



ستاد احیای دریاچه ارومیه



دانشگاه صنعتی شریف
مرکز تحقیقات سنجش از دور (RSRC)

برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی

مدیر فنی

محمد عبدلی

نویسندگان

محمد عبدلی

علیرضا عرب زاده

فاطمه ذاکری

مصطفی جوادیان

کد سند

TN -۹۷-۲۱

مردادماه ۹۸

شناسه سند			
برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی			عنوان سند
گزارش فنی (TR) <input type="checkbox"/>	خلاصه مدیریتی (ES) <input type="checkbox"/>	پروپوزال (PR) <input type="checkbox"/>	نوع سند
یادداشت تحقیقی (RN) <input type="checkbox"/>	یادداشت فنی (TN) <input checked="" type="checkbox"/>	مقاله (AR) <input type="checkbox"/>	
TN-۹۷-۲۱			کد سند
			شماره قرارداد
			تاریخ قرارداد
ستاد احیای دریاچه ارومیه			کارفرما
محمد دانش یزدی، عرفان حقیقی، حمید طاهری شهرآیینی			گروه فنی
محمد عبدلی			مدیر فنی طرح
محمد عبدلی، علیرضا عرب زاده، فاطمه ذاکری، مصطفی جوادیان			کارشناسان فنی طرح
۱۳۹۸			تاریخ انتشار
دوم			ویرایش

تعریف	نوع سند
Peer review شده با فرایند داوری خیلی دقیق و جدی و دارای محتوی علمی مفصل و ویرایش شده ادبی و فنی	گزارش فنی (TR)
همانند گزارش فنی است با این تفاوت که مطالب مفصل نبوده و داوری جدی نشده است.	یادداشت فنی (TN)
خلاصه‌ای از یک کار تحقیقاتی یا مطالعاتی که برای مدیران و بارگذاری روی سایت تنظیم شده است.	خلاصه مدیریتی (ES)
جهت پاسخگویی به سؤالات و ابهامات و یا آموزش و یادگیری از تکنیک‌ها و الگوریتم‌هایی که کاربرد آن برای مطالعات و پروژه‌های مرکز می‌باشد	یادداشت تحقیقی (RN)
نتیجه کار تحقیقی که تکمیل نشده و لذا داوری جدی نشده و ارزیابی عمیق و ویراستاری روی آن صورت نگرفته و به صورت غیررسمی برای اطلاع عموم در اختیار قرار گرفته است.	خروجی غیررسمی (RM)
پیشنهادیه انجام پروژه	پروپوزال (PR)
مقالات فارسی و انگلیسی	مقاله (AR)

مرکز تحقیقات سنجش‌ازدور (RSRC)، دانشگاه صنعتی شریف، پژوهشگاه زیست‌فناوری، شماره ۲۰۱

تلفن : ۶۶۱۶۴۱۳۸، ۶۶۱۶۴۱۸۵، ۶۶۰۳۶۰۱۶

پیش‌گفتار

قرارگیری دریاچه ارومیه در آستانه بحرانی زیست‌محیطی در مقیاس بین‌المللی در سال‌های منتهی به سال ۱۳۹۲ شمسی و مطالبات مردم شریف منطقه، هیأت محترم وزیران را بر آن داشت که در اولین جلسه خود در دولت یازدهم، طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۱۱۱۴۶ مورخ ۱۳۹۲/۰۵/۲۸، تشکیل کارگروه نجات دریاچه ارومیه را به تصویب رسانند که پس از بررسی‌های گروه‌های کارشناسی، ۱۹ طرح اولویت‌دار جهت نجات دریاچه ارومیه در جلسه ۱۳۹۲/۰۷/۱۶ کارگروه نجات دریاچه ارومیه تصویب گردید.

به منظور تمرکز و تسریع در روند اقدامات مرتبط با احیای دریاچه ارومیه، پیشنهاد تشکیل «کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه» در جلسه مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ هیأت محترم وزیران مطرح و به موجب اختیارات اصل ۱۳۸ قانون اساسی، طبق مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۱۷۰۰۹۲ مورخ ۱۳۹۲/۱۱/۱۲، مقرر گردید که ریاست کارگروه بر عهده معاون اول محترم رئیس‌جمهور باشد و جناب آقای دکتر عیسی کلانتری به عنوان دبیر کارگروه و مدیر اجرایی احیای دریاچه ارومیه تعیین گردیدند. ۷ وزیر، ۲ معاون رئیس‌جمهور و ۳ استاندار حوضه آبریز نیز به عنوان اعضای این کارگروه معرفی شدند.

در گام بعدی، ستاد احیای دریاچه ارومیه ضمن ایجاد کمیته‌های تخصصی شش‌گانه، ۲۰ کارگروه تخصصی، انجام مطالعات تطبیقی و ایجاد شوراهای منطقه‌ای، ضمن برگزاری ۹۸ جلسه متنوع کارشناسی و مدیریتی و بهره‌گیری از نظرات بیش از ۷۵۰ نفر از متخصصان داخلی و بین‌المللی در بازه زمانی ۱۳۶ روزه (از ۱۳۹۲/۱۱/۰۲ تا ۱۳۹۳/۰۳/۱۷)، اقدام به تدوین و اجرای یک نقشه راه جامع در راستای احیای دریاچه ارومیه نمود که نقشه راه مذکور در جلسه مورخ ۱۳۹۳/۰۴/۰۸ به ریاست رئیس‌جمهور محترم جناب آقای دکتر روحانی، ارائه و مورد تصویب قرار گرفت و دستور شروع عملیات اجرایی راه‌کارهای مصوب توسط ایشان صادر گردید. کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیز طی مصوبه شماره ۴۹۵۰۳/۵۷۵۴۲ مورخ ۱۳۹۳/۰۵/۲۵ به طور رسمی مسئولیت مطالعه و طراحی طرح نجات دریاچه ارومیه را به دانشگاه صنعتی شریف سپرد.

در کنار دستاوردهای میدانی متعدد حاصل از طرح ملی نجات دریاچه ارومیه از جمله قرار گرفتن دریاچه در مسیر احیای پایدار و رفع مخاطرات بهداشتی و سلامتی، نقش محوری دانشگاه‌های ملی و استانی در کلیه امور مطالعه و پایش، شاخصه‌ای کم‌نظیر در پروژه بوده که توانسته است ضمن خلق تعاملی پویا و چندسویه با دستگاه‌های اجرایی، روح اقدامات علمی-پژوهشی را در کالبد همه پروژه‌های ذیل طرح، جاری نمایند.

لذا با هدف شفاف‌سازی اقدامات مطالعاتی و پژوهشی انجام شده و نیز به منظور فراهم شدن امکان استفاده مجامع علمی در رشته‌های مختلف دانشگاهی از آب (هیدرولوژی، آب زیرزمینی، هیدرولیک و هیدرودینامیک)، محیط‌زیست، اکولوژی و لیمنولوژی گرفته تا اقتصاد و جامعه‌شناسی از دانش بومی تولید شده در این طرح ملی، کلیه مطالعات انجام شده توسط دبیرخانه کارگروه در کتابخانه مرکزی دانشگاه صنعتی شریف در دسترس پژوهشگران محترم قرار گرفته است. یقیناً تدارک مطالعه و پژوهش در این منابع بومی ارزشمند که حاصل سال‌ها تلاش مجدانه محققان تراز اول داخلی و بین‌المللی بوده، سرآغازی خواهد بود برای تداوم نهضت علمی شکل گرفته و به زودی با بروز جهشی علمی در بستر استثنایی پدید آمده، شاهد شکوفا شدن برکات این گردش آزاد اطلاعات در اقصی نقاط کشور خواهیم بود.

کلیه تعابیر، نتایج و تفاسیری که در این اثر ذکر شده‌اند، محصول تلاش‌های نویسندگان (یا نویسندگان) آن بوده و لزوماً منعکس‌کننده دیدگاه‌های دبیرخانه کارگروه ملی نجات دریاچه ارومیه نیست. لذا مسئولیت صحت کلیه اطلاعات و نتایجی که توسط این اثر در دسترس عموم قرار می‌گیرد، به عهده نویسندگان (یا نویسندگان) آن می‌باشد.

چکیده

داشتن دانش کافی در مورد میزان آب تبخیر شده از دریاچه‌ها و سدها برای مدیریت منابع آبی و درک کلی از بیلان آبی حوضه‌های آبریز، مهم و حیاتی می‌باشد که این موضوع در حوضه دریاچه ارومیه با کاهش شدید سطح آب دریاچه در دو دهه اخیر، اهمیت زیادی پیدا کرده است. در این مطالعه، تبخیر آب از سطح دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از رابطه بیلان انرژی (نسبت باون)، Priestley-Penman, DeBruin-Keijman, Taylor و Stephans-Stewart و بهره‌گیری از داده‌های استخراج‌شده توسط پردازش تصاویر ماهواره‌ای تخمین زده شده است. برای انجام این کار از متغیرهای هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه پس از تصحیح به کمک داده یک‌ساله ایستگاه پایش آنالین در داخل دریاچه، استفاده شد. همچنین تأثیر تغییرات شوری آب دریاچه با استفاده از دو متغیر چگالی و ضریب فعالیت آب اعمال گردید. در این راستا به دلیل متغیر بودن چگالی آب دریاچه با تغییر حجم آب دریاچه، از میانگین چگالی سالانه هر سال برای محاسبه تبخیر از سطح دریاچه استفاده شد. ضریب فعالیت آب نیز به صورت تابعی از چگالی و دمای سطح آب دریاچه تعریف و در روابط تبخیر وارد گردید. در انتها نتایج به‌دست آمده از هر روش با داده‌های موجود برای تشتک آب‌شور در ایستگاه گل‌مانخانه مقایسه گردید. بر اساس شاخص‌های آماری مشخص گردید که دقیق‌ترین روش از بین روش‌های استفاده شده در این مطالعه برای محاسبه تبخیر دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی، رابطه Debruin-Keijman می‌باشد. با مقایسه‌ی این روش با مشاهدات تبخیر از تشتک آب‌شور، مقدار همبستگی برابر با $0/93$ ، جذر میانگین مجموع مربع خطاها (RMSE) برابر با 24 میلی‌متر و مقدار RMSE بر میانگین مشاهداتی (CV-RMSE) برابر با 25 درصد برای مقیاس ماهانه به دست آمد. همچنین مقادیر RMSE و CV(RMSE) برای بازه سالانه به ترتیب برابر با 121 میلی‌متر و $0/11$ درصد به دست آمد. بر اساس روش منتخب در این تحقیق برای بازه سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی، کم‌ترین تبخیر محاسبه شده برای سال ۲۰۱۱ میلادی برابر با 783 میلی‌متر و بیشترین تبخیر برای سال ۲۰۰۰ میلادی، برابر با 1216 میلی‌متر و میانگین سالانه برای کل بازه برابر با 1077 میلی‌متر در سال به دست آمد. با استفاده از مساحت ماهانه‌ی دریاچه که از سنجنده MODIS استخراج شد، تبخیر حجمی ماهانه و سالانه محاسبه گردید. بر این اساس مقدار میانگین تبخیر حجمی سالانه از سطح دریاچه برای بازه مورد مطالعه برابر با $3/7$ میلیارد مترمکعب برآورد گردید.

کلمات کلیدی: تبخیر از سطح آزاد آب، دریاچه ارومیه، شوری، تصاویر ماهواره‌ای

فهرست مطالب

۱- مقدمه.....	۱
۲- فرضیات و محدودیت‌ها.....	۵
۳- معرفی منطقه مطالعاتی.....	۶
۴- روش شناسی.....	۷
۱-۴- روش بیان انرژی.....	۷
۲-۴- روش‌های ترکیبی.....	۱۰
۱-۲-۴- Priestly- Taylor.....	۱۰
۲-۲-۴- DeBruin – Keijman.....	۱۱
۳-۲-۴- Penman.....	۱۱
۳-۴- روش‌های تجربی.....	۱۲
۱-۳-۴- روش Stephen – Stewart.....	۱۲
۴-۴- تستک تبخیر.....	۱۲
۵-۴- تصحیح روش‌ها با اعمال اثر شوری.....	۱۳
۶-۴- روش‌های آماری مقایسه نتایج.....	۱۶
۵- داده‌های استفاده شده.....	۱۶
۱-۵- داده‌های هواشناسی.....	۱۶
۲-۵- تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده.....	۲۰
۳-۵- داده‌های چگالی آب دریاچه.....	۲۲
۴-۵- میانگین ماهانه سطح دریاچه.....	۲۷
۶- نتایج.....	۲۹
۱-۶- تبخیر ماهانه.....	۳۳
۲-۶- تبخیر سالانه.....	۳۹
۳-۶- تبخیر حجمی سالانه.....	۴۳

- ۴-۶- تحلیل حساسیت ۴۴
- ۷- نتیجه گیری ۴۹
- ۸- پیشنهادات ۵۰
- ۹- مراجع ۵۱
- ۱۰- پیوست ۵۴
- ۱-۱۰- ۱-۱- دمای سطح آب (TS): ۵۴
- ۱-۱۰- ۲- نحوه محاسبه فشار بخار ۵۵
- ۱-۱۰- ۳- محاسبه تشعشعات خورشیدی ۵۶
- ۱-۱۰- ۳-۱- تشعشع موج کوتاه خورشیدی ۵۶
- ۱-۱۰- ۳-۲- محاسبه تشعشع موج بلند اتمسفریک ۵۷
- ۱-۱۰- ۳-۳- محاسبه تشعشع موج بلند گسیل شده از حجم آب ۵۸
- ۱-۱۰- ۳-۴- تشعشع خالص ۵۸
- ۱-۱۰- ۴- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه‌های مجاور دریاچه ارومیه با ایستگاه پایش آنلاین ۵۸
- ۱-۱۰- ۴-۱- انتخاب ایستگاه‌های برگزیده برای هر مشخصه ۶۴
- ۱-۱۰- ۵- نتایج تبخیر در مقیاس ماهانه با استفاده از روش DEBRUIN-KEIJMAN ۷۵

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱- محدوده حوضه آبریز دریاچه ارومیه ۶
- شکل ۲- مقایسه میانگین ماهانه دمای سطح آب و دمای ۲۵ سانتی متری آب در ماه‌های مختلف ۹
- شکل ۳- نمودار کاهش فشار بخار اشباع آب شور بر حسب دمای آب و چگالی آب دریاچه GREAT SALT
LAKE ۱۴
- شکل ۴- درونیابی ضریب فعالیت آب در برابر تغییرات دما و چگالی ۱۵
- شکل ۵- ضریب فعالیت آب دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳ میلادی ۱۵
- شکل ۶- موقعیت ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه‌های سینوپتیک دشت ارومیه ۱۷
- شکل ۷- تحلیل حساسیت سرعت باد در روش PENMAN ۱۹
- شکل ۸- نمودار تبخیر از تشتک آب شور در ایستگاه گل‌مانخانه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ میلادی ۲۰
- شکل ۹- دمای سطح دریاچه قبل و بعد از اعمال بافر و حذف ابرها ۲۲
- شکل ۱۰- سری زمانی داده‌های موجود برای چگالی آب دریاچه ارومیه ۲۳
- شکل ۱۱- ایستگاه‌های برداشت نمونه آب دریاچه ارومیه برای تعیین چگالی و خصوصیات شیمیایی ۲۳
- شکل ۱۲- نمودار پراکندگی بین داده‌های حجم و چگالی آب دریاچه ارومیه ۲۴
- شکل ۱۳- تغییرات ماهانه تراز و حجم دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ میلادی ۲۴
- شکل ۱۴- رابطه بین چگالی و حجم دریاچه ارومیه ۲۵
- شکل ۱۵- سری زمانی چگالی دریاچه و چگالی تخمین زده شده با استفاده از تغییرات حجم دریاچه ۲۵
- شکل ۱۶- سری زمانی بازسازی شده چگالی ماهانه آب دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ میلادی ۲۶
- شکل ۱۷- میانگین سالانه چگالی آب دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی ۲۷
- شکل ۱۸- سری زمانی ماهانه سطح دریاچه ارومیه با استفاده از سنجنده MODIS برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷
میلادی ۲۷
- شکل ۱۹- نقشه تغییرات سالانه سطح دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی (عبدلی و همکاران، ۱۳۹۶) ۲۸
- شکل ۲۰- نقشه تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای شش ماه اول سال ۲۰۱۷ میلادی ۲۹
- شکل ۲۱- نقشه تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای شش ماه اول سال ۲۰۱۷ میلادی ۳۰
- شکل ۲۲- نقشه میانگین سالانه دمای سطح و تبخیر از سطح دریاچه ارومیه ۳۱

- شکل ۲۳- مقایسه تبخیر محاسبه شده به صورت پیکسلی و تبخیر با استفاده از میانگین دمای سطح دریاچه برای سال ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از روش DEBRUIN-KEJIMAN..... ۳۲
- شکل ۲۴- شاخص ضریب تغییرات برای حالت استفاده از دمای میانگین و توزیع مکانی دما..... ۳۲
- شکل ۲۵- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش BREB_1 و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۳
- شکل ۲۶- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش BREB_2 و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۴
- شکل ۲۷- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش PRIESTLEY-TAYLOR و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۴
- شکل ۲۸- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش DEBRUIN-KEJIMAN و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۵
- شکل ۲۹- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش PENMAN و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۵
- شکل ۳۰- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش STEPHANS-STEWART و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی..... ۳۶
- شکل ۳۱- نمودار پراکنندگی تبخیر ماهانه ۶ روش مورد استفاده و داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۳۷
- شکل ۳۲- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش BREB_1 با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۳۹
- شکل ۳۳- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش BREB_2 با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۳۹
- شکل ۳۴- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش PRIESTLEY-TAYLOR با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۴۰
- شکل ۳۵- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش DEBRUIN-KEJIMAN با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۴۰
- شکل ۳۶- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش PENMAN با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۴۱
- شکل ۳۷- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش STEPHENS-STEWART با داده‌های تشتک تبخیر آب شور..... ۴۱

- شکل ۳۸- میانگین سالانه دمای سطح آب از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی..... ۴۲
- شکل ۳۹- نمودار جعبه‌های روشهای استفاده شده برای تخمین تبخیر..... ۴۳
- شکل ۴۰- تبخیر حجمی سالانه دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی..... ۴۴
- شکل ۴۱- تحلیل حساسیت تغییرات دمای هوا بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۵
- شکل ۴۲- تحلیل حساسیت تغییرات فشار هوا بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۵
- شکل ۴۳- تحلیل حساسیت دمای نقطه شبنم بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۶
- شکل ۴۴- تحلیل حساسیت دمای سطح آب بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۶
- شکل ۴۵- تحلیل حساسیت ساعات آفتابی در روز بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۷
- شکل ۴۶- تحلیل حساسیت چگالی آب بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۷
- شکل ۴۷- تحلیل حساسیت ترم G بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷..... ۴۸

فهرست جدول‌ها

- جدول ۱- نوسانات درصد کاهش فشار بخار آب شور نسبت به آب شیرین در GREAT SALT LAKE آمریکا در برابر تغییرات دما و چگالی ۱۴
- جدول ۲- نتایج مقایسه آماری پارامترهای مورد نیاز ایستگاه سینوپتیک ارومیه با ایستگاه داخل دریاچه و روابط بین آنها ۱۸
- جدول ۳- مقایسه محاسبه تبخیر به روش بیلان انرژی برای یک بازه ۱۶ روزه با استفاده از تصاویر روزانه و تصاویر میانگین ۸ روزه ۲۱
- جدول ۴- مشخصات داده‌های مورد نیاز تحقیق ۲۸
- جدول ۵- شاخصهای آماری نتایج تبخیر ماهانه در مقایسه با دادههای تشتک تبخیر آب شور ۳۸
- جدول ۶- شاخصهای آماری نتایج تبخیر سالانه در مقایسه با دادههای تشتک تبخیر آب شور ۴۳
- جدول ۷- انحراف معیار پارامترهای ورودی روش DEBRUIN-KEIJMAN ۴۵

۱- مقدمه

تبخیر یکی از مؤلفه‌های اصلی بیلان آب دریاچه‌ها، مخازن سدها و سایر پهنه‌های آبی می‌باشد که مقدار آب از دست رفته به وسیله آن برای مدیریت منابع آبی از اهمیت خاصی برخوردار است (Downing et al., 2006). دریاچه ارومیه به‌عنوان دومین دریاچه فوق‌شور جهان و پهناورترین دریاچه داخلی ایران، دارای اهمیت قابل توجهی از نظر زیست‌محیطی است که افت شدید تراز آب دریاچه در دهه‌های اخیر اهمیت آن را بیش از پیش مورد توجه قرار داده است. از آنجا که خشک شدن این دریاچه می‌تواند تأثیر زیادی در حیات جمعیت ساکن در حوضه، جانداران داخل دریاچه، کشاورزی و اقتصاد منطقه، تغییر اقلیم منطقه و حتی نامالایمات سیاسی بگذارد، مدیریت صحیح منابع آبی و شناخت دقیق اجزاء بیلان آب، از جمله تبخیر از سطح این دریاچه، از اهمیت خاصی برخوردار است.

روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری تبخیر مورد استفاده قرار می‌گیرد که به دو دسته‌ی روش‌های مستقیم و غیرمستقیم تقسیم می‌شوند. روش‌های مستقیم برای اندازه‌گیری تبخیر به صورت بسیار محدود و برای بازه‌های زمانی کوتاه در برخی مناطق مورد استفاده قرار گرفته‌اند. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش Eddy Covariance (EC) اشاره کرد که شار عمودی آشفتگی^۱ را در لایه مرزی جو اندازه‌گیری کرده و به شار گرمای نهان تبدیل می‌نماید. در سال‌های اخیر از scintillometers نیز برای اندازه‌گیری شار گرمای نهان در سطوح آبی استفاده می‌شود که مزیت آن نسبت به EC، قابلیت استفاده برای کل سطوح آبی و نه قسمتی از آن، و در نظر گرفتن تأثیر همرفت^۲ است (Alazard et al., 2015). در دسترس نبودن داده‌های مستقیم تبخیر در بازه‌های طولانی مدت به دلیل پرهزینه بودن خریداری، راه‌اندازی و نگه‌داری دستگاه‌های اشاره شده، باعث شده است تا روش‌های غیرمستقیم برای تخمین تبخیر از سطح آزاد آب به ویژه برای بازه‌های طولانی مورد استفاده قرار گیرد (Dalton, 1802; Rosenberry et al., 2007; Singh and Xu., 1997; Winter et al., 1995; Yao, 2009). این روش‌ها به طور کلی به روش‌های تجربی، روش‌های انتقال جرم، روش‌های بیلان انرژی و روش‌های ترکیبی تقسیم می‌شوند (Finch and Calver, 2008). معادلات تجربی ساده مانند تبخیر از تشتک تبخیر که با استفاده از ضریب تشتک تصحیح می‌گردند، برای استفاده در مناطق وسیع مناسب نیستند زیرا ممکن است به دلیل امکان متفاوت بودن کیفیت آب تشتک و دریاچه، اینرسی گرمایی تشتک‌ها،

^۱ Vertical Turbulent Flux

^۲ Advection

همرفت و اثرات لبه تشتک، عدم قطعیت‌های زیادی را به همراه داشته باشند. با این وجود داده‌های تشتک تبخیر به دلیل موجود بودن داده برای سری‌های زمانی طولانی و ساده بودن اندازه‌گیری، به طور گسترده در مطالعات مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرند. علی‌رغم اینکه این نوع داده‌ها ممکن است دارای خطاهایی باشند، ولی داده‌های بسیار خوبی برای مطالعه تغییرات اقلیمی محدوده دریاچه به شمار می‌روند.

روش‌های تجربی دیگر، تبخیر را به متغیرهای هواشناسی مانند ساعات آفتابی، دمای هوا و سرعت باد مرتبط می‌کنند (McGuinness and Bordne, 1972). روش انتقال جرم از معادله Dalton (2004) نشأت گرفته شده است به صورتی که تبخیر را به مقدار تفاوت بین بخار آب در سطح زمین و جو مرتبط می‌کند و تبخیر با استفاده از تابع باد و ضریب انتقال جرم تعدیل می‌گردد که می‌تواند با اندازه دریاچه، عمق و اقلیم منطقه و شرایط محیطی تحت تأثیر قرار گیرد (Assouline et al., 2008; Oswald and Rouse, 2004; Panin et al., 2006). روش بیلان آب تبخیر را با در نظر گرفتن آب‌های ورودی و خروجی به یک حجم مشخص تعیین می‌کنند. سختی‌های اندازه‌گیری آب‌های زیر سطحی می‌توانند به وجود آورنده عدم قطعیت در این روش باشد (Finchand Calver, 2008).

روش‌های بیلان انرژی، گرمای نهان تبخیر (LE^1) را به عنوان باقی‌مانده مؤلفه‌های بیلان انرژی در نظر گرفته و فرض می‌کند که این شار از انرژی خورشید تأمین شده و تمام آن برای تبخیر آب صرف می‌شود (McGuinness and Bordnem, 1972). روش‌های ترکیبی، اغلب روش بیلان انرژی و روش انتقال جرم را ترکیب می‌نمایند که از معایب این مدل نیز می‌توان به محدودیت اندازه‌گیری ذخیره گرمایی آب (Q_x) به دلیل عدم وجود پروفیل دمایی اشاره کرد که در اکثر دریاچه‌ها اندازه‌گیری نمی‌شود. البته نکته دیگری که در مورد دریاچه ارومیه باید در نظر گرفت این است که دریاچه ارومیه دریاچه‌ای کم عمق بوده و آب دریاچه در طول سال اختلاط کامل دارد به این معنی که لایه بندی حرارتی در دریاچه ارومیه تشکیل نمی‌گردد. به این دلیل با دقت خوبی می‌توان دمای سطح آب را به دمای لایه‌های زیرین نسبت داده و Q_x را محاسبه نمود (Sima et al., 2013).

برای برآورد نرخ تبخیر از دریاچه ارومیه در ایران، چندین مطالعه انجام شده است. در سال ۲۰۰۸ با اعمال یک ضریب تجربی برحسب غلظت مواد جامد محلول در آب در روابط Meyer و Harbeck به دو رابطه جدید برای محاسبه تبخیر از آب شور در تشتک تبخیر رسیده شد (Kokya & Kokya, 2008). حسن‌زاده و همکاران

¹ Latent Heat of Evaporation

در سال ۲۰۱۲ میلادی تأثیر تبخیر از سطح دریاچه را بر روی بیلان آب دریاچه ارومیه بررسی نمودند. در این تحقیق مقدار تبخیر از سطح دریاچه با استفاده از تشتک تبخیر و ضریب تصحیح آب شور به صورت سالانه بررسی شده و نتیجه شد که تبخیر از سطح دریاچه ارومیه اصلی‌ترین مؤلفه‌ی بیلان آب دریاچه ارومیه می‌باشد. در سال ۱۳۹۱ نیز نتایج حاصل از ۲۳ روش تجربی محاسبه‌ی تبخیر با اصلاح اثر شوری با نتایج حاصل از روش بیلان انرژی از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۰۹ مقایسه و این نتیجه حاصل شد که ۱۰ روش از جمله روش‌های Priestly-Taylor و DeBruin-Keijman دارای اختلاف‌های کم با روش بیلان انرژی می‌باشند و مقادیر مدل‌سازی با این روش‌ها روند مشابهی با مقادیر به‌دست‌آمده از روش استاندارد دارند (جهانبانی، ۱۳۹۱). در سال ۱۳۹۳ در مطالعه‌ای در مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، میزان تبخیر دریاچه در سال ۲۰۱۰ از طریق ۱۲ روش تجربی محاسبه و مقادیر به‌دست‌آمده با مقدار تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۰ به روش بیلان انرژی مقایسه شد که منجر به انتخاب روش DeBruin-Keijman به‌عنوان روشی که حداقل خطا را نسبت به روش بیلان انرژی دارد، شد (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۳). سپس، میزان تبخیر دریاچه ارومیه در سال ۱۹۹۵ که مصادف با زمان حداکثر تراز آب دریاچه است مورد بررسی قرار گرفته و با میزان تبخیر دریاچه در سال ۲۰۱۰ مقایسه گردید. نتایج تبخیر حداکثر ماهانه برای بازه ماه آوریل تا نوامبر سال ۲۰۰۹ میلادی با استفاده از معادله بیلان انرژی باون و دمای سطح آب (در روز) به دست آمده از محصول مادیس، ۱۰۳۳ میلی‌متر تخمین زده شده است. این در حالی است که استفاده از دمای یک نقطه از دریاچه میزان تبخیر در مدت مشابه را به ۸۸۵ میلی‌متر کاهش می‌دهد (Sima et al., 2013).

در مطالعه‌ی مشابه دیگری بر روی دریاچه ارومیه با در نظر گرفتن دمای میانگین سطح آب (روز و شب) به دست آمده از محصول مادیس میزان تبخیر برای بازه آوریل تا اکتبر سال ۲۰۱۰ میلادی معادل ۱۱۳۶ میلی‌متر برآورد شده است (سیما و تجربی، ۱۳۹۴). هم‌چنین در مطالعه انجام شده در مرکز تحقیقات سنجش از دور شریف در سال ۱۳۹۶، میزان تبخیر از دریاچه در سال آبی ۲۰۱۶-۲۰۱۷ میلادی (اکتبر ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۱۷) با نه روش متداول محاسبه شده و نتایج آن با مقادیر به دست آمده از روش بیلان انرژی باون مقایسه گردید که در نتیجه، روش‌های Keijman-DeBruin و Taylor-Priestley بیشترین تشابه را به روش بیلان انرژی دارند (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۶).

تخمین تبخیر با استفاده از روابط مختلف در مناطق دیگر دنیا نیز به صورت وسیع استفاده شده و نتایج آن گزارش شده است. مطالعه تخمین تبخیر ماهانه از دریاچه کوچکی در شمال ایالات متحده (دریاچه ویلیامز^۱ در اقلیم حاره‌ای شمال ایالت مینه سوتا^۲) در سال ۱۹۹۵ از ۱۱ معادله در مقایسه با روش بیلان انرژی به‌عنوان روش مبنا در طول یک دوره ۵ ساله استفاده شد. نتایج نشان داد که روش اصلاح‌شده De-Bruin-Keijman، Priestly-Taylor و یک معادله اصلاح‌شده Penman بهترین تطبیق را با نتایج حاصل از روش بیلان انرژی دارد (T. Winter et al., 1995). طبق تحقیقات بسیاری از محققین روش بیلان انرژی (BREB^۳) به‌عنوان مناسب‌ترین روش برای محاسبه تبخیر از سطوح آبی معرفی شده است و در بسیاری از مراجع به‌عنوان روش مرجع برای مقایسه روش‌های مختلف به کار گرفته می‌شود (Assouline & Mahrer, 1993). در مطالعه تخمین بیلان آب دریاچه سمنول^۴ که مخزن بزرگی واقع در مرز ایالات فلوریدا و جورجیا است، نرخ تبخیر تعیین شده از چندین روش مورد مقایسه قرار گرفت. در نهایت نتایج آن‌ها نشان داد که روش‌های تجربی که بر ارزیابی شارهای انرژی تأکید دارند، بهترین برآورد از تلفات تبخیر به جو را ارائه می‌دهند (Dalton et al., 2004).

اندازه‌گیری تبخیر به‌عنوان بخشی از مطالعات درازمدت فرآیندهای هیدرولوژیکی و اکولوژیکی در دریاچه کوچک میروور^۵ واقع در نواحی جنوبی نیو همپشایر^۶ در ایالات متحده انجام گرفت (T. C. Winter, 1985). در این مطالعات، برآوردهای تبخیر از این دریاچه با استفاده از تستک تبخیر انجام شده بود، اما در مطالعات بعدی ایشان در سال ۲۰۰۳ برای برآورد دقیق‌تر تبخیر، روش بیلان انرژی به کار برده شد (T. C. Winter et al., 2003). بر اساس این مطالعات، در سال ۲۰۰۷ برآورد تبخیر از دریاچه میروور با ۱۵ روش مختلف بررسی شد که بر این اساس نسبت به روش مبنای بیلان انرژی نسبت باون، نتایج حاصل از روش‌های Penman، Priestly-Taylor و DeBruin-Keijman در محدوده ۲۰ درصد نتایج روش BREB واقع شدند. ایشان هم‌چنین دریافتند که روش‌های تجربی که تنها به اندازه‌گیری دمای هوا یا دما و تابش خورشیدی نیاز دارند، روش‌های مقرون‌به‌صرفه‌ای برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های کوچک هستند (Rosenberry et al., 2007). نرخ تبخیر روزانه از دریاچه ناصر در مصر نیز با استفاده از شش روش معمول در سال ۲۰۱۰ بر مبنای داده‌های

^۱ Williams

^۲ Minnesota

^۳ Bowen Ratio Energy Balance

^۴ Seminole

^۵ Mirror

^۶ New Hampshire

ایستگاه‌های هواشناسی شناور روی سطح دریاچه محاسبه و نتایج بدست آمده با روش BREB مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان داد که در مقیاس روزانه روش Penman و در مقیاس ماهانه روش‌های Priestly-Taylor و DeBruin-Keijman بهترین تطبیق را با بیلان انرژی دارند (Elsawwaf et al., 2010).

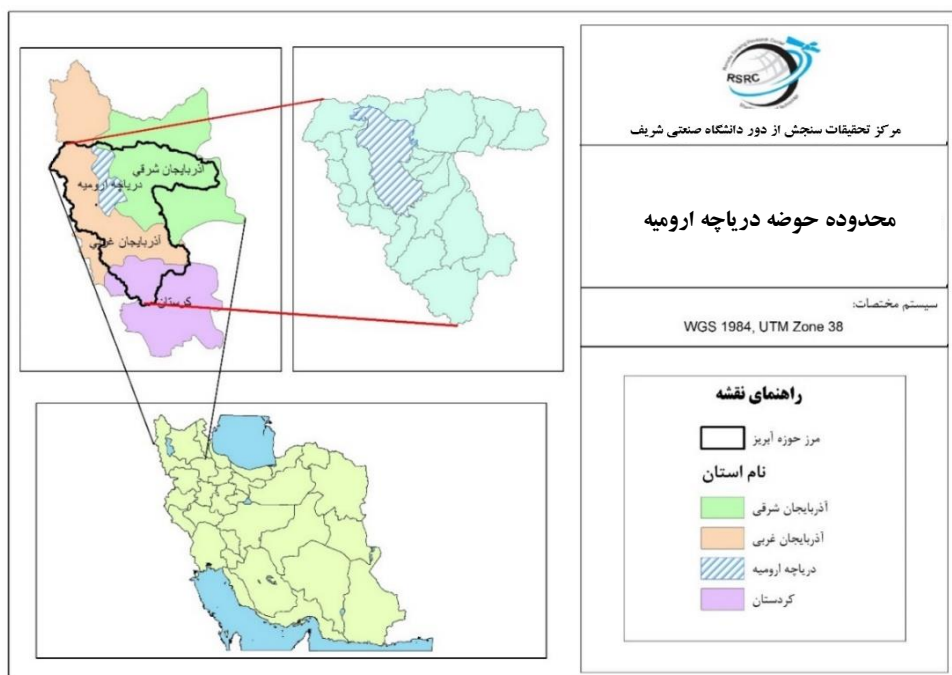
با توجه به نتایج مطالعات فوق می‌توان نتیجه گرفت که روش‌های بیلان انرژی و روش‌های ترکیبی از جمله روش‌های برگزیده به منظور تخمین تبخیر از سطوح آبی می‌باشند و به همین دلیل در این مطالعه، از روابط بیلان انرژی (نسبت باون)، Priestly-Taylor، DeBruin-Keijman، Penman و Stephans-Stewart استفاده شد. علی‌رغم مطالعات مختلف انجام شده برای تخمین تبخیر از سطح دریاچه ارومیه، تا به حال تبخیر از سطح دریاچه به صورت بازه زمانی طولانی محاسبه و روند تغییرات آن بررسی نشده است. در این تحقیق از داده‌های تبخیر از تشتک آب شور برای مقایسه با نتایج معادلات مختلف، از داده‌های تصحیح شده ایستگاه سینوپتیک ارومیه با استفاده از داده یک‌ساله ایستگاه پایش آنالین دریاچه ارومیه و همچنین از داده‌های تصاویر ماهواره‌ای برای تخمین تبخیر از سطح دریاچه ارومیه استفاده شده است. هدف اصلی این تحقیق، بررسی و تحلیل میزان و روند تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از روابط ذکر شده و مقایسه نتایج آنها با داده‌های تبخیر از تشتک آب شور، تعیین دقیق‌ترین روش برای تخمین تبخیر، تحلیل حجم آب تبخیر شده برای هر سال مورد مطالعه با استفاده از سطوح ماهانه دریاچه و همچنین بررسی روند تبخیر از سطح دریاچه ارومیه در بازه مورد مطالعه می‌باشد.

۲- فرضیات و محدودیت‌ها

- در این مطالعه به دلیل عدم وجود پروفایل دمایی در دریاچه ارومیه، دمای سطح آب برابر با دمای عمق در ۲۵ سانتی‌متر در نظر گرفته شد (جهانبانی، ۱۳۹۱).
- به دلیل عدم وجود داده‌های ضریب فعالیت آب برای دریاچه ارومیه و شباهت بین تغییرات چگالی و دما در دریاچه ارومیه و Great Salt Lake آمریکا، از داده‌های آزمایشگاهی این ضریب در Great Salt Lake استفاده شده است.
- به دلیل عدم وجود ایستگاه‌های کافی در نقاط مختلف دریاچه از دمای هوای یک ایستگاه (ایستگاه سینوپتیک ارومیه با تصحیح به وسیله ایستگاه پایش درون دریاچه) به عنوان نماینده ای از کل دریاچه استفاده گردید.

۳- معرفی منطقه مطالعاتی

دریاچه ارومیه واقع در شمال غرب ایران، حدفاصل مختصات جغرافیایی ۳۷/۰۴ تا ۳۸/۲۷ درجه شمالی و ۴۵/۰۲ تا ۴۶/۰۲ درجه شرقی واقع شده است. این دریاچه سابق بر این، دومین دریاچه آب شور جهان از نظر مساحت به شمار می‌رود. طبق کنوانسیون رامسر مصوب ۱۹۷۱ میلادی (۱۳۴۹ هجری شمسی)، دریاچه ارومیه تالابی با اهمیت بین‌المللی محسوب شده و از نظر یونسکو، جزو ذخایر زیست کره به حساب می‌رود. تخمین زده شده که حداکثر مساحت سطح دریاچه در گذشته ۵۵۰۰ کیلومتر مربع بوده (Sima & Tajrishy, 2013) که از سال ۱۹۵۵ (۱۳۷۳ هجری شمسی) تا سال ۲۰۱۴ (۱۳۹۳ هجری شمسی)، به صورت پیوسته رو به کاهش نهاده است. حداکثر عمق دریاچه ۱۶ متر و عمق متوسط آن در شرایط پرآبی ۵ متر بوده است. از لحاظ شرایط اقلیمی، حوضه ارومیه دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً معتدل است. متوسط میزان بارش در دو دهه پیش در منطقه حدوداً ۳۵۰ میلی‌متر تخمین زده شده است که بخش عمده بارش، از فصل پاییز تا اواسط بهار رخ می‌دهد. در داخل دریاچه، جزایر متعدد سر از آب بیرون آورده‌اند که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به جزایر آرزو، اسپیر، کبودان و اشک داغی اشاره کرد که همگی در جنوب دریاچه واقع شده‌اند. همچنین شب‌جزیره اسلامی که سابقاً با نام شاهی از آن یاد می‌شد، در شرق دریاچه واقع شده است. آب این دریاچه بسیار شور بوده و عمدتاً از رودخانه‌های زرينه‌رود، سیمینه‌رود، تلخه‌رود، گدار، باراندوز، شهرچای، نازلو و زولا تغذیه می‌شود (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۶). شکل ۱ نمای محدوده دریاچه ارومیه را نشان می‌دهد.



شکل ۱- محدوده حوضه دریاچه ارومیه

۴- روش شناسی

در این مطالعه به طور کلی از چهار روش کلی برای تخمین تبخیر از سطح آب و صحت سنجی آن استفاده شده است. این روش‌ها عبارت‌اند از روش بیلان انرژی، روش‌های ترکیبی، روش‌های تجربی و استفاده از تستک تبخیر. در ادامه به معرفی هر یک از این روش‌ها پرداخته می‌شود.

۴-۱- روش بیلان انرژی

روش بیلان انرژی یک روش تجربی است و به‌طور اصولی با روش بیلان آب مشابه بوده و تنها تفاوت آن با روش قبلی در این است که بر اساس بقای انرژی بنا شده است. در این روش به جای حجم آب، مقادیر انرژی که به سیستم وارد یا از سیستم خارج می‌شود، در نظر گرفته می‌شود. از آنجا که در فرایند تبخیر مقداری از انرژی سیستم صرف تبخیر می‌گردد، انرژی از بخش‌های دیگر کاهش می‌یابد؛ لذا می‌توان با استفاده از معادله تعادل انرژی مقدار انرژی را که صرف ایجاد تبخیر شده، به دست آورد و سپس آن را به ارتفاع معادل آب تبخیرشده تبدیل نمود (جهانبانی، ۱۳۹۱). معادله بیلان انرژی برای پهنه‌های آبی در حالت کلی به‌صورت زیر است (Anderson, 1954):

$$\Delta Q_n = Q_{SN} - Q_{LW} - Q_e - Q_c + Q_{AD} + Q_{Sed} \quad (1)$$

که در آن Q_{SN} ، شار خالص تابش خورشیدی با طول‌موج کوتاه، Q_{LW} ، شار انرژی خالص ناشی از انبساط از سطح زمین با طول‌موج بلند، Q_e ، شار گرمای تبخیر (گرمای نهان)، Q_c ، انرژی انتقالی به جو به‌عنوان شار گرمای محسوس، Q_{AD} ، شار خالص گرمای انتقال‌یافته^۱ به سطح آب از طریق بارش، جریان آب سطحی و زیرزمینی، Q_{Sed} ، شار گرمای رهاشده از رسوبات و ΔQ_n ، شار گرمای خالص ذخیره‌شده در ستون آب است. واحد کلیه اجزای معادله بیلان انرژی، واحد شار انرژی (W/m^2) است. دقت بالا در برآورد تبخیر از مزیت‌ها و بالا بودن هزینه و وقت مورد نیاز برای تعیین دقیق هر یک از ترم‌ها از معایب این روش می‌باشد.

در تحقیقات مورد استفاده دو حالت معادله بیلان انرژی باون مورد استفاده قرار می‌گیرد که عبارت‌اند از:

(۱) حالت اول (Ikebuchi et al., 1988) و (Stannard & Rosenberry, 1991):

$$E = \frac{Q_n - (Q_x + Q_b + Q_v)}{L(1 + \beta)} \quad (2)$$

^۱ Advective Heat Flux

(۲) حالت دوم:

$$E = \frac{Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs} - Q_x + Q_v - Q_b}{(\rho_w(L(1 + \beta) + CT_0))} \quad (۳)$$

که در هر دو معادله E تبخیر دریاچه (mms^{-1}) با ضرب در $۱۰^۷ \times ۸۶/۴$ (mmd^{-1})، Q_s تشعشع خورشیدی ورودی^۱ (W/m^2)، Q_r تشعشع طول موج کوتاه بازگشتی^۲ (W/m^2)، Q_a تشعشع طول موج بلند ورودی^۳ (W/m^2)، Q_{ar} تشعشع طول موج بلند بازگشتی^۴ (W/m^2)، Q_{bs} تشعشع طول موج بلند ساطع شده از سطح آب^۵ (W/m^2)، Q_x تغییر در ذخیره گرما^۶ (W/m^2)، Q_v انرژی جریان ورودی خالص^۷ (W/m^2)، Q_b انرژی خالص همرفت از دریاچه به رسوبات^۸ (W/m^2)، ρ_w چگالی آب (Kgm^{-3})، L گرمای نهان تبخیر^۹ (JKg^{-1})، β نسبت باون (بدون بعد)، T_0 دمای سطح آب ($^{\circ}C$) و C ظرفیت گرمایی ویژه آب ($۴۱۸۶J^{\circ}C^{-1}Kg^{-1}$) می‌باشند (سیما و تجریشی، ۱۳۹۴).

باون نسبت بین انرژی همرفت به گرمای نهان را مطابق با رابطه زیر ارائه داده است:

$$\beta = \frac{c_B P(T_0 - T_a)}{(e_0 - e_a)} \quad (۴)$$

که در آن c_B ضریب تجربی باون برابر با $۰/۶۱$ ($^{\circ}C^{-1}$)، P فشار استاندارد در ارتفاع مشخص (KPa)، T_a دمای هوا ($^{\circ}C^{-1}$)، e_0 فشار بخار اشباع در دمای سطح آب (Pa)، e_a فشار بخار اتمسفریک (Pa) و Q_n تشعشع خالص^{۱۰} (W/m^2) (برابر با $Q_n = Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs}$) می‌باشند. مقادیر Q_v و Q_b معمولاً بسیار کوچک هستند و می‌توان از آن‌ها صرف نظر کرد (Rosenberry et al., 2007).

در معادله بال Q_x را می‌توان از رابطه زیر محاسبه کرد:

$$Q_x = \rho_w Cd \frac{T_w(t) - T_w(t-1)}{\Delta t} \quad (۵)$$

^۱ Incoming solar shortwave radiation

^۲ Reflected solar shortwave radiation

^۳ Incoming atmospheric longwave radiation

^۴ Reflectelongwave atmospheric radiation emitted from the water surface

^۵ Longwave atmospheric radiation emitted from the water surface

^۶ Change in heat stored in the lake-water body

^۷ Net energy

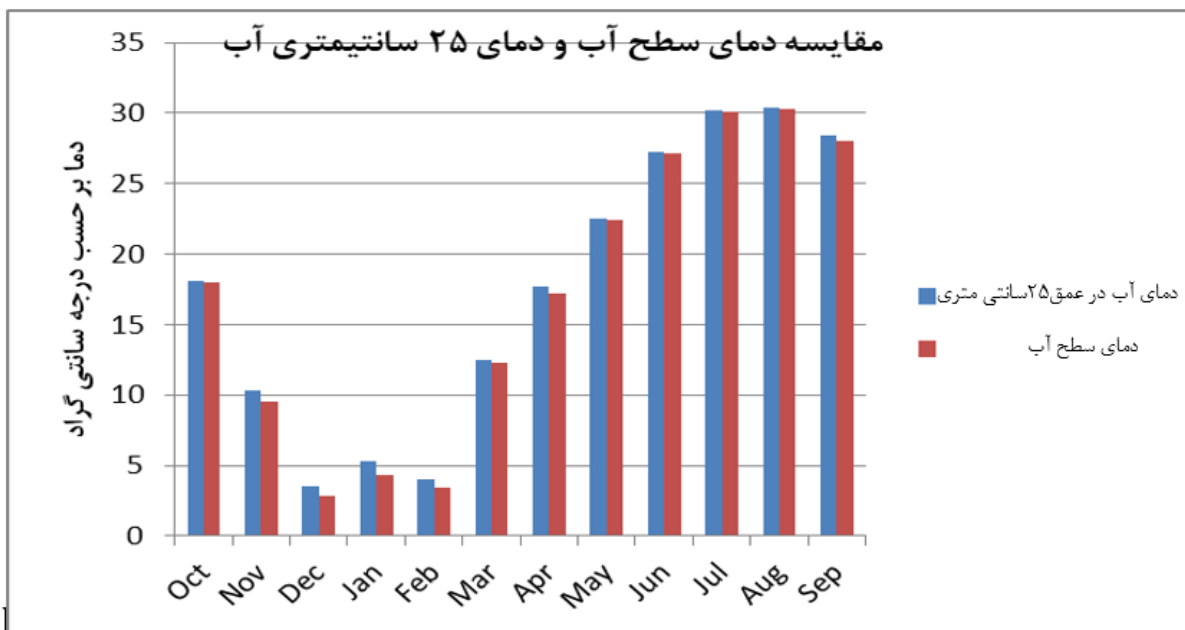
^۸ Net energy conducted from the lake to the sediments

^۹ Latent heat of vaporization

^{۱۰} Net radiation

که ρ_w چگالی آب (Kgm^{-3})، d عمق آب برای اندازه‌گیری دما به متر (در این مطالعه به دلیل عدم وجود پروفایل دمایی در دریاچه ارومیه و $\frac{T_w(t)-T_w(t-1)}{\Delta t}$ تغییر در دمای سطح آب در مدت زمان Δt می‌باشد که واحد دماها به درجه سانتی‌گراد است.

در این مطالعه به دلیل عدم وجود پروفایل دمایی در دریاچه ارومیه، دمای سطح آب برابر با دمای عمق آب در ۲۵ سانتی‌متر در نظر گرفته شد (جهانبانی، ۱۳۹۱). به منظور بررسی بیشتر این فرض، دمای سطح آب و دمای آب در عمق ۲۵ سانتی‌متری ثبت شده در ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه در ماه‌های مختلف با یکدیگر مقایسه گردیدند. همانگونه که از شکل ۲ مشخص است با تقریب خوبی می‌توان این دو دما را با یکدیگر برابر در نظر گرفت، به طوری که میانگین سالانه دمای عمق ۲۵ سانتی‌متری ۱۷/۵۲ درجه سانتی‌گراد و میانگین سالانه دمای سطح آب ۱۷/۱۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بنابراین از دمای آب در عمق ۲۵ سانتی‌متر برای محاسبه تغییرات ذخیره گرمایی آب استفاده می‌گردد.



شکل ۲- مقایسه میانگین ماهانه دمای سطح و دمای عمق ۲۵ سانتی‌متری آب در ماه‌های مختلف با انجام تحلیل حساسیت بر روی مؤلفه G مشخص گردید که تأثیر دمای سطح بر روی این مؤلفه قابل توجه نبوده و نسبت به متغیرهای دیگر تأثیر چندانی در تبخیر ندارد به صورتی که با ۳ درجه تغییر در دمای سطح، مقدار تبخیر کم‌تر از ۱ درصد تغییر می‌کند. بنابراین فرض برابردر نظر گرفتن دمای سطح با دمای عمق ۲۵ سانتی‌متری نمی‌تواند خطای زیادی در نتایج تبخیر داشته باشد. نمودار تحلیل حساسیت ترم G در بخش تحلیل

حساسیت و در شکل ۴۷ آورده شده است. Q_n (تشنشع خالص) و Q_s (تشنشع خورشیدی ورودی) در همه روابط یکسان است و نحوه محاسبه این متغیرها در پیوست آورده شده است.

۴-۲- روش‌های ترکیبی

اصول این روش‌ها مبتنی بر ترکیب معادلات بیلان انرژی و معادلات نیمرخ (جابجایی آئروپدینامیکی) و برخی روابط تجربی است. از میان روش‌های ترکیبی، بر اساس مطالعات جهان‌بانی (۱۳۹۱) و مطالعه انجام شده در مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف (۱۳۹۳) از روش‌های Priestly-Taylor، DeBruin-Keijman و Penman استفاده شده است (Rosenberry et al., 2007).

۴-۲-۱- Priestly-Taylor

$$E = \alpha * \left(\frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \right) * \left(\frac{Q_n - Q_x}{L * \rho_w} \right) * 86.4 \quad (۶)$$

E: تبخیر (mmd^{-1})

L: گرمای نهان تبخیر ($MJkg^{-1}$)

ρ_w : چگالی آب ($\frac{kg}{m^3}$)

α : ضریب تجربی این روش می‌باشد که از رابطه زیر محاسبه می‌گردد (Ali et al., 2007).

$$\alpha = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta * (1 + \beta)} \quad (۷)$$

که در آن β ضریب باون استفاده شده در روابط بیلان انرژی و Δ شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما در دمای هوا می‌باشد (Zotarelli et al., 2010).

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp\left(\frac{17.27 * T_{mean}}{T_{mean} + 237.3}\right) \right]}{(T_{mean} + 237.3)^2} \quad (۸)$$

که T_{mean} متوسط روزانه هوا به درجه سانتی‌گراد است.

γ : ضریب سایکرومتریک که به دما و فشار اتمسفریک بستگی دارد ($kPa^\circ C^{-1}$)

این ضریب فشار جزئی آب را به دمای هوا مربوط می‌سازد و بر اساس رابطه زیر تابعی از فشار اتمسفریک است (Zotarelli et al., 2010):

$$\gamma = 0.665 * \frac{P}{1000} \quad (۹)$$

Q_n (Wm^{-2}): تشعشع خالص خورشیدی که بر اساس روابط پیوست (۱) محاسبه می‌شود و Q_x تغییر در ذخیره گرمایی دریاچه (Wm^{-2}) است که در بالا نحوه محاسبه آن بیان شد. این رابطه تبخیر را به صورت تابعی از گرمای نهان تبخیر و شار گرمایی در سطح آب محاسبه می‌نماید.

DeBruin – Keijman -۲-۲-۴

$$E = \left(\frac{\Delta}{0.63\gamma + 0.85\Delta} \right) * \left(\frac{Q_n - Q_x}{L * \rho_w} \right) 86.4 \quad (10)$$

E: تبخیر (mmd^{-1})

γ : ضریب سایکرومتری که به دما و فشار اتمسفریک بستگی دارد ($kPa^\circ C^{-1}$)

Q_n : تشعشع خالص (Wm^{-2})

Q_x : تغییر در ذخیره گرمایی دریاچه (Wm^{-2})

L: گرمای نهان تبخیر ($MJKg^{-1}$)

ρ_w : چگالی آب ($\frac{Kg}{m^3}$)

Δ : شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما در دمای هوا ($kPa^\circ C^{-1}$)

این روش نرخ تبخیر را با استفاده از به صورت تابعی از مقدار رطوبت موجود در هوای بالای سطح پهنه‌های آبی، گرمای ذخیره شده در دریاچه و ثابت سایکرومتری تعیین می‌کند.

Penman -۳-۲-۴

$$E = \left(\left(\frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \right) * \left(\frac{Q_n - Q_x}{L * \rho_w} \right) 86.4 \right) + \left(\frac{\Delta}{\gamma + \Delta} \right) (0.26(0.5 + 0.54U_2)(e_0 - e_a)) \quad (11)$$

E: تبخیر (mmd^{-1})

Δ : شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما در دمای هوا ($kPa^\circ C^{-1}$)

γ : ضریب سایکرومتری که به دما و فشار اتمسفریک بستگی دارد ($kPa^\circ C^{-1}$)

Q_n : تشعشع خالص (Wm^{-2})

Q_x : تغییر در ذخیره گرمایی دریاچه (Wm^{-2})

L: گرمای نهان تبخیر ($MJKg^{-1}$)

ρ_w : چگالی آب ($\frac{Kg}{m^3}$)

e_0 : فشار بخار اشباع در دمای سطح آب (mbar)

e_a : فشار بخار اشباع در دما و رطوبت نسبی هوا (mbar)

U_2 : سرعت باد در ارتفاع دو متری ($m s^{-1}$)

این رابطه تبخیر را بر اساس انرژی خارج شده از سطح پهنه‌های آبی برای ایجاد بخار آب محاسبه می‌کند.

۳-۴- روش‌های تجربی

در بعضی از نقاط کشور به علت عدم وجود ایستگاه‌های هواشناسی و یا عدم برداشت پارامترهای خاص مانند انواع تابش‌ها شامل تابش با طول موج بلند و کوتاه و شار محسوس هوا و غیره، دسترسی به آمار و ارقامی که بتوان از آن‌ها در تعیین مقدار تبخیر کمک گرفت، مشکل و یا تقریباً محال است. بسیاری از روابط تجربی که تاکنون ارائه و توصیه گردیده‌اند، بر اساس تبادل انرژی و انتقال جرم بنا شده‌اند. به‌طور معمول متغیرهای آب و هوایی که در معادلات و روش‌ها بکار گرفته می‌شوند، عبارتند از: درجه حرارت هوا و سطح آب، سرعت باد و جهت آن، و مقدار تابش یا پرتو خورشیدی (جهانبانی، ۱۳۹۱).

از میان روش‌های تجربی استفاده شده بر اساس مطالعات جهانبانی (۱۳۹۱) و مطالعه مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف (۱۳۹۳)، در این مطالعه از روش Stephen-Stewart استفاده شده است (Rosenberry et al., 2007).

۱-۳-۴ روش Stephen-Stewart

$$E = (0.0082T_a - 0.19)(3.495 * 10^{-2})Q_s \quad (12)$$

E : تبخیر (mmd^{-1})

Q_s : تشعشع خورشیدی ورودی (Wm^{-2})

T_a : درجه حرارت هوا ($^{\circ}F$)

از مزیت‌های این روش ساده بودن و کم بودن متغیرهای استفاده شده در آن می‌باشد ولی تجربی بودن این روش باعث می‌شود که این روش برای همه مناطق کاربرد نداشته باشد و می‌بایست برای هر منطقه واسنجی گردد.

۴-۴- تشتک تبخیر

روش اندازه‌گیری با تشتک تبخیر به منظور برآورد ارتفاع تبخیر بیش از یک قرن است که کاربرد دارد. در این روش مقدار تبخیر به‌طور مستقیم و با اندازه‌گیری تغییرات عمق و حجم آب در تشتک صورت می‌گیرد. به‌طور معمول از دو نوع تشتک برای این منظور استفاده می‌شود که عبارت‌اند از تشتک کلاس الف و تشتک کاسه‌ای که در ایران عموماً از نوع اول استفاده می‌شود. بین میزان ارتفاع تبخیر اندازه‌گیری شده با تشتک تبخیر

و تبخیر واقعی از دریاچه تفاوت وجود دارد که با اعمال ضریب تا حدودی اصلاح می‌شود. موارد زیر از جمله دلایل ایجادکننده این اختلاف هستند (Allen et al., 1998):

۱. تفاوت در بازتابش آب کم عمق درون تشتک با آب دریاچه.
۲. تفاوت در تبادل انرژی تشتک تبخیر با محیط پیرامون از طریق دیواره و کف تشتک نسبت به دریاچه یا مخزن.
۳. تفاوت در آشفته‌گی اتمسفر مجاور سطح آب در تشتک و دریاچه.
۴. تفاوت در دما و رطوبت نسبی اتمسفر مجاور سطح آب در تشتک و دریاچه.
۵. تفاوت حجم آب تشتک و دریاچه که در توزیع انرژی تابشی مؤثر است.

برای اصلاح مقادیر اندازه‌گیری شده از تشتک و در نظر گرفتن اثرات تجمعی موارد بالا از یک رابطه خطی به صورت رابطه زیر استفاده می‌شود:

$$E_L = E_p K_p \quad (13)$$

که در آن E_L تبخیر از دریاچه یا توده آب سطحی (mm)، E_p تبخیر از تشتک (mm) و K_p ضریب تشتک تبخیر و بدون بعد است. برای ضریب تشتک تبخیر محدوده وسیعی گزارش شده است. محدوده تغییرات ضریب تشتک از ۰/۵۹ تا ۰/۸۴ با میانگین ۰/۶۹ گزارش شده است (Abtew & Melesse, 2012). همان‌طور که ملاحظه می‌شود، محدوده پیشنهادی وسیع این ضریب می‌تواند منجر به ایجاد خطای قابل ملاحظه در برآورد تبخیر توسط این روش شود.

۴-۵- تصحیح روش‌ها با اعمال اثر شوری

افزایش غلظت نمک‌ها در آب باعث کاهش فشار بخار اشباع آب می‌شود. در واقع فشار بخار آب شور، e_{brine} پایین‌تر از فشار بخار اشباع آب شیرین $e_s(T_0)$ است که توسط عامل α_w که ضریب فعالیت آب است تعیین می‌شود. تعیین ضریب فعالیت آب در محلول‌ها به سه دلیل مشکل است. اول آن که مقدار آن با تغییر دمای محلول تغییر می‌کند، دوم آن که در محلول‌ها ترکیبی از یون‌های متفاوت وجود دارد و سوم آن که رفتار نمک‌ها همواره ثابت نیست. رابطه بین فشار بخار اشباع آب خالص با آب شور به صورت زیر است (Heidari et al., 2010).

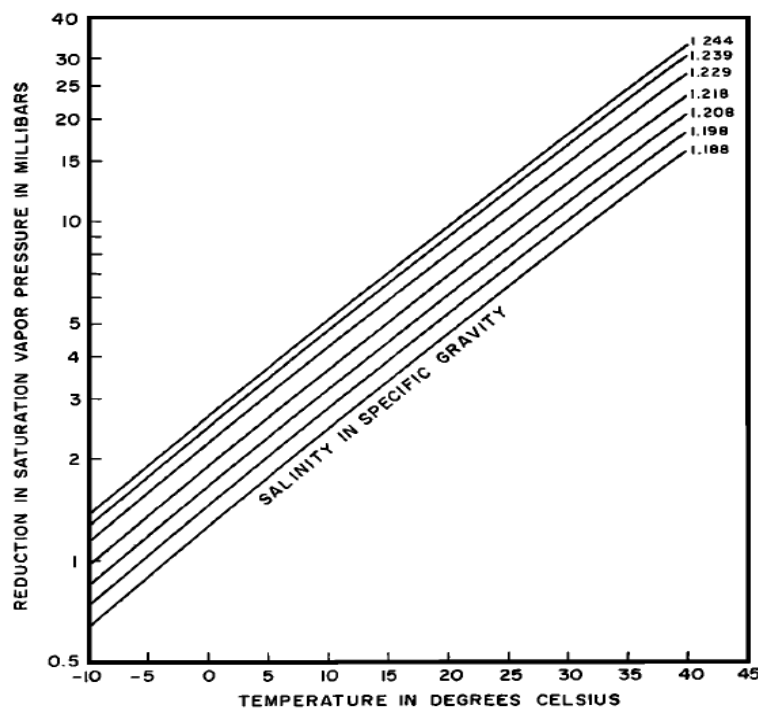
$$e_{brine} = \alpha_w(T_0)e_s(T_0) \quad (14)$$

که در رابطه فوق، α_w ضریب فعالیت آب در محلول است که مقدار آن بین صفر تا یک تغییر می‌کند. اصلاح روابط با جایگزینی فشار بخار آب شور یعنی رابطه‌ی بالا در روابط انجام شده است. به دلیل عدم وجود داده‌های ضریب فعالیت آب برای دریاچه ارومیه و شباهت بین بازه تغییرات چگالی و دما در دریاچه ارومیه و Great Salt Lake آمریکا؛ از داده‌های آزمایشگاهی این ضریب در Great Salt Lake استفاده شد که در جدول ۱ و شکل ۳ خلاصه شده است (Dickson et al., 1985).

$\rho_w (kg/m^3)$ \ T (°C)	۱۱۸۸	۱۱۹۲	۱۲۰۸	۱۲۱۸	۱۲۲۹	۱۲۳۹	۱۲۴۴
-۱۰	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۴۹	۰/۵۱
-۵	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۵	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴۸
۰	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۴۶
۵	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۴۴
۱۰	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۲
۱۵	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۲
۲۰	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۲
۲۵	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۳	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۴۲
۳۰	۰/۲۱	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۴	۰/۴۳
۳۵	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۸	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۴۴
۴۰	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۴۳	۰/۴۶

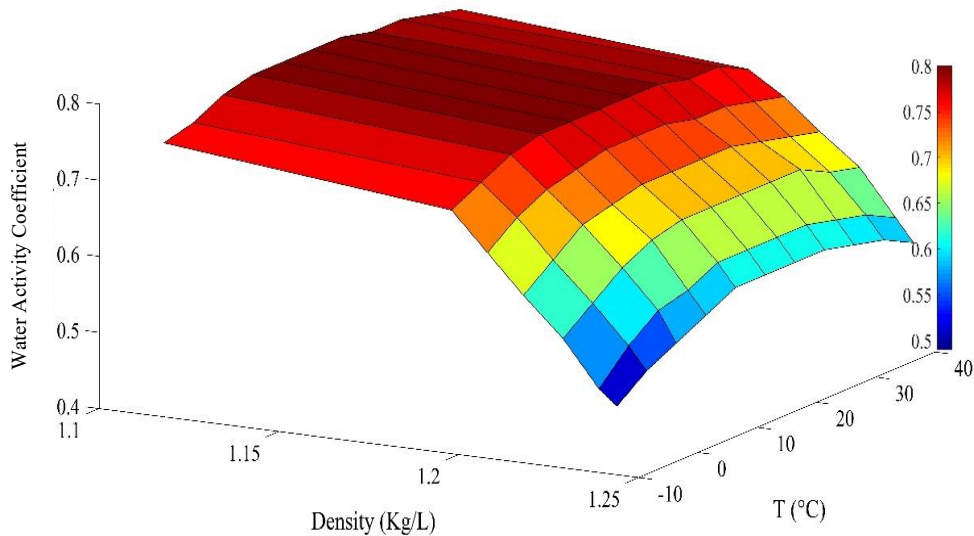
جدول ۱- نوسانات درصد کاهش فشار بخار آب شور نسبت به آب شیرین در Great Salt Lake آمریکا در برابر تغییرات

دما و چگالی



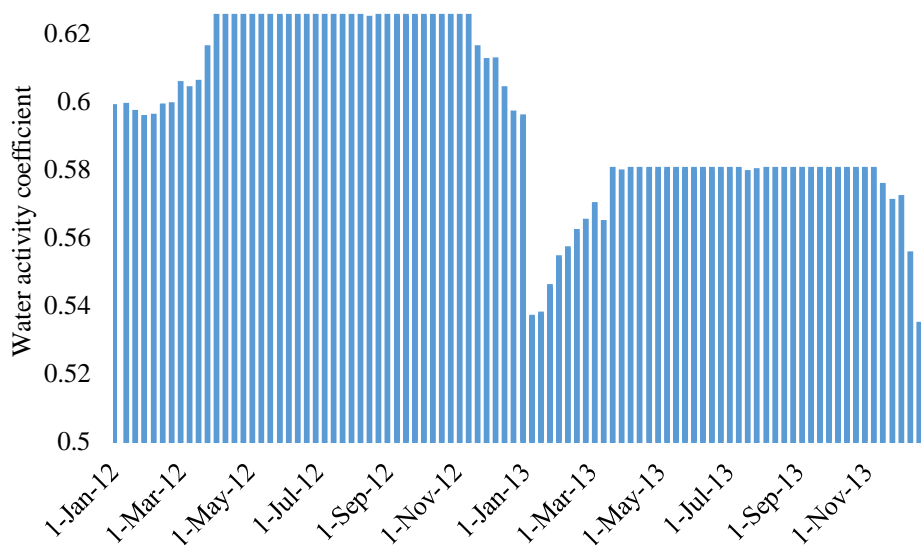
شکل ۳- نمودار کاهش فشار بخار اشباع آب شور بر حسب دمای آب و چگالی آب دریاچه Great Salt Lake

با استفاده از داده‌های جدول ۱ و درونیابی خطی دو بعدی (دما و چگالی)، ضریب فعالیت آب در دریاچه ارومیه بر اساس دمای سطح آب و چگالی آب دریاچه حاصل و در شکل ۴ ارائه گردیده است.



شکل ۴- درونیابی ضریب فعالیت آب در برابر تغییرات دما و چگالی

مطابق شکل ۴ مشاهده می‌گردد که با افزایش چگالی آب دریاچه، ضریب فعالیت آن کاهش پیدا می‌کند که این کاهش در چگالی ۱/۱۸ کیلوگرم بر لیتر با افزایش قابل توجهی همراه است. برای نمونه ضریب فعالیت آب برای دو سال ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳ میلادی با استفاده از این روش در شکل ۵ نشان داده شده است که برای بازه دو ساله بین ۰/۵۳ و ۰/۶۴ متغیر می‌باشد. دلیل اختلاف در ضریب فعالیت دو سال، اعمال چگالی آب به صورت سالانه می‌باشد. یعنی چگالی آب در روابط، از یک سال به سال دیگر متغیر در نظر گرفته شده است.



شکل ۵- ضریب فعالیت آب دریاچه ارومیه در سال ۲۰۱۲ و ۲۰۱۳ میلادی

۴-۶- روش‌های آماری مقایسه نتایج

به منظور مقایسه نتایج از معیارهای میانگین خطای مطلق (MAE^1)، جذر میانگین مجموع مربع خطاها ($RMSE^2$)، ضریب تغییرات انحراف جذر میانگین مجموع مربع خطاها ($CV(RMSE)^3$)، ضریب تشخیص (R^2) و ضریب همبستگی (R) استفاده شده است که در روابط ۱۵ تا ۲۰ نشان داده شده‌اند.

$$MAE = \max|E_i - \hat{E}_i| \quad (15)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (E_i - \hat{E}_i)^2} \quad (16)$$

$$CV(RMSE) = \left(\frac{RMSE}{\mu_Y} \right) \quad (17)$$

$$R = \left(\frac{E[(X - \mu_X)(Y - \mu_Y)]}{\sigma_X * \sigma_Y} \right) \quad (18)$$

$$R^2 = 1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (E_i - \hat{E}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (E_i - \bar{E}_i)^2} \right) \quad (19)$$

$$NSE = 1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (E_m - E_o)^2}{\sum_{i=1}^n (E_o - \bar{E}_o)^2} \right) \quad (20)$$

۵- داده‌های استفاده شده

۵-۱- داده‌های هواشناسی

بر اساس مطالعات مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف (۱۳۹۶)، با وجود فاصله کم دو ایستگاه آنلاین واقع در دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه مستقر در خشکی، به دلیل وجود آب دریاچه، وجود پوشش گیاهی متراکم در دشت ارومیه و هم‌چنین توپوگرافی متفاوت دو ایستگاه، داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه و ایستگاه آنلاین دریاچه ارومیه متفاوت از یکدیگر گزارش شده‌اند. به‌عنوان نمونه برای سال ۲۰۱۷-۲۰۱۶ میلادی، جذر میانگین مجموع مربع خطاها ($RMSE$) بین دمای دو ایستگاه به‌صورت روزانه $2/8$ درجه سلسیوس برای سال ۲۰۱۷-۲۰۱۶ میلادی محاسبه گردید که نشانگر بالا بودن دمای ایستگاه دریاچه از ایستگاه سینوپتیک ارومیه

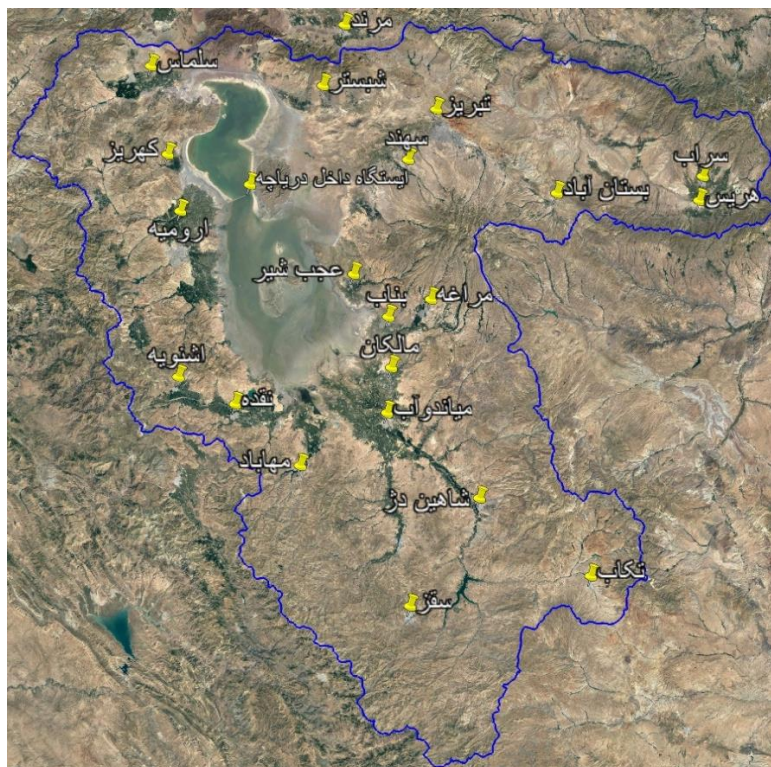
^۱ Mean Absolute Error

^۲ Roote Mean Square Error

^۳ Coefficient of Variation of the RMSE

است. بعلاوه جذر میانگین مجموع مربع خطاها (RMSE) بین سرعت باد دو ایستگاه به صورت روزانه $1/72$ متر بر ثانیه محاسبه گردید، که نشانگر بالا بودن سرعت باد ایستگاه دریاچه از ایستگاه سینوپتیک ارومیه است. هم‌چنین جذر میانگین مجموع مربع خطاها (RMSE) بین رطوبت نسبی دو ایستگاه به صورت روزانه $7/6$ درصد محاسبه گردید که نشانگر بالا بودن رطوبت نسبی ایستگاه سینوپتیک ارومیه برای سال‌های ۲۰۱۶-۲۰۱۷ از ایستگاه دریاچه ارومیه است (مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه شریف، ۱۳۹۶).

با توجه به اینکه برای محاسبه تبخیر از سطح دریاچه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی نیاز به داده‌های هواشناسی با بازه زمانی کامل وجود دارد، نیاز است تا از ایستگاه‌های سینوپتیک مجاور کمک گرفته شود (شکل ۶). برای انجام این کار ابتدا روابط بین پارامترهای مختلف ایستگاه داخل دریاچه و ایستگاه‌های اطراف دریاچه برای بازه یک‌ساله مقایسه گردید. ایستگاه‌های ارومیه، اشنویه، بناب، تبریز، سلماس، سهند، شبستر، عجب شیر، کهریز، مراغه، مرند، ملکان و نقده در اطراف دریاچه ارومیه قرار دارند. پس از بررسی روابط پارامترهای مختلف در ایستگاه‌های مجاور، نزدیک ترین پارامترها به ایستگاه دریاچه با دو شاخص همبستگی و RMSE تعیین شدند. موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی مجاور دریاچه ارومیه و هم‌چنین ایستگاه پایش آنلاین در داخل دریاچه ارومیه در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۶- موقعیت ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه‌های سینوپتیک دشت ارومیه

بررسی‌ها نشان داد که ایستگاه سینوپتیک ارومیه در اغلب پارامترها به ایستگاه داخل دریاچه نزدیک می‌باشند. با توجه به اینکه ایستگاه سینوپتیک ارومیه، ایستگاه اصلی بوده و داده‌های کامل‌تری نسبت به بقیه ایستگاه‌ها در بازه مورد مطالعه دارد، از داده‌های این ایستگاه برای برقراری ارتباط بین پارامترهای هواشناسی داخل دریاچه و ایستگاه‌های مجاور استفاده گردید. پس از تجزیه و تحلیل داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه، روابط خطی بین پارامترهای ایستگاه داخل دریاچه و سینوپتیک ارومیه برقرار گردید. جدول ۲ نتایج مقایسه آماری پارامترهای مورد نیاز ایستگاه سینوپتیک ارومیه با ایستگاه داخل دریاچه و روابط بین آن‌ها را نشان می‌دهد.

جدول ۲- نتایج مقایسه آماری پارامترهای مورد نیاز ایستگاه سینوپتیک ارومیه با ایستگاه داخل دریاچه و روابط بین آن‌ها

شماره	مشخصه	RMSE	R ²	معادله
۱	دمای شبنم	۴/۶۱	۰/۹۱۷	$P=۰/۸۶۲U+۲/۰۶۳$
۲	دمای بیشینه	۱	۰/۹۹۳	$P=۰/۹۷۲U-۰/۷۸۲$
۳	دمای کمینه	۷/۵۶	۰/۹۴۹	$P=۱/۱۲۳U+۶/۵۱۸$
۴	رطوبت نسبی	۷/۵۲	۰/۹۱	$P=۰/۹۱۵U-۰/۷۶۵$
۵	دمای متوسط	۲/۸	۰/۹۹۲	$P=۱/۰۱۷U+۲/۶۱۵$
۶	سرعت باد	۱/۷۲	۰/۳۱۱	$P=۰/۳۷۰U-۰/۰۸۳$
۷	فشار هوا	۱۵۲	۰/۹۱۷	$P=۱/۱۰۷U+۵۹/۶۳۹$
۸	ساعات آفتابی	-	-	-

رابطه بین سرعت باد و ارتفاع به صورت زیر است (Ali et al., 2008):

$$U_2 = U_z \left[\frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)} \right] \quad (21)$$

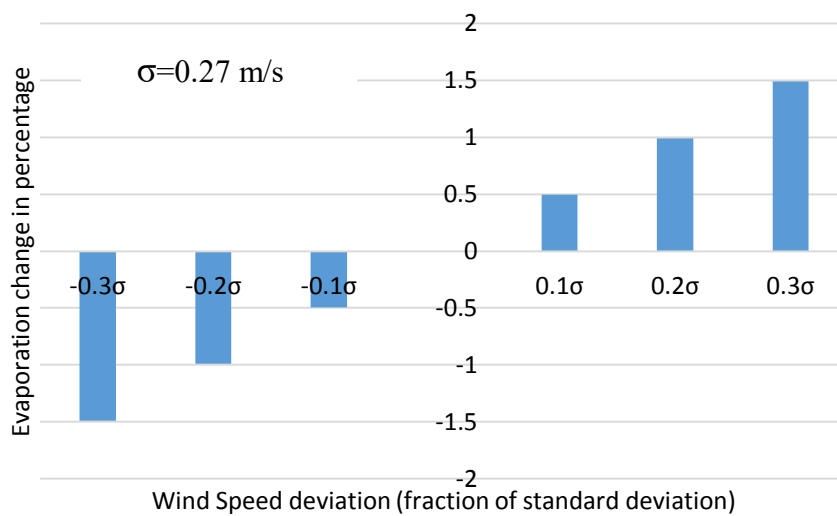
U_2 : سرعت باد در ارتفاع دو متری ($\frac{m}{s}$)

U_z : سرعت باد در ارتفاع z ($\frac{m}{s}$)

z : ارتفاعی که سرعت باد را در آن ارتفاع داریم (m)

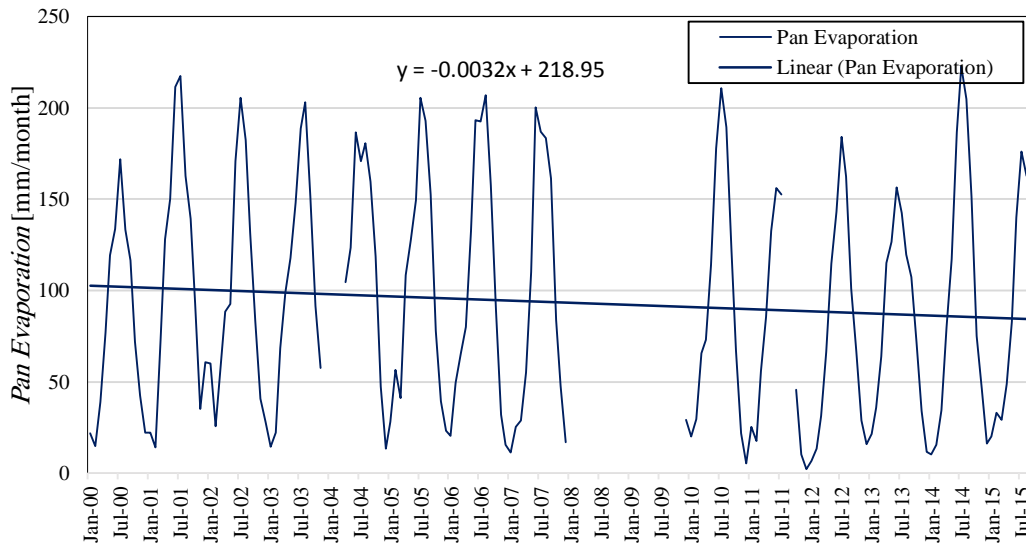
از آنجایی که اطلاعات هواشناسی مقدار سرعت باد را در ارتفاع ۱۰ متری ثبت می‌کنند، z برابر ۱۰ در نظر گرفته می‌شود. همان‌طور که از جدول بالا مشاهده می‌گردد، مقدار ضریب R^2 در همه متغیرها به جز سرعت باد بالاتر از ۰/۹ می‌باشد که همبستگی بالایی محسوب می‌شود. با وجود اینکه ایستگاه عجب شیر دارای ضریب R^2 بالاتری نسبت به ایستگاه ارومیه بود ولی به دلیل موجود نبودن داده‌های سرعت باد برای ۱۷ سال در ایستگاه عجب شیر، به اجبار از داده‌های ایستگاه ارومیه استفاده گردید.

علاوه بر این در روش‌های استفاده شده برای محاسبه تبخیر در این مطالعه به جز روش Penman، سرعت باد تأثیر مستقیمی در روابط ندارد. از این جهت خطای احتمالی به وجود آمده در اثر ضعیف بودن رابطه خطی بین سرعت باد دریاچه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه فقط بر نتایج روش Penman تأثیر خواهد گذاشت که برای درک بهتری از مقدار خطای ایجاد شده، تحلیل حساسیت متغیر سرعت باد در این روش انجام گردید. نتایج تحلیل حساسیت نشان داد که تأثیر سرعت باد قابل توجه نبوده و با فرض تغییر به اندازه یک انحراف معیار نیز تأثیر آن روی تبخیر کمتر از ۵ درصد خواهد بود. نتایج تحلیل حساسیت سرعت باد در روش Penman در شکل زیر آورده شده است.



شکل ۷- تحلیل حساسیت سرعت باد در روش Penman

در این مطالعه از داده‌های روزانه موجود برای تبخیر از تشتک آب شور ایستگاه هواشناسی گلخانه برای مقایسه با نتایج روش‌های دیگر استفاده گردید. شکل ۸ سری زمانی داده‌های موجود برای تشتک آب شور را نشان می‌دهد.



شکل ۸- نمودار تبخیر از تشتک آب شور در ایستگاه گلخانه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ میلادی

۲-۵- تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده

در این مطالعه بر اساس مطالعه سیما و همکاران، از سنجنده مادیس برای استخراج دمای سطح آب یعنی SST_{skin} استفاده شد (Sima et al., 2013). مفهوم دمای سطح آب (SST^۱) به طور کامل در پیوست آورده شده است. مقایسه استخراج دمای سطح آب با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های میدانی دمای سطح آب را می‌توان در موارد زیر خلاصه کرد:

(۱) دمایی که از طریق ماهواره استخراج می‌شود، میانگین یک کیلومتر است در حالی که دمای آب در هر ایستگاه محدود به همان ایستگاه است.

(۲) اندازه‌گیری‌های میدانی، نزدیک خط ساحلی و یا نزدیک یک کانال است در حالی که پیکسلی که از تصاویر انتخاب می‌شود در آن محدوده نیست.

(۳) داده‌های میدانی دمای سطحی آب را ثبت نمی‌کنند، زیرا دما در عمقی از آب (هرچند ناچیز) اخذ می‌شود، در حالی که داده‌های ماهواره‌ای دمای سطح را می‌دهند. به دلیل این که انرژی از سطح آب راحت‌تر به هوا انتقال پیدا می‌کند، دمای سطح از دمای زیرین کم‌تر است.

به منظور استخراج دمای سطح آب از محصول MOD11A2 (میانگین ۸ روزه دمای سطح) سنجنده

MODIS استفاده شد. با توجه به

^۱ Sea Surface Temperature

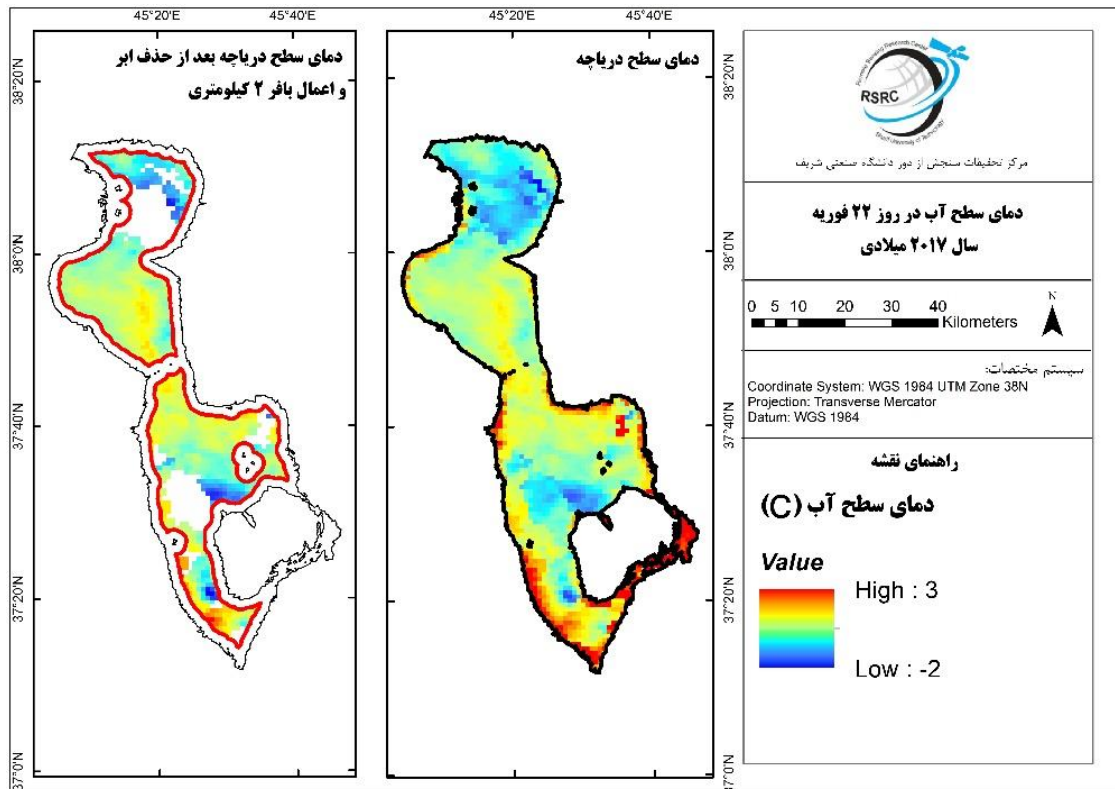
جدول ۳ استفاده از داده‌های روزانه و یا میانگین هشت‌روزه برای یک بازه ۱۶ روزه در ماه اکتبر ۲۰۱۶ تفاوت چندانی با هم نداشته‌اند. در این صورت هزینه‌های محاسباتی کاهش چشم‌گیری پیدا می‌کند (Wan et al., 2017).

جدول ۳- مقایسه محاسبه تبخیر به روش بیلان انرژی برای یک بازه ۱۶ روزه با استفاده از تصاویر روزانه و تصاویر میانگین ۸ روزه

بازه زمانی	تبخیر با استفاده از روش بیلان انرژی و دمای استخراج شده از محصول روزانه	تبخیر با استفاده از روش بیلان انرژی و دمای استخراج شده از محصول میانگین هشت روز
۲۲-۷ ماه اکتبر ۲۰۱۶	۴۰/۹۲	۴۰/۷۵

بعد از دریافت و Geotiff کردن تصاویر دمای سطح هشت‌روزه، دمای سطح روز و شب با استفاده از مرز پهنه آبی دریاچه استخراج گردید. سپس برای حذف تأثیرات خشکی بر روی دما، یک بافر به سمت داخل به اندازه ۲ کیلومتر در نظر گرفته شد (Wan et al., 2017). در انتها با استفاده از محصول (MOD10A2) سنجنده MODIS ابرها حذف شده و در سطح دریاچه از دمای سطح شب و روز میانگین‌گیری شده به عنوان میانگین دمای سطح هشت روزه استفاده گردید. شکل ۹ نقشه دمای سطح دریاچه را قبل و بعد از اعمال بافر و حذف ابرها را نشان می‌دهد.

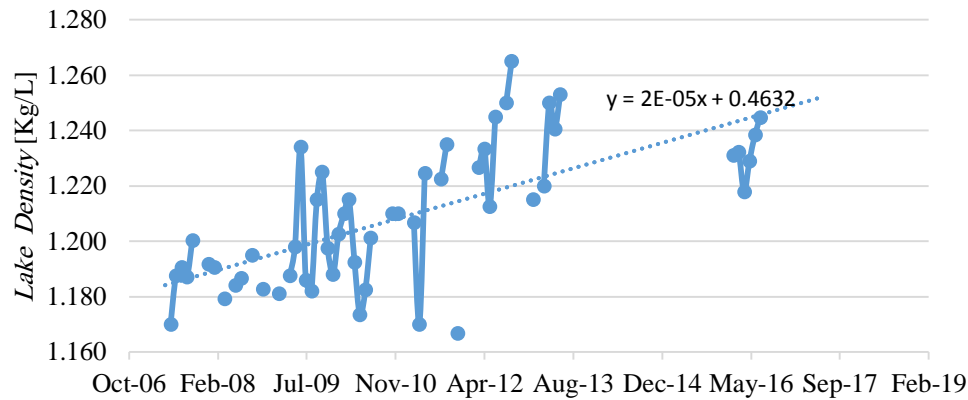
برای ارزیابی تأثیر تجمعی استفاده از دمای هشت روزه به جای دمای روزانه و میانگین‌گیری از پیکسل‌های دمای سطح به جا مانده از اعمال بافر و حذف ابرها، تبخیر برای یکسال به عنوان نمونه، به صورت پیکسلی و با استفاده از دمای سطح روزانه محاسبه شده و با نتایج به دست آمده از دمای سطح هشت روزه و میانگین‌گیری شده مقایسه گردید که در بخش نتایج آورده شده است. منظور از دمای میانگین‌گیری شده، دمای حاصل از میانگین همه پیکسل‌های به جا مانده از بافر و حذف ابر به عنوان نماینده دمای سطح کل دریاچه است.



شکل ۹- دمای سطح دریاچه قبل و بعد از اعمال بافر و حذف ابرها

۵-۳- داده‌های چگالی آب دریاچه

چگالی آب تأثیر زیادی در تبخیر از سطح آب داشته و باید در محاسبات تبخیر مورد توجه قرار گیرد. با تغییرات حجم آب در پیکره‌های آبی، چگالی نیز برای بازه‌های زمانی مختلف، متغیر می‌باشد. با توجه به وجود نوسان و افت‌های شدید در سطح و حجم آب دریاچه ارومیه در بازه زمانی مورد مطالعه، از چگالی آب متغیر برای هر سال استفاده گردید. داده‌های چگالی آب دریاچه ارومیه از سازمان آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و غربی دریافت گردید و هم‌چنین از داده‌های موجود در مطالعه‌ی جعفرنژاد (۱۳۹۴) نیز استفاده گردید. داده‌های موجود برای چگالی برای بازه مورد نظر کامل نبوده و در برخی سال‌ها و ماه‌ها داده‌ای ثبت نشده است به صورتی که تنها برای سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ و قسمتی از سال ۲۰۱۶ میلادی داده موجود می‌باشد. سری زمانی داده‌های موجود در شکل ۱۰ نشان داده شده است.



شکل ۱۰- سری زمانی داده‌های موجود برای چگالی آب دریاچه ارومیه

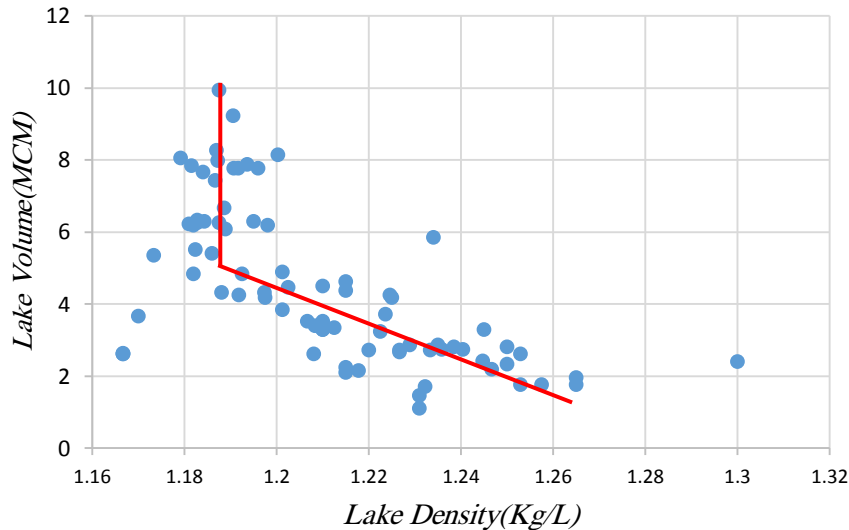
لازم به ذکر است که توزیع مکانی محل برداشت نمونه‌ها مناسب نبوده و نتوانسته است پراکندگی مکانی در برداشت نمونه از نقاط مختلف دریاچه را در برگیرد. این داده‌ها اغلب از مرز دریاچه برداشته شده و نمونه‌ای از نواحی میانی، شمال و جنوب غرب برداشت نشده است که می‌تواند یکی از منابع ایجاد کننده خطا در ارائه دقیق میانگین چگالی آب برای کل دریاچه باشد. شکل ۱۱ نقشه پراکندگی ایستگاه‌های برداشت نمونه آب دریاچه برای تعیین چگالی و خصوصیات شیمیایی دیگر را نشان می‌دهد.



شکل ۱۱- ایستگاه‌های برداشت نمونه آب دریاچه ارومیه برای تعیین چگالی و خصوصیات شیمیایی

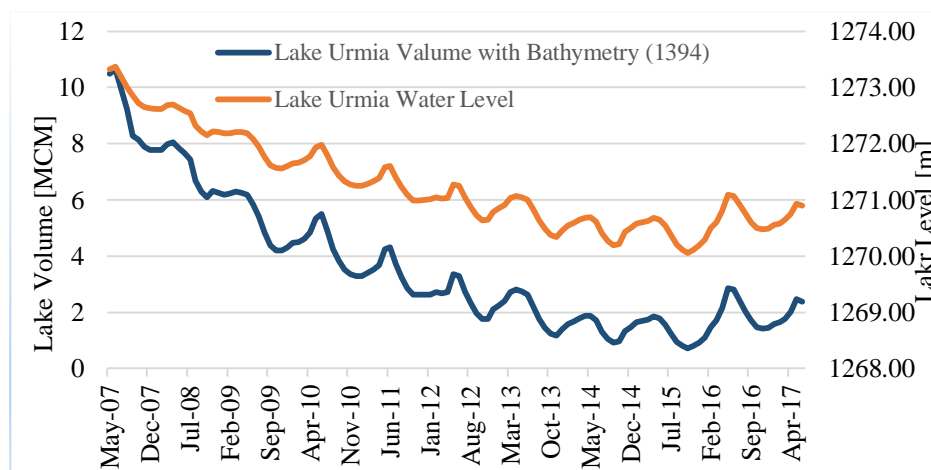
برای کامل کردن سری زمانی چگالی آب دریاچه برای بازه زمانی مورد مطالعه از ارتباط بین حجم آب دریاچه و چگالی و برای استخراج حجم دریاچه از بسیمتری موسسه تحقیقات آب (۱۳۹۴) استفاده گردید. شکل

۱۲ نمودار پراکندگی داده‌های چگالی آب دریاچه ارومیه و حجم آب دریاچه را نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مشاهده می‌گردد که اگر حجم دریاچه از یک حد مشخصی (تقریباً ۵ MCM) کم‌تر شود، با کاهش آب دریاچه، چگالی آب به صورت خطی افزایش می‌یابد اما برای چگالی‌های نظیر حجم‌های بالاتر از ۵ MCM، مقادیر چگالی تغییرات چشم‌گیری را نشان نمی‌دهد.



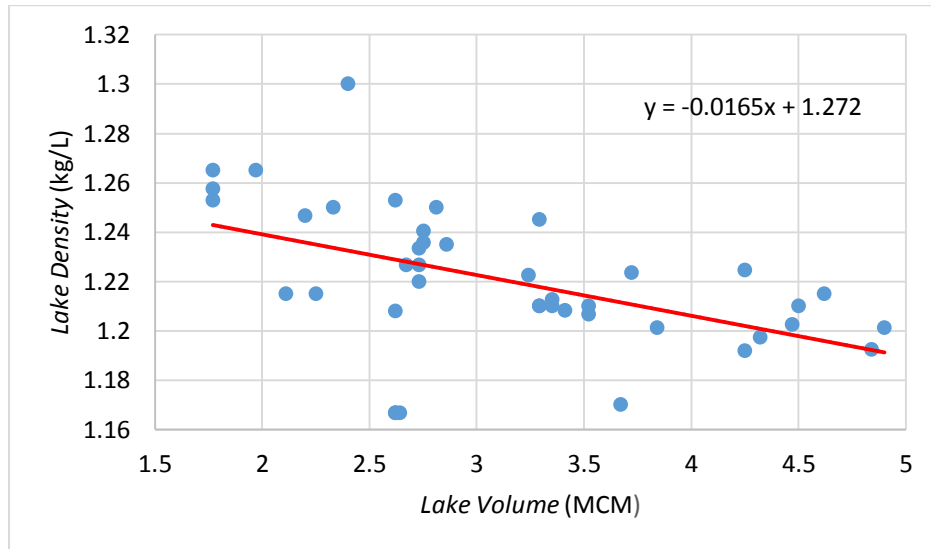
شکل ۱۲- نمودار پراکندگی بین داده‌های حجم و چگالی آب دریاچه ارومیه

با بررسی سری زمانی تغییرات حجم آب دریاچه در بازه مورد مطالعه که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، مشاهده می‌گردد که از سال ۲۰۰۷ تا سال ۲۰۰۸ میلادی حجم آب دریاچه ارومیه بیشتر از ۵ میلیارد مترمکعب بوده است که مقدار چگالی آب دریاچه متناسب آن در بازه‌ی بین ۱/۱۸ تا ۱/۲ کیلوگرم بر لیتر متغیر است.



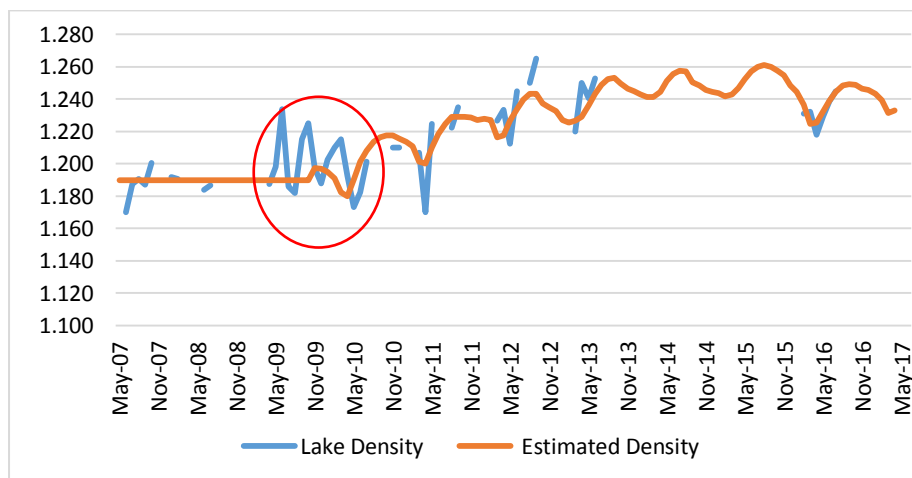
شکل ۱۳- تغییرات ماهانه تراز و حجم دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ میلادی

بر این اساس برای استخراج رابطه بین چگالی و حجم دریاچه، چگالی آب دریاچه برای بازه‌هایی که حجم دریاچه بزرگتر از ۵ MCM بود، ثابت (برابر با ۱/۱۹ کیلوگرم بر لیتر) در نظر گرفته شده و برای بازه‌های با آب کم‌تر از ۵ MCM، از یک رابطه خطی بین چگالی آب و حجم آب دریاچه استفاده گردید. شکل ۱۴ نمودار پراکندگی بین چگالی و حجم آب دریاچه را نشان می‌دهد که خط گذرنده از آن نشانگر رابطه بین این دو متغیر می‌باشد.



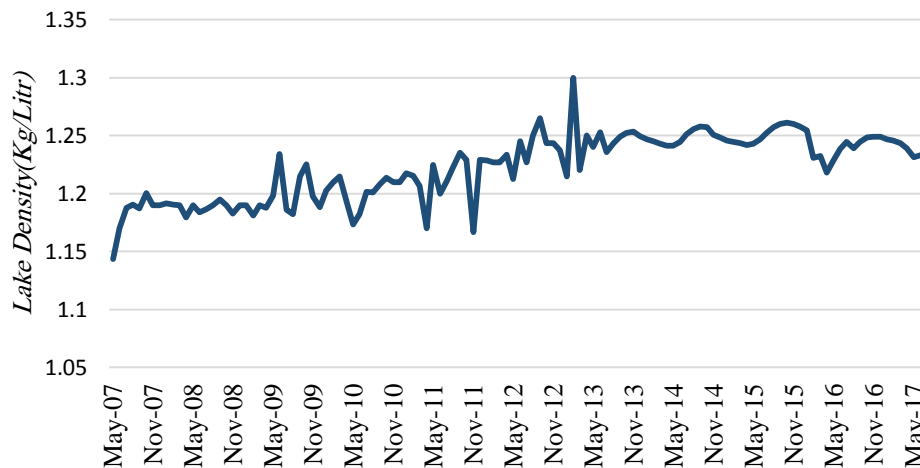
شکل ۱۴- رابطه بین چگالی و حجم دریاچه ارومیه

با استفاده از رابطه خطی به دست آمده در شکل بالا و ثابت در نظر گرفتن شوری برای بازه‌هایی که حجم دریاچه کمتر از ۵ MCM است، سری زمانی چگالی آب دریاچه بازسازی گردید. شکل زیر سری زمانی چگالی اندازه‌گیری شده در دریاچه و چگالی تخمین زده شده با استفاده از تغییرات حجم دریاچه را نشان می‌دهد.



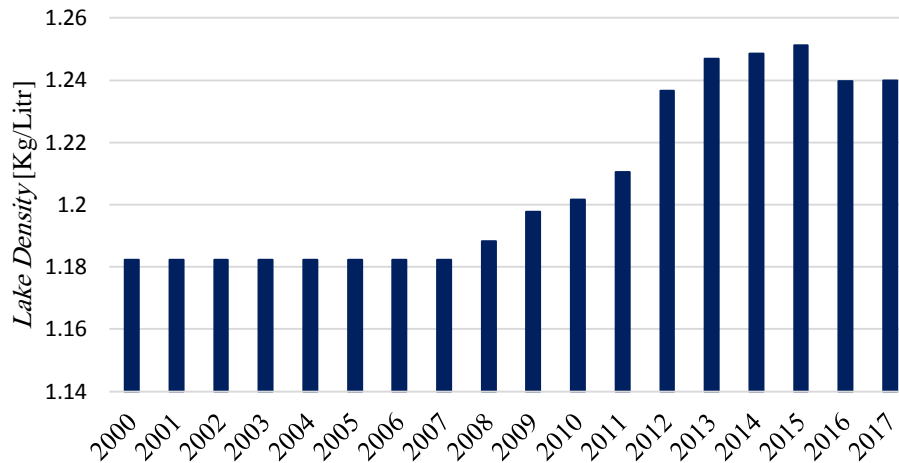
شکل ۱۵- سری زمانی چگالی دریاچه و چگالی تخمین زده شده با استفاده از تغییرات حجم دریاچه

همانطور که ذکر گردید، چگالی دریاچه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ ثابت در نظر گرفته شد. تخمین چگالی در بازه نشان داده شده با دایره قرمز رنگ در شکل بالا از دقت خوبی برخوردار نمی‌باشد؛ اما با توجه به اینکه برای این بازه داده چگالی آب وجود دارد، وجود خطا در این قسمت تأثیری در بازسازی سری زمانی مورد نظر ندارد. در سایر بازه‌های سری زمانی چگالی تخمین زده شده و داده‌های موجود نزدیک به هم می‌باشند. لازم به ذکر است که به دلیل پراکنده بودن نمودار پراکنندگی از خط گذرنده، طبیعی است که تخمین چگالی مقداری خطا داشته باشد. با جایگزینی داده‌های ناموجود چگالی آب دریاچه ارومیه با چگالی برآورد شده با استفاده از تغییرات حجم دریاچه، سری زمانی بازسازی شده برای بازه مورد مطالعه به دست آمد که در شکل ۱۶ نشان داده شده است.



شکل ۱۶- سری زمانی بازسازی شده چگالی ماهانه آب دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۷ میلادی

در نهایت با استفاده از سری زمانی ماهانه بازسازی شده، میانگین چگالی سالانه محاسبه و در محاسبات تبخیر مورد استفاده قرار گرفت. میانگین سالانه چگالی آب دریاچه ارومیه در شکل ۱۷ نشان داده شده است به این ترتیب که مقدار چگالی برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۷ میلادی با مقدار $1/19$ کیلوگرم بر لیتر ثابت در نظر گرفته شده است و بعد از این تاریخ با روندی افزایشی به مقدار حداکثری $1/25$ در سال ۲۰۱۵ که مقارن با کمترین حجم دریاچه ($1/5$ میلیارد متر مکعب) در بازه زمانی مورد نظر است، می‌رسد و سپس روند کاهشی را پیش می‌گیرد.



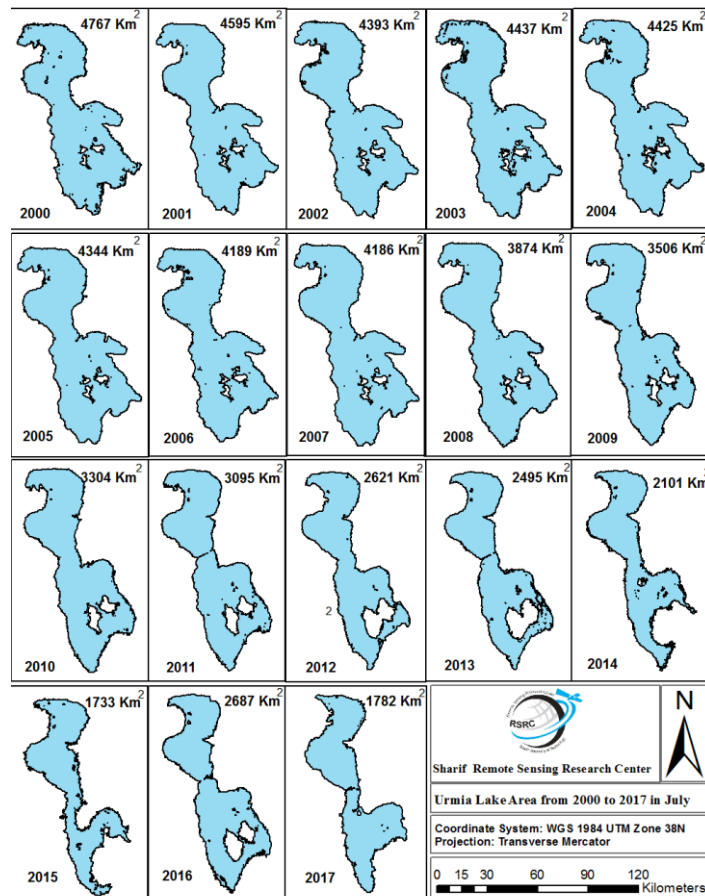
شکل ۱۷- میانگین سالانه چگالی آب دریاچه ارومیه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی

۴-۵- میانگین ماهانه سطح دریاچه

برای بررسی تبخیر حجمی دریاچه ارومیه از سری زمانی سطح استخراج شده توسط عبدلی و همکاران (۱۳۹۶) با استفاده از تصاویر MODIS استفاده گردید که نمودار آن در شکل ۱۸ و ۱۹ آورده شده است. با توجه به شکل‌های زیر مشاهده می‌گردد که برای بازه زمانی مورد مطالعه بیشترین سطح دریاچه در سال ۲۰۰۰ میلادی برابر با ۴۷۶۷ کیلومتر مربع و کم‌ترین سطح دریاچه در سال ۲۰۱۵ میلادی برابر با ۱۷۳۳ کیلومتر مربع بوده است.



شکل ۱۸- سری زمانی ماهانه سطح دریاچه ارومیه با استفاده از سنجنده MODIS برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی



شکل ۱۹- نقشه تغییرات سالانه سطح دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی (عبدلی و همکاران، ۱۳۹۶)

در آخر خلاصه‌ای از داده‌های استفاده شده در این تحقیق در جدول ۴ آورده می‌شود.

جدول ۴- مشخصات داده‌های موردنیاز تحقیق

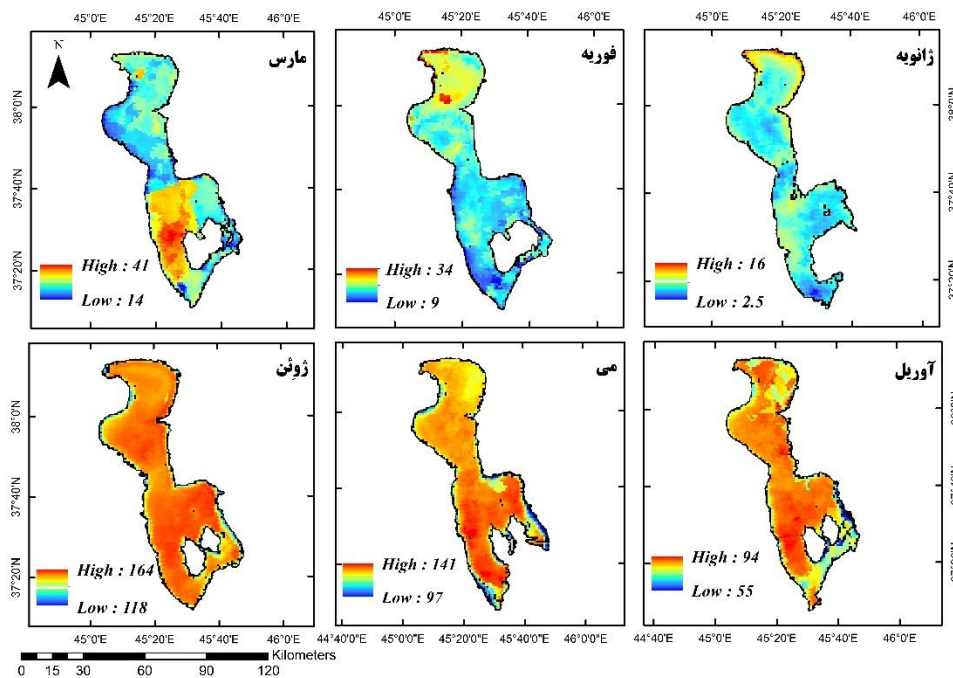
پارامتر	بازه اندازه‌گیری	محل یا نحوه اندازه‌گیری
متغیرهای هواشناسی	ده دقیقه و روزانه	ایستگاه سینوپتیک ارومیه و ایستگاه آنالین دریاچه ارومیه
تشعشعات	روزانه	استفاده از روابط تجربی
چگالی آب دریاچه	سالانه	آزمایشات آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی و غربی
دمای سطح آب	میانگین هشت روز	تصاویر ماهواره‌ای MODIS
فشار بخار هوا	روزانه	استفاده از روابط تجربی
تبخیر از تشتک آب شور	روزانه	ایستگاه هواشناسی گلخانه
سطح دریاچه	ماهانه	تصاویر ماهواره‌ای MODIS

۶- نتایج

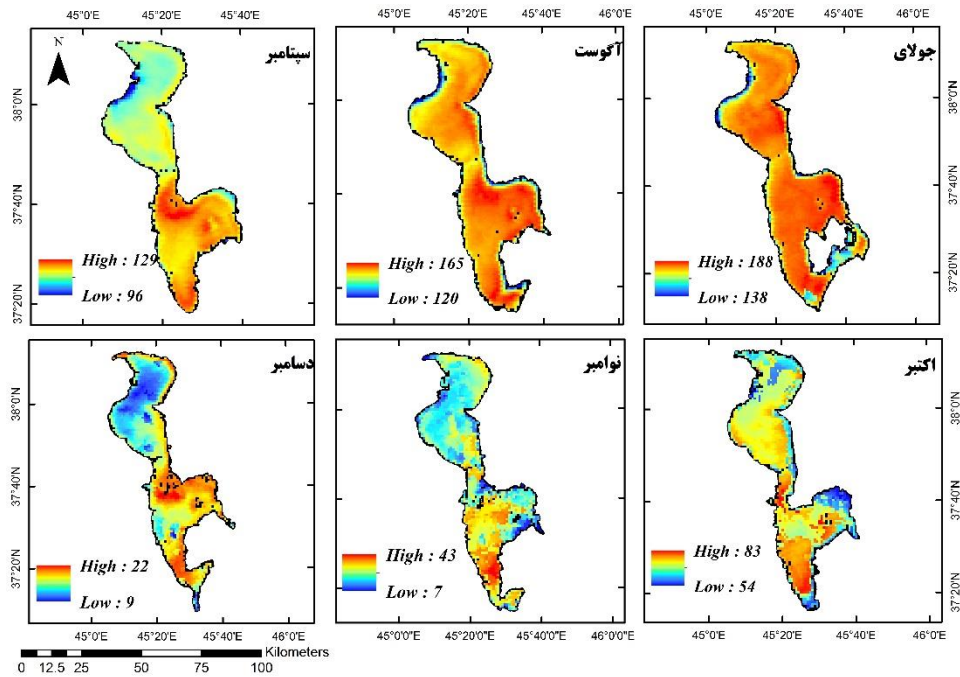
در این بخش ابتدا نتایج محاسبه تبخیر برای سال ۲۰۱۷ میلادی به صورت پیکسلی با استفاده از تصاویر دمای سطح روزانه با استفاده از روش DeBruin-Kejiman و مقایسه آن با تبخیر محاسبه شده با استفاده از دمای سطح هشت روزه با میانگین‌گیری از دمای سطح درون دریاچه آورده می‌شود. برای به دست آوردن توزیع مکانی تبخیر در حد امکان سعی شد تا از توزیع مکانی متغیرهای دخیل استفاده شود که عبارتند از دمای سطح آب، گرمای نهان تبخیر، ضریب سایکرومتریک، شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما و تغییرات ذخیره گرمایی. دمای هوا و چگالی آب دریاچه به دلیل عدم وجود اندازه‌گیری‌های کافی قابلیت به دست آوردن توزیع مکانی را نداشتند.

لازم به ذکر است که با توجه به وجود تصاویر ابری در طول سال، تصاویر دمای سطح دریاچه به ویژه در ماه‌های سرد دارای پیکسل‌های فاقد داده بودند. برای حل این مشکل و ترمیم سری زمانی از روش‌های آماری استفاده گردید. به صورتی که پیکسل‌های فاقد داده به دو صورت زمانی و مکانی با میانگین داده‌های موجود در یک روز قبل و بعد و داده‌های موجود در شعاع ۲ کیلومتری جایگزین گردیدند.

در انتها با بررسی و ارزیابی اختلاف ایجاد شده بین دو روش، به ارائه نتایج به دست آمده در مقیاس‌های ماهانه و سالانه با استفاده از شش روش ذکر شده، پرداخته می‌شود.

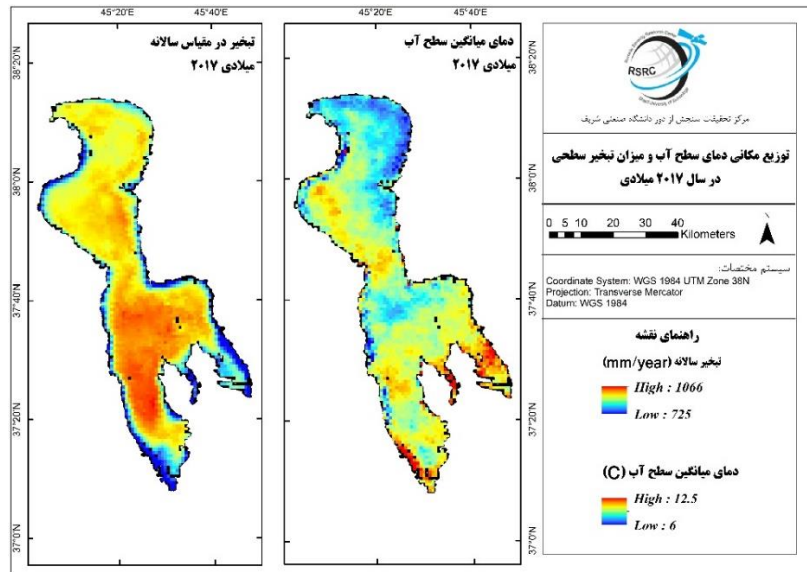


شکل ۲۰- نقشه تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای شش ماه اول سال ۲۰۱۷ میلادی



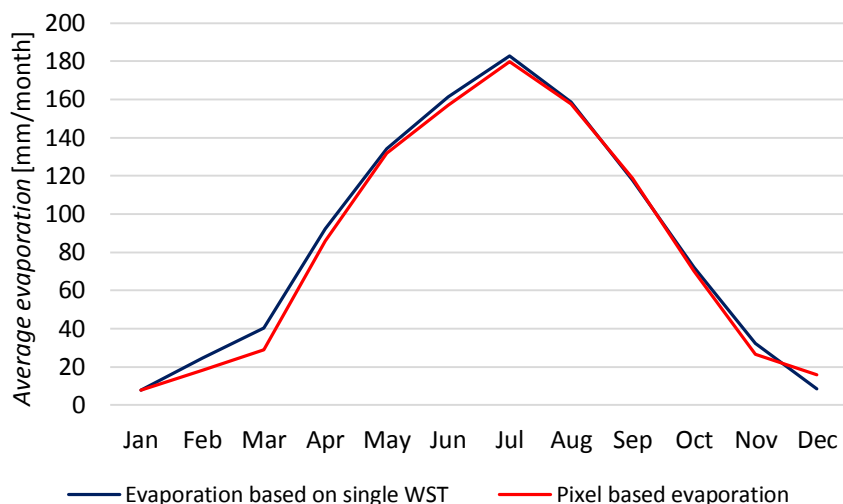
شکل ۲۱- نقشه تبخیر از سطح دریاچه ارومیه برای شش ماه دوم سال ۲۰۱۷ میلادی

شکل ۲۰ و ۲۱ نقشه‌های تبخیر محاسبه شده با استفاده از دمای سطح روزانه را نشان می‌دهند. همانگونه که از شکل‌های بالا مشاهده می‌گردد، تبخیر از سطح دریاچه در قسمت‌های مختلف آن، متفاوت می‌باشد. به طور مثال در دو ماه اول سال که ماه سرد می‌باشند تبخیر در شمال دریاچه بیشتر است. در ماه سوم این روند برعکس شده و تبخیر در جنوب بیشتر می‌شود. در ماه‌های چهارم تا هشتم سال تبخیر در همه بخش‌های دریاچه به هم نزدیک می‌گردد. دوباره بار سیدن ماه‌های انتهایی سال، تبخیر در بخش‌های جنوبی بیشتر از بخش‌های شمالی می‌شود. برای درک بهتر این موضوع نقشه تبخیر و دمای سطح در مقیاس سالانه مورد بررسی قرار گرفت که در شکل ۲۲ نشان داده شده است.



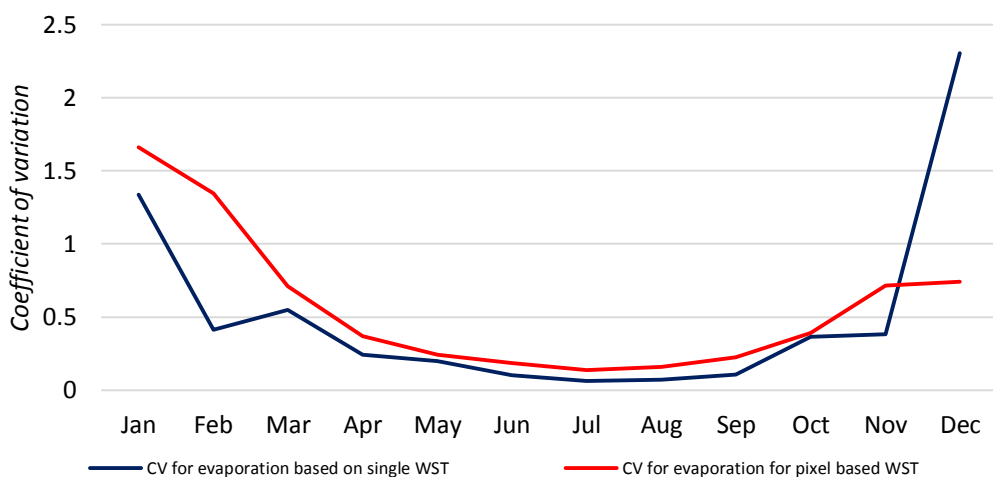
شکل ۲۲- نقشه میانگین سالانه دمای سطح و تبخیر از سطح دریاچه ارومیه

با توجه به شکل ۲۲ مشاهده می‌گردد که تبخیر سالانه در قسمت‌های جنوبی دریاچه بیشتر از قسمت‌های شمالی می‌باشد. در بخش‌هایی از دریاچه که دمای سطح کم است، مقدار تبخیر بیشتر به دست آمده است به دلیل که دمای هوا برای کل دریاچه ثابت در نظر گرفته شد است. در این حالت، کاهش دمای سطح باعث افزایش گرادیان حرارتی سطح آب و هوای دریاچه شده و در نتیجه باعث افزایش تبخیر می‌شود. با توجه به بالا بودن اغتشاش در هوای روی آب نسبت به آب دریاچه، می‌توان گفت که هوای روی دریاچه اختلاط بسیار بیشتری نسبت به دمای آب دارد و ثابت در نظر گرفتن دمای هوای روی دریاچه می‌تواند منطقی باشد. تحلیل حساسیت انجام شده نیز نشان می‌دهد که مقدار تبخیر با فرض ثابت بودن دمای هوا، با افزایش دمای سطح رابطه معکوس دارد و هر چقدر اختلاف دمای بین آب و هوا بیشتر گردد، مقدار تبخیر محاسبه شده بیشتر می‌شود. در این مطالعه به دلیل در اختیار نداشتن نقشه دمای هوای روی دریاچه از دمای هوای نقطه ای ایستگاه داخل دریاچه برای تولید نقشه‌های تبخیر استفاده شده است که با در اختیار داشتن نقشه دمای هوا در روی سطح آب دریاچه امکان دارد نتایج به دست آمده دچار تغییر گردند. در ادامه میانگین ماهانه تبخیر محاسبه شده به صورت پیکسلی و روزانه با نتایج تبخیر با استفاده از میانگین پیکسل‌های درون دریاچه مقایسه گردید که در شکل ۲۳ نشان داده شده است.



شکل ۲۳- مقایسه تبخیر محاسبه شده به صورت پیکسلی و تبخیر با استفاده از میانگین دمای سطح دریاچه برای سال ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از روش DeBruin-Kejiman

با توجه به شکل بالا مشاهده می‌گردد که میانگین ماهانه تبخیرهای محاسبه شده بسیار نزدیک به هم می‌باشند. برای بررسی بیشتر این موضوع از شاخص ضریب تغییرات (CV)^۱ استفاده شد. مطابق شکل ۲۴ شاخص مذکور برای ۸ ماه (ماه‌های مارس تا اکتبر سال ۲۰۱۷ میلادی) نتایج مشابه را برای این دو روش نشان می‌دهد که حدود ۹۳ درصد کل تبخیر در سال ۲۰۱۷ در این ۸ ماه اتفاق افتاده است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که محاسبه پیکسلی و یا استفاده از میانگین دمای سطح پیکسل‌های درون دریاچه تفاوت زیادی در تبخیر محاسبه شده ایجاد نمی‌کنند.



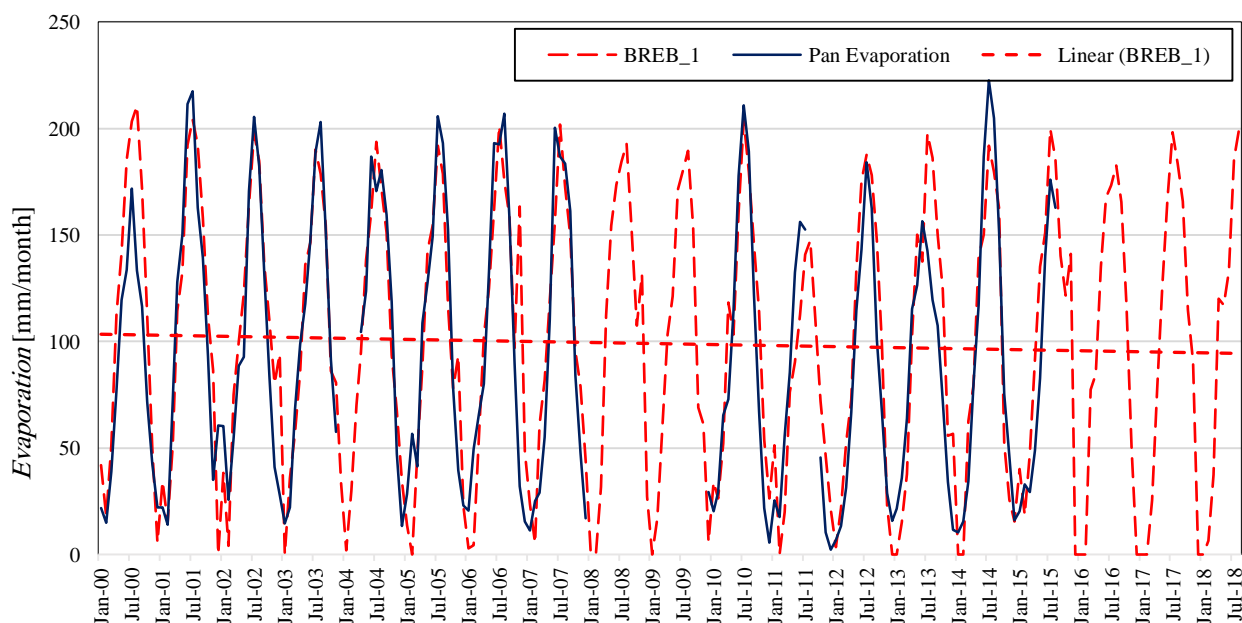
شکل ۲۴- شاخص ضریب تغییرات برای حالت استفاده از دمای میانگین و توزیع مکانی دما

^۱ Coefficient of Variation

برای صرفه‌جویی در وقت و هزینه، در این مطالعه از روش میانگین‌گیری پیکسل‌های درون دریاچه و استفاده از میانگین دمای هشت روزه، برای محاسبه تبخیر استفاده شد. در ادامه سری زمانی تبخیر ماهانه و سالانه برآورد شده با استفاده از شش روش BREB-1، BREB-2، Priestley-Taylor، DeBruin-Kejiman، Penman و Stephans-Stewart در مقایسه با تبخیر از تشتک آب شور و هم‌چنین تحلیل حجم آب تبخیر شده از دریاچه در بازه مورد مطالعه آورده شده است.

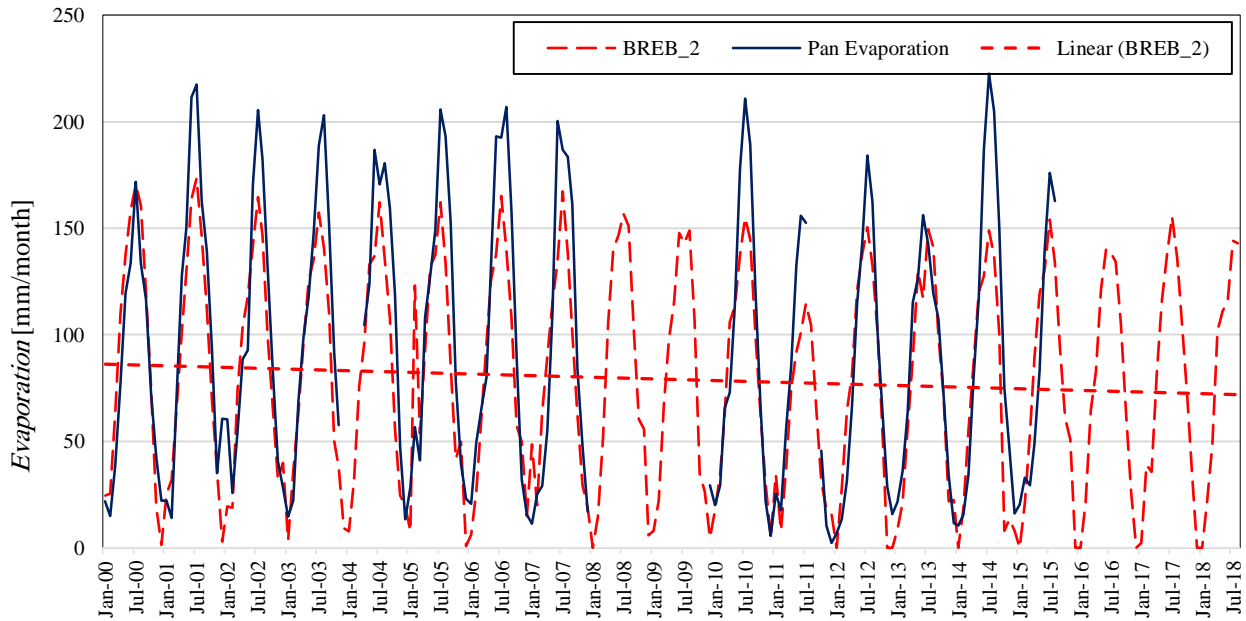
۶-۱- تبخیر ماهانه

تبخیر ماهانه برآورد شده با استفاده از شش روش ذکر شده با تبخیر به دست آمده از تشتک آب شور ایستگاه گلخانه مقایسه گردید که نتایج آن در شکل‌های ۲۱ تا ۲۶ آورده شده است. لازم به ذکر است که مقایسه تنها برای بازه‌هایی که داده تشتک با سری زمانی سالانه کامل موجود بود، انجام گردیده است. هم‌چنین نمودار پراکندگی تبخیر برآورد شده با داده‌های تشتک تبخیر آب شور در شکل ۳۱ نشان داده شده است. در نهایت خلاصه مقایسه تبخیر ماهانه با تشتک آب شور با استفاده از شاخص‌های آماری ذکر شده در جدول ۵ آورده شده است.

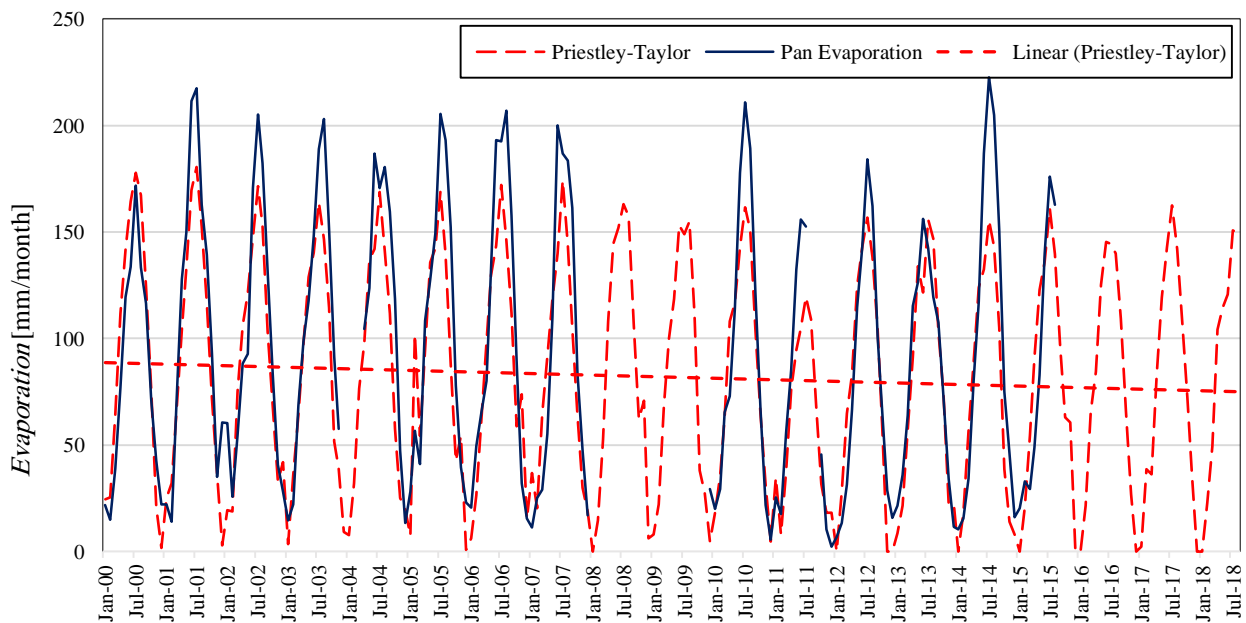


شکل ۲۵- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش BREB_1 و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷

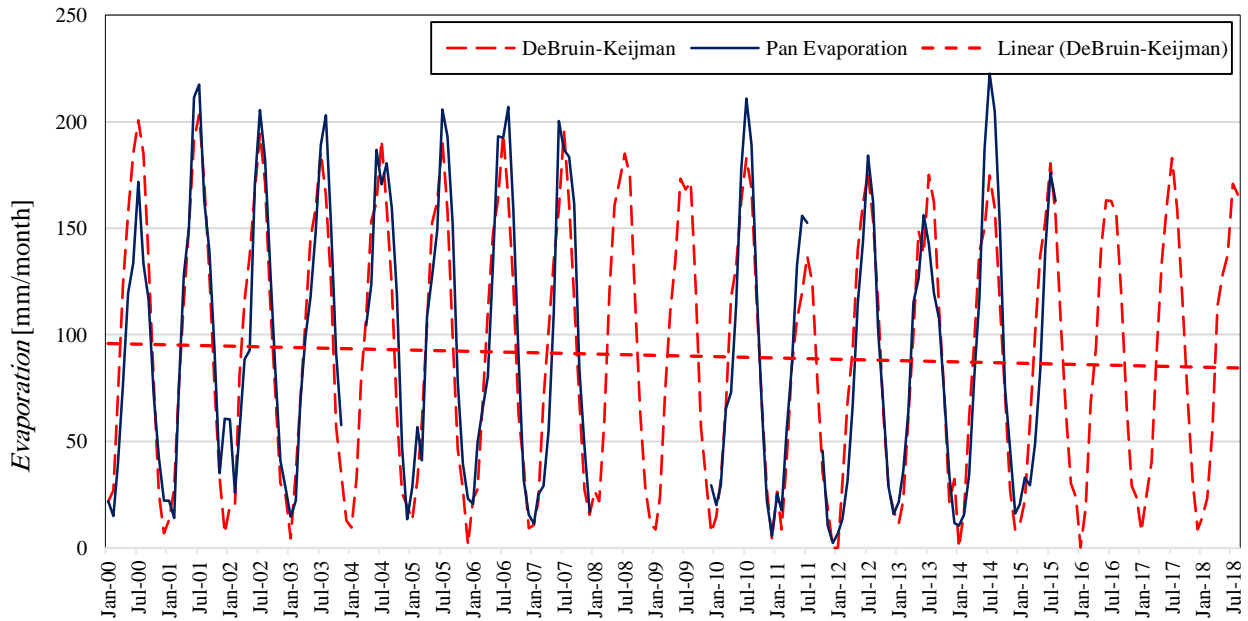
میلادی



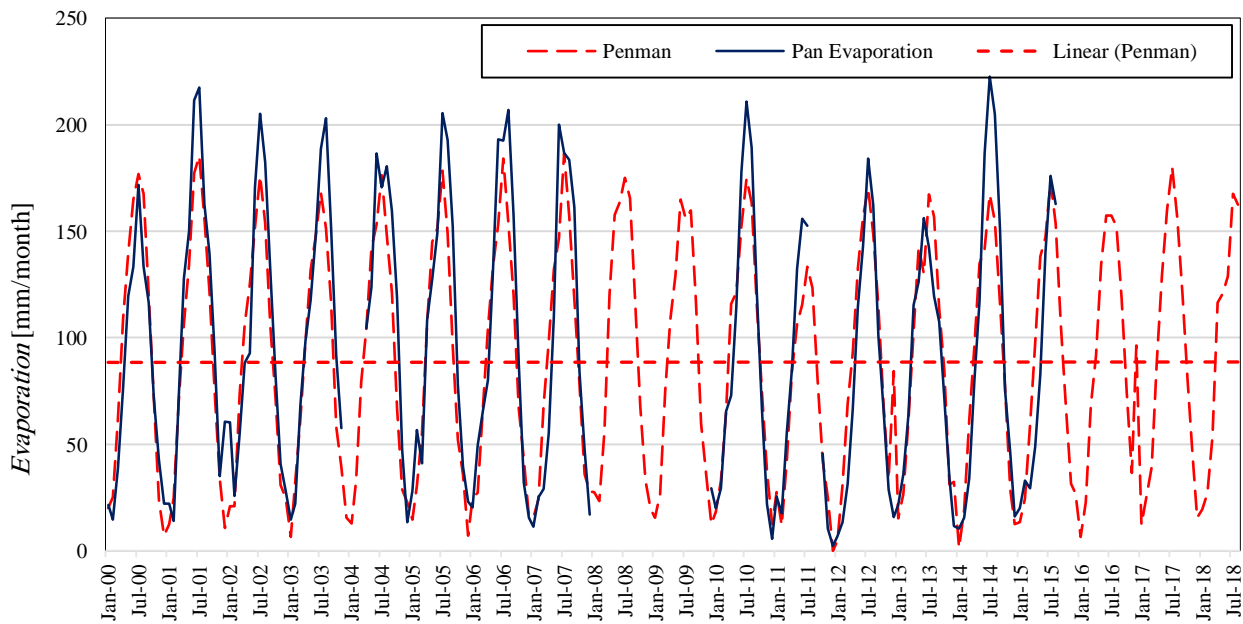
شکل ۲۶- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش BREB_2 و تشکک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی



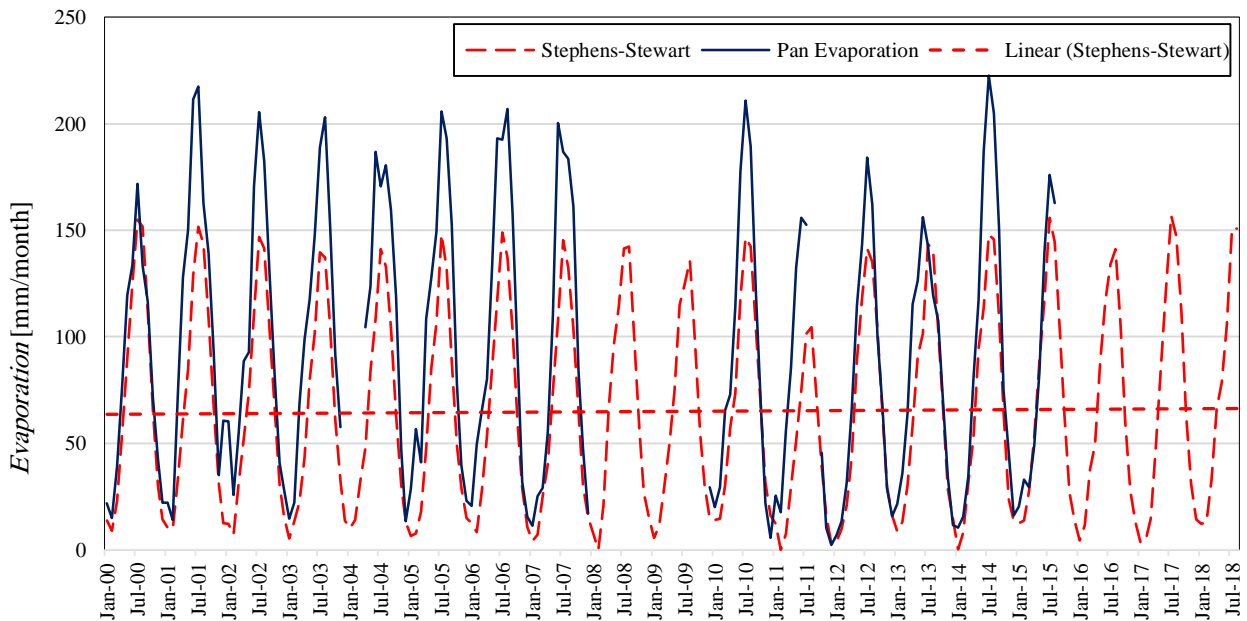
شکل ۲۷- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش Priestley-Taylor و تشکک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۷ میلادی



شکل ۲۸- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش DeBruin-Keijman و تستک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۰۰ میلادی

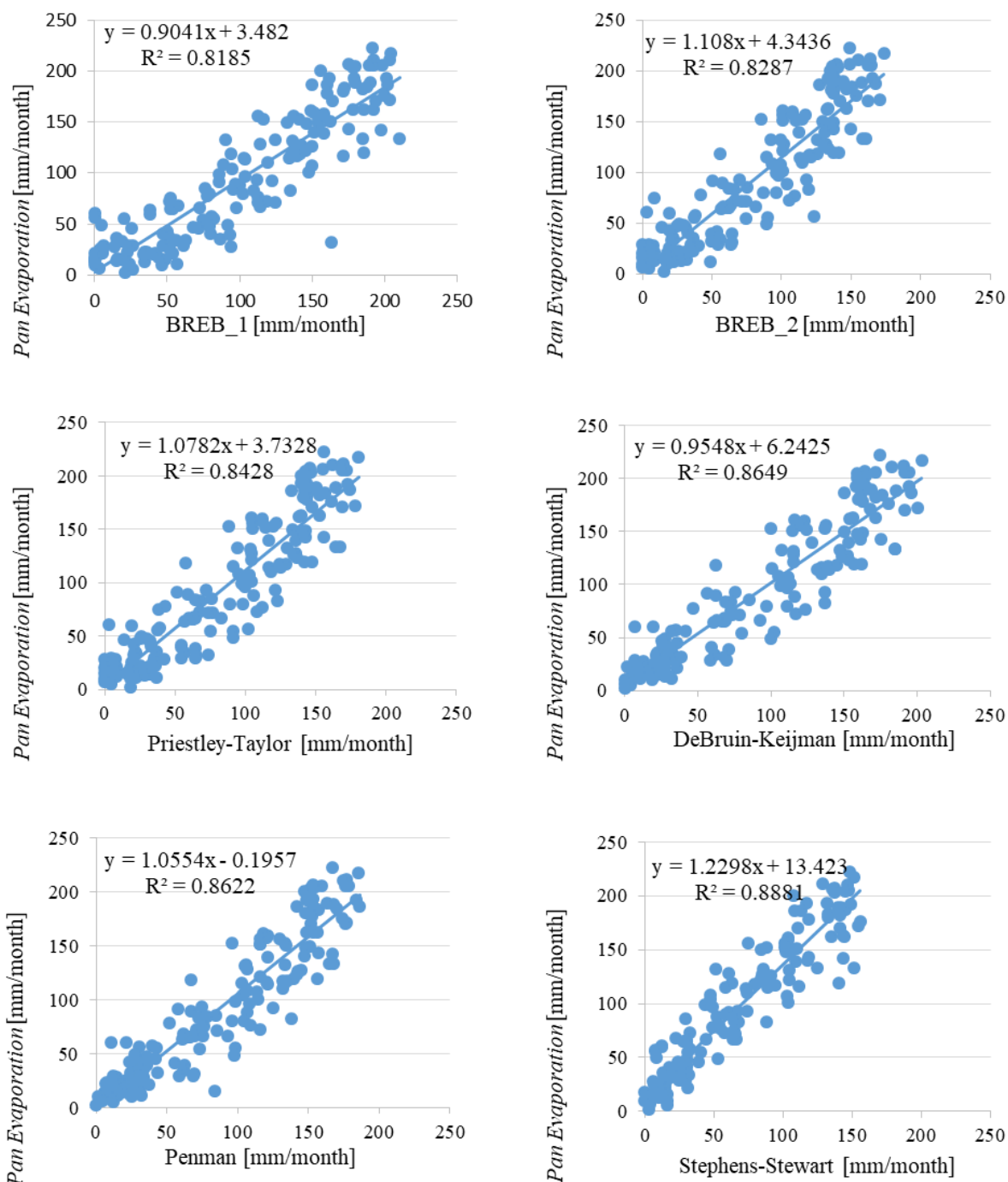


شکل ۲۹- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش Penman و تستک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۰۰ میلادی



شکل ۳۰- مقایسه مقدار تبخیر ماهانه سطح دریاچه با روش Stephans-Stewart و تشتک تبخیر آب شور برای سال‌های ۲۰۱۷-۲۰۰۰ میلادی

با توجه به شکل‌های بالا مشاهده می‌گردد که روش‌های BREB-1، DeBruin-Kejiman و Penman مطابقت بهتری با تبخیر از تشتک آب شور نسبت به سایر روش‌ها دارند که این مقایسه به صورت کمی در ادامه آورده شده است. لازم به ذکر است که روند تغییرات تبخیر از سطح دریاچه برای بازه مورد مطالعه برای چهار روش اول به صورت نزولی می‌باشد که به دلیل افزایش شوری در سال‌های اخیر منطقی به نظر می‌رسد. در دو روش آخر نیز روند ثابت باقی مانده است. برای پی بردن به خطی بودن یا نبودن ارتباط بین مقادیر برآورد شده و تبخیر تشتک آب شور، نمودار پراکنندگی برای هر کدام از روش‌ها و تشتک رسم گردید.



شکل ۳۱- نمودار پراکندگی تبخیر ماهانه ۶ روش مورد استفاده و داده‌های تشتک تبخیر آب شور

با توجه به شکل بالا مشاهده می‌گردد که روش Stephans-Stewart بالاترین و روش BREB-1 پایین‌ترین رابطه خطی را با تبخیر از تشتک شور دارند. لازم به ذکر است که رابطه خطی تمامی روش‌ها در حد مطلوب بوده و R^2 آنها بالاتر از ۰/۸ می‌باشند.

در ادامه برای پی‌بردن به مقادیر اختلاف بین روش‌های مختلف و تستک آب شور، از روش‌های مقایسه آماری استفاده گردید که نتایج آن در جدول ۵ خلاصه شده است. مطابق با این روش‌ها، بهترین همبستگی بین تبخیر برآورد شده ماهانه و تبخیر تستک برای روش Stewart-Stephens و برابر با ۰/۹۴ به دست آمد. هم‌چنین کم‌ترین مقدار RMSE، برای روش‌های Penman و DeBruin-Kejiman، برابر با ۲۴ میلی‌متر در ماه به دست آمد. هم‌چنین کم‌ترین مقدار CV-RMSE، که نشان دهنده‌ی مقدار RMSE بر میانگین مشاهداتی می‌باشد، برای روش DeBruin-Kejiman برابر با ۲۶ در صد برای مقیاس ماهانه به دست آمد. مقادیر شاخص‌های دیگر برای روش‌های مختلف مطابق با جدول ۵ ارائه شده است.

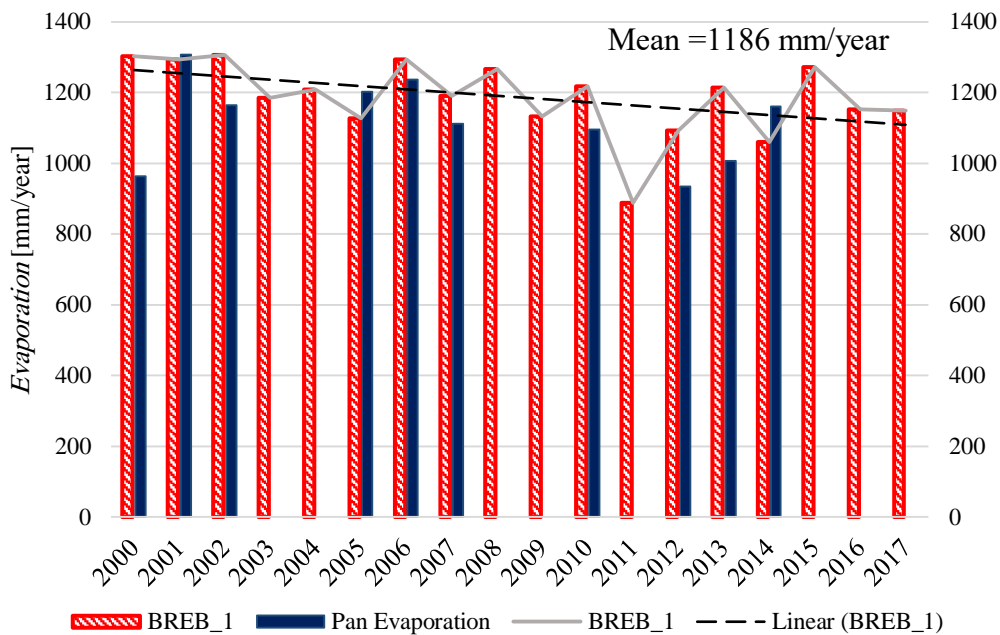
جدول ۵- شاخص‌های آماری نتایج تبخیر ماهانه در مقایسه با داده‌های تستک تبخیر آب شور

	BREB_1	BREB_2	-Priestley Taylor	-DeBruin Keijman	Penman	-Stephens Stewart
Correlation Coefficinet	0.90	0.91	0.92	0.93	0.93	0.94
R ²	0.82	0.83	0.84	0.86	0.86	0.89
RMSE(mm/month)	28	30	28	24	24	37
CV(RMSE)	0.30	0.32	0.29	0.25	0.26	0.40
MAE(mm/month)	19	20	19	16	16	25
NSE	0.827	0.799	0.823	0.855	0.851	0.678

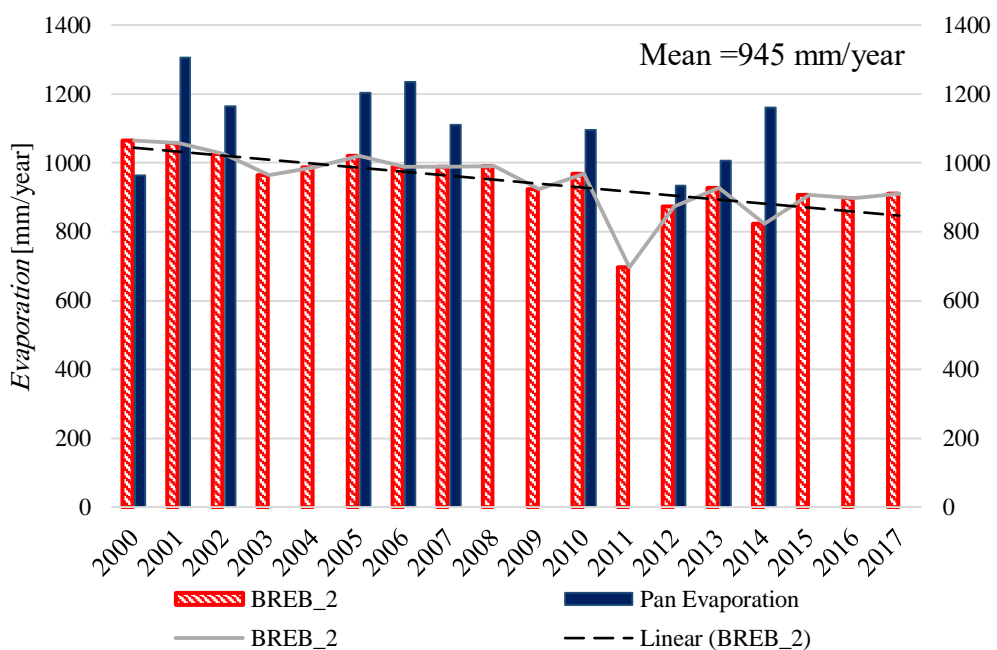
مطابق با مقایسه آماری بالا، نزدیک‌ترین روش به تبخیر از تستک آب شور برای مقیاس ماهانه، روش DeBruin-Kejiman می‌باشد.

۲-۶- تبخیر سالانه

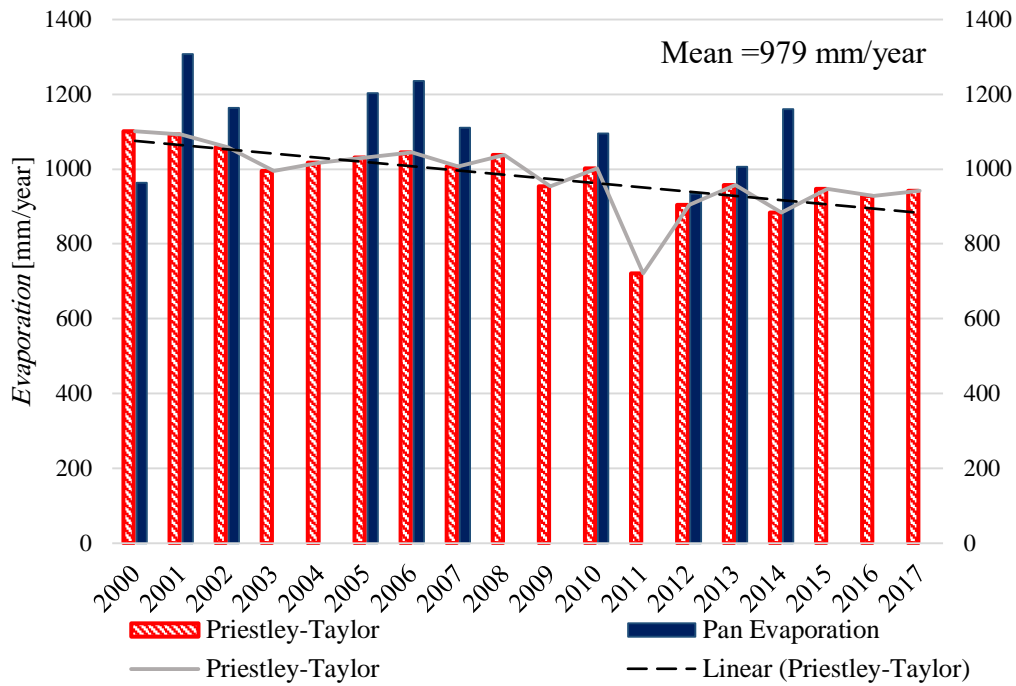
نتایج به دست آمده برای روش‌های مختلف برای مقیاس زمانی سالانه نیز به دست آمده و با تبخیر تشتک آب شور مقایسه گردید. شکل ۳۲ تا ۳۷ مقادیر برآورد شده تبخیر سالانه را برای شش روش در مقایسه با تبخیر تشتک آب شور را نشان می‌دهد.



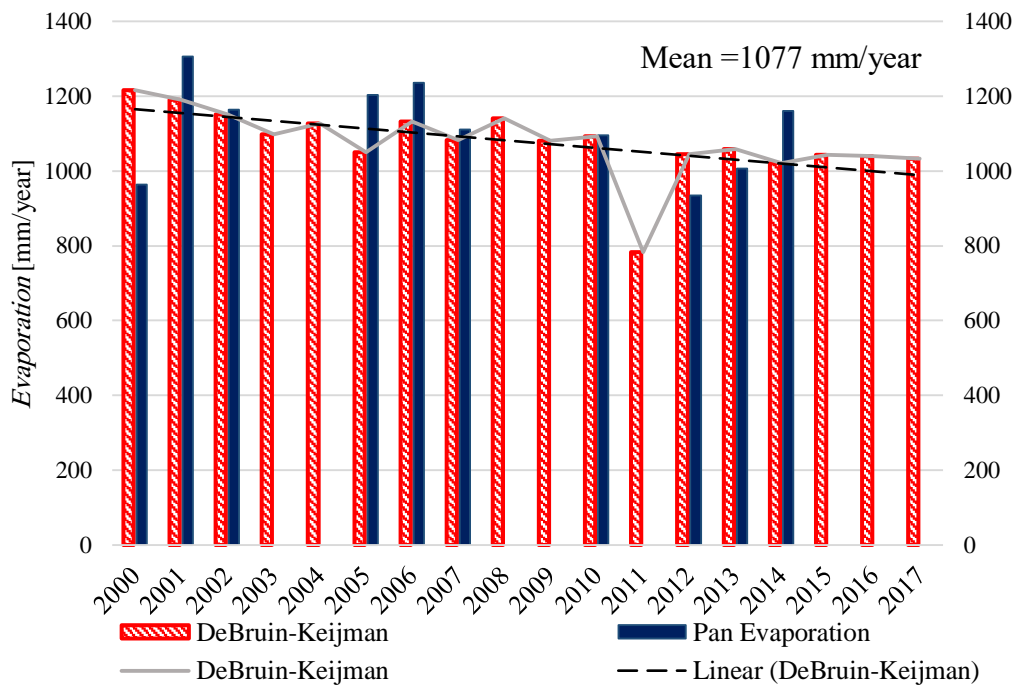
شکل ۳۲- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش BREB_1 با داده‌های تشتک تبخیر آب شور



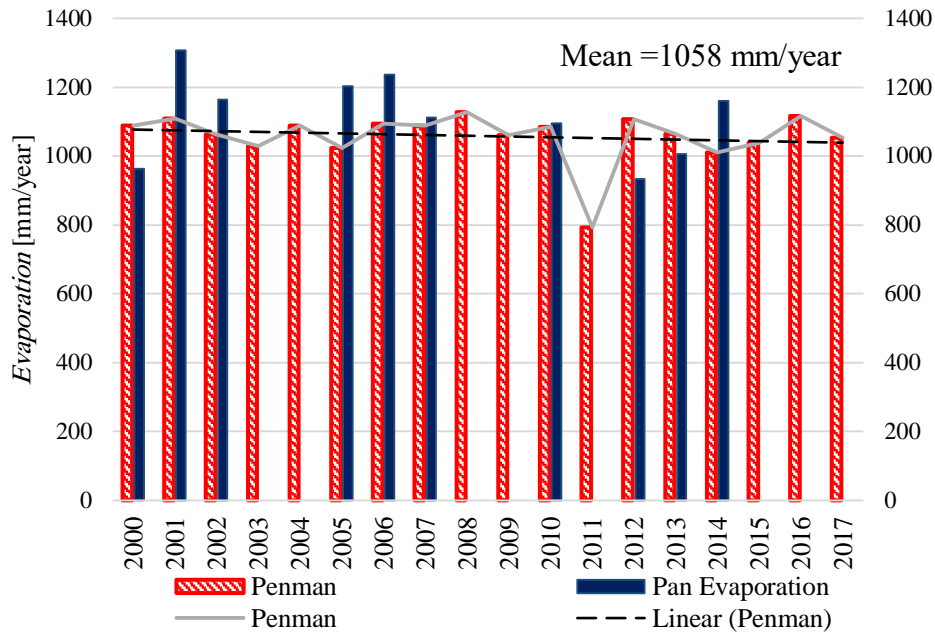
شکل ۳۳- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش BREB_2 با داده‌های تشتک تبخیر آب شور



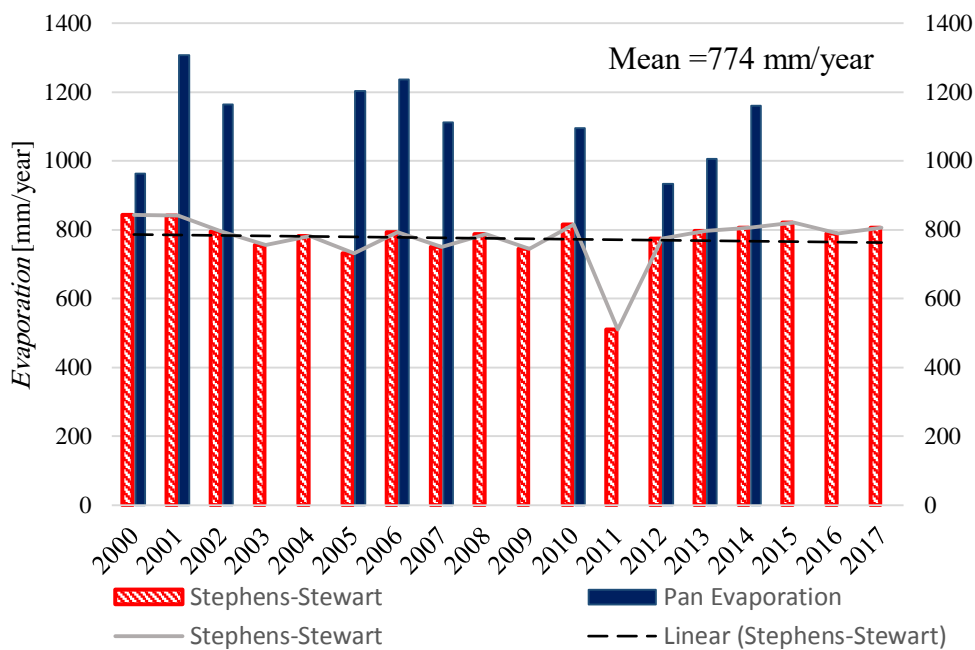
شکل ۳۴- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش Priestley-Taylor با داده‌های تشتک تبخیر آب شور



شکل ۳۵- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش DeBruin-Keijman با داده‌های تشتک تبخیر آب شور



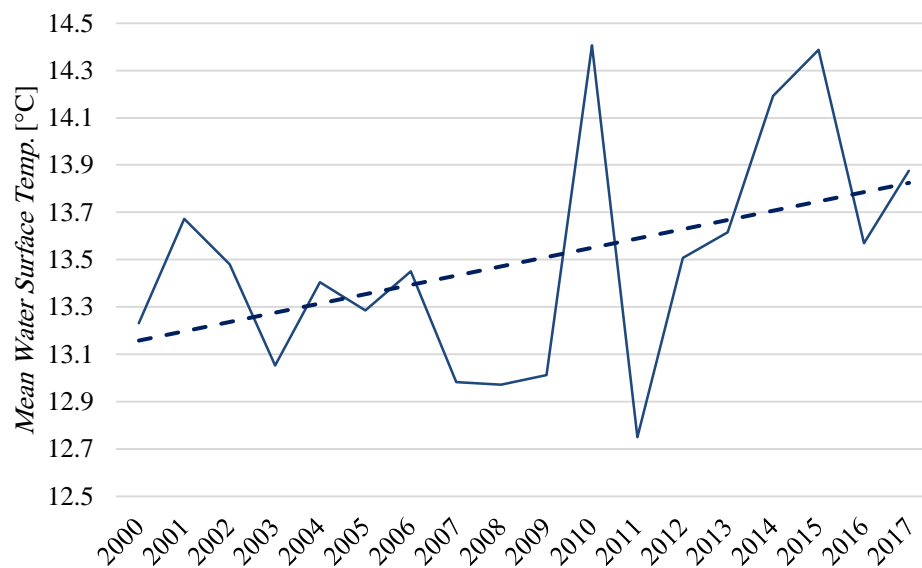
شکل ۳۶- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش Penman با داده‌های تشتک تبخیر آب شور



شکل ۳۷- مقایسه مقادیر سالانه تبخیر از سطح دریاچه با روش Stephens-Stewart با داده‌های تشتک تبخیر آب شور

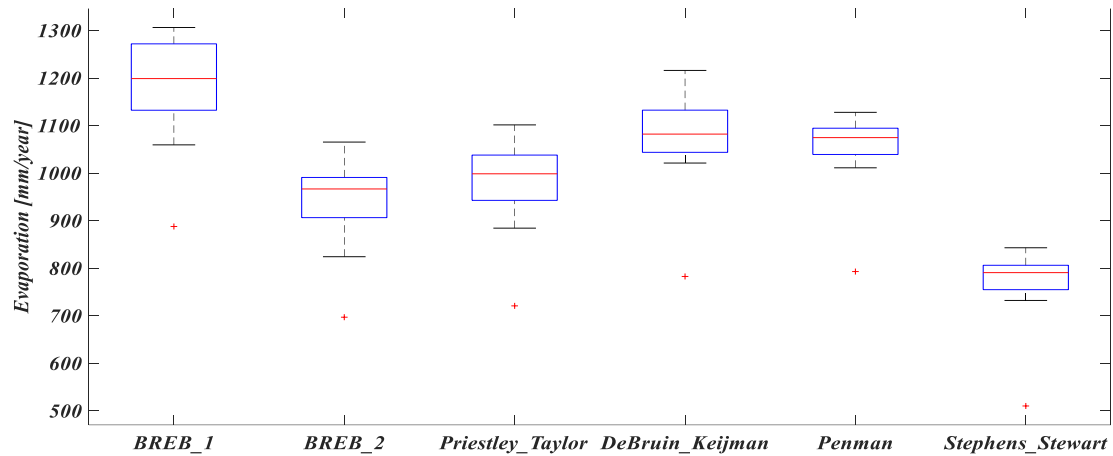
مطابق شکل‌های بالا مشاهده می‌گردد که تبخیر سالانه از سطح دریاچه در اکثر روش‌ها روند نزولی داشته و در طول ۱۸ سال مورد مطالعه تبخیر از سطح دریاچه کاهش یافته است. هم‌چنین کم‌ترین تبخیر صورت گرفته در سال ۲۰۱۱ میلادی رخ داده است که احتمالاً به دلیل پایین بودن دمای متوسط هوا، دمای سطح آب و سایر پارامترهای هواشناسی در آن سال بوده است. به همین منظور میانگین دمای سطح آب در مقیاس سالانه از دمای

سطح آب هشت روزه استخراج شد که نتایج آن در شکل ۳۸ قابل مشاهده است. طبق این شکل کمترین دمای میانگین سالانه مربوط به سال ۲۰۱۱ و برابر ۱۲/۷۵ درجه سلسیوس است. کاهش دما می‌تواند نشانگر کاهش دریافت انرژی حاصل از تشعشعات خورشیدی (Q_n) باشد که به صورت مستقیم در روابط روش‌های مبتنی بر بیلان انرژی تأثیرگذار است. البته نمی‌توان گفت که پارامترهای موجود در معادلات بیلان انرژی تنها عناصر تأثیرپذیر از دمای سطح آب هستند و باید تغییرات فشار بخار اشباع در نزدیکی سطح آب و شیب منحنی فشار بخار اشباع - دما (Δ) را نیز در نظر گرفت.



شکل ۳۸- میانگین سالانه دمای سطح آب از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی

شکل ۳۹ نمودار جعبه‌ای تبخیر برآورد شده از روش‌های مختلف در مقیاس سالانه را نشان می‌دهد. برای پی‌بردن به مقادیر دقیق اختلاف بین مقادیر سالانه تبخیر از روش‌های مختلف و تبخیر از تستک شور از سه روش آماری که در جدول ۶ آورده شده است، استفاده گردید. طبق این جدول کم‌ترین RMSE برای روش DeBruin-Keijman برابر با ۱۲۱ میلی‌متر در سال به دست آمد. هم‌چنین کم‌ترین درصد مقدار RMSE بر میانگین مشاهدات (CV-RMSE)، برابر با ۱۱ درصد و مقدار خطای مطلق برای این روش برابر با ۶۵ میلی‌متر به دست آمد.



شکل ۳۹- نمودار جعبه‌ای تبخیر برآورد شده از روش‌های مختلف

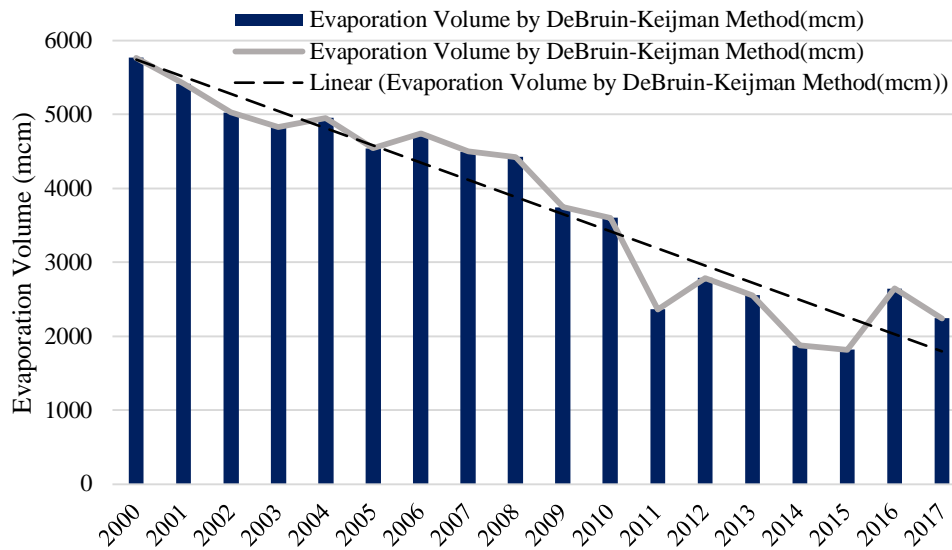
جدول ۶- شاخص‌های آماری نتایج تبخیر سالانه در مقایسه با داده‌های تشتک تبخیر آب شور

	BREB_1	BREB_2	-Priestley Taylor	-DeBruin Keijman	Penman	-Stephens Stewart
RMSE(mm/year)	156	184	155	121	132	345
CV(RMSE)	0.14	0.16	0.14	0.11	0.12	0.31
MAE(mm/year)	86	110	92	65	77	216

طبق نتایج این جدول روش DeBruin-Keijman نزدیک‌ترین نتایج را به تبخیر از تشتک شور دارد. هم‌چنین روش BREB-1 و Penman نیز دارای نتایج نزدیک‌تری به تشتک بوده و می‌تواند به عنوان یک روش مناسب برای تبخیر از سطح دریاچه در مقایسه با تشتک آب شور معرفی گردند.

۳-۶- تبخیر حجمی سالانه

با استفاده از نتایج روش DeBruin-Keijman و مساحت ماهانه دریاچه محاسبه شده در مرکز تحقیقات سنجش از دور شریف (مرکز سنجش از دور شریف، ۱۳۹۶)، حجم تبخیر شده به صورت ماهانه محاسبه شده و نتایج تجمعی آن برای مقیاس سالانه در شکل ۴۰ نمایش داده شده است.



شکل ۴۰- تبخیر حجمی سالانه دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی

با توجه به شکل بالا بیشترین و کمترین میزان حجم تبخیر شده برابر ۵۷۶۷ میلیون متر مکعب در سال ۲۰۰۰ و ۱۸۱۶ میلیون متر مکعب در سال ۲۰۱۵ است که مقارن با بیشترین و کمترین مساحت دریاچه در مدت زمان مشابه است که به ترتیب برابر ۴۷۶۷ و ۱۷۳۳ کیلومتر مربع است. مقدار میانگین حجم تبخیر شده در بازه سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی برابر ۳۷۶۸ میلیون متر مکعب است و میانگین مساحت دریاچه در مدت زمان مشابه برابر ۳۴۲۱ کیلومتر مربع است به عبارت دیگر میانگین ارتفاع تبخیر در این مدت تقریباً برابر با ۱ متر است.

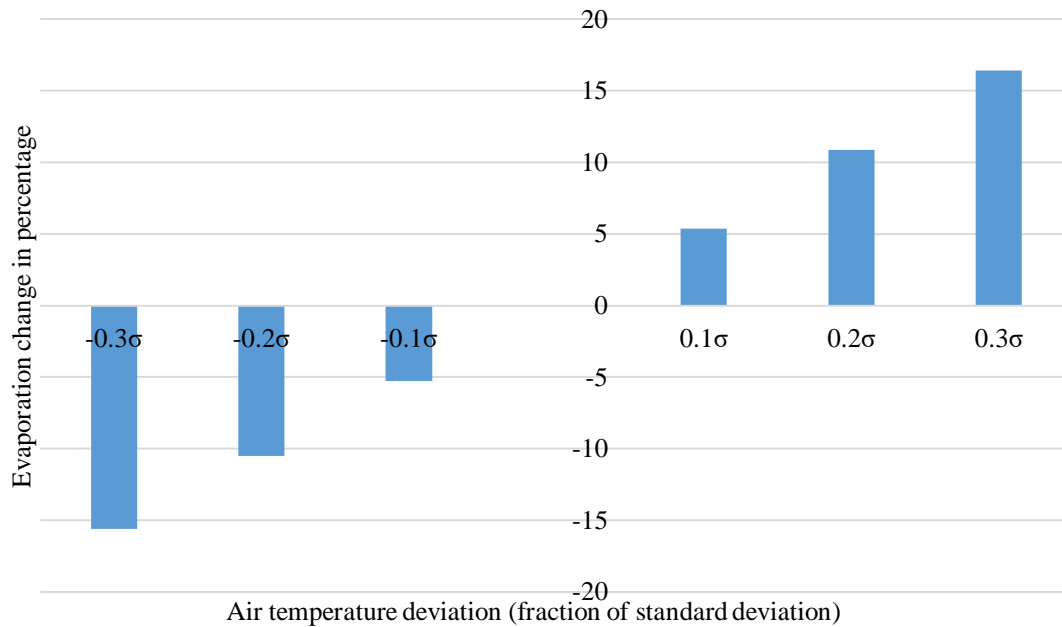
۴-۶- تحلیل حساسیت

در این بخش برای تعیین اهمیت هر یک از پارامترهای موثر در تخمین تبخیر از سطح دریاچه، آزمون تحلیل حساسیت بر روی مؤلفه‌های ورودی روش DeBruin-Keihman صورت می‌گیرد. نتایج این تحقیق نحوه اولویت‌بندی پارامترهای اقلیمی و میزان تأثیرگذاری آن‌ها بر نتایج تبخیر از سطح دریاچه را برای سال ۲۰۱۷ میلادی نشان می‌دهد.

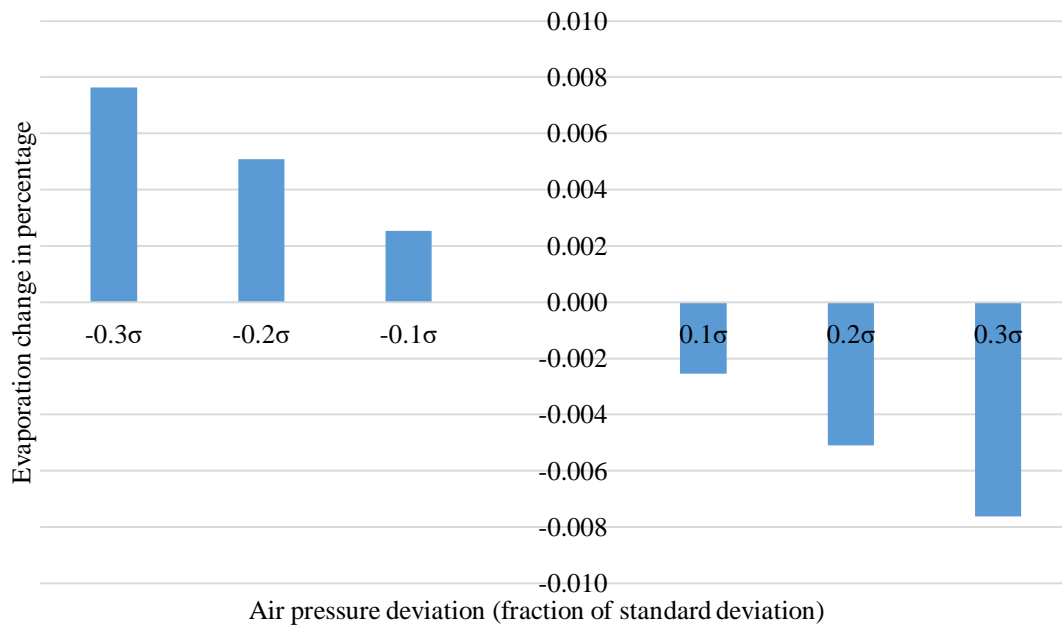
بدین منظور نتایج این روش در برابر افزایش و کاهش ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درصدی از انحراف معیار هر یک از مؤلفه‌ها (جدول ۷) مورد ارزیابی قرار گرفت. برای تعیین میزان حساسیت تبخیر نسبت به هر یک از پارامترهای ورودی روش DeBruin-Keijman، با تغییر پارامتر مورد نظر و ثابت نگه‌داشتن پارامترهای دیگر، مقادیر تبخیر در بازه‌های مختلف به دست آمد. شکل‌های ۳۲ تا ۳۷ نتایج به دست آمده از تحلیل حساسیت پارامترهای دمای هوا، فشار هوا، دمای نقطه شبنم، دمای سطح آب، ساعات آفتابی و چگالی آب دریاچه را نشان می‌دهند. جدول ۷ انحراف معیار پارامترهای مختلف را برای سال ۲۰۱۷ میلادی نشان می‌دهد.

جدول ۷- انحراف معیار پارامترهای ورودی روش DeBruin-Keijman

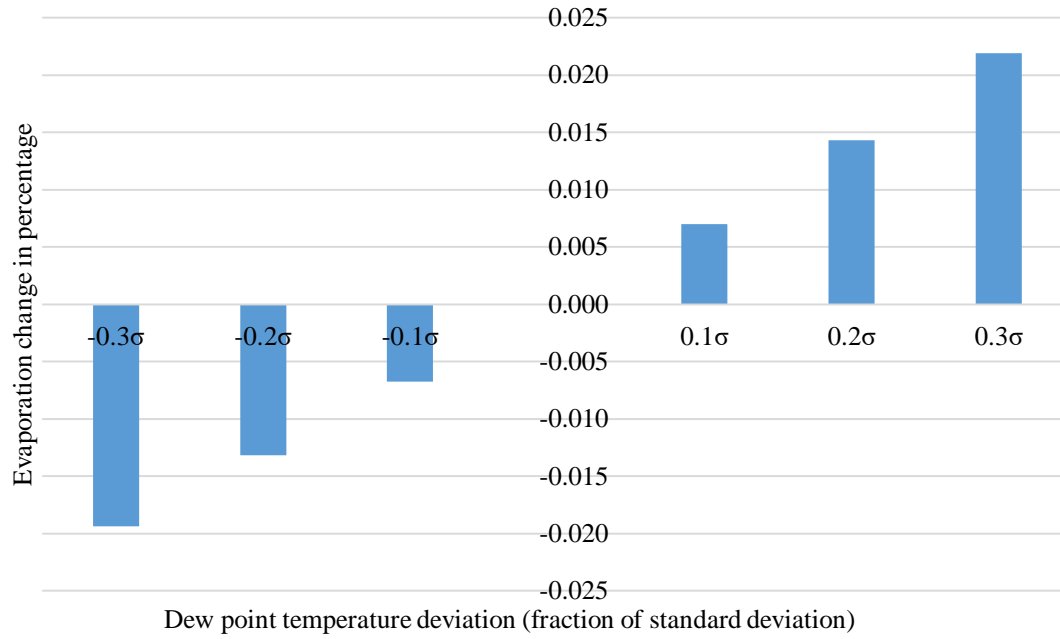
Input parameters	Air temperature (°C)	Air pressure (KPa)	Dew point temperature (°C)	Water surface temperature (°C)	Sunshine hours	Water Density (Kg/m ³)
Standard deviation	11.4	0.45	5.6	9.8	3.7	24.8



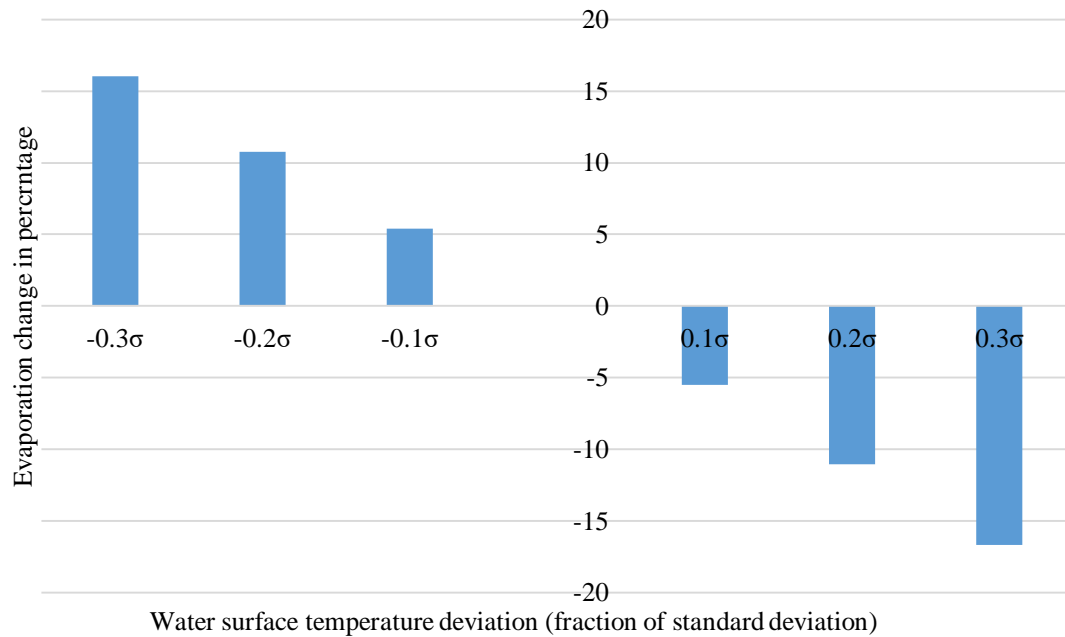
شکل ۴۱- تحلیل حساسیت تغییرات دمای هوا بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



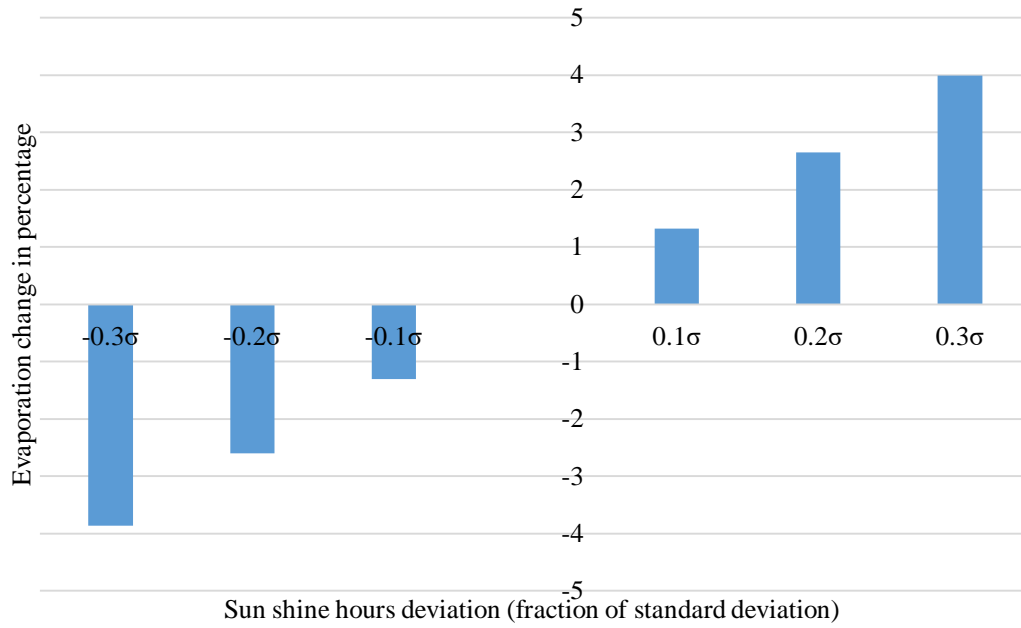
شکل ۴۲- تحلیل حساسیت تغییرات فشار هوا بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



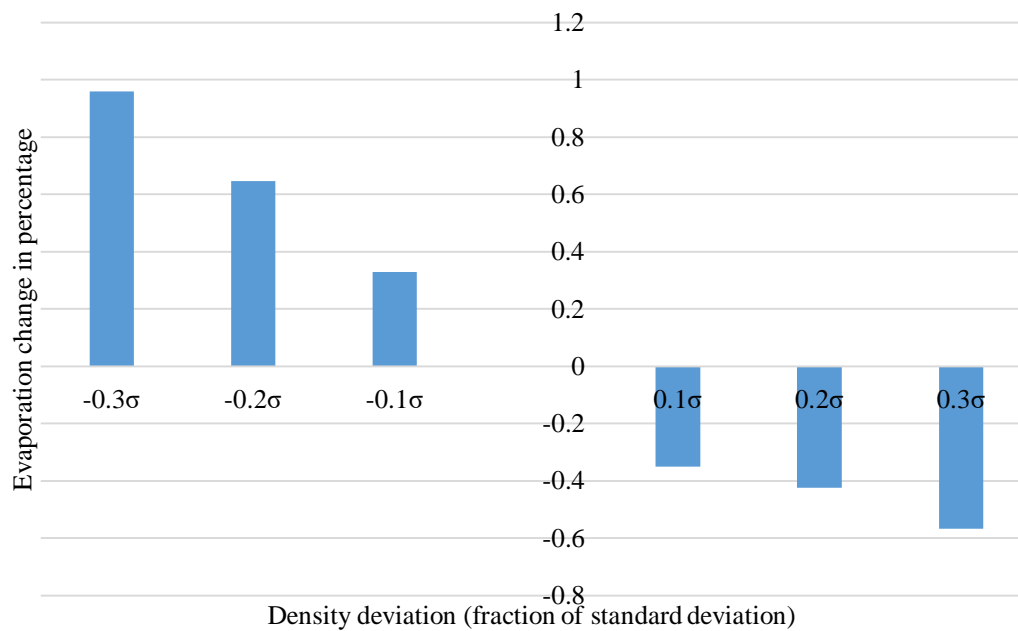
شکل ۴۳- تحلیل حساسیت دمای نقطه شبنم بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



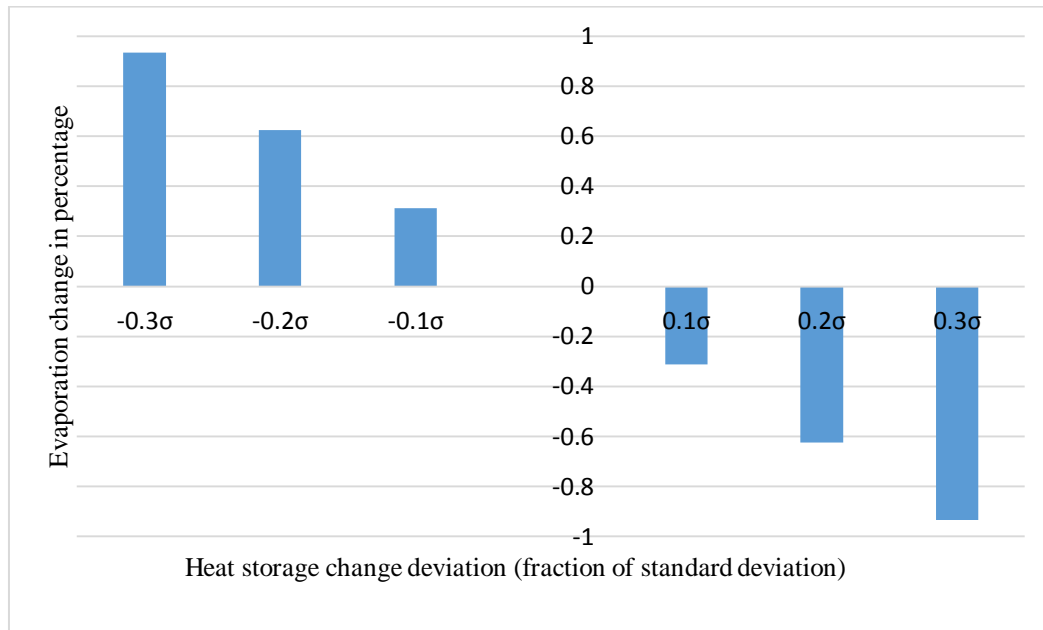
شکل ۴۴- تحلیل حساسیت دمای سطح آب بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



شکل ۴۵- تحلیل حساسیت ساعات آفتابی در روز بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



شکل ۴۶- تحلیل حساسیت چگالی آب بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷



شکل ۴۷- تحلیل حساسیت ترم G بر روی نتایج تبخیر سال ۲۰۱۷

با توجه به تحلیل حساسیت انجام شده می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که پارامترهای دمای هوا و دمای سطح آب بیشترین حساسیت را به نتایج روش DeBruin-Keijman القا می‌کنند به این صورت که افزایش دمای هوا میزان تبخیر را افزایش می‌دهد (شکل ۴۱). با توجه به اینکه با فرض ثابت بودن دمای هوا، هر چقدر اختلاف دمای سطح و هوا بیشتر باشد، مقدار تبخیر را افزایش می‌دهد، افزایش دمای سطح آب باعث کم‌تر شدن این اختلاف شده و موجب کاهش تبخیر می‌شود (شکل ۴۴).

تغییرات میزان ساعات آفتابی در روز که از داده‌های ایستگاه سینوپتیک ارومیه به دست آمده، تغییرات چشمگیری را روی میزان تبخیر می‌گذارد (شکل ۴۵)، به این دلیل که افزایش ساعات آفتابی در روز تأثیر مستقیمی روی میزان انرژی دریافتی توسط دریاچه می‌گذارد و باعث افزایش تبخیر می‌شود. در خصوص تأثیر دمای نقطه شبنم بر مقدار تبخیر شده (شکل ۴۳) نیز می‌توان تأثیر آن را در قابلیت انتشار جو و در نهایت میزان انرژی رسیده به پیکره آبی توجیح کرد که تأثیر قابل توجهی بر روی نتایج نداشته است.

تأثیر نوسانات چگالی آب دریاچه از روند غیر خطی پیروی می‌کند به عبارت دیگر افزایش چگالی به اندازه ۳۰ درصد انحراف معیار موجب کاهش تقریباً برابر ۶ میلی‌متر در سال می‌شود، این در حالی است که کاهش چگالی به میزان مشابه، حدود ۱۰ میلی‌متر به مقدار تبخیر شده از سطح دریاچه می‌افزاید. افزایش و یا کاهش در چگالی آب تأثیر مستقیم روی مقدار ضریب ترمودینامیکی آب داشته که خود تابع دمای سطح آب نیز است.

در پایان این بخش می‌توان به این جمع بندی رسید که فشار هوا و دمای نقطه شبنم کمترین تأثیر را روی نتایج به دست آمده از روش DeBruin-Keijman داشته و دمای هوا و دمای سطح آب بیشترین سهم در اعمال تغییرات در نتایج را به خود اختصاص داده‌اند.

۷- نتیجه گیری

تبخیر مستقیم از سطح پهنه‌های آبی از مهم‌ترین پارامترهای بیلان آب در حوضه‌های آبریز است. مطالعات مختلفی جهت برآورد تبخیر سطحی از دریاچه ارومیه انجام شده است. در این مطالعه برای اولین بار از داده‌های ایستگاه هواشناسی پایش آنالین در داخل دریاچه ارومیه برای محاسبه تبخیر بهره گرفته شده است. تبخیر از سطح دریاچه برای سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی، با استفاده از شش روش محاسبه و با تبخیر از تشتک شور در ایستگاه گل‌مانخانه مقایسه گردید. برای محاسبه تبخیر از داده‌های هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه با اصلاح به وسیله داده‌های یکساله ایستگاه پایش آنالین هواشناسی داخل دریاچه استفاده گردید. همچنین از محصول دمای سطح هشت روزه سنجنده MODIS برای به دست آوردن دمای سطح آب دریاچه استفاده شد. برای تأثیر دادن تغییر چگالی آب دریاچه از سری زمانی داده‌های چگالی آب دریاچه برای بازه مورد مطالعه استفاده گردید. ضریب فعالیت آب نیز به صورت تابعی از دمای آب و چگالی تعریف شده و مورد استفاده قرار گرفت.

مقایسه آماری مقادیر تبخیر به دست آمده از هر روش با تشتک آب شور، بر اساس شاخص‌های RMSE، MAE، CV-RMSE و Correlation نشان داد که روش DeBruin-Keijman بهترین روش برای برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه می‌باشد. مقدار RMSE و MAE برابر با ۲۴ و ۱۶ میلی‌متر در ماه و مقدار CV-RMSE و Correlation برابر با ۲۵ و ۹۳ درصد برای مقایسه روش ذکر شده با تشتک آب شور در مقیاس ماهانه به دست آمد. همچنین در مقیاس سالانه، مقادیر RMSE و MAE برابر با ۱۲۱ و ۶۵ میلی‌متر در سال و CV-RMSE برابر با ۱۱ درصد به دست آمد.

با توجه به نتایج این مطالعه، میانگین تبخیر سالانه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی، با روش DeBruin-Keijman برابر با ۱۰۷۷ میلی‌متر بوده است. بیش‌ترین و کمترین مقدار تبخیر محاسبه شده به ترتیب برابر ۱۲۱۶ میلی‌متر در سال ۲۰۰۰ و ۷۸۳ میلی‌متر در سال ۲۰۱۱ می‌باشد. بررسی روند تغییرات میزان تبخیر محاسبه شده با روش‌های مختلف در مقیاس ماهانه و سالانه با روند تغییرات تبخیر از تشتک آب شور نشان می‌دهد که میزان تبخیر از تشتک تبخیر با نرخ حدود ۱۱ میلی‌متر در سال، در حال کاهش است در حالی که میزان نرخ

کاهش تبخیر با روش DeBruin-Keijman، دارای کاهش ۱۰ میلی‌متری در سال می‌باشد. حجم آب تبخیر شده از سطح دریاچه ارومیه نیز با استفاده از میانگین سطوح به دست آمده برای هر ماه به دست آمد. نتایج به دست آمده نشان داد که حجم بیشترین تبخیر صورت گرفته از سطح دریاچه در سال ۲۰۰۰ میلادی، برابر با ۵۷۶۷ میلیون مترمکعب و حجم کم‌ترین تبخیر از سطح دریاچه در سال ۲۰۱۵ میلادی برابر با ۱۸۱۶ میلیون مترمکعب می‌باشد. با توجه به اینکه میانگین مساحت دریاچه در مدت زمان مشابه برابر ۳۴۲۱ کیلومتر مربع بوده است، میانگین ارتفاع تبخیر در این مدت تقریباً برابر با ۱ متر است. طبق نتایج تحلیل حساسیت که روی روش DeBruin-Keijman انجام گردید، میزان تبخیر بیشترین حساسیت را به پارامترهای دمای هوا و دمای سطح آب، و کمترین حساسیت را به پارامترهای فشار هوا و دمای نقطه شبنم دارد.

۸- پیشنهادات

برای تحقیقات آتی پیشنهاداتی به شرح زیر ارائه می‌شود:

- (۱) دمای سطح آب استخراج شده از سطح دریاچه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای با داده‌های میدانی بیشتر بررسی و مقایسه شود.
 - (۲) مقدار محاسبه شده برای پارامترهای تشعشع خالص صحت سنجی شوند.
 - (۳) موانع موجود برای این مطالعه و به صورت کلی تخمین تبخیر از سطح دریاچه ارومیه عبارتند از:
 - عدم وجود داده‌های تشعشع تبخیر آب شور گلخانه به صورت پیوسته در مقیاس روزانه و همچنین بعد از سال ۲۰۱۵ میلادی.
 - عدم وجود تشعشع تبخیر شناور در دریاچه از جهت شباهت بیشتر متغیرهای اقلیمی و هواشناسی برای صحت سنجی نتایج حاصل از روش‌های مختلف.
 - محدود بودن داده‌های ایستگاه هواشناسی داخل دریاچه از نظر زمانی و مکانی جهت صحت سنجی داده‌های دمای سطح آب، دمای هوا، فشار بخار و غیره.
 - در دسترس نبودن پروفیل دمایی آب دریاچه جهت محاسبه تغییرات میزان ذخیره گرمایی آب دریاچه.
 - نبود مطالعات آزمایشگاهی بر روی ضریب ترمودینامیکی آب دریاچه جهت اعمال اثر شوری در میزان تبخیر در دما و غلظت‌های متفاوت نمک‌های محلول در آب.
- در صورت برنامه‌ریزی صحیح جهت رفع هر یک از این موانع فوق، نتایج حاصل از روش‌های محاسبه تبخیر از سطح آب می‌تواند بومی سازی شده و از دقت بالاتری برخوردار باشند.

۹- مراجع

- جعفرنژاد، ر. (۱۳۹۴). بررسی تغییرات هیدرولوژی آب غرب دریاچه ارومیه بین سال‌های ۱۳۸۵-۱۳۹۲، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران.
- جهانبانی، س. (۱۳۹۱). مقایسه روش‌های تجربی برآورد تبخیر از سطح دریاچه‌های شور با استفاده از معادله بیلان انرژی (مطالعه موردی: دریاچه ارومیه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شریف، تهران، ایران.
- سیما، س. و م. تجریشی (۱۳۹۴). برآورد تبخیر از سطح دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS. تحقیقات منابع آب ایران ۱۱، تهران، ایران.
- عبدلی، م. جوادیان، م. تجریشی، م. (۱۳۹۶). برآورد میانگین ماهانه سطح دریاچه ارومیه در فاصله سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ میلادی با استفاده از سنجنده MODIS. یازدهمین کنگره بین‌المللی عمران. دانشگاه تهران. مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۳). تخمین تبخیر از سطح دریاچه ارومیه.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۶). برآورد تبخیر سطحی از دریاچه ارومیه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های میدانی.
- مرکز تحقیقات سنجش از دور دانشگاه صنعتی شریف (۱۳۹۶). مقایسه ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه با ایستگاه سینوپتیک ارومیه.
- موسسه تحقیقات آب (۱۳۹۴). بسیمتری دریاچه ارومیه.
- Abtew, W., & Melesse, A. (2012). *Evaporation and evapotranspiration: measurements and estimations*: Springer Science & Business Media.
- Abtew, W., & Melesse, A. (2013). Vapor pressure calculation methods *Evaporation and evapotranspiration* (pp. 53-62): Springer.
- Ali, S., Ghosh, N. C., & Singh, R. (2008). Evaluating best evaporation estimate model for water surface evaporation in semi-arid region, India. *Hydrological Processes*, 22(8), 1093-1106.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and Drainage Paper 56*. FAO, Rome, 300(9), D05109.
- Anderson, R. (1954). *Energy-budget studies, in water-las investigations-Lake Hefiier studies*. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/pp/0269/report.pdf>
- Angstrom, A. (1956). On the computation of global radiation from records of sunshine. *Arkiv Geof*, 2, 471-479.
- Assouline S, Tyler SW, Tanny J, Cohen S, Bou-Zeid E, Parlange MB, Katul GG (2008) Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: measurements and scaling analysis. *Adv WaterResour* 31(1):160-172. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2007.07.003>
- Assouline, S., & Mahrer, Y. (1993). Evaporation from Lake Kinneret: 1. Eddy correlation system measurements and energy budget estimates. *Water Resources Research*, 29(4), 901-910.
- Basso, E. (2000). Alteration of the water balance of lakes. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 5(1), 5-9.

- Dalton, M. S., Aulenbach, B. T., & Torak, L. J. (2004). Ground-water and surface-water flow and estimated water budget for Lake Seminole, southwestern Georgia and northwestern Florida: US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Elsawwaf, M., Willems, P., & Feyen, J. (2010). Assessment of the sensitivity and prediction uncertainty of evaporation models applied to Nasser Lake, Egypt. *Journal of Hydrology*, 395(1), 10-22.
- Finch J, A Calver (2008) Methods for the quantification of evaporation from lakes, for the World Meteorological Organization's Commission for Hydrology, 1-41
- GHRSSST. (2005). Understanding Sea Surface Temperature. Retrieved from http://ghrsstpp.metoffice.com/pages/sst_definitions/
- Gianniou, S. K., & Antonopoulos, V. Z. (2007). Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology*, 345(3), 212-223.
- Harbeck, G., Kohler, M., & Koberg, G. (1954). Water loss investigations: Lake Hefner studies. US Geological Survey: USGS Professional Paper, 269.
- Heidari, N., Roudgar, M., & Ebrahimpour, N. (2010). Thermodynamic quantities and Urmia Sea water evaporation. *Saline systems*, 6(1), 3.
- Hunt, I. A. (1959). Evaporation of Lake Ontario. *Journal of the Hydraulics Division*, 85(2), 13-33.
- Ikebuchi, S., Seki, M., & Ohtoh, A. (1988). Evaporation from lake Biwa. *Journal of Hydrology*, 102(1-4), 427-449.
- Kokya, B. A., & Kokya, T. A. (2008). Proposing a formula for evaporation measurement from salt water resources. *Hydrological Processes*, 22(12), 2005-2012.
- Lensky, N., Dvorkin, Y., Lyakhovskiy, V., Gertman, I., & Gavrieli, I. (2005). Water, salt, and energy balances of the Dead Sea. *Water Resources Research*, 41(12).
- Lenters, J. D., Kratz, T. K., & Bowser, C. J. (2005). Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology*, 308(1), 168-195.
- Majidi, M., Alizadeh, A., Farid, A., & Vazifiedoust, M. (2015). Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. *Water resources management*, 29(10), 3711-3733.
- McGuinness JL, EF Bordne (1972) A comparison of lysimeterderived potential evapotranspiration with computed values, *Tech Bull*, 1452, 71 pp., *Afric. Res. Serv.*, U.S. Dept. of Agric., Washing-ton, D.C
- Oswald CJ, Rouse WR (2004) Thermal characteristics and energy balance of various-size Canadian shield lakes in the Mackenzie River basin. *J Hydrometeorol* 5(1):129-144. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0129:TCAEBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0129:TCAEBO>2.0.CO;2)
- Panin GN, Nasonov AE, Foken T, Lohse H (2006) On the parametersisaton of evaporation and sensible heat exchange for shallow lakes. *Theor Appl Climatol* 85(3-4):123-129. <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0185-5>
- Rosenberry, D. O., Winter, T. C., Buso, D. C., & Likens, G. E. (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., & Tajrishy, M. (2013). Using satellite data to extract volume-area-elevation relationships for Urmia Lake, Iran. *Journal of Great Lakes Research*, 39(1), 90-99.
- Sima, S., Ahmadalipour, A., & Tajrishy, 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, 374-385.
- Singh, V., & Xu, C. (1997). Sensitivity of mass transfer-based evaporation equations to errors in daily and monthly input data. *Hydrological Processes*, 11(11), 1465-1473.

- Stannard, D. I., & Rosenberry, D. O. (1991). A comparison of short-term measurements of lake evaporation using eddy correlation and energy budget methods. *Journal of Hydrology*, 122(1-4), 15-22.
- Wan, W., Li, H., Xie, H., Hong, Y., Long, D., Zhao, L., Han, Z., Cui, Y., Liu, B., Wang, C., Yang, W. (2017). A comprehensive data set of lake surface water temperature over the Tibetan Plateau derived from MODIS LST products 2001–2015. *Scientific Data*, 4, sdata2.
- Winter TC, Rosenberry DO, Sturrock AM (1995) Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the North Central United States. *Water Resour Res* 31(4):983–993. [https:// doi.org/10.1029/94wr02537](https://doi.org/10.1029/94wr02537)
- Winter, T. C. (1981). Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 17(1), 82-115.
- Winter, T. C. (1985). *Mirror Lake and its watershed An Ecosystem Approach to Aquatic Ecology* (pp. 40-83): Springer.
- Winter, T. C., Buso, D. C., Rosenberry, D. O., Likens, G. E., Sturrock Jr, A., & Mau, D. P. (2003). Evaporation determined by the energy-budget method for Mirror Lake, New Hampshire. *Limnology and Oceanography*, 48(3), 995-1009.
- Winter, T., Rosenberry, D., & Sturrock, A. (1995). Evaluation of 11 equations for determining evaporation for a small lake in the north central United States. *Water Resources Research*, 31(4), 983-993.
- Yao T, Wang Y, Liu S, Pu J, Shen Y, Lu A (2004) Recent glacial retreat in High Asia in China and its impact on water resource in Northwest China. *Sci China Ser D Earth Sci* 47(12):1065. <https://doi.org/10.1360/03yd0256>
- Zotarelli, L., Dukes, M. D., Romero, C. C., Migliaccio, K. W., & Morgan, K. T. (2010). *Step by step calculation of the Penman-Monteith Evapotranspiration (FAO-56 Method)*. Institute of Food and Agricultural Sciences. University of Florida.

۱۰- پیوست

۱۰-۱- دمای سطح آب (T_s):

دمای بالای سطح اقیانوس (۱۰ متر) (در مقیاس کوچک‌تر دریاها و دریاچه‌ها) دارای ساختار پیچیده و متغیر است که مربوط به آشفتگی اقیانوس، جریان هوا و دریا، گرما، رطوبت و حرکت است. بر اساس مطالعات^۱ GHRSSST تعاریف زیر برای دمای سطح آب به دقت مورد توجه قرار گرفت تا بتوان نزدیک‌ترین رابطه احتمالی بین آنچه تعریف شده است و اندازه‌گیری عملی ایجاد شود.

- SST_{int}^2 : یک دمای تئوری است که در خط اتصال آب با هوا اندازه‌گیری می‌شود. این دما در واقع یک دمای تئوری است و قابل اندازه‌گیری نیست.
- SST_{skin}^3 : یک دمای رادیومتریکی است که توسط امواج مادون قرمز در عمق تقریبی ۲۰ میکرومتری اندازه‌گیری می‌شود. این دما به شدت تحت تأثیر شرایط محیطی قرار می‌گیرد. به عنوان مثال در شب به یک لایه با دمای کم تبدیل و در روز به یک لایه با دمای زیاد تبدیل می‌شود که تحت تأثیر تابش یا عدم تابش خورشید و وزش یا عدم وزش باد قرار می‌گیرد. دمای استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای در واقع این دما است.
- $SST_{sub-skin}^4$: تفاوت بین SST_{int} و $SST_{subskin}$ مربوط به شار خالص گرما است. این دما از طریق اندازه‌گیری دمای سطحی از طریق یک رادیومتر ماکروویو قابل اندازه‌گیری است. در واقع این دما، دمای سطح یک میلی‌متری آب است.
- $SST(z)^5$: این اصطلاح در واقع به اندازه‌گیری‌های میدانی در نزدیکی سطح اقیانوس گفته می‌شود که به دمای bulk نیز معروف است. به عنوان مثال SST_{6m} به اندازه‌گیری SST بدون بیان کردن شرایط محیطی در عمق ۶ متر اشاره دارد. این اندازه‌گیری‌ها معمولاً توسط شناورهایی که در بدنه خود حس گرهای اندازه‌گیری دما دارند به دست می‌آید و ممکن است تا عمق چند هزار متری هم پیش برود.

^۱ Group for High Resolution Sea Surface Temperature

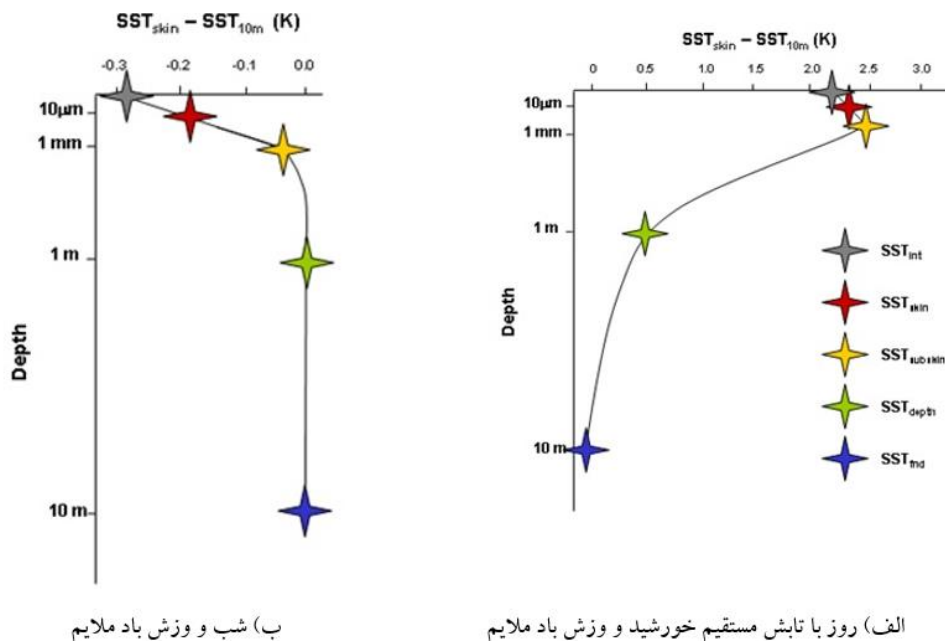
^۲ interface SST

^۳ The skin SST

^۴ The sub-skin SST

^۵ SSTdepth

- SST_{nd}^۱: این دما در واقع دمای SST_{subskin} در غیاب تابش روزانه تعریف می‌شود. این دما در واقع در گذشته با تعریف دمای BULK اشتباه می‌شد. در واقع این دما شباهت زیادی به دمای شب و یا قبل از طلوع آفتاب دارد که در عمق ۱ تا ۵ متری اندازه‌گیری می‌شود. این دما مستقیماً نمی‌تواند از داده‌های ماکروویو و یا مادون قرمز به دست آید، بلکه باید پردازش‌هایی بر روی این دماها اعمال شود. شکل پ-۱ نموداری را نشان می‌دهد که تعاریف SST را در ۱۰ متری بالای اقیانوس خلاصه می‌کند.



شکل پ ۱- درجه حرارت عمودی در سطوح لایه‌های اقیانوس: (الف) در طول روز و (ب) در طول شب (GHRSSST, 2005).

۱۰-۲- نحوه محاسبه فشار بخار

- فشار بخار (e_a) (فشار بخار واقعی)^۲ به دمای هوا و رطوبت بستگی دارد. ظرفیت هوا برای نگه داشتن رطوبت با افزایش دما افزایش می‌یابد. تغییرات روزانه فشار بخار اشباع، تغییرات روزانه هوا را دنبال می‌کند. فشار بخار واقعی از فشار بخار اشباع (e_s) محاسبه می‌شود. تفاوت بین e_a و e_s کمبود فشار بخار است ($vpd = e_s - e_a$) که یک عامل تعیین کننده تبخیر است. فشار بخار اشباع از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Abtew & Melesse, 2013):

$$e_s = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \quad (\text{پ ۱})$$

^۱ The Foundation SST

^۲ Actual Vapor Pressure

که e_s فشار بخار اشباع در واحد kPa و T دمای میانگین ۲۴ ساعته، کمینه دمای هوا، بیشینه دمای هوا و یا میانگین دمای بیشینه و کمینه است (Abtew & Melesse, 2013).

VPD^1 (افت یا کمبود فشار بخار) روزانه از رابطه زیر محاسبه می‌شود که در آن RH رطوبت نسبی است:

$$VPD = e_s \left(1 - \frac{RH}{100}\right) \quad (\text{پ} ۲)$$

e_a اختلاف بین e_s و VPD است.

۱۰-۳- محاسبه تشعشعات خورشیدی

۱۰-۳-۱- تشعشع موج کوتاه خورشیدی

مقدار تشعشع خورشیدی ورودی (Q_s) را می‌توان با استفاده از ساعات روشنایی روز در منطقه و توسط فرمول آنگستروم به صورت زیر تعیین نمود (Angstrom, 1956):

$$Q_s = \left(a + b \frac{n}{N}\right) Q_0 \quad (\text{پ} ۳)$$

a و b ضرایب تجربی تبدیل ساعات تابش خورشیدی به تشعشع موج کوتاه هستند که در دریاچه ارومیه 0.402 و a و $b=0.305$ در نظر گرفته شده است (جهانبانی، ۱۳۹۱). Q_0 تشعشع خورشیدی بخش خارجی جو بر حسب Wm^{-2} است. مقادیر واقعی ساعات روشنایی روز (n) به صورت روزانه از ایستگاه هواشناسی گردآوری شد. برای محاسبه N و Q_0 از معادلات زنجیره‌ای که از موقعیت جغرافیایی و روز مشخص سال استفاده می‌نماید، بهره گرفته شده است که این معادلات در ادامه ارائه شده است.

Q_0 تابش اندازه‌گیری شده در خارج جو از طریق روابط زیر بر حسب $MJm^{-2}day^{-1}$ به دست می‌آید که با ضرب در $11/8$ به Wm^{-2} تبدیل می‌شود. برای محاسبه آن می‌توان از روابط زیر استفاده کرد (جهانبانی، ۱۳۹۱).

$$Q_0 = \frac{24 \times 60 G_{sc}}{\pi} d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s] \quad (\text{پ} ۴)$$

که در آن G_{sc} ثابت تشعشعی خارج از جو که $0.082 MJ/m^2 day$ فرض می‌شود. d_r معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید، ω_s زاویه ساعت خورشیدی (rad)، δ زاویه میل خورشیدی نسبت به استوا بر حسب rad و φ عرض جغرافیایی محل مورد نظر (rad) که برای نیم کره شمالی مثبت و نیم کره جنوبی منفی است. d_r معکوس مربع فاصله نسبی زمین تا خورشید از رابطه زیر به دست می‌آید (جهانبانی، ۱۳۹۱):

¹ Vapor Pressure Deficit

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365}J\right) \quad (5پ)$$

δ زاویه میل خورشیدی نسبت به استوا و زاویه‌ای است که خط اتصال زمین و خورشید با صفحه استوایی می‌سازد. این زاویه ۲۳/۴۵ درجه در تابستان تا ۲۳/۴۵- درجه در زمستان تغییر می‌کند. δ از رابطه زیر به دست می‌آید (جهانبانی، ۱۳۹۱):

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi}{365}J - 1.39\right) \quad (6پ)$$

درحالی که J شماره روز سال ۱ (۱ ژانویه) و ۳۶۵ یا ۳۶۶ (۳۱ دسامبر) و ω_s زاویه ساعتی خورشیدی از طریق رابطه زیر به دست می‌آید (جهانبانی، ۱۳۹۱).

$$\omega_s = \arccos[-(\tan\varphi)(\tan\delta)] \quad (7پ)$$

Q_r تشعشع موج کوتاه بازگشتی از سطح آب به صورت زیر حاصل می‌گردد (جهانبانی، ۱۳۹۱):

$$Q_r = a_s Q_s \quad (8پ)$$

طبق مطالعه (Lensky et al., 2005) a_s قابلیت انعکاس تشعشع موج کوتاه آب را برابر با ۰/۰۶ در نظر گرفته شده است. بنابراین با تقریب بسیار خوبی می‌توان این ضریب را برابر ۰/۰۶ فرض نمود.

۱۰-۳-۲- محاسبه تشعشع موج بلند اتمسفریک

تشعشع اتمسفریک ورودی (Q_a) توسط معادله زیر به دست می‌آید (جهانبانی، ۱۳۹۱):

$$Q_a = \varepsilon_a \sigma (T_a + 273)^4 \quad (9پ)$$

که σ ثابت استفان-بولتزمن $5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ ، ε_a قابلیت انتشار جو و T_a درجه حرارت هوا برحسب درجه سانتی گراد می‌باشند. معادلات فراوانی برای محاسبه مقدار ε_a موجود است که معمولاً همگی بر اساس فشار بخار، درجه حرارت هوا و میزان ابرینگی می‌باشند. در این تحقیق از اطلاعات روابط زیر استفاده گردیده است (جهانبانی، ۱۳۹۱)، (Ali et al., 2008):

$$\varepsilon_a = 0.87 - \frac{n}{N} (0.175 - 29.92 \times 10^{-6} e_d) + 2.693 \times 10^{-5} e_d \quad \text{for } n/N \leq 0.4 \quad (10پ)$$

$$\varepsilon_a = 0.84 - \frac{n}{N} (0.1 - 9.973 \times 10^{-6} e_d) + 3.491 \times 10^{-5} e_d \quad \text{for } n/N \geq 0.4 \quad (11پ)$$

که N از رابطه زیر محاسبه می‌شود (Ali et al., 2008):

$$N = \frac{24\omega_s}{\pi} \quad (12پ)$$

معادلات بالا اثرات فشار بخار در درجه حرارت نقطه شبنم هوا (e_a) در واحد کیلو پاسکال و مقدار بارندگی را با یکدیگر ترکیب نموده و برای شرایط هوای ابری و غیر ابری نتایج مناسبی به دست می‌دهد.

تشعشع موج بلند بازگشتی از سطح آب (Q_{ar}) به صورت زیر محاسبه می‌گردد:

$$Q_{ar} = a_a Q_a \quad (پ۱۳)$$

که a_a قابلیت انعکاس تشعشع موج بلند سطح آب بوده و معمولاً برابر با ۰/۰۳ فرض می‌گردد (جهانبانی، ۱۳۹۱).

۱۰-۳-۳- محاسبه تشعشع موج بلند گسیل شده از حجم آب

تشعشع موج بلند گسیل شده از حجم آب (Q_b) از همان فرمول استفاده شده برای محاسبه مقدار Q_a تبعیت می‌کند، با این تفاوت که در اینجا درجه حرارت سطح آب (T_0) جایگزین می‌گردد و قابلیت انتشار در عدد $\varepsilon_b = ۰/۹۷$ ثابت می‌گردد (جهانبانی، ۱۳۹۱).

۱۰-۳-۴- تشعشع خالص

تابش خالص یک جزء اصلی از روش بیلان انرژی-نسبت باون است و در بسیاری از مدل‌های ترکیبی انتخاب شده مورد نیاز است. تابش خالص (Q_n) نشان دهنده مجموع دستاوردهای حرارت تابشی و تلفات در سطح آب به شرح زیر است (جهانبانی، ۱۳۹۱):

$$Q_n = Q_s - Q_r + Q_a - Q_{ar} - Q_{bs} \quad (پ۱۴)$$

که در آن Q_n تشعشع خالص (Wm^{-2})، Q_s تشعشع خورشیدی ورودی (Wm^{-2})، Q_r تشعشع طول موج کوتاه بازگشتی (Wm^{-2})، Q_a تشعشع طول موج بلند ورودی (Wm^{-2})، Q_{ar} تشعشع طول موج بلند بازگشتی (Wm^{-2})، Q_{bs} تشعشع طول موج بلند ساطع شده از سطح آب (Wm^{-2}) است.

۱۰-۴- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه‌های مجاور دریاچه ارومیه با ایستگاه پایش آنلاین

به دلیل عدم وجود داده‌های هواشناسی بر روی سطح دریاچه و تفاوت قابل توجه این پارامترها حتی در نزدیکترین ایستگاه سینوپتیک به دریاچه با ایستگاه پایش آنلاین داخل دریاچه و همچنین محدودیت زمانی داده‌های ایستگاه پایش آنلاین (فقط سال ۲۰۱۷) لازم بود تا روابطی جهت شبیه سازی متغیرهای هواشناسی روی سطح دریاچه برای بازه زمانی مورد نظر در این مطالعه حاصل شود. به این منظور از مقایسه آماری پارامترهای هواشناسی گزارش شده از ایستگاه‌های ارومیه، اشنویه، بناب، تبریز، سلماس، سهند، شبستر، عجب

شیر، کهریز، مراغه، مرند، ملکان و نقده و ایستگاه پایش آنلاین داخل دریاچه در مدت زمانی مشابه استفاده شد که نتایج آن و ایستگاه‌های منتخب برای هر پارامتر در زیر نمایش داده شده‌است.

جدول پ ۱- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه اشنویه با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۲,۹۷	۰,۹۶۰
۳	دمای مین	۸,۸۲	۰,۹۲۲
۴	رطوبت نسبی	۱۱,۷۴	۰,۸۴۹
۵	دمای متوسط	۳,۰۹	۰,۹۷۳
۶	سرعت باد	۱,۷۶	۰,۲۸۲
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۲- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه بناب با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۳,۴۸	۰,۹۸۵
۳	دمای مین	۵,۰۹	۰,۹۱۷
۴	رطوبت نسبی	۷,۸۱	۰,۸۸۳
۵	دمای متوسط	۲,۰۲	۰,۹۹
۶	سرعت باد	۲,۸۰	۰,۲۳۶
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۳- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه تبریز با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نم	۵,۲۴	۰,۹۱۴
۲	دمای ماکس	۲,۴۴	۰,۹۸۷
۳	دمای مین	۴,۹۴	۰,۹۶۷
۴	رطوبت نسبی	۶,۴۴	۰,۹۰۴
۵	دمای متوسط	۱,۹۵	۰,۹۹۳
۶	سرعت باد	۱,۶۶	۰,۲۴۵
۷	فشار هوا	۱۵۴,۱۲	۰,۸۴۱
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۴- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه سلماس با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نم		
۲	دمای ماکس	۱,۸۳	۰,۹۸۴
۳	دمای مین	۷,۰۲	۰,۹۵۵
۴	رطوبت نسبی	۱۰,۵۹	۰,۸۸۳
۵	دمای متوسط	۳,۲۶	۰,۹۹۵
۶	سرعت باد	۲,۰۳	۰,۳۶۳
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۵- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه سهند با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۱,۵۸	۰,۹۸۸
۳	دمای مین	۳,۶۶	۰,۹۷۵
۴	رطوبت نسبی	۸,۴۲	۰,۸۹۹
۵	دمای متوسط	۲,۵۴	۰,۹۹۰
۶	سرعت باد	۱,۹۶	۰,۴۹۲
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۶- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه شب‌ستر با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۲,۶۱	۰,۹۸۹
۳	دمای مین	۳,۶۹	۰,۹۶۹
۴	رطوبت نسبی	۷,۸۹	۰,۹۳۶
۵	دمای متوسط	۱,۴۵	۰,۹۹۵
۶	سرعت باد	۱,۸۱	۰,۳۴۹
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۷- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه عجب شیر با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۸,۰۳	۰,۹۸۴
۳	دمای مین	۲,۸۰	۰,۹۶۹
۴	رطوبت نسبی	۱۰,۳۶	۰,۹۳۸
۵	دمای متوسط	۱,۲۷	۰,۹۹۳
۶	سرعت باد	۱,۷۵	۰,۴۸۲
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۸- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه کهرئیز با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۱,۶۱	۰,۹۹۱
۳	دمای مین	۴,۹۷	۰,۹۶۶
۴	رطوبت نسبی	۵,۱۷	۰,۹۳۲
۵	دمای متوسط	۱,۸۱۹	۰,۹۹۵
۶	سرعت باد	۱,۷۶	۰,۴۰۵
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۹- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه مراغه با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم	۴,۴۶	۰,۷۷۹
۲	دمای ماکس	۳,۲۹	۰,۹۸۳
۳	دمای مین	۳,۶۹	۰,۹۶۹
۴	رطوبت نسبی	۸,۲۴	۰,۸۹۴
۵	دمای متوسط	۱,۹۵	۰,۹۸۹
۶	سرعت باد	۱,۹۴	۰,۱۴۸
۷	فشار هوا	۱۵۳,۳۶	۰,۸۲۴
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۱۰- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه مرند با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نیم		
۲	دمای ماکس	۲,۳۶	۰,۹۷۷
۳	دمای مین	۴,۲۰	۰,۹۶۴
۴	رطوبت نسبی	۱۱,۰۸	۰,۷۹۹
۵	دمای متوسط	۲,۸۶	۰,۹۷۷
۶	سرعت باد	۲,۸۹	۰,۲۶۷
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۱۱- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه ملکان با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نم		
۲	دمای ماکس	۴,۲۰	۰,۹۸
۳	دمای مین	۶,۲۶	۰,۸۸۸
۴	رطوبت نسبی	۸,۷۴	۰,۹۰۴
۵	دمای متوسط	۱,۸۷	۰,۹۸۸
۶	سرعت باد	۲,۶۶	۰,۳۱۶
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

جدول پ ۱۲- مقایسه پارامترهای هواشناسی ایستگاه نقده با ایستگاه پایش آنلاین

شماره	مشخصه	RMSE	R2
۱	دمای شب‌نم		
۲	دمای ماکس	۲,۵۸	۰,۹۸۲
۳	دمای مین	۶,۸۰	۰,۹۱۸
۴	رطوبت نسبی	۱۳,۷۶	۰,۸۴۲
۵	دمای متوسط	۱,۲۴	۰,۹۹
۶	سرعت باد	۲,۲۷	۰,۴۳۱
۷	فشار هوا		
۸	ساعات آفتابی		

۱۰-۴-۱- انتخاب ایستگاه‌های برگزیده برای هر مشخصه

پس از بدست آوردن خطاهای RMSE و R^2 ، از میان ایستگاه‌های موجود، هر کدام که دارای RMSE کمتر و R^2 نزدیکتری به یک می‌باشند را انتخاب می‌کنیم که نتایج آن به شرح جداول زیر برای هر مشخصه انتخاب می‌گردد.

جدول پ ۱۳- انتخاب دمای شب‌نم در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۴,۶۱	۰,۹۱۷	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸			
۳	شبستر	۵۱۸۱۸			
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶			
۵	سلماس	۶۶۰۵۳			
۶	سهند	۶۷۱۲۱			
۷	بناب	۷۹۷۵۴			
۸	مرند	۸۲۳۹۵			
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۵,۲۴	۰,۸۳۵	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷			
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۴,۴۶	۰,۷۷۹	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶			
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶			

جدول پ ۱۴- انتخاب دمای حداکثر در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۱,۷	۰,۹۹۳	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸	۱,۶۱	۰,۹۹۱	
۳	شبستر	۵۱۸۱۸	۲,۶۱	۰,۹۸۹	
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶	۸,۰۳	۰,۹۸۴	
۵	سلماس	۶۶۰۵۳	۱,۸۳	۰,۹۸۴	
۶	سهند	۶۷۱۲۱	۱,۵۸	۰,۹۸۸	
۷	بناب	۷۹۷۵۴	۳,۴۸	۰,۹۸۵	
۸	مرند	۸۲۳۹۵	۲,۳۶	۰,۹۷۷	
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۲,۴۴	۰,۹۸۷	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷	۲,۹۷	۰,۹۶۰	
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۳,۲۹	۰,۹۸۳	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶	۴,۲	۰,۹۸۰	
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶	۲,۵۸	۰,۹۸۲	

جدول پ ۱۵- انتخاب دمای حداقل در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۷,۵۶	۰,۹۴۹	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸	۴,۹۷	۰,۹۶۶	
۳	شبستر	۵۱۸۱۸	۳,۶۹	۰,۹۶۹	
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶	۲,۸۰	۰,۹۶۹	
۵	سلماس	۶۶۰۵۳	۷,۰۲	۰,۹۵۵	
۶	سهند	۶۷۱۲۱	۳,۶۶	۰,۹۷۵	
۷	بناب	۷۹۷۵۴	۵,۰۹	۰,۹۱۷	
۸	مرند	۸۲۳۹۵	۴,۲	۰,۹۶۴	
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۴,۹۴	۰,۹۶۷	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷	۸,۸۲	۰,۹۲۲	
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۳,۶۹	۰,۹۶۹	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶	۶,۲۶	۰,۸۸۸	
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶	۶,۸	۰,۹۱۸	

جدول پ ۱۶- انتخاب دمای متوسط در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۲,۹۹	۰,۹۹۲	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸	۱,۸۱۹	۰,۹۹۵	
۳	شبستر	۵۱۸۱۸	۱,۴۵	۰,۹۹۵	
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶	۱,۲۷	۰,۹۹۳	
۵	سلماس	۶۶۰۵۳	۳,۲۶	۰,۹۹۵	
۶	سهند	۶۷۱۲۱	۲,۵۴	۰,۹۹	
۷	بناب	۷۹۷۵۴	۲,۰۲	۰,۹۹	
۸	مرند	۸۲۳۹۵	۲,۸۶	۰,۹۷۷	
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۱,۹۵	۰,۹۹۳	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷	۳,۰۹	۰,۹۷۳	
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۱,۹۵	۰,۹۸۹	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶	۱,۸۷	۰,۹۸۸	
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶	۱,۲۴	۰,۹۹	

جدول پ ۱۷- انتخاب سرعت باد در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۱,۷۲	۰,۳۱۱	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸	۱,۷۶	۰,۴۰۵	
۳	شبستر	۵۱۸۱۸	۱,۸۱	۰,۳۴۹	
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶	۱,۷۵	۰,۴۸۲	
۵	سلماس	۶۶۰۵۳	۲,۰۳	۰,۳۶۳	
۶	سهند	۶۷۱۲۱	۱,۹۶	۰,۴۹۲	
۷	بناب	۷۹۷۵۴	۲,۸	۰,۲۳۶	
۸	مرند	۸۲۳۹۵	۲,۸۹	۰,۲۶۷	
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۱,۶۶	۰,۲۴۵	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷	۱,۷۶	۰,۲۸۲	
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۱,۹۴	۰,۱۴۸	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶	۲,۶۶	۰,۳۱۶	
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶	۲,۲۷	۰,۴۳۱	

جدول پ ۱۸- انتخاب فشار هوا در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۱۵۲,۰۲	۰,۹۱۷	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸			
۳	شبستر	۵۱۸۱۸			
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶			
۵	سلماس	۶۶۰۵۳			
۶	سهند	۶۷۱۲۱			
۷	بناب	۷۹۷۵۴			
۸	مرند	۸۲۳۹۵			
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۱۵۴,۱۲	۰,۸۴۱	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷			
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۱۵۳,۳۶	۰,۸۲۴	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶			
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶			

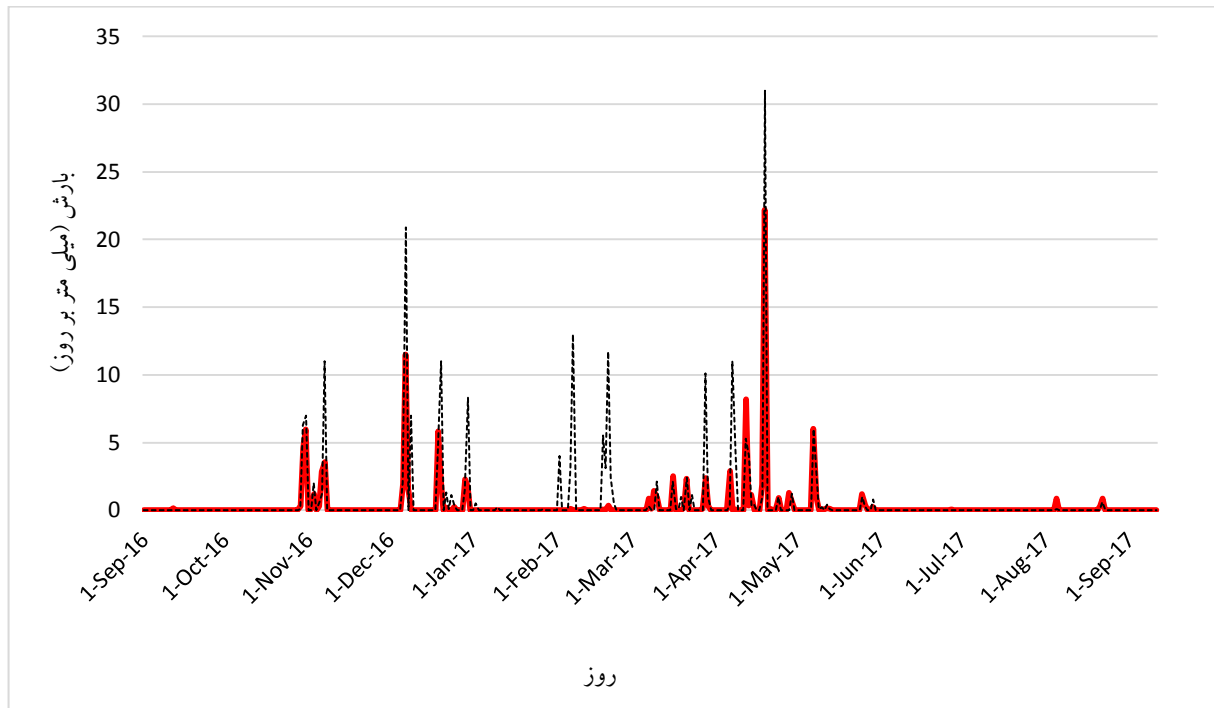
جدول پ ۱۹- انتخاب رطوبت نسبی در ایستگاه‌های منتخب

شماره	نام ایستگاه	فاصله از ایستگاه آنلاین (متر)	RMSE	R2	منتخب
۱	ارومیه	۳۲۱۴۸	۷,۵۲	۰,۹۱۰	
۲	کهریز	۳۷۴۴۸	۵,۱۷	۰,۹۳۲	
۳	شبستر	۵۱۸۱۸	۷,۸۹	۰,۹۳۶	
۴	عجب شیر	۵۷۷۹۶	۱۰,۳۶	۰,۹۳۸	
۵	سلماس	۶۶۰۵۳	۱۰,۵۹	۰,۸۸۳	
۶	سهند	۶۷۱۲۱	۸,۴۲	۰,۸۹۹	
۷	بناب	۷۹۷۵۴	۷,۸۱	۰,۸۸۳	
۸	مرند	۸۲۳۹۵	۱۱,۰۸	۰,۷۹۹	
۹	تبریز	۸۶۱۴۸	۶,۴۴	۰,۹۰۴	
۱۰	اشنویه	۸۶۲۶۷	۱۱,۷۴	۰,۸۴۹	
۱۱	مراغه	۹۰۱۶۰	۸,۲۴	۰,۸۹۴	
۱۲	ملکان	۹۶۹۴۶	۸,۷۴	۰,۹۰۴	
۱۳	نقده	۹۱۹۳۶	۱۳,۷۶	۰,۸۴۲	

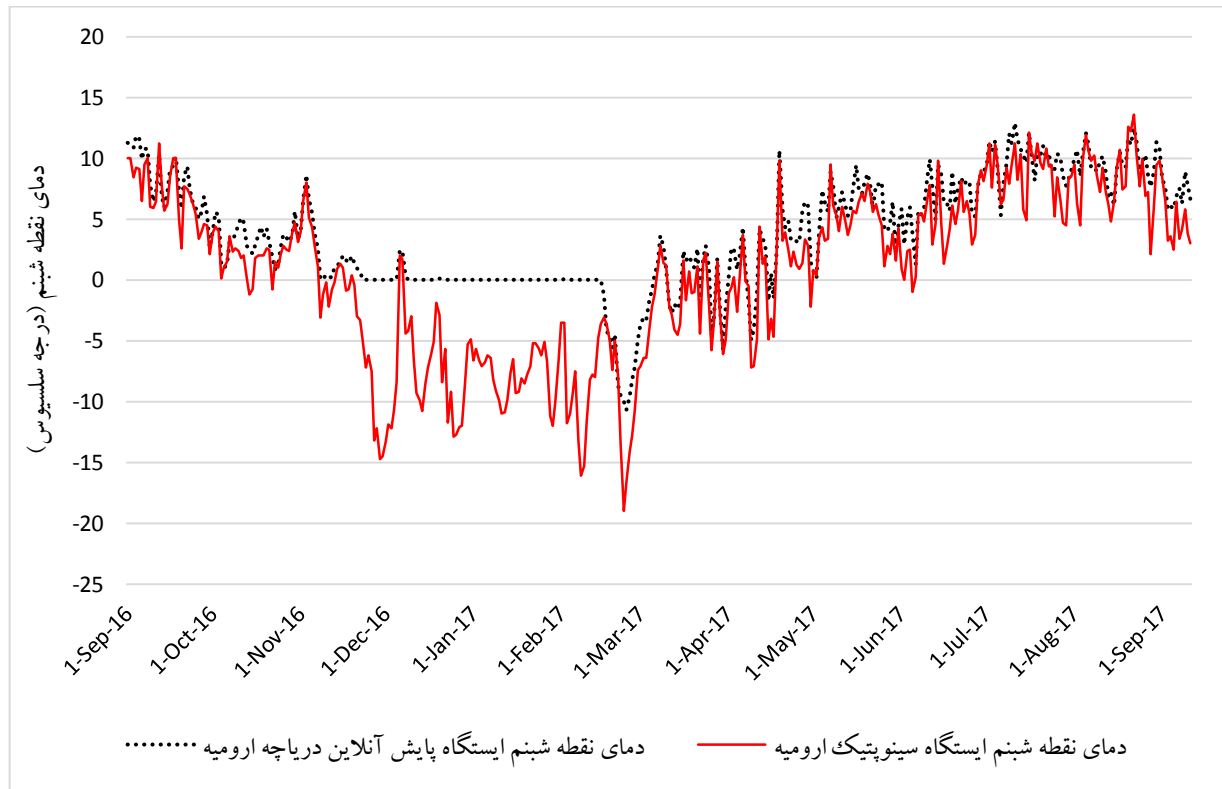
با توجه به منتخب شدن ایستگاه ارومیه در اکثر موارد ذکر شده و جامع بودن داده‌های این ایستگاه در مقایسه با سایر ایستگاه‌های موجود در حوضه، در این مطالعه از داده‌های این ایستگاه برای تخمین متغیرهای اقلیمی و هواشناسی روی دریاچه استفاده شده است که نمودارهای مقایسه هر پارامتر در این ایستگاه و ایستگاه پایش آنلاین داخل دریاچه به شرح زیر است.



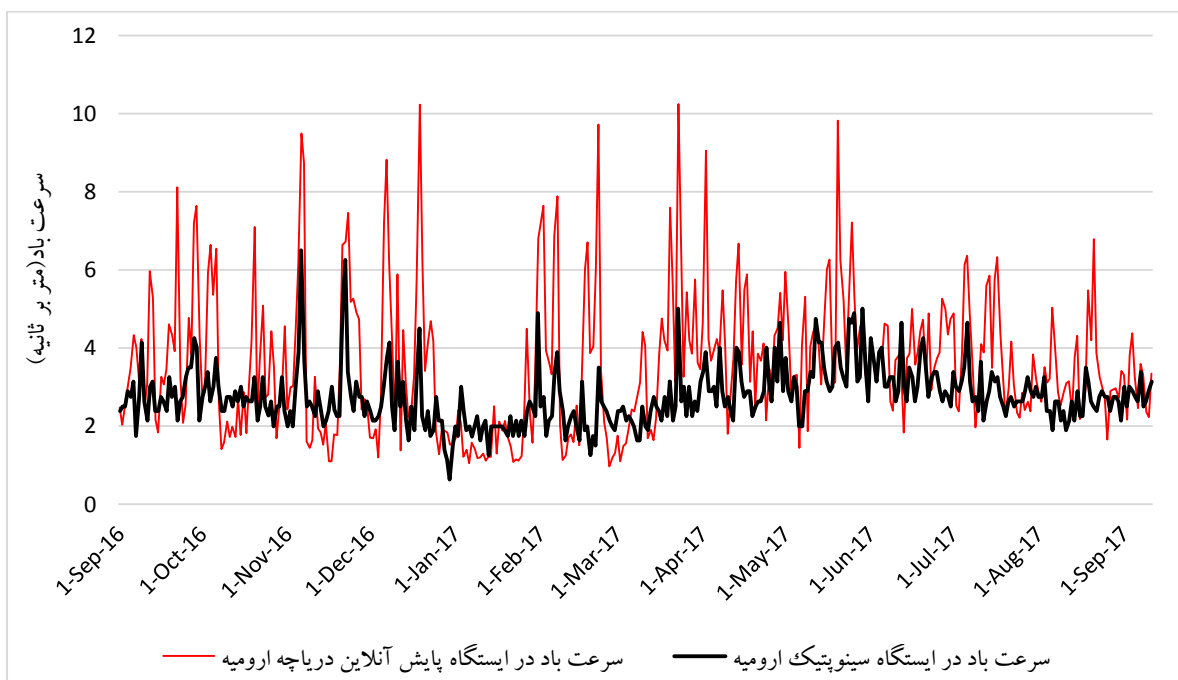
شکل پ ۲- مقایسه دمای هوای روزانه ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه از سپتامبر ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۱۷



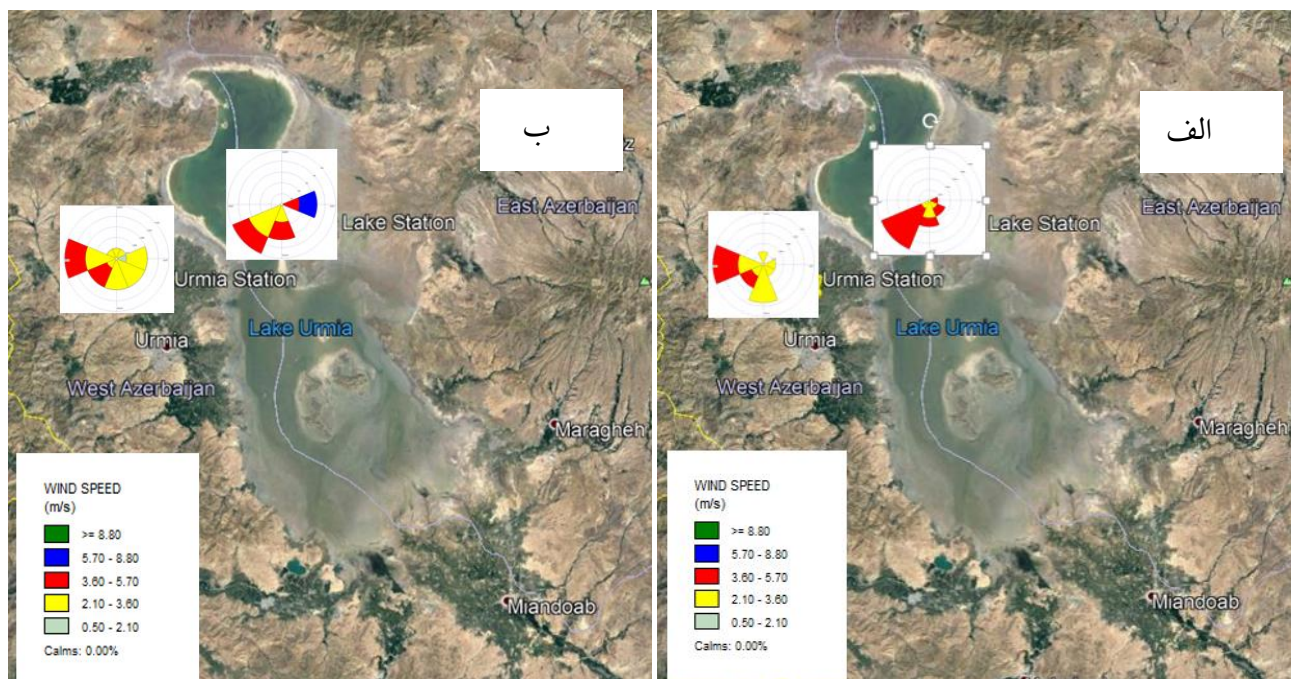
شکل پ ۳- مقایسه بارش روزانه ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه از سپتامبر ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۱۷



شکل پ ۴- مقایسه دمای نقطه شبنم ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه از سپتامبر ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۱۷



شکل پ ۵- مقایسه سرعت باد ایستگاه پایش آنلاین دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه از سپتامبر ۲۰۱۶ تا سپتامبر ۲۰۱۷



شکل پ ۶- الف- گلباد ایستگاه پل میانگذر دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه در ماه‌های پر آب ب- گلباد ایستگاه پل میانگذر دریاچه ارومیه و ایستگاه سینوپتیک ارومیه در ماه‌های کم آب

۱۰-۵- نتایج تبخیر در مقیاس ماهانه با استفاده از روش DeBruin-Keijman

جدول پ ۲۰- مقادیر تبخیر ماهانه با استفاده از روش DeBruin-Keijman

Month	Evaporation (mm/month)	Month	Evaporation (mm/month)
Jan-2000	21	May-2009	135
Feb-2000	27	Jun-2009	173
Mar-2000	71	Jul-2009	168
Apr-2000	123	Aug-2009	172
May-2000	157	Sep-2009	121
Jun-2000	185	Oct-2009	57
Jul-2000	201	Nov-2009	32
Aug-2000	185	Dec-2009	7
Sep-2000	135	Jan-2010	15
Oct-2000	78	Feb-2010	32
Nov-2000	26	Mar-2010	67
Dec-2000	7	Apr-2010	117
Jan-2001	13	May-2010	132
Feb-2001	28	Jun-2010	163
Mar-2001	74	Jul-2010	183
Apr-2001	116	Aug-2010	169
May-2001	150	Sep-2010	116
Jun-2001	191	Oct-2010	69
Jul-2001	203	Nov-2010	27
Aug-2001	171	Dec-2010	4
Sep-2001	128	Jan-2011	26
Oct-2001	76	Feb-2011	9
Nov-2001	33	Mar-2011	42
Dec-2001	7	Apr-2011	85
Jan-2002	20	May-2011	107
Feb-2002	20	Jun-2011	120
Mar-2002	80	Jul-2011	137
Apr-2002	116	Aug-2011	124
May-2002	137	Sep-2011	78
Jun-2002	168	Oct-2011	36
Jul-2002	194	Nov-2011	19
Aug-2002	171	Dec-2011	0
Sep-2002	115	Jan-2012	0
Oct-2002	73	Feb-2012	30
Nov-2002	30	Mar-2012	69
Dec-2002	25	Apr-2012	93
Jan-2003	4	May-2012	140
Feb-2003	35	Jun-2012	161
Mar-2003	68	Jul-2012	176
Apr-2003	106	Aug-2012	154

ادامه جدول پ ۲۰- مقادیر تبخیر ماهانه با استفاده از روش DeBruin-Keijman

Month	Evaporation (mm/month)	Month	Evaporation (mm/month)
May-2003	145	Sep-2012	114
Jun-2003	159	Oct-2012	63
Jul-2003	186	Nov-2012	28
Aug-2003	165	Dec-2012	17
Sep-2003	124	Jan-2013	11
Oct-2003	57	Feb-2013	22
Nov-2003	35	Mar-2013	61
Dec-2003	13	Apr-2013	101
Jan-2004	9	May-2013	149
Feb-2004	33	Jun-2013	138
Mar-2004	79	Jul-2013	175
Apr-2004	109	Aug-2013	162
May-2004	154	Sep-2013	112
Jun-2004	162	Oct-2013	73
Jul-2004	191	Nov-2013	21
Aug-2004	160	Dec-2013	32
Sep-2004	123	Jan-2014	0
Oct-2004	62	Feb-2014	17
Nov-2004	26	Mar-2014	61
Dec-2004	20	Apr-2014	97
Jan-2005	13	May-2014	139
Feb-2005	32	Jun-2014	150
Mar-2005	59	Jul-2014	175
Apr-2005	105	Aug-2014	159
May-2005	153	Sep-2014	115
Jun-2005	163	Oct-2014	73
Jul-2005	191	Nov-2014	27
Aug-2005	158	Dec-2014	8
Sep-2005	100	Jan-2015	11
Oct-2005	46	Feb-2015	22
Nov-2005	27	Mar-2015	59
Dec-2005	2	Apr-2015	100
Jan-2006	23	May-2015	137
Feb-2006	27	Jun-2015	153
Mar-2006	69	Jul-2015	181
Apr-2006	111	Aug-2015	156
May-2006	147	Sep-2015	107
Jun-2006	164	Oct-2015	65
Jul-2006	194	Nov-2015	30
Aug-2006	164	Dec-2015	24
Sep-2006	123	Jan-2016	0

ادامه جدول پ ۲۰- مقادیر تبخیر ماهانه با استفاده از روش DeBruin-Keijman

Month	Evaporation (mm/month)	Month	Evaporation (mm/month)
Oct-2006	63	Feb-2016	18
Nov-2006	39	Mar-2016	69
Dec-2006	9	Apr-2016	93
Jan-2007	11	May-2016	140
Feb-2007	22	Jun-2016	163
Mar-2007	70	Jul-2016	163
Apr-2007	102	Aug-2016	156
May-2007	135	Sep-2016	117
Jun-2007	159	Oct-2016	67
Jul-2007	196	Nov-2016	29
Aug-2007	162	Dec-2016	23
Sep-2007	116	Jan-2017	8
Oct-2007	69	Feb-2017	24
Nov-2007	27	Mar-2017	40
Dec-2007	15	Apr-2017	92
Jan-2008	27	May-2017	134
Feb-2008	22	Jun-2017	161
Mar-2008	59	Jul-2017	183
Apr-2008	120	Aug-2017	159
May-2008	161	Sep-2017	118
Jun-2008	172	Oct-2017	72
Jul-2008	185	Nov-2017	32
Aug-2008	175	Dec-2017	9
Sep-2008	117	Jan-2018	14
Oct-2008	64	Feb-2018	23
Nov-2008	28	Mar-2018	55
Dec-2008	12	Apr-2018	113
Jan-2009	9	May-2018	128
Feb-2009	24	Jun-2018	138
Mar-2009	73	Jul-2018	171
Apr-2009	111	Aug-2018	166



Sharif University of Technology
Remote Sensing Research Center

Estimation of Lake Urmia Evaporation using Satellite Imagery from 2000 to 2017

Technical Manager

Mohammad Abdoli

Author

Mohammad Abdoli
Alireza Arabzadeh
Fateme Zakeri
Mostafa Javadian

Document ID

RN-97-21

July 2019