطوبت نسبی، چگونگی تبدیل انرژی در دسترس به گرمای نهان و محسوس را تشریح نمود. بعدها پنمن تئوری مشهور خود را در خصوص برآورد تبخیر از سطوح آزاد آبی، سطح خاک و سطوح پوشش گیاهی با ترکیب مفاهیم آبرودینامیک تبخیر و بیلان انرژی، ارائه نمود (Penman, 1948). پس از آن تقریباً دامنه وسیعی از روش‌های برآورد تبخیر توسعه داده شد که از

ایران به عنوان کشوری خشک و نیمه‌خشک، مطابق با تعاریف بین‌المللی شرایط ویژه‌ای را به لحاظ تنش آبی تجربه می‌نماید. ایران دارای شرایط تنش آبی زیاد می‌باشد که در بسیاری از مناطق آن مصارف آب به مراتب به بسیار بیشتر از ۴۰ درصد آب تجدیدپذیر رسیده به طوری که در اکثر حوضه‌های کشور بهره‌برداری از منابع آب عملاً بیشتر از کل آب تجدیدپذیر سالانه آن است. در این شرایط کمیابی آب توسعه منطقه را به شدت تحت تأثیر خود قرار داده است. تبخیر به عنوان پیچیده‌ترین و مهم‌ترین مولفه بیلان آب، یکی از این جمله مسایلی است که علی‌رغم نقش تعیین‌کننده در کمیت و کیفیت منابع آب و خاک، آنچنان که بایسته بوده در آن تامل نگردیده است. اثرات تبخیر چه در مراحل طراحی مخازن سطحی تأمین آب و چه پس از آن همواره حائز اهمیت است و به عنوان یک عامل ضروری در مدیریت کمی و کیفی منابع آب همواره مطرح است. طی بهره‌برداری از یک سامانه تأمین آب، قبل از تخصیص و واگذاری آب به کاربران، تلفات تبخیر از مخزن باید مد نظر قرار گیرد. اغلب سمت و سوی مدیریت منابع آب به سمت کاهش تلفات و افزایش بهره‌وری و بازده این سامانه‌ها در مراحل مختلف به‌ویژه طی ذخیره آب سوق دارد. چرا که افزایش تبخیر همراه با کاهش کمیت و کیفیت آب مخزن، می‌تواند به طور کلی بهره‌برداری بهینه از سد را مختل و کاربری آن را از بین ببرد. هرچند تحقیقات متعددی در خصوص تبخیر از اراضی و در حقیقت تبخیر - تعرق تاکنون در کشور انجام شده است، اما نرخ رشد تحقیقات و توجهات در خصوص تبخیر از پیکره‌های آبی مانند مخازن سدها و دریاچه‌ها در کشور ما بسیار کند و در حقیقت متوقف بوده است. این در حالی است که شرایط اقلیمی کشور به لحاظ کمبود منابع آب سطحی سبب شده است، محدوده ذخایر سطحی بسیار ارزشمند و استراتژیک قلمداد شوند. به طوری که بسیاری از مخازن سدها علاوه بر کاربری‌های گسترده در بخش کشاورزی، به دلیل کیفیت مناسب آنها تأمین‌کننده آب مورد نیاز شرب و بهداشت و صنعت می‌باشند.

همان‌طور که مطرح گردید، تحقیقات متعددی در مورد بهینه‌سازی مصارف آب کشاورزی و برآوردهای تبخیر - تعرق گیاهان در کشور انجام شده است، اما فارغ از اجرایی شدن یا نشدن آنها، به نظر نمی‌رسد هنوز مدیریت منابع آب در کشور آنقدر رشد کرده باشد که تبخیر از پیکره‌های آبی نیز به عنوان یکی از اساسی‌ترین اجزاء هیدرولوژیک و تعیین‌کننده پایداری منابع آب و توسعه اجتماعی و زیست‌محیطی مناطق، مورد توجه محققین و دست‌اندرکاران بخش

آن جمله می‌توان به روش‌های بلینی - کریدل (Blaney and Criddle, 1950)، مکینک (Makkink, 1957)، هامون (Hamon, 1961)، جنسن - هیسنز (Jensen and Haise, 1963)، استفنز - استوارت (Stephens and Stewart, 1963)، پریستلی - تیلور (Priestley and Taylor, 1972)، دبرویسن - کیجمن (de Bruin and Keijman, 1979) و بروسترت - استریکر (Brutsaert and Stricker, 1979) اشاره نمود. این روش‌ها عمدتاً براساس معادله بیلان انرژی و مدل انتقال جرم دالتون (Dalton, 1802) و یا ترکیبی توسعه یافته‌اند و یا مبنای تجربی دارند (Gallego-Elvira et al, 2010; Rosenberry et al, 2007). بسته به دقت و سادگی کاربرد، روش‌های مذکور در شرایط مختلف مورد توجه قرار گرفته است. برخی از این روش‌ها به طور جامع در شرایط مختلف و البته در پژوهش‌های اندکی مورد بررسی، مقایسه و ارزیابی قرار گرفته‌اند (Lenters et al, 2005; Majidi et al, 2014, 2015a,b,c; Izady et al, 2016).

روش اساسی که عمدتاً به‌منظور برآورد تبخیر مورد استفاده قرار می‌گیرد، روش بیلان انرژی نسبت باون است که در آن شار گرمای نهان تبخیر با اندازه‌گیری و یا تخمین سایر اجزاء بیلان انرژی به‌دست می‌آید (Sima and Tajrishi, 2014; Stannard and Rosenberry, 1991; Winter et al, 2003). روش توازن انرژی یا به‌طور کامل بیلان انرژی سطحی به این طریق عمل می‌کند که در سیستم آبی مورد نظر، رابطه بقای انرژی اعمال شده و از آن میزان انرژی مصرف شده برای تبخیر از سطح آزاد آب تعیین می‌شود.

در سال‌های ۱۹۵۰ تا ۱۹۶۰ میلادی استدلال بر این بود که فرایند تبخیر عموماً با شرایط جوی و عوامل هواشناسی کنترل می‌گردد و تغییرات مکانی خصوصیات خاک و پوشش گیاهی در نظر گرفته نمی‌شد (Kalma et al, 2008). از سال ۱۹۸۰ میلادی، اهمیت تغییرات مکانی تبخیر و روش‌های برآورد تبخیر در مقیاس وسیع مورد توجه قرار گرفت. روش‌های وسیعی بر مبنای داده‌های هواشناسی و اقلیمی جهت برآورد منطقه‌ای تبخیر مورد استفاده قرار گرفت اما مشخص شد که هنوز هم کمبودهایی در این زمینه مشهود است. عدم وجود مدل‌های شبیه‌سازی که قادر باشد تخمین واقع‌بینانه‌ای از ماهیت توزیعی فرایندهای مربوط به سطح ارائه دهند، یکی از این چالش‌ها بود. مشکل دیگر، نیاز به فونونی بود که بتواند مشاهدات نقطه‌ای را بزرگ‌مقیاس نموده و به سطح وسیع‌تری تعمیم

دهد (Kalma and Calder, 1994; Kalma et al, 2008). تغییر در نگرش به این پدیده، با کاربرد تجهیزات هوابرد به‌ویژه کاربرد گسترش فنون سنجش از دور همزمان شد (Green et al, 2001; Kalma et al, 2008). برای برآورد تبخیر به کمک سنجش از دور از الگوریتم‌های مختلفی می‌توان استفاده کرد که در آن‌ها عموماً یک سری داده‌های مربوط به دمای سطح و تابش باید اندازه‌گیری شود. روش‌های مختلفی مبتنی بر فنون سنجش از دور جهت برآورد اجزاء توازن انرژی و تابش خالص ارائه شده است (Bisht et al, 2005). این مدل‌ها عبارتند از: شاخص توازن انرژی سطحی (SEBI)، توازن انرژی سطحی بالای زمین (SEBAL)، تبادل معکوس جو-زمین (ALEXI)، شاخص توازن انرژی سطحی ساده شده (S-SEBI)، سیستم توازن انرژی سطحی (SEBS) و تهیه نقشه تبخیر-تعرق با واسنجی درونی (METRIC) که تمامی مدل‌های مذکور برای تخمین تبخیر-تعرق در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای و با استفاده ترکیبی از داده‌های سنجش از دور و مشاهدات زمینی (میدانی) به‌کار برده شده‌اند (Vinukollu et al, 2011).

امروزه با پیشرفت‌های حاصل در تکنولوژی سنجنده‌های ماهواره‌ای و کاربردهای فنون سنجش از دور، روش‌های متعددی مبتنی بر این تکنولوژی توسعه یافته است که ضمن پوشش خلاءهای آماری میدانی، به کمک آن می‌توان اطلاعات مهم و در عین حال قابل اعتمادی از وضعیت تبخیر و سایر پارامترهای مورد نیاز از منطقه مورد مطالعه با هر وسعتی بدست آورد. فنون سنجش از دور ضمن برآورد تبخیر و بررسی توزیع مکانی آن، می‌تواند عوامل موثری از قبیل دمای سطح و آلبیدو را مقارن با شرایط محیطی برآورد نماید. از این رو استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور برای تخمین تبخیر از مخازن سدها، راه‌کاری امید بخش به منظور رفع مشکلات فوق محسوب می‌گردد.

تاکنون روش‌های مبتنی بر فناوری سنجش از دور به منظور برآورد تبخیر از پیکره‌های آبی توسعه داده نشده است. تلاش‌های محدود انجام شده صرفاً در جهت تعمیم و اصلاح الگوریتم‌های سنجش از دور موجود برآورد تبخیر - تعرق از اراضی برای کاربرد در شرایط دریاچه‌ها و مخازن سدها تمرکز یافته است. این در حالی است که مشکلات دسترسی به داده‌های مکانی و برآوردهای واقعی تبخیر در پیکره‌های آبی مانند دریاچه‌ها و مخازن سدها، کمتر از اراضی دشت‌ها و یا حوضه‌ها نیست. لذا، توسعه روش‌هایی که بتواند برآوردهای نسبتاً مطلوبی از تبخیر و سایر عوامل مورد نیاز ارائه دهد، گامی رو به جلو در این زمینه محسوب می‌گردد.

در پژوهش حاضر علاوه بر تلاش برای پوشش خلأهای موجود در زمینه شناخت و ارزیابی تبخیر از سطح آب دریاچه سد دوستی به عنوان یک هدف کاربردی، تلاش شده است تا با توسعه روشی نوین در برآورد تبخیر از پیکره‌های آبی مبتنی بر داده‌های سنجش از دور، مستنداتی جدید به بدنه علمی در مقیاس ملی و بین‌المللی افزوده گردد.

## ۲- مواد و روش‌ها

### ۲-۱- محدوده مطالعاتی

تحقیق حاضر بر روی دریاچه سد دوستی واقع در مرز ایران و ترکمنستان در ۷۵ کیلومتری شهر سرخس انجام پذیرفت (شکل ۱). سد دوستی یکی از مهم‌ترین منابع تأمین آب به‌ویژه آب شرب شهر مشهد محسوب می‌گردد. از آنجا که این سد در منطقه‌ای نسبتاً خشک ایران قرار گرفته است، تبخیر از آن اهمیت خاصی داشته و با توجه به محدودیت داده‌های مورد نیاز، یکی از مهم‌ترین چالش‌های آن به شمار می‌آید. سد دوستی با ارتفاع حدود ۷۸ متر، ظرفیت ۱۲۵۰ میلیون مترمکعب و مساحت حدود ۴۵ کیلومتر مربع (دامنه بین ۳۵ تا ۵۵ کیلومترمربع) جزو بزرگ‌ترین مخازن سدهای ایران است. این سد که تأمین کننده آب شرب و کشاورزی برای هر دو کشور ایران و ترکمنستان است، در منطقه‌ای قرار گرفته است که متوسط دمای هوا در آن در حدود ۱۷/۹ درجه سلسیوس، متوسط رطوبت نسبی ۴۷/۷٪ و متوسط بارش سالانه در آن ۱۸۷/۳۷ میلی‌متر می‌باشد.

### ۲-۲- مجموعه داده‌ها

در تحقیق حاضر، داده‌های مختلفی مورد استفاده قرار گرفته است که شامل داده‌های (اندازه‌گیری‌های) میدانی، داده‌های هواشناسی و

داده‌های سنجش از دور می‌باشد. اندازه‌گیری‌های میدانی مربوط به پارامترهایی است که در نقاط مختلف و در سطح و عمق دریاچه سد دوستی طی دوره‌های زمانی ۱۶ روزه مطابق با گذر ماهواره لندست و طی مدت یک سال آبی (۹۲ - ۹۱) اندازه‌گیری شد. به این منظور به کمک قایق روی سطح دریاچه در نقاط مختلف با فواصل نسبتاً یکسان پارامترهای دما و شوری از سطح تا عمق اندازه‌گیری گردید. برای اندازه‌گیری دمای سطح خاک خشک نیز از دماسنج مادون قرمز استفاده گردید. داده‌های هواشناسی روزانه مورد نیاز شامل حداقل و حداکثر دمای هوا، رطوبت نسبی، سرعت باد، دمای نقطه شبنم، فشار هوا، بارش و تبخیر از تشت برای دریاچه این سد، از ایستگاه مستقر در محل سد و نیز ایستگاه پل خاتون جمع‌آوری گردیده است. سایر داده‌های کمکی مانند اطلاعات تابش (ساعات آفتابی) در صورت نیاز از ایستگاه سینوپتیک سرخس دریافت گردید. هدف اصلی از این مطالعه، به دست آوردن برآوردهای مقرون‌به‌صرفه و درعین‌حال دقیق از تبخیر واقعی و چگونگی توزیع مکانی آن در دریاچه سد دوستی می‌باشد. بر این اساس و با عنایت به خصوصیات شرح داده شده فوق تصاویر ماهواره لندست ۷ (ETM+) انتخاب گردید.

### ۲-۳- تئوری تحقیق

در تحقیق حاضر، تلاش شده است تا الگوریتم سنجش از دور روش "بیان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB)"، توسعه و مورد ارزیابی قرار گیرد. جزییات کامل مربوط به تئوری روش بیان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) در مقاله (Majidi et al. 2016) ارائه شده است و در اینجا به صورت مختصر بحث می‌گردد.

بیان انرژی برای پیکره‌های آبی می‌تواند به طریق ذیل بیان شود:

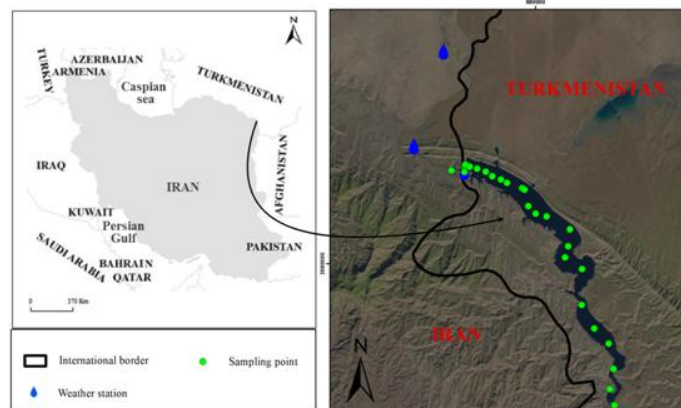


Fig 1. The location of the study area (Doosti dam reservoir)

شکل ۱- موقعیت کلی محدوده مورد مطالعه (دریاچه سد دوستی)

به طور مستقیم با اندازه‌گیری اجزاء طول موج کوتاه و بلند ورودی و خروجی اندازه‌گیری می‌گردد و دماهای مورد استفاده در این رابطه (دمای هوا، سطح خاک خشک و سطح آب) نیز به راحتی قابل برآورد می‌باشد.

همان طور که مشخص است، این مدل می‌تواند به عنوان یک روش حل معادله بیلان انرژی در نظر گرفته شود که در آن بجای استفاده از ضریب نسبت باون، از پارامتر بی‌بعد دما برای جایگزینی شار گرمای محسوس در رابطه بیلان انرژی استفاده شده است. در حقیقت مدل RWEB با تعریف سطح مرجع که در آن عبارت تبخیر در بیلان انرژی، صفر می‌باشد و حل همزمان معادله بیلان انرژی برای دو سطح آب و سطح مرجع، شکل جدیدی از معادله بیلان انرژی دریاچه را ارائه می‌نماید که با داده‌های ورودی قابل دسترس توانست تبخیر از سطوح آب را با دقت مطلوب برآورد نماید. قابل توجه است که شاخص میانگین مجذور مربعات اختلاف برای روش بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) در مقایسه با روش مینا یعنی بیلان انرژی نسبت باون  $1/0.2$  میلی‌متر بر روز حاصل شده است (Majidi et al., 2016).

## ۲-۴- توسعه الگوریتم سنجش از دور بیلان انرژی آب و سطح و مرجع

همان طور که مشهود است روش RWEB صرفاً مبتنی بر داده‌های تابش خالص و دما می‌باشد. ضمن این که نیاز به برآورد ضریب نسبت باون در روش پیشنهادی با تعریف سطح مرجع حذف گردیده است. این نکته با در نظر گرفتن اساس فیزیکی مدل و عدم نیاز آن به واسنجی محلی و نیز دقت مطلوب برآوردهای آن از مهم‌ترین مزایای مدل پیشنهادی محسوب می‌گردد. از طرفی، داده‌های دمای سطح و تابش، پارامترهایی هستند که به کمک فناوری سنجش از دور و با دقت مناسب به صورت توزیعی به راحتی قابل برآورد می‌باشند. لذا، مدل پیشنهادی تحقیق (Majidi et al., 2016) پتانسیل مطلوبی برای کاربرد با داده‌های سنجش از دور دارا می‌باشد. این ایده موجب توسعه الگوریتم سنجش از دور بیلان انرژی آب و سطح مرجع در تحقیق حاضر گردید. امکان برآورد تبخیر با دقت مطلوب و به صورت توزیعی در دریاچه‌ها و به طور کلی پیکره‌های آبی دستاورد بسیار جذابی بود که انگیزه حصول به این نتیجه را دوچندان می‌نمود. در شکل ۲ فرایندهای مربوط به الگوریتم سنجش از دور بیلان انرژی آب و سطح مرجع نمایش داده شده است. همان‌طور که مشخص

$$R_{nw} = G_w + H_w + \lambda E + N \quad (1)$$

که در آن:  $R_{nw}$  تابش خالص در سطح آب،  $H_w$  شار گرمای محسوس و  $G_w$  شار گرمایی است که به رسوبات کف مخزن منتقل شده،  $N$  تغییر در ذخیره حرارتی آب،  $\lambda$  گرمای نهان تبخیر و  $E$  شار تبخیر از سطح آب می‌باشد. در معادله فوق تابش خالص از طریق برآورد تابش‌های ورودی و خروجی تخمین زده می‌شود و معمولاً از شار گرمایی مربوط به رسوبات کف مخزن صرف نظر می‌گردد. شار گرمای محسوس نیز از طریق رابطه ذیل قابل محاسبه می‌باشد:

$$H_w = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_w - T_a) \quad (2)$$

که در آن:  $\rho$  چگالی هوا،  $C_p$  گرمای ویژه هوا در فشار ثابت،  $r_a$  مقاومت آئروودینامیک ( $s \cdot m^{-1}$ )،  $T_w$  دمای سطح آب و  $T_a$  دمای هوا بر حسب درجه سلسیوس می‌باشد. از طرفی معادله بیلان انرژی برای سطح مرجع مجاور سطح آب (به عنوان مثال سطح خاک خشک فاقد پوشش) که تبخیر نمی‌کند به طریق ذیل نوشته می‌شود:

$$R_{ns} = G_s + H_s \quad (3)$$

در این رابطه:  $R_{ns}$  تابش خالص دریافتی سطح خاک خشک،  $G_s$  شار گرمایی خاک و  $H_s$  شار گرمای محسوس از خاک به اتمسفر می‌باشد. شار گرمای محسوس از خاک خشک به اتمسفر نیز با رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$H_s = \frac{\rho C_p}{r_a} (T_s - T_a) \quad (4)$$

با در نظر گرفتن این که مقاومت آئروودینامیک اساساً تحت تأثیر سرعت باد قرار دارد (Liu et al., 2006) و نیز با فرض این که سرعت باد تقریباً بر روی سطح تبخیر کننده (سطح آب دریاچه سد) و سطح خاک خشک مجاور آن مشابه است، می‌توان فرض نمود که مقاومت آئروودینامیک در مورد سطح آب در دریاچه و سطح سطح مرجع در مجاورت آن، تقریباً یکسان می‌باشد. چنین فرضی توسط سایر محققین نیز در نظر گرفته شده است (Qiu et al., 1998; Ben-Asher et al., 1983). بر اساس فرض مذکور و با ترکیب روابط ۱، ۲، ۳ و ۴ رابطه‌ای استخراج می‌شود که با استفاده از آن میزان تبخیر از سطح آب (پیکره آبی) قابل برآورد است:

$$E = \lambda^{-1} [R_{nw} - \tau (R_{ns} - G_s) - N] \quad (5)$$

که در آن:  $\tau = (T_w - T_a) / (T_s - T_a)$  پارامتر بی‌بعد دما می‌باشد. رابطه ۵ تبخیر آب از دریاچه یا مخزن سد را به عنوان تابعی از داده‌های در دسترس تابش خالص و دما مدل می‌نماید. تابش خالص

سطحی برای هر بار اندازه‌گیری (زمانی و مکانی) از تصاویر سنجنده ETM+ به شرح ذیل استفاده گردید:

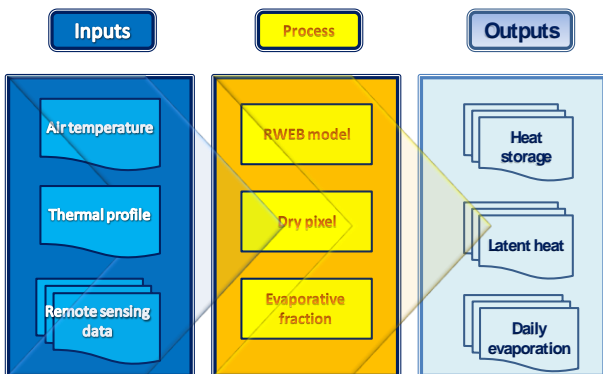


Fig 2. The remote sensing algorithm for reference and water energy balance (RWEB)

شکل ۲- فرایندهای الگوریتم سنجنش از دور بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB)

گام اول - محاسبه رادیانس طیفی برای هر باند تصویر که میزان انرژی تابشی است که در بالای اتمسفر توسط سنجنده مشاهده گردیده است.

است در این الگوریتم، دمای هوا، پروفیل حرارتی دریاچه و تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد تا با استفاده از روش پیشنهادی این تحقیق (RWEB) و تعریف پیکسل خشک (Dry pixel) به‌عنوان سطح مرجع، میزان تبخیر از دریاچه برآورد گردد.

## ۵-۲- محاسبات الگوریتم سنجنش از دور بیلان انرژی آب و سطح مرجع

برای برآورد اجزاء الگوریتم بیلان انرژی آب و سطح مرجع، مراحل مختلف مطابق با شکل ۳ انجام پذیرفت که در ادامه تشریح گردیده است.

### ۱-۵-۲- آلبیدوی سطحی

اغلب در تحقیقات و مطالعات مربوط به برآورد تبخیر از پیکره‌های آبی حتی در کاربردهای سنجنش از دور، مقدار آلبیدوی سطحی آب برابر با ۰/۰۷ در نظر گرفته می‌شود. این در حالی است که مقدار آلبیدوی سطحی آب بسته به زاویه تابش خورشید که خود وابسته به زمان در سال و موقعیت جغرافیایی منطقه می‌باشد، متفاوت است (Cogley, 1979). در این تحقیق به‌منظور برآورد مقدار آلبیدوی

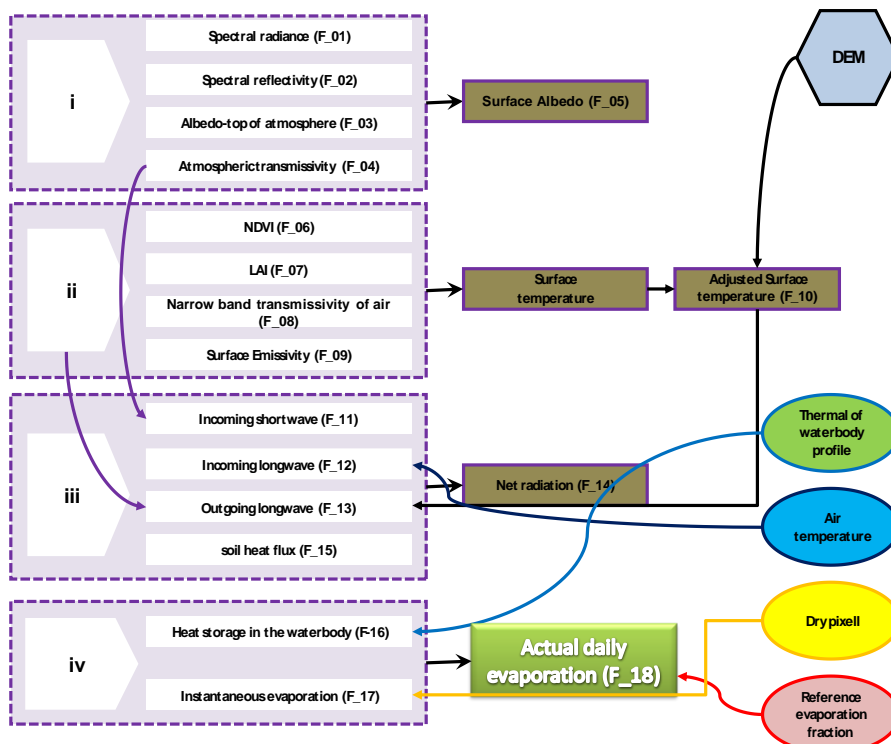


Fig 3. The procedures and required data for the remote sensing algorithm of RWEB

شکل ۳- مراحل و نوع داده‌های مورد نیاز در الگوریتم سنجنش از دور RWEB

ماهواره‌ای و  $S_c$  تصحیح فصلی برای زمان خورشیدی برحسب ساعت می‌باشند. تمامی پارامترهای معادله فوق برحسب رادیان جایگذاری می‌شوند.

گام سوم - محاسبه آلبیدوی بالای اتمسفر به کمک رابطه ذیل (Allen et al., 2002):

$$\alpha_{\text{toa}} = \sum \left( \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \times \rho_{\lambda} \right) \quad (14)$$

که در آن:  $\omega\lambda$ : ضرایب وزن دار برای باندهای مختلف سنجنده بوده و از طریق رابطه ذیل برآورد می‌گردند (Chander et al., 2009):

$$\omega_{\lambda} = \frac{ESUN_{\lambda}}{\sum ESUN_{\lambda}} \quad (15)$$

گام چهارم - محاسبه آلبیدوی سطحی با کمک رابطه ذیل:

$$\alpha = \frac{\alpha_{\text{toa}} - 0.03}{\tau_{\text{sw}}^2} \quad (16)$$

در این رابطه:  $\tau_{\text{sw}}$  قابلیت عبوری اتمسفر می‌باشد که به عنوان بخشی از رادیانس ورودی که توسط اتمسفر انتقال داده می‌شود تعریف می‌گردد. این پارامتر نشان‌دهنده تأثیرات جذب و پراکنش اتفاق افتاده در اتمسفر می‌باشد. از آنجا که این تأثیر هم برای تابش ورودی و هم تابش خروجی وجود دارد در محاسبه آلبیدوی سطحی از آن استفاده می‌شود. قابلیت عبوری اتمسفر ( $\tau_{\text{sw}}$ ) با فرض وجود آسمان صاف و بدون ابر و شرایط نسبتاً خشک بر اساس رابطه مبتنی بر ارتفاع محاسبه می‌گردد:

$$\tau_{\text{sw}} = 0.75 + 2 \times 10^{-5} \times z \quad (17)$$

در این رابطه:  $z$  ارتفاع از سطح دریا برحسب متر است. این ارتفاع بایستی به بهترین نحو معرف ارتفاع منطقه مورد مطالعه باشد. در الگوریتم محاسباتی، این پارامتر با تصویر DEM منطقه جایگزین می‌گردد.

## ۲-۵-۲- دمای سطح

دمای سطح که وابسته به رادیانس حرارتی، گسیلمندی در باند حرارتی، رادیانس طیفی، بازتابندگی هر باند و آلبیدوی سطحی می‌باشد را می‌توان از رابطه اصلاح شده پلانک به شرح ذیل محاسبه نمود (Allen et al., 2002):

$$T_s = \frac{1282.71}{\ln \left( \frac{\epsilon_{\text{NB}} \times 666.09}{R_c} + 1 \right)} \quad (18)$$

$$L_{\lambda} = (\text{Gain} \times \text{DN}) + \text{Bias} \quad (6)$$

که در آن: Gain ( $w/m^2/sr/\mu m/DN$ ) و Bias ( $w/m^2/sr/\mu m$ ) می‌باشند ضرایب واسنجی سنجنده لندست  $\gamma$  ( $w/m^2 sr \mu m$ ) می‌باشند (Chander et al., 2009) و DN نیز درجه خاکستری پیکسل‌های تصویر است.

گام دوم - محاسبه بازتابندگی طیفی هر باند که به صورت نسبت شار طیفی بازتاب یافته به شار طیفی فرودی تعریف می‌شود.

$$\rho_{\lambda} = \frac{\pi \times L_{\lambda}}{ESUN_{\lambda} \times \cos \theta \times d_r} \quad (7)$$

در این رابطه:  $\rho_{\lambda}$  بازتابندگی طیفی برای هر باند،  $ESUN_{\lambda}$  میانگین تابش فرودی خورشید در بالای اتمسفر برای هر باند ( $w/m^2 \mu m$ )،  $\cos \theta$  کسینوس زاویه ورودی خورشید و  $d_r$  معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید (بدون بعد) می‌باشد.

معکوس مربع فاصله زمین تا خورشید از طریق رابطه ذیل قابل محاسبه است:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos \left( \text{DOY} \frac{2\pi}{365} \right) \quad (8)$$

که در آن: DOY روزهای متوالی سال از ابتدای سال میلادی هست. مقدار  $d_r$  بین ۰/۹۷ تا ۱/۰۳ بسته به زمان تصویربرداری متغیر است.

مقدار زاویه ورودی تابش خورشیدی ( $\theta$ ) نیازمند محاسبه تصاویر عرض جغرافیایی ( $\phi$ )، میزان شیب ( $S$ ) و زاویه جهت شیب ( $\gamma$ ) برای هر پیکسل از تصویر می‌باشد. محاسبه این سه پارامتر با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی (DEM) صورت می‌پذیرد.

$$\cos \theta = \sin(\delta) \sin(f) \cos(s) - \sin(\delta) \cos(f) \sin(s) \cos(\gamma) \quad (9)$$

$$+ \cos(\delta) \cos(f) \cos(s) \cos(\omega) + \cos(\delta) \sin(f) \sin(s) \cos(\gamma) \cos(\omega)$$

$$+ \cos(\delta) \sin(f) \sin(s) \sin(\omega)$$

که در آن:  $\delta$  زاویه انحراف زمین و  $\omega$  زاویه ساعتی برحسب رادیان هست، که به ترتیب از روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$\delta = 0.409 \sin \{ (2\pi/365 \times \text{DOY}) - 1.39 \} \quad (10)$$

$$\omega = \pi/12 \{ (t + 0.06667 (L_z - L_m) + S_c) - 12 \} \quad (11)$$

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (12)$$

$$b = 2\pi (\text{DOY} - 81) / 364 \quad (13)$$

که در این روابط:  $t$  زمان استاندارد برای گذر ماهواره،  $L_z$  طول جغرافیایی مرکز ناحیه مورد نظر،  $L_m$  طول جغرافیایی مرکز تصویر

$$R_{s-} = G_{SC} \times \cos\theta \times d_r \times \tau_{sw} \quad (23)$$

که در آن:  $G_{SC}$  ثابت خورشیدی ( $1367 \text{ W/m}^2$ ) می‌باشد.

#### ۲-۵-۴- تابش ورودی با طول موج بلند ( $R_{L\downarrow}$ )

تابش ورودی با طول موج بلند ( $R_{L\downarrow}$ )، با استفاده از معادله استفان-بولتزمن قابل محاسبه است (Allen et al., 2002):

$$R_{L-} = \varepsilon_a \times \sigma \times T_a^4 \quad (24)$$

که در آن:  $\varepsilon_a$  گسیلمندی جوی (بدون بعد) و  $\sigma$  ثابت استفان-بولتزمن ( $5.67 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \text{K}^4}$ ) می‌باشد. برای محاسبه  $\varepsilon_a$  از معادله تجربی که توسط Bastiaanssen et al. (1994) ارائه شده است، استفاده می‌شود:

$$\varepsilon_a = 0.85 \times (-\ln \tau_{sw})^{0.09} \quad (25)$$

#### ۲-۵-۵- تابش خروجی با طول موج بلند ( $R_{L\uparrow}$ )

تابش خروجی با طول موج بلند ( $R_{L\uparrow}$ )، به صورت ذیل قابل محاسبه است:

$$R_{L-} = \varepsilon_o \times \sigma \times T_s^4 \quad (26)$$

که در آن: مقدار  $T_s$  از روی تصویر دمای سطحی و به ازای هر پیکسل مطابق الگوریتم مربوطه استخراج می‌گردد.

#### ۲-۵-۶- شار گرمای نهان و تبخیر روزانه و ماهانه حاصل از تصاویر ماهواره‌ای

از آنجا که مقادیر عوامل مؤثر بر شار تبخیر حاصل از داده‌های سنجش از دور مانند دمای سطح و شار تابش ورودی و خروجی طول موج کوتاه و بلند، مقادیر لحظه‌ای و برای زمان گذر ماهواره می‌باشند، مقدار شار گرمای نهان حاصله نیز به صورت لحظه‌ای خواهد بود. مراحل زیر فرایند انجام کار در برآورد تبخیر واقعی در مقیاس زمانی مورد نظر را نشان می‌دهد.

گام اول - تبخیر لحظه‌ای: به صورت ذیل به دست می‌آید:

$$E_{inst} = 3600 \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (27)$$

که  $E_{inst}$  مقدار تبخیر لحظه‌ای ( $\text{mm/hr}$ )،  $\lambda$  گرمای نهان تبخیر ( $\text{J/kg}$ ) و عدد ۳۶۰۰ برای تبدیل زمان از ثانیه به ساعت هست. مقدار  $\lambda$  از معادله ذیل قابل محاسبه است:

$$\lambda = [2.501 - 0.00236(T_s - 273.15)] \times 10^6 \quad (28)$$

گام دوم - محاسبه کسر تبخیر مرجع: که به صورت نسبت تبخیر لحظه‌ای ( $E_{inst}$ ) محاسبه شده برای هر پیکسل ( $\text{mm/hr}$ ) به تبخیر

در این رابطه:  $T_s$  دمای سطح بر حسب درجه کلون می‌باشد. همان طور که مشخص است تعیین گسیلمندی سطح ( $\varepsilon_{NB}$ ) و رادیانس حرارتی ( $R_c$ ) جهت برآورد دمای سطح ضروری است. به این منظور لازم است گام‌های زیر طی شود:

گام اول - محاسبه شاخص تفاضل نرمال شده پوشش گیاهی (NDVI):

$$NDVI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_R}{\rho_{NIR} + \rho_R} \quad (19)$$

گام دوم - محاسبه شاخص سطح برگ (LAI):

$$LAI = 0.57 \times e^{(2.33 \times NDVI)} \quad (20)$$

گام سوم - گسیلمندی سطحی: دو نوع گسیلمندی سطحی در محاسبات مربوط به دمای سطح و تبخیر - تعرق تعریف شده است (Allen et al., 2002). اولین گسیلمندی، معرف رفتار سطح برای گسیل حرارتی در باند کم‌پهنای حرارتی بوده و با علامت  $\varepsilon_{NB}$  نشان داده می‌شود ( $10/4$  تا  $12/5$  میکرون). دومین گسیلمندی، معرف رفتار سطح برای گسیل حرارتی در محدوده وسیع حرارتی ( $6$  تا  $14$  میکرون) بوده و با علامت  $\varepsilon_0$  نشان داده می‌شود.

گام چهارم - محاسبه رادیانس حرارتی تصحیح شده ( $R_c$ ): با تصحیح اثرات اتمسفری می‌توان رادیانس واقعی گسیل شده از سطح را به کمک رابطه ذیل برآورد نمود:

$$R_c = L_6 - (1 - \varepsilon_{NB}) R_{sky} \quad (21)$$

که در آن:  $L_6$  تابش طیفی باند حرارتی سنجنده  $ETM+$ ،  $R_{sky}$  تابش آسمان صاف در باند حرارتی می‌باشد. تمامی پارامترهای گفته شده بر حسب  $\text{w/m}^2/\text{sr}/\mu\text{m}$  در رابطه فوق قرار می‌گیرند.

تابش آسمان صاف در باند حرارتی را می‌توان از رابطه معروف ایدسو - جکسون محاسبه نمود:

$$R_{sky} = (1.807 \times 10^{-10}) T_a^4 \left[ 1 - 0.26 e^{-7.77 \times 10^{-4} (273.15 - T_a)^2} \right] \quad (22)$$

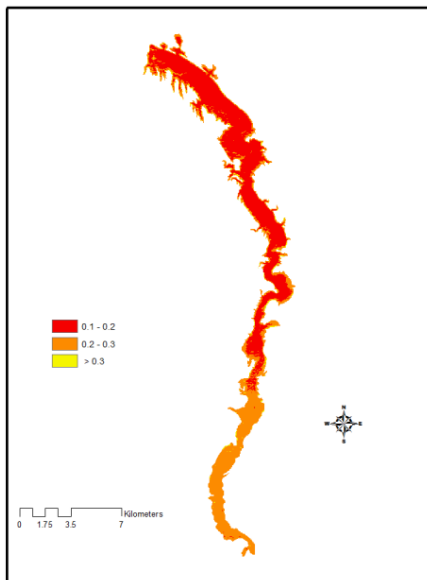
در این رابطه:  $T_a$  دمای هوای نزدیک سطح زمین در لحظه گذر ماهواره بر حسب کلون می‌باشد. برای برآورد دمای هوا در لحظه گذر ماهواره، از روش درون‌یابی این پارامتر در ساعات اندازه‌گیری شده استفاده گردید.

#### ۲-۵-۳- تابش ورودی با طول موج کوتاه ( $R_{S\downarrow}$ )

تابش ورودی با طول موج کوتاه ( $R_{S\downarrow}$ ) به صورت ذیل محاسبه می‌شود (Allen et al., 2002):



منابع علمی این مقدار متغیر و وابسته به زمان و مکان و خصوصیات کیفی آب مطرح شده است. بر اساس داده‌های سنجش از دوری در این تحقیق، مقادیر آلبیدوی سطح آب در دریاچه سد دوستی، دارای تغییرات مکانی به‌طور متوسط سالانه بین ۰/۱ تا ۰/۳ می‌باشد. البته باید توجه داشت که این تغییرات در هر روز گذر ماهواره تا حدی متفاوت است و این مقادیر متوسطی از تغییرات مکانی آلبیدوی سطح آب در طول سال ۹۱ - ۱۳۹۰ می‌باشد. بنا بر تحقیقات (Cogley, 1979)، مقادیر آلبیدو برای سطح آب می‌تواند بسته به کدورت آب، زاویه تابش خورشیدی، ویژگی‌های طول امواج و وضعیت انتشار آن‌ها در محدوده ۰/۰۶ تا حدود ۰/۳۴ نیز نوسان داشته باشد. شکل ۴ متوسط سالانه مقادیر برآورد شده آلبیدوی سطح آب را برای دریاچه سد دوستی در زمان عبور ماهواره نشان می‌دهد.



**Fig 4. The average distributed albedo of Doosti dam reservoir for 2011-2012 (Iranin water year of 90-91)**  
**شکل ۴- مقادیر توزیعی متوسط آلبیدوی سطح آب در دریاچه سد دوستی برای سال آبی ۹۱ - ۱۳۹۰**

طبق آنچه انتظار می‌رفت، مقادیر آلبیدوی سطح آب دارای تغییرات مکانی بوده و این موضوع ثابت فرض نمودن آلبیدو برای کل سطح آب که در اغلب مطالعات مورد استفاده قرار می‌گیرد را رد می‌نماید. هرچند باید پذیرفت که در کاربردهای زمینی، مقدار مطمئن‌تری از آلبیدوی سطح آب در دسترس نیست و بهترین فرض موجود، همان استفاده از مقادیر توصیه‌شده و ثابت آلبیدو می‌باشد. طبق نتایج این تحقیق می‌توان مقادیر آلبیدوی سطح آب را جهت کاربردهای معمول برآورد تبخیر در دریاچه سد دوستی در حدود ۰/۱ تا ۰/۱۶ پیشنهاد نمود.

مرجع ( $E_r$ ) محاسبه‌شده از داده‌های زمینی (هواشناسی) برای زمان تصویر (mm/hr) تعریف می‌شود:

$$E_r F = \frac{E_{inst}}{E_r} \quad (29)$$

$E_r F$  مشابه ضریب گیاهی ( $K_c$ ) بوده و جهت برونیابی  $E$  از زمان تصویر به دوره ۲۴ ساعته یا طولانی‌تر استفاده می‌شود.

گام سوم - محاسبه تبخیر واقعی ۲۴ ساعته: مقدار  $E_{24}$  را با فرض اینکه  $E_r F$  لحظه‌ای، مشابه با میانگین  $E_r F$  در طول ۲۴ ساعت است، محاسبه می‌کند. مقدار  $E_{24}$  (mm/day) به‌صورت ذیل محاسبه می‌شود:

$$E_{24} = E_r F \times E_{r,24} \quad (30)$$

که  $E_{r,24}$  مقدار تبخیر مرجع با استفاده از داده‌های زمینی برای همان روز تصویر می‌باشد.

### ۲-۵-۷- ذخیره حرارتی دریاچه

عمدتاً یکی از مهم‌ترین اجزاء بیلان انرژی دریاچه یا به‌طور کلی پیکره‌های آبی که یکی از وجوه تمایز این سطوح با اراضی می‌باشد، ذخیره حرارتی و یا شار حرارتی آب می‌باشد. در مورد اراضی این مؤلفه به‌صورت شار حرارتی خاک مطرح‌شده و روش‌هایی نیز برای برآورد آن پیشنهاد گردیده است که وابسته به تابش و نوع پوشش سطح می‌باشد (Allen et al., 2002).

شار حرارتی دریاچه مطابق با کمک پروفیل دمایی دریاچه حاصل می‌گردد. از این رو لازم بود دمای سطح آب و اعماق مختلف اندازه‌گیری گردد. این موضوع در این تحقیق انجام گرفته و دمای سطح و عمق آب در هر بار اندازه‌گیری در نقاط مختلفی از دریاچه سد اندازه‌گیری گردید. لذا، شار حرارتی دریاچه از این طریق محاسبه و در الگوریتم پیشنهادی قرار گرفت.

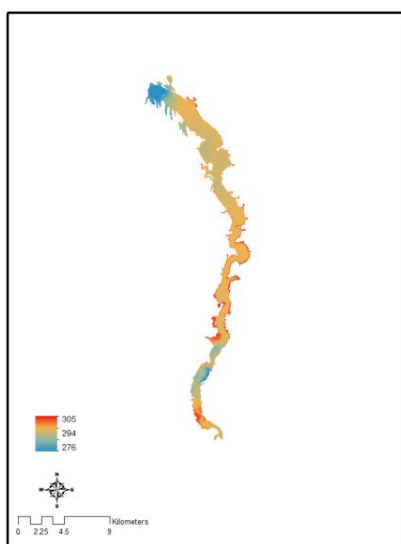
### ۳- نتایج و بحث

الگوریتم سنجش از دوری پیشنهادی این تحقیق (RWEB) به‌منظور برآورد تبخیر از دریاچه سد دوستی مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به حجم بالای عملیات و خروجی‌ها، در این بخش برآوردهای تبخیر که به‌صورت توزیعی حاصل شده است ارائه و بحث می‌گردد.

#### ۳-۱- آلبیدوی سطح آب

همان‌طور که قبلاً نیز گفته شد، آلبیدوی سطح آب در روش‌های معمول برآورد تبخیر برابر با ۰/۰۷ در نظر گرفته می‌شود. هرچند در

اندازه‌گیری شده دمای سطح آب و مقادیر برآورد شده حاصل از تصاویر سنجنده لندست ۷ در این تحقیق را برای روزهای عبور ماهواره در طول سال نشان می‌دهد. همان‌طور که مشهود است مقادیر RMSD حاصل، نشان از دقت مطلوب برآوردهای دما در مقایسه با مقادیر اندازه‌گیری شده دارد. به‌طوری‌که بیشترین میزان خطا حدود ۱/۹۵ درجه سلسیوس و کمترین آن ۰/۶۹ درجه سلسیوس بوده است. این موضوع مؤید دقت مطلوب الگوریتم‌های پیشنهادی جهت برآورد دمای سطح آب و پارامترهای مرتبط با آن می‌باشد که می‌تواند تأییدکننده الگوریتم‌های وابسته نیز باشد. در بسیاری از مطالعات و تحقیقات مربوط به کاربردهای سنجنش از دور، از همبستگی بین مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده دمای سطح به‌منظور اعتبارسنجی الگوریتم پیشنهادی استفاده می‌شود و وجود این همبستگی را معیاری برای قابل اعتماد بودن سایر برآوردهای حاصل از الگوریتم می‌دانند (Sima et al., 2013).



**Fig 5. A sample distributed water surface temperature in Doosti dam reservoir (April 20, 2012)**

**شکل ۵- مقادیر توزیعی دمای سطح آب در دریاچه سد دوستی (تاریخ تصویر: ۱۳۹۱/۰۲/۰۱)**

روند تغییرات دمای سطح آب حاصل از تصاویر ماهواره‌ای در این تحقیق در ماه‌های مختلف سال در نمودار شکل ۷ نشان داده شده است.

نکته قابل‌توجه دیگر در خصوص تغییرات آلبیدوی سطح آب، روند نسبتاً افزایشی آن به سمت جنوبی مخزن است. با دور شدن از نقاط نزدیک سد و عمیق‌تر مخزن، به‌تدریج به محل‌های با عمق کمتر رسیده که به ورودی‌های مخزن نزدیک می‌شود. در این نقاط اغلب به دلیل عمق کمتر و جریان‌ات ورودی، میزان اختلاط آب بیشتر بوده و کدورت آن نیز افزایش می‌یابد. به همین دلیل می‌توان مقادیر بیشتر آلبیدو در این نواحی را انتظار داشت. این موضوع در برآوردهای آلبیدوی سطح آب به کمک تصاویر قابل مشاهده است.

### ۲-۳- دمای سطح آب

یکی از خروجی‌های مهم در استفاده از فناوری‌های سنجنش از دور در برآورد تبخیر، دمای سطح آب است. به‌ویژه این که این داده در بسیاری از مخازن و دریاچه‌ها در دسترس نبوده و یا نقطه‌ای اندازه‌گیری شده است و نمی‌تواند نماینده این پارامتر برای تمام سطح پیکره آبی باشد. در مدل پیشنهادی این تحقیق و در بسیاری از مدل‌های دیگر برآورد تبخیر، دمای سطح آب عامل بسیار مؤثری محسوب می‌گردد. عدم دسترسی به این داده و یا عدم وجود مقادیر قابل اعتمادی از آن، برآوردهای تبخیر را با خطا مواجه می‌نماید. در شکل ۵ مقادیر برآورد شده دمای سطح آب در زمان گذر ماهواره به‌عنوان نمونه در تاریخ ۱۳۹۱/۰۲/۰۱ ارائه شده است. طبق نقشه حاصل‌شده مشخص است که دمای سطح آب در تاریخ مذکور بین ۱۳ تا ۳۱ درجه سلسیوس تغییر می‌نماید. لذا، می‌توان به این نکته نیز اشاره نمود که داده‌های نقطه‌ای دمای سطح آب (در صورت وجود) نمی‌تواند جایگزین مناسبی از داده‌های توزیعی آن در سطح دریاچه باشد. روند نسبی افزایش دما به سمت جنوب یعنی ورودی مخزن نیز قابل توجه است. در این نقاط به دلیل وجود جریان‌ات و عمق کمتر آب در مخزن، میزان اختلاط در آب بیشتر بوده و از سویی مقدار کمتری از انرژی تابشی دریافتی به شکل ذخیره حرارتی تبدیل می‌گردد.

همان‌طور که در بخش مواد و روش‌ها مطرح گردید، دمای سطح و البته اعماق آب در نقاط مختلفی از دریاچه سد دوستی در دوره‌های زمانی ۱۶ روزه مطابق با روزهای عبور سنجنده لندست ۷، اندازه‌گیری گردید. از داده‌های مذکور در اینجا به‌منظور ارزیابی داده‌های دمای سطح آب حاصل از تصاویر ماهواره‌ای استفاده گردید. نمودارهای شکل ۶ مقادیر RMSD مربوط به مقایسه مقادیر

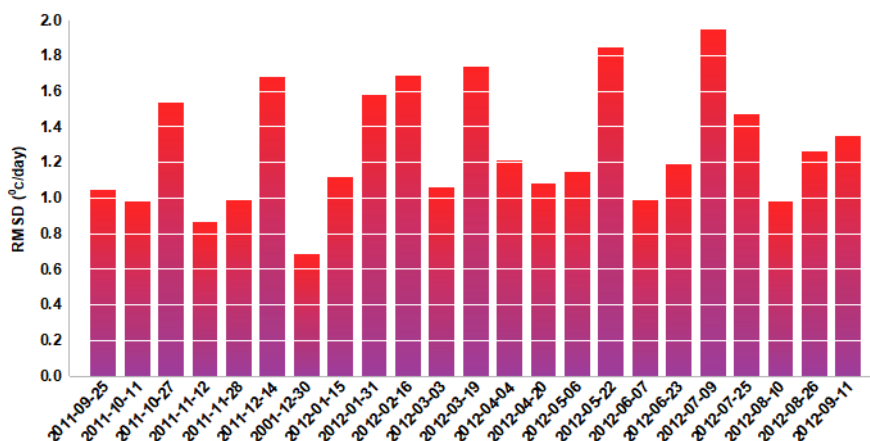


Fig 6. Comparisons between measured and estimated values of water surface temperature  
 شکل ۶- مقایسه بین مقادیر اندازه‌گیری شده و برآورد شده دمای سطح آب

### ۳-۳-۱- تبخیر روزانه

برآورد توزیعی تبخیر روزانه از سطح آب دریاچه سد دوستی برای هر روز (هر ۱۶ روز) پس از برآورد تبخیر لحظه‌ای برای لحظه گذر ماهواره و با استفاده از کسر تبخیر، حاصل شده و نتایج آن برای تاریخ‌های ۵ آبان ۱۳۹۰، ۱۳ اسفند ۱۳۹۰، ۱۸ خرداد ۱۳۹۱ و ۲۱ شهریور ۱۳۹۱ به‌عنوان نمونه در شکل ۸ ارائه شده است.

طبق آنچه گذشت، تبخیر حاصل شده بر اساس توزیعی در نظر گرفتن پارامترهای مختلف برای هر پیکسل تصویر سنجنده لندست ۷ (با ابعاد ۳۰ متر در ۳۰ متر) بوده است و لذا برآوردهای تبخیر نیز برای هر کدام از پیکسل‌های فوق و به‌صورت توزیعی حاصل شده است. بدیهی است اتکا به متوسط مقادیر تبخیر ناشی از برآوردهای توزیعی آن بسیار معتبرتر از نتایج حاصل از ثابت فرض نمودن مؤلفه‌های مؤثر در آن می‌باشد. ضمن این که این نتایج می‌تواند در کاربردهای بعدی به‌ویژه آگاهی از نقاط با بیشترین نرخ تبخیر و کنترل آن اهمیت بسزایی داشته باشد.

### ۳-۳-۲- تبخیر ماهانه

پس از حصول نتایج مربوط به تبخیر روزانه از سطح دریاچه سد دوستی و با کمک کسر تبخیر ماهانه، می‌توان تبخیر ماهانه سطح آب را نیز برآورد نمود. بسته به این که در هر ماه تعداد تصویر بیشتری موجود باشد، دقت این عملیات نیز بهبود خواهد یافت. روند تغییرات ماهانه تبخیر از دریاچه سد دوستی به کمک الگوریتم سنجش از دور RWEB در نمودار شکل ۹ ارائه شده است.

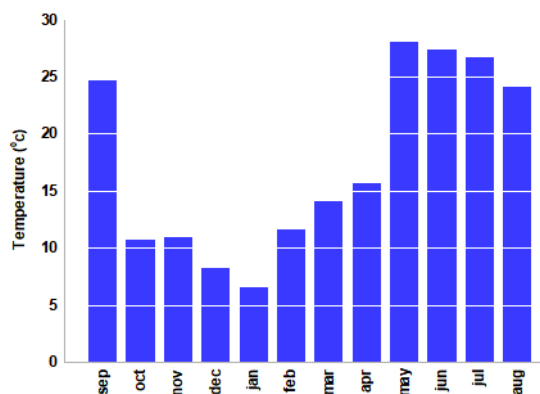


Fig 7. Monthly variations of water surface temperatures based on satellite data during 2011-2012 (Iranian water year 90-91)

شکل ۷- تغییرات ماهانه مقادیر دمای سطح آب بر اساس برآورد لحظه‌ای حاصل از داده‌های ماهواره طی سال آبی ۹۱-۱۳۹۰

### ۳-۳-۳- تبخیر از سطح آب

مطابق با رابطه روش پیشنهادی این تحقیق و بر اساس چارت مربوط به مراحل انجام الگوریتم تمامی پارامترهای مورد نیاز جهت برآورد تبخیر از سطح آب دریاچه سد دوستی برای هر روز عبور ماهواره لندست، برآورد گردید تا در نهایت میزان تبخیر از سطح آب حاصل شود. نتایج روزانه و ماهانه تبخیر حاصل از الگوریتم سنجش از دور بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) در ادامه ارائه و بحث شده است.

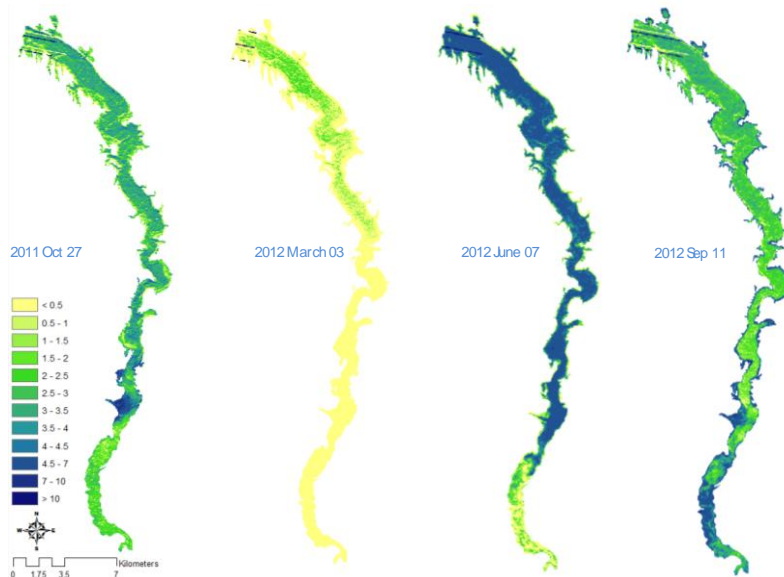


Fig 8. Daily evaporation using RWEB model for Doosti dam reservoir during 2011-2012 (Iranian water year 90-91)

شکل ۸- تبخیر روزانه با استفاده از RWEB برای دریاچه سد دوستی طی سال آبی ۹۱ - ۱۳۹۰

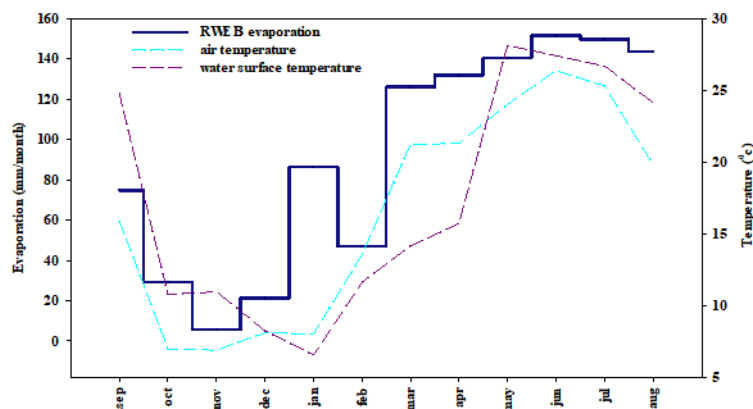


Fig 9. Monthly RWEB evaporations during 2011-2012 (Iranian water year 90-91)

شکل ۹- تغییرات تبخیر ماهانه حاصل از الگوریتم RWEB طی سال ۹۱ - ۱۳۹۰

این که هر گاه دمای سطح آب کاسته شده است، گام زمانی بعدی با افزایش تبخیر همراه بوده است. دلیل این موضوع میزان ذخیره حرارتی است که هنگام افزایش دما در دریاچه اتفاق می‌افتد و در گام زمانی بعدی همگام با کاهش دما، به افزایش تبخیر کمک می‌نماید. ذخیره حرارتی لزوماً بلافاصله آزاد نشده و ممکن است این آزادسازی زمان زیادی به طول بیانجامد (Finch and Calver, 2008). در منابع علمی متعددی نیز به این موضوع اشاره شده است که لزوماً حداکثر و حداقل تبخیر منطبق بر حداکثر و حداقل دمای هوا نبوده و می‌تواند بسته به آزادسازی و یا ذخیره انرژی حرارتی، زودتر یا دیرتر از آن اتفاق بیفتد (Finch and Calver, 2008).

همان طور که مشخص است بیشترین و کمترین مقادیر تبخیر به ترتیب مربوط به ماه‌های تیر ۱۳۹۱ و آذر ۱۳۹۰ با میزان متوسط تبخیر  $151/7$  و  $5/8$  میلی‌متر در ماه می‌باشد. ارتباط بین تبخیر حاصل از الگوریتم سنجش از دور RWEB و دمای هوا و البته دمای سطح آب، نشان می‌دهد که شدت تبخیر روزانه از رفتار دماهای مذکور تبعیت می‌نماید. اما همان‌طور که مشاهده می‌گردد کمترین و بیشترین میزان تبخیر حاصل از الگوریتم سنجش از دور RWEB منطبق بر، به ترتیب کمترین و بیشترین میزان دمای هوا است. البته نمی‌توان اهمیت تأثیر فلاکس ذخیره حرارتی دریاچه بر رخداد بیشترین و کمترین میزان تبخیر و رفتار آن را نادیده انگاشت. به‌ویژه

### ۳-۳-۳- تبخیر سالانه

از مجموع مقادیر ماهانه تبخیر، مقدار سالانه تبخیر از دریاچه سد دوستی به کمک الگوریتم سنجش از دور RWEB برابر با  $1108/3$  میلی‌متر در سال معادل  $60$  میلیون مترمکعب در سال آبی  $91 - 1390$  حاصل گردید. نقشه ارائه شده در شکل ۱۰ نیز مقادیر توزیعی تبخیر حاصل از الگوریتم سنجش از دور RWEB از سطح آب دریاچه سد دوستی را در وسعت حدود  $52$  کیلومترمربع و در مقیاس زمانی سالانه برای سال آبی  $91 - 1390$  نشان می‌دهد. از این شکل پیداست که کمترین و بیشترین میزان تبخیر از سطح دریاچه در مجموع سالانه به ترتیب  $500$  و  $2000$  میلی‌متر در سال می‌باشد. طبق این نقشه نواحی با بیشترین مقدار تبخیر وسعتی در حدود  $27$  کیلومترمربع دارد که در صورت کنترل تبخیر از این نواحی به هر طریق، از تلفات آب در حدود  $30$  میلیون مترمکعب آب در سال می‌توان جلوگیری نمود. این نتیجه را می‌توان یکی از مهم‌ترین نتایج کاربردی این تحقیق در خصوص مدیریت صحیح منابع آبی این دریاچه دانست که با مطالعات و تحقیقات معمول که در آن از تصاویر ماهواره‌ای بهره برده نمی‌شود، قابل دستیابی نیست.

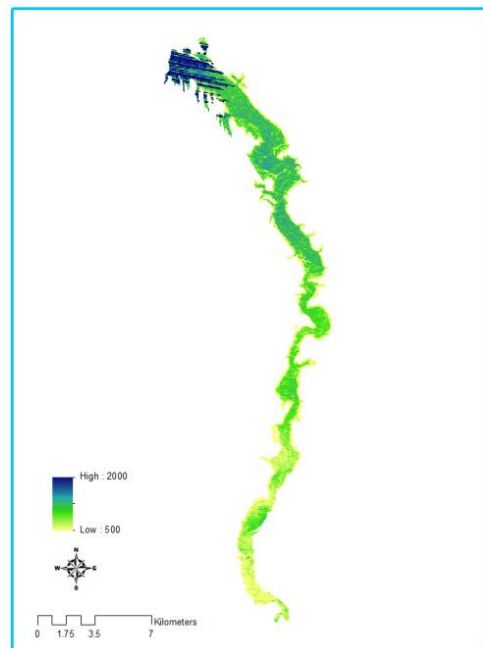


Fig 10. The annual distributed RWEB evaporation for Doosti dam reservoir during 2011-2012 (Iranian water year 90-91)

شکل ۱۰- مقادیر توزیعی تبخیر سالانه حاصل از RWEB برای دریاچه سد دوستی در سال آبی  $91 - 1390$

در این خصوص چند نکته در خصوص وضعیت تبخیر از سطح آب دریاچه قابل توجه است:

- بیشترین مقادیر تبخیر در  $30$  کیلومتر اول دریاچه متمرکز است که معمولاً از شمال (محل سد) به جنوب روندی کاهشی دارد. قسمت‌های جنوبی مخزن در حقیقت در بسیاری از فصول سال ادامه مسیر رودخانه بوده و در آن آب جاری است. لذا، خصوصیتی از قبیل آلودگی و سایر عوامل مؤثر بر بیلان انرژی دریاچه در این نواحی حالت اختلاطی و ناپایدار داشته و درعین حال به دلیل عمق کمتر و وجود جریان تغییرات در آن اندک است.

- با افزایش آلودگی سطح آب در نواحی جنوبی (ورودی مخزن) دریاچه، میزان تابش طول موج کوتاه جذب شده کاهش یافته و این روند سبب کاهش تبخیر در این نواحی می‌گردد.

- افزایش دما در نواحی جنوبی دریاچه (ورودی دریاچه) که به دلیل عمق کمتر و تأثیر از جریانات ورودی اتفاق می‌افتد، سبب افزایش میزان تابش طول موج بلند خروجی گشته و در معادله بیلان انرژی این موضوع در نهایت سبب کاهش سهم شار گرمای نهان و در نتیجه کاهش تبخیر می‌گردد.

- کاهش عمق در بخش‌های جنوبی دریاچه سبب کاهش میزان شار حرارتی ذخیره شده در آب می‌گردد. این موضوع سبب کم‌رنگ شدن تأثیر این پارامتر بر میزان تبخیر از سطح آب در این نواحی می‌گردد.

### ۴- خلاصه و جمع‌بندی

در این تحقیق، برآورد تبخیر از دریاچه سد دوستی به کمک تعیین اجزاء بیلان انرژی دریاچه، و توسعه و کاربرد روش جدید با استفاده از داده‌های سنجش از دور انجام پذیرفت. رشد مدیریت منابع آب در کشور و افزودن رویکرد جدیدی در برآورد تبخیر از سطوح آبی به بدنه علمی و تحقیقاتی این رشته به‌ویژه در شرایط کمبود داده از مهم‌ترین اهداف این تحقیق قلمداد می‌گردد. کمبود اطلاعات، عدم توجه شایسته به تلفات آب در مخازن و دریاچه‌ها از طریق تبخیر که نشان از مدیریت کمتر توسعه یافته منابع آب در کشور دارد را می‌توان از مهم‌ترین ضرورت‌های این تحقیق دانست. سد دوستی که یکی از مهم‌ترین منابع تأمین آب شرب و کشاورزی منطقه و به‌ویژه شهر مقدس مشهد است، جایگاه ویژه‌ای در منابع آب منطقه داشته و به لحاظ موقعیت خاص مکانی، بیم و امیدها در خصوص بهره‌برداری پایدار از آب استحصالی آن بسیار است. با عنایت به عدم دسترسی به برخی اطلاعات مورد نیاز از دریاچه سد مشابه با اغلب پیکره‌های آبی کشور و به‌منظور دستیابی به اهداف تحقیق، بیش از یک سال و در

## ۵- مراجع

- Allen R, Waters R, Tasumi M, Trezza R, Bastiaanssen W (2002) SEBAL, Surface energy balance algorithms for land, Idaho Implementation. Advanced Training and Users Manual, Version 1
- Bastiaanssen W G, Hoekman DH, Roebeling RA (1994) A methodology for the assessment of surface resistance and soil water storage variability at mesoscale based on remote sensing measurements. IAHS Special Publication No. 2, IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford
- Ben-Asher J, Matthias AD, Warrick AW (1983) Assessment of evaporation from bare soil by infrared thermometry. Soil Science Society of America Journal 47:185-191
- Bisht G, Venturini V, Islam S, Jiang L (2005) Estimation of the net radiation using MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data for clear sky days. Remote Sensing of Environment 97:52-67
- Blaney HF, Criddle WD (1950) Determining water requirements in irrigated areas from climatological irrigation data. Technical Paper No. 96, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington, D.C., 48 pp
- Bowen IS (1926) The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Physical Review. 27,779-787
- Brutsaert W, Stricker H (1979) An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. Water Resour. Res. 15(2):443-450
- Chander G, Markham BL, Helder DL (2009) Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. Remote Sensing of Environment 113:893-903
- Cogley JG (1979) The albedo of water as a function of latitude. Monthly Weather Review, 107:775-781
- Dalton J (1802) Experimental essays on the constitution of mixed gases; on the force of steam or vapor from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on evaporation and on the expansion of gases by heat. Mem. Manchester Liter. and Phil. Soc. 5-11:535-602
- de Bruin HAR, Keijman JQ (1979) The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. J. Appl. Meteor. 18:898-903

بازدهای زمانی ۱۶ روزه، اندازه‌گیری‌های میدانی از دریاچه سد دوستی و در طول بیش از ۳۵ کیلومتر از دریاچه انجام پذیرفت. داده‌های هواشناسی و البته داده‌های سنجش از دور نیز جمع‌آوری گردید تا در مراحل مختلف تحقیق مورد استفاده قرار گیرد. در این تحقیق تلاش شد تا روش بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) که در تحقیقات قبلی با استفاده از داده‌های زمینی توسعه یافته بود، به داده‌های سنجش از دور تعمیم یافته و الگوریتم سنجش از دور آن توسعه یابد. تأمل در ماهیت پارامترهای مورد نیاز در روش پیشنهادی RWEB نشان داد که این داده‌ها از طریق فنون سنجش از دور براحتی قابل دستیابی است. به‌ویژه اینکه تاکنون الگوریتم سنجش از دور برآورد تبخیر مختص پیکره‌های آبی در دنیا توسعه داده نشده است و کاربردهای این فنون، اغلب محدود به استفاده و یا سازگاری الگوریتم‌های تبخیر - تعرق حوضه بوده است. لذا، در این تحقیق، تلاش گردید تا روش پیشنهادی بیلان انرژی آب و سطح مرجع (RWEB) به‌صورت الگوریتم مبتنی بر داده‌های سنجش از دور توسعه یابد. امکان برآورد تبخیر با دقت مطلوب و به‌صورت توزیعی در دریاچه‌ها و به‌طور کلی پیکره‌های آبی دستاورد بسیار جذابی بود که انگیزه حصول به این نتیجه را دو چندان می‌نمود. برآورد توزیعی آلبیدوی سطح آب، دمای سطح آب، تابش خالص طول موج کوتاه و بلند ورودی به سطح آب و نیز تابش طول موج بلند ساطع شده از سطح آب با استفاده از تصاویر سنجنده لندست ۷ (ETM+) مراحل اولیه جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز این الگوریتم بود. سپس با تعریف پیکسل خشک (Dry pixel) به‌عنوان سطح مرجع و در نهایت ترکیب داده‌های ذخیره حرارتی دریاچه، برآوردهای توزیعی تبخیر از سطح دریاچه سد دوستی با الگوریتم سنجش از دور پیشنهادی RWEB در این تحقیق محقق گردید. اعتبارسنجی الگوریتم پیشنهادی نیز از طریق مقایسه و ارزیابی داده‌های دمای سطح آب اندازه‌گیری شده و برآورد شده انجام پذیرفت. مدل مذکور توانست با توزیعی فرض نمودن ضریب آلبیدو و دمای سطح آب، نتایج واقع‌گرایانه‌تری از تبخیر ارائه نماید. این نتایج به‌صورت روزانه برای روزهای تصویر (۱۶ روزه)، ماهانه و مجموع سالانه ارائه شد. بدیهی است که الگوریتم مذکور به دلیل توسعه برای پیکره‌های آبی و توانمندی در پوشش برخی خلاءهای آماری و داده‌ای و مهم‌تر از آن برآوردهای توزیعی تبخیر در سطح دریاچه‌ها و مخازن، با بهره بردن از تصاویر ماهواره‌ای و فنون سنجش از دور، بسیار حائز اهمیت می‌باشند. به‌ویژه اینکه باید در نظر گرفت بسیاری از پیکره‌های آبی در کشور فاقد بسیاری از اطلاعات و داده‌های مورد نیاز می‌باشند.

- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M (2015b) Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-Arid region. *Water Resources Management*, DOI: 10.1007/s11269-015-1025-8
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M (2015c) Lake and reservoir evaporation estimation: sensitivity analysis and ranking existing methods. *Journal of Water and Soil*. 29(2):350-373 (In Persian)
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M (2016) Estimating evaporation from Doosti Dam Reservoir by development and application of a new method based on energy balance. *Sharif Journal Civil Engineering*. Articles in Press, Accepted Manuscript, Available Online from 19 March 2017 (In Persian)
- Makkink, GF (1957) Ekzameno de la formulo de Penman. *Netherlands J. Agric. Sci.* 5:290–305
- McMahon TA, Peel MC, Lowe L, Srikanthan R, McVicar TR (2013) Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4):1331
- Priestley CHB, Taylor RJ (1972) On the assessment of the surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Rev.* 100:81–92
- Qiu GY, Yano T, Momii K (1998) An improved methodology to measure evaporation from bare soil based on comparison of surface temperature with a dry soil surface. *Journal of Hydrology* 210:93–105
- Rosenberry DO, Winter TC, Buso DC, Likens, GE (2007) Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 340(3):149-166
- Sima S, Tajrishi M (2014) Estimation of Urmia Lake evaporation using remote sensing data. *Iran-Water Resources Research*. 11(1):32-48 (In Persian)
- Sima S, Ahmadalipour A, Tajrishi M (2013) Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. *Remote Sensing of Environment*, 136(0):374-385
- Stannard DI, Rosenberry DO (1991) A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy correlation and energy budget methods. *J. Hydrol.* 122:15–22
- Stephens JC, Stewart EH (1963) A comparison of procedures for computing evaporation and
- Finch J, Calver A (2008) *Methods for the quantification of evaporation from lakes*. the World Meteorological Organization's Commission for Hydrology. CEH Wallingford Wallingford Oxfordshire OX10 8BB UK
- Gallego-Elvira B, Baille A, Martín-Górriz B, Martínez-Álvarez V (2010) Energy balance and evaporation loss of an agricultural reservoir in a semi-arid climate (south-eastern Spain). *Hydrol. Process*, 24:758–766
- Green AE, Astill MS, McAnaney KJ, Nieveen JP (2001) Path averaged surface fluxes determined from infrared and microwave scintillometers. *Agric For Meteorol* 109:233–247
- Hamon WR (1961) Estimating potential evapotranspiration., *Hyraul.D iv. Am. Soc. Civ. Eng.*, 87(HY3):107–120
- Izady A, Abdalla O, Sadeghi M, Majidi M, Karimi A, Chen M (2016) A novel approach to modeling wastewater evaporation based on dimensional analysis. *Water Resources Management*, Vol. 30, Issue 8:2801-2814
- Jensen ME, Haise HR (1963) Estimating evapotranspiration from solar radiation. *J. Irrig. Drainage Div. ASCE*. 89, 15–41
- Kalma JD, Calder IR (1994) *Land surface processes in large scale hydrology*. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, Operational Hydrology Report No. 40, 60 pp
- Kalma JD, McVicar TR, McCabe MF (2008) Estimating land surface evaporation: A review of methods using remotely sensed surface temperature data. *Surv Geophys*, 29:421–469
- Lenters JD, Kratz TK, Bowser CJ (2005) Effects of climate variability on lake evaporation: results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *J. Hydrol.* 308:168–195
- Liu S, Mao D Lu L (2006) Measurement and estimation of the aerodynamic resistance. *Hydrology and Earth System Sciences* 3:681–705
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M (2014) Lake and reservoir evaporation: Energy balance estimations, evaluation of combination and radiation- temperature methods. *Iranian Journal of Irrigation and Drainage*, 8(3):603-616 (In Persian)
- Majidi M, Alizadeh A, Farid A, Vazifedoust M (2015a) Analysis of the effect of missing weather data in estimating daily reference evapotranspiration under different climatic conditions. *Water Resources Management*, 29:2107-2124

data: Evaluation of three process-based approaches. Remote Sensing of Environment, 115:801-823

Winter TC, Buso DC, Rosenberry DO, Likens GE, Sturrock AM, Mau DP (2003) Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire. Limnology and Oceanography, 48(3):995-1009

evapotranspiration. Publication 62, international association of scientific hydrology. International Union of Geodynamics and Geophysics, Berkeley, CA, 123-133

Vinukollu RK, Wood EF, Ferguson CR, Fisher JB (2011) Global estimates of evapotranspiration for climate studies using multi-sensor remote sensing