

## برآورد میزان تبخیر از سطح دریای خزر و واکاوی زمانی- مکانی

اکبر زهرایی- دانشجوی دکتری آب و هواشناسی، گروه اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان  
جواد خوشحال دستجردی\* - دانشیار آب و هواشناسی، گروه اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان  
عبدالعظیم قانقرمه- استادیار آب و هواشناسی، گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه گلستان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۶/۱۱

### چکیده

امروزه در بین محققان به دلیل امکان تحلیل مکانی- زمانی، عدم صرف هزینه بالا برای برداشت داده، زمان‌بر نبودن و به‌خصوص استفاده از داده‌های شبکه‌ای در دسترس، روش‌های تجربی طرفداران زیادی پیدا کرده است. برای اطمینان از صحت برآورد میزان تبخیر دریاچه‌ها از روش‌های ابداع‌شده تجربی در هیدرولوژی، آن‌ها را با روش بیلان آبی، که روش اندازه‌گیری مستقیم به‌شمار می‌آید، صحت‌سنجی می‌کنند. در تحقیق حاضر برای برآورد تبخیر از سطح دریای خزر به منظور برنامه‌ریزی برای اثرهای نوسانات آب دریا در اکولوژی و تأثیر بر زندگی ساکنان کشورهای مجاور آن، هفت روش تجربی صحت‌سنجی شد که از میان آن‌ها روش مایر بیشترین و نزدیک‌ترین برآورد را به روش مبنا دارا بود. بر اساس روش مایر، میزان تبخیر از سطح این دریا ۱۰۱۰ میلی‌متر در سال برآورد شد. بالاترین میزان تبخیر به لحاظ مکانی از سطح دریای خزر در جنوب‌شرقی و خلیج قره‌بغاز و کمترین میزان آن در بخش غربی و شمالی این دریا انجام می‌گیرد. به لحاظ زمانی نیز بیشترین مقدار تبخیر خزر در تابستان و کمترین مقدار آن در زمستان انجام می‌گیرد. عواملی همچون عرض جغرافیایی و دریافت انرژی، جهت‌گیری ارتفاعات در جنوب و غرب خزر، جریان‌های آب سرد در بخش غربی، و وجود بیابان‌های بخش شرقی خزر در الگوی توزیع تبخیر خزر اثرگذار است.

کلیدواژگان: بیلان آبی، تبخیر، داده شبکه‌ای، دریای خزر.

### مقدمه

دریای خزر بزرگ‌ترین دریاچه جهان است که گسترش مداری آن در حدود ۱۲۰۰ کیلومتر و گسترش نصف‌النهاری آن حدود ۳۲۰ کیلومتر است. این دریاچه از عرض ۳۶ درجه و ۳۴ دقیقه شمالی تا عرض ۴۷ درجه و ۵ دقیقه شمالی و از طول جغرافیایی ۴۶ درجه و ۴۱ دقیقه شرقی تا طول ۵۴ درجه و ۵۷ دقیقه گسترده شده است (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶: ۱۷). حدود ۱۷/۴۵ میلیون نفر در سواحل این دریاچه مستقر شده‌اند (مؤسسه بین‌المللی مطالعات دریای خزر، ۲۰۱۶). دریای خزر بزرگ‌ترین پیکره بسته آبی در سطح زمین است و نبود هرگونه ارتباط به سایر اقیانوس‌ها آن را به زیست‌بومی بسیار ویژه تبدیل کرده است. این خصوصیات منحصر به فرد دریای خزر سبب آسیب‌پذیری شدید آن در برابر عوامل خارجی از جمله شرایط آب و هوایی یا تغییرات انسان‌ساخت می‌شود. این دریا به عنوان بزرگ‌ترین پیکره آبی بسته جهان بین کشورهای ایران، روسیه، ترکمنستان، قزاقستان، و آذربایجان قرار گرفته و، علاوه بر نقش حمل و نقل، تجارت، اکتشافات معدنی، شیلات، تبادلات و حرکات نظامی، و ... بین این کشورها، عامل ارتباط کشورهای آسیای جنوب‌غربی و میانه با کشورهای اروپایی است. حساسیت و شکنندگی اکوسیستم خزر در دهه‌های اخیر به علت استخراج نفت و گاز، ورود آلاینده‌ها از

کشورهای حاشیه به محیط دریا، احداث سد‌های بی‌رویه در بالادست رودخانه‌های تغذیه‌کننده، و ... رو به گسترش است. نوسانات سطح و حجم آب دریای خزر، به عنوان بزرگ‌ترین پیکره آبی محصور در خشکی جهان، به صور گوناگون در امور اقتصادی (دریانوردی، ماهی‌گیری، استخراج نفت و گاز، تأسیسات بندری، و ...)، سیاسی (تعیین مرزها، روابط کشورهای مجاور خزر با یکدیگر، و ...)، نظامی (احداث پایگاه‌های نیروی دریایی، و ...)، و محیطی (آب و هوا، پوشش گیاهی، حیات جانوری، و ...) کشورهای حاشی آن و از جمله میهن عزیزمان، ایران، تأثیر می‌گذارد. این نوسانات در اثر آب‌های ورودی به دریا (شامل بارش بر روی سطح آن و جریان‌های رودخانه‌ای) و خروجی آن (تبخیر، برداشت، و انتقال آب برای مصارف مختلفی که کشورهای حاشی آن نیاز دارند) به‌وجود می‌آیند. در حال حاضر، برداشت از آب این دریا توسط کشورهای حاشی آن انجام نمی‌گیرد؛ ولیکن در آینده طرح‌هایی برای آن در نظر گرفته شده است (مانند طرح انتقال آب دریای خزر به کویر مرکزی ایران). بنابراین، همه آب‌های خروجی از آن فعلاً به وسیله فرایند تبخیر انجام می‌گیرد. برآورد میزان دقیق یا قریب به یقین تبخیر از این دریا در بازه‌های زمانی مختلف کمک شایانی به شناخت چگونگی تغییرات سطحی و حجم این دریا در زمان حال و آینده کرده، باعث می‌شود تا کشورهای حاشیه آن خود را با این تغییرات هماهنگ کنند و برای کلیه اموری که از این تغییرات متأثر می‌شوند برنامه‌ریزی کنند.

مطالعه تبخیر و سازوکارهای ایجاد آن در سطح جهان قدمت زیادی دارد؛ ولی باید گفت که بیشتر مطالعات انجام‌یافته در زمینه تبخیر و تعرق در سطح خشکی‌ها انجام گرفته و درصد ناچیزی از مطالعات به تبخیرسنجی و پیش‌بینی آن از سطح دریاها اختصاص دارد. شاید یکی از دلایل این امر نبود داده کافی در پهنه‌های آبی برای محاسبه تبخیر بوده است. در کشور ما، به سبب نبود پایگاه داده‌ای بلندمدت پارامترهای هواشناسی و هیدرولوژی، درباره تبخیر خزر تا کنون مطالعه جدی انجام نگرفته است. پانین در سال ۱۹۷۲ در کشور روسیه یکی از تحقیق‌های کامل درباره تبخیر از دریای خزر را انجام داده است. این تحقیق را، در سال ۱۳۷۹ خورشیدی، علی شمسی در مرکز مطالعات و تحقیقات منابع آب دریای خزر به فارسی ترجمه کرده است (شمسی، ۱۳۷۹). وی به مطالعه تعیین پارامترهای فرایند تأثیر متقابل دریا- جو و نیز مطالعه مستقیم ویژگی مکانی- زمانی تغییرات این پارامترها پرداخت. همچنین، با استفاده از روش بالک فرمول، به محاسبه تبخیر بخش شمالی دریای خزر اقدام کرد. استوروک (۱۹۷۸) اندازه‌گیری تبخیر از سطح دریای سالتون کالیفرنیا را انجام داد. وی برای یک دوره ۵۳۹ روزه بین ۱۴ جولای ۱۹۶۷ و دوم ژانویه ۱۹۶۹ با استفاده از روش‌های تراز انرژی، انتقال جرم و تراز آبی داده‌های خود را تجزیه و تحلیل کرد و جمع میزان تبخیر محاسبه‌شده توسط هر سه روش را با اطمینان ۵ درصد به‌دست آورد. خو و سین (۱۹۹۸) در پژوهشی به تأثیر عناصر اقلیمی عمده در وقوع تبخیر ایستگاه جانجینس واقع در کشور سوئیس طی دوره آماری چهارساله (۱۹۹۰-۱۹۹۴) پرداختند. آن‌ها از روند پژوهش خود نتیجه گرفتند که عنصری مانند فشار بخار آب در مقیاس زمانی ساعتی و روزانه و عنصری مانند سرعت باد در مقیاس زمانی بزرگ‌تر از یک روز در مقدار تبخیر ایستگاه مورد مطالعه تأثیرگذار است. یکی دیگر از مطالعات انجام‌شده با موضوع تبخیر خزر مطالعه فیلیمونوا و تروبتسکوا (۲۰۰۵) است که در آکادمی مسائل آب روسیه انجام گرفته است. فیلیمونوا و تروبتسکوا با استفاده از داده‌های شبکه با تفکیک  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی به برآورد تبخیر خزر برای دوره ۱۹۴۸-۲۰۰۰ اقدام کردند. آن‌ها از روش بیلان آبی، به‌منزله روش مینا، برای آزمون صحت مدل‌های تجربی خود بهره گرفتند. سپس، با استفاده از چهار مدل تجربی ایوانف، گوپتاریو، ساموئیلینکوف، و فرمول SHI<sup>۱</sup> تبخیر را برآورد کردند و در نهایت مدلی که بیشترین شباهت را به خروجی روش بیلان آبی دارد مدل مناسبی معرفی کردند.

قین و هانگ (۱۹۹۸) تبخیر از سطح دریاچه چینگهای چین را به منظور اجرانمودن مدل حرارتی دریاچه برای شبیه‌سازی تعادل آب دریاچه و اثرپذیری آن از گرمایش جهانی در دهه‌های آتی برآورد کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که کنترل تعادل آبی دریاچه بیش از هر عامل دیگری متوجه تغییرات دما و بارش در حوضه آبی دریاچه است. نتایج خروجی مدل‌های گردش عمومی جو نیز حاکی از افزایش میانگین دمای دریاچه و افزایش تبخیر از سطح آن برای سال‌های آتی بود. آن‌ها مقدار تبخیر از سطح دریاچه را با استفاده از روش پن و مدل‌های ترمودینامیک حدود ۱۴۵۹ میلی‌متر در سال برآورد کردند.

داس ریز و دیاس (۱۹۹۸) مطالعه تبخیر یک دریاچه کوچک در ایالت میناس گرایس برزیل را برای مدت ۳۰ ماه طی دوره ۱۹۹۳-۱۹۹۵ با استفاده از روش تراز انرژی انجام دادند. دمای هوا و رطوبت، سرعت و جهت باد، دمای سطح آب و تابش خورشید از ورودی‌های مدل یادشده بوده است. آن‌ها مقدار تبخیر انجام‌گرفته از سطح دریاچه را ۶/۵-۱/۷ میلی‌متر در روز برآورد کردند. آن‌ها از پژوهش خود نتیجه گرفتند که در شرایط شار حرارت مثبت مدل به‌کارگرفته‌شده بسیار خوب عمل می‌کند.

والت کلمب و همکاران (۲۰۰۱) مقدار تبخیر انجام‌گرفته از دریاچه زیوی در کشور ایتالیایی را با استفاده از دو روش پنمن و تعادل انرژی طی دوره ۱۹۶۹-۱۹۹۰ برآورد کردند. آن‌ها با فرض ضریب باون به مقدار ۰/۱۵ همانند دریاچه ویکتوریا در روش پنمن مقدار تبخیر سالانه را ۱۸۷۰ میلی‌متر به‌دست آوردند. آن‌ها همچنین با استفاده از روش انرژی و داده‌های دما، رطوبت و تابش مقدار تبخیر را ۱۷۳۰ میلی‌متر در سال محاسبه کردند. آن‌ها با استفاده از روش بودجه کلر تلفات آب زیرزمینی را ۲۰۰ میلی‌متر در سال به‌دست آوردند و نتیجه گرفتند که بیش از ۹۰ درصد از خروجی چرخه هیدرولوژیکی دریاچه را تبخیر کنترل می‌کند.

پانین (۲۰۰۷) در پژوهشی به دلایل افت سهمتری آب خزر در دهه ۱۹۷۰ میلادی با تأکید بر تبخیر از سطح آن پرداخت. وی با استفاده از داده‌های دما، سرعت باد، و مقدار تبخیر به بررسی روند هر یک پرداخت. وی نتیجه گرفت که روند سرعت باد دریای خزر کاهش و روند دما و بارش روندی افزایشی به صورت معنی‌دار است.

دکلاکس و همکاران (۲۰۰۷) به برآورد تبخیر دریاچه تیناکاکا در بین پرو و بولیوی اقدام کردند. آن‌ها با استفاده از دو روش پان و بودجه انرژی مقدار تبخیر از سطح دریاچه را حدود ۱۳۰-۱۶۰ میلی‌متر در ماه برآورد کردند. آن‌ها در تحقیق خود ذکر کردند که تبخیر از سطح دریاچه حدود ۹۰ درصد خروجی چرخه هیدرولوژیکی آن را شکل داده است و تعادل آب دریاچه به‌شدت به جریان شار تبخیر ماهانه و سالانه آن بستگی دارد.

ایبرایو و همکاران (۲۰۱۰) در پژوهشی با استفاده از مدل‌های سه‌بعدی گردش عمومی به بررسی تغییرات فصلی و جریان‌های دریای خزر پرداختند. آن‌ها از تبخیر به عنوان مهم‌ترین خروجی چرخه آب دریای خزر نام بردند و در محاسبات خود از آن استفاده کردند. ملکی‌نژاد (۲۰۱۲) در پژوهشی عناصر اقلیمی تأثیرگذار بر مقدار تبخیر سواحل جنوبی ایران را مطالعه کرد. وی از یافته‌های پژوهش خود نتیجه گرفت که در هر یک از ماه‌های سال یکی از عناصر اقلیمی تأثیر بیشتری در مقدار تبخیر می‌گذارد. صباغ یزدی و همکاران (۱۳۸۹) به مدل‌سازی جریان‌های افقی بر روی بستر سه‌بعدی دریای خزر با لحاظ‌کردن توپوگرافی بستر در کنار تأثیرات ورودی از رودخانه‌ها، بارش، و تبخیر در مناطق مختلف خزر با استفاده از دو روش مدل‌سازی عددی و هندسی پرداختند. نتایج مدل‌سازی عددی آزمون‌های به‌کارگرفته‌شده نشان داد که میزان تبخیر نقش مهمی در کاهش تراز سطح آب در دریای خزر ایفا می‌کند. این محققان میزان تبخیر برآوردشده را ۹۸۸ میلی‌متر در سال برآورد کردند. ترابی و همکاران (۱۳۸۹) در پژوهشی مقدار تبخیر از خلیج

فارس را بر اساس مدل‌های همکنش دریا و جو برآورد کردند. نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد که در طی این دو سال شار تبخیر در ماه‌های گرم سال بیشتر از ماه‌های سرد سال است. اقتصادی و زاهدی (۱۳۹۰) عوامل تأثیرگذار بر نوسانات تراز آب خزر جنوبی را بررسی کردند. نتایج پژوهش آن‌ها حاکی از آن بود که افزایش بارش و کاهش تبخیر در دوره مورد مطالعه می‌تواند یکی از دلایل افزایش تراز آب دریای خزر باشد. تبخیر از سطح آب می‌تواند به وسیله چندین روش، که بر پایه مؤلفه‌های متفاوت بنا شده است، برآورد شود (چاو، ۱۹۶۴؛ وینتر، ۱۹۸۱).

## داده‌ها و روش‌شناسی

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش از سه مرکز تولید داده به‌ترتیب زیر جمع آوری شد:

۱. آکادمی علوم آب روسیه که داده‌های آن شامل دبی ورودی جریان‌های سطحی به دریا، ارزیابی سطح، و حجم خزر بر اساس عمق‌های مختلف آن، بارش روزانه، و دبی خروجی آب از دریا به خلیج قره‌بغاز است. این داده‌ها در واحد زمانی ماهانه طی دوره آماری ۱۹۲۵-۱۹۹۸ بوده‌اند.

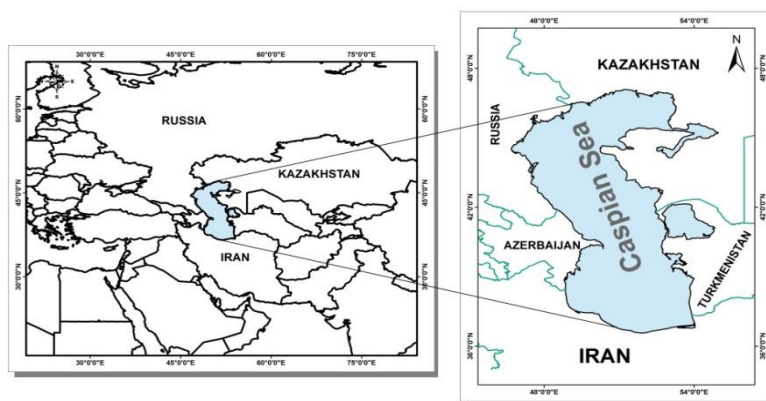
۲. داده‌های کمینه دمای هوا، بیشینه دمای هوا، بارش، نم ویژه، و سرعت باد در بازه زمانی روزانه و به صورت شبکه‌ای در نرده‌های ۰/۲۵×۰/۲۵ درجه قوسی در طی دوره آماری ۱۹۸۲-۲۰۱۰ توسط گروه هیدرولوژی دانشگاه پرینستون اندازه‌گیری شده است (دانشگاه پرینستون، ۲۰۱۶).

۳. داده‌های دمای سطح آب دریا در واحد زمانی روزانه و به صورت شبکه‌ای در نرده‌های ۰/۲۵×۰/۲۵ درجه قوسی در طی دوره آماری ۱۹۸۲-۲۰۱۰ از پایگاه<sup>۱</sup> NCEP/NCAR وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس‌شناسی ایالات متحده اخذ شده است.

با توجه به اینکه داده‌های اخذ شده دارای بازه زمانی یکسانی نبود، یک دوره مشترک آماری طی سال‌های ۱۹۹۲-۱۹۹۸ انتخاب و ارتباط آن‌ها با یکدیگر بررسی شد. سپس، میزان تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای دوره آماری مشترک توسط روش‌های بیلان آبی (علیزاده، ۲۰۰۶)، هفتر (مارسیانو و هربک، ۱۹۵۴)، شاهتین (علیزاده، ۲۰۰۶)، مایر (مایر، ۱۹۴۲)، دفتر عمران امریکا (علیزاده، ۲۰۰۶)، مارسیانو (مارسیانو و هربک، ۱۹۵۴)، و ایوانف (فیلیمونو و ترویتسکوا، ۲۰۰۵) برآورد شد (جدول ۱). گفتنی است چون در روش بیلان آبی آب خروجی به خلیج قره‌بغاز جزو برون‌داده‌های معادله بیلان آبی است، برای آنکه مقایسه میزان تبخیر به روش‌های منتخب به صحت نزدیک‌تر باشد، در همه این روش‌ها خلیج قره‌بغاز از سطح دریای خزر کاسته شده است. سپس، با فرض اینکه روش بیلان آبی دقیق‌ترین روش برآورد تبخیر است، سایر روش‌ها با آن مقایسه شد و روشی که کمترین اختلاف برآورد را با این روش داشت بهینه انتخاب شد. سپس، با روش منتخب به برآورد میزان تبخیر طی دوره ۱۹۸۲-۲۰۱۰ اقدام شد. گفتنی است برای مقایسه مدل‌های به‌کارگرفته شده با روش بیلان آبی دوره آماری ۱۹۸۲-۱۹۹۸ و برای برآورد تبخیر انجام گرفته از دریای خزر دوره آماری ۱۹۸۲-۲۰۱۰ به منظور برای همگام‌بودن دوره زمانی به‌کار گرفته شده است. بر اساس اصول اولیه علم هیدرولوژی، بیلان آبی در هر مخزن بسته‌ای جمع جبری جریان‌های ورودی و خروجی به آن است. بنابراین، این روش برای بیلان آب دریاچه‌ها، که یک مخزن بسته به‌شمار می‌آید، بررسی می‌شود. بنابراین، این روش به عنوان بهترین و نزدیک‌ترین میزان برآورد بیلان به عنوان یک اصل موضوعه قرار گرفت؛ این امر توسط فیلیمونو و ترویتسکوا (۲۰۰۵) نیز برای بررسی بیلان آبی خزر مورد استفاده گرفته است.

جدول ۱. خلاصه روابط و پارامترهای روش‌های منتخب برای برآورد تبخیر دریای خزر

روش به کار گرفته شده	معادله	در روش‌های منتخب =E تبخیر، P= بارندگی، I= مقدار آب ورودی به مخزن، O= مقدار آب خروجی از مخزن، ΔS= تغییرات حجم آب در دریاچه، e <sub>s</sub> و e <sub>a</sub> به ترتیب فشار بخار اشباع و فشار بخار واقعی بر حسب میلی‌متر جیوه، U سرعت باد در ارتفاع دومتری، C ضریب عمق، t دمای متوسط هوا بر حسب درجه سلسیوس، e <sub>s</sub> و e <sub>0</sub> به ترتیب فشار بخار آب در سطح آب و فشار بخار آب در بالای سطح آب، U <sub>z</sub> سرعت باد در ارتفاع مشخص، و n تعداد روزهای تحت ارزیابی برای محاسبه تبخیر است.
۱ بیلان آب	$E=P + (I-O)-\Delta S$	
۲ روش مایر	$E=(1+\frac{U}{16}).C.(e_s - e_a)$	
۳ مارسیانو	$E=0.03 U (e_s - e_a)$	
۴ شاهتین	$E=(0.116+0.017 U) (e_s - e_a)$	
۵ هفتر	$E=0.028 U (e_s - e_a)$	
۶ USBR <sup>۱</sup>	$E=0.833(4.57 t + 43.3)$	
۷ ایوانف	$E = 0.14 \cdot n \cdot (e_0 - e_z) (1 + 0.724 \cdot U_z)$	



شکل ۱. موقعیت دریای خزر در آسیای میانه

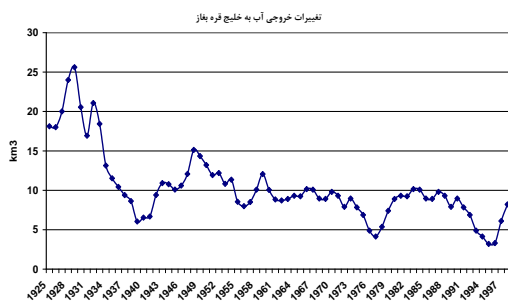
## نتایج و بحث

### برآورد تبخیر به روش بیلان آبی

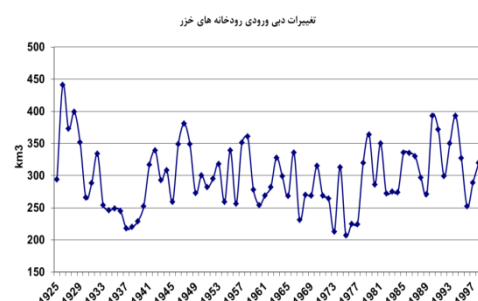
برای محاسبه تبخیر خزر به روش بیلان آبی، مؤلفه‌های ورودی مدل از قبیل دبی آب رودخانه‌ها، دبی خروج به خلیج قره‌باز، بارش بر روی دریا از بانک CCWLF برای دوره ۱۹۲۵-۱۹۹۸ اخذ شد. در بانک اطلاعات هیدرولوژیکی دریای خزر، برای ثبت دبی ورودی رودخانه‌های منتهی به دریای خزر، آمار هفت رودخانه اصلی، که بالای ۹۷ درصد از تغییرات دبی آب خزر را تبیین می‌کند، درج شده است که عبارت‌اند از: ولگا، اورال، ترک، ارس، سفیدرود، هراز، و اترک که حدوداً میانگین ورودی آن‌ها به دریای خزر ۳۵۰ کیلومتر مکعب است. بر اساس آمار موجود در این بانک، رودخانه ولگا به تنهایی بیش از ۸۰ درصد تغییرات ورودی به خزر را تبیین می‌کند و رودخانه‌های منتهی از سواحل ایران حدود ۵ درصد از این تغییرات را تبیین می‌کند. متوسط آبدهی رودخانه‌ها به این دریا برابر ۲۹۸/۷ کیلومتر مکعب در سال است (شکل ۲). بین جریان آب دریا به خلیج و تراز آب دریا رابطه‌ای برقرار است. در صورت عدم تغییر پارامترهای هیدرولوژیکی خلیج قره‌باز، هرچه تراز آب دریا بالاتر باشد آب بیشتری از دریا به خلیج وارد می‌شود. بنابراین، خلیج قره‌باز یک تنظیم‌کننده طبیعی برای دریای خزر است که می‌تواند شدت نوسانات تراز آب را کاهش دهد. ارتباط این خلیج با دریا در سال ۱۹۸۰ به علت بسته‌شدن دهانه قره‌باز قطع شد. در سال ۱۹۹۲، دوباره این دهانه باز شد. در این زمان اختلاف تراز دریا با خلیج در حدود ۷ متر بوده است که با

1. United States Bureau of Reclamation

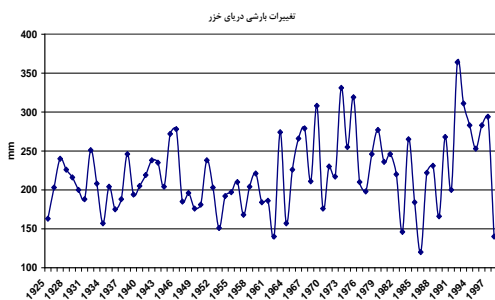
بازشدن میزان جریان به خلیج شدیداً افزایش پیدا کرد؛ طبق داده‌های آب و هواشناسی ترکمنستان این مقدار به ۵۲ کیلومتر مکعب در سال بالغ شد و بعد از تعادل این میزان خروجی به خلیج به ۱۷-۲۰ کیلومتر مکعب کاهش یافت. میانگین آب خروجی به خلیج قره‌بغاز از دریای خزر حدود ۱۰ کیلومتر مکعب در طول سال است. طی آمار ۷۴ساله موجود در بانک هیدرولوژی، روند خروج آب دریا به داخل خلیج در طی زمان کاهش چشم‌گیری داشته است؛ به طوری که از میزان بالای ۲۵ کیلومتر مکعب در دهه ۱۹۲۰ به کمتر از ۱۰ متر مکعب در سال‌های اخیر کاهش داشته است (شکل ۳). طبق آمار موجود در بانک داده‌های هیدرولوژی، میانگین بارش ۷۴ساله خزر ۱۹۲۵-۱۹۹۸ حدود ۲۲۱ میلی‌متر در سال به دست آمده است. روند بارش در شکل ۵ نشان می‌دهد که میانگین بارش در دو دهه اخیر حالت و روند افزایشی داشته است. توزیع بارش در خزر جنوبی نشان می‌دهد که از غرب به شرق در خط ساحلی از مقدار بارش‌ها کاسته می‌شود. مقدار ریزش باران سالانه از غرب به شرق و از خط ساحلی به سمت جنوب تا پای دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز کاهش و از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه یادشده به سمت جنوب با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد. به لحاظ فصلی، به جز در گوشه جنوب شرقی (گرگان)، پرباران‌ترین فصل فصل پاییز و کم‌باران‌ترین فصل فصل بهار است. در گوشه جنوب شرقی، پرباران‌ترین فصل فصل زمستان و کم‌باران‌ترین فصل فصل تابستان است. در همه عرض‌های جغرافیایی، مقدار باران سالانه بر روی سواحل غربی بیش از سواحل شرقی است. مقدار ریزش باران فصل پاییز و درصد آن نسبت به میانگین سالانه در همه کرانه‌های غربی (به جز ایستگاه استراخان) نسبت به فصول دیگر بیشتر است. تغییرات حجم دریای خزر نسبت به عمق آن به طور پلکانی در شکل ۵ آمده است. برای محاسبات مربوط به بیلان آب دریای خزر بررسی و اعمال تغییرات حجم این دریا نسبت به سری زمانی و عمق‌های مختلف در رابطه با بیلان آبی ضروری می‌نماید. طبق معادله بیلان آبی، با استفاده از ورودی‌های توضیح داده‌شده، مقدار متوسط تبخیر ۷۴ساله برای دریای خزر ۱۰۰۶ میلی‌متر به دست آمد (شکل ۶).



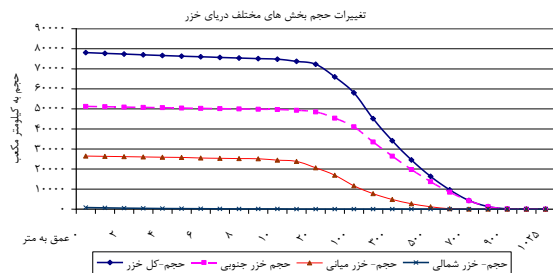
شکل ۳. تغییرات آب خروجی به خلیج قره‌بغاز



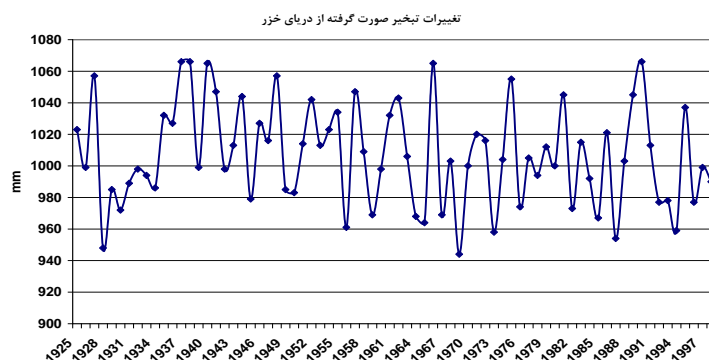
شکل ۲. تغییرات دبی ورودی رودخانه‌های منتهی به دریای خزر



شکل ۵. تغییرات حجم آب دریای خزر



شکل ۴. تغییرات بارشی دریای خزر طی دوره ۱۹۲۵-۱۹۹۸

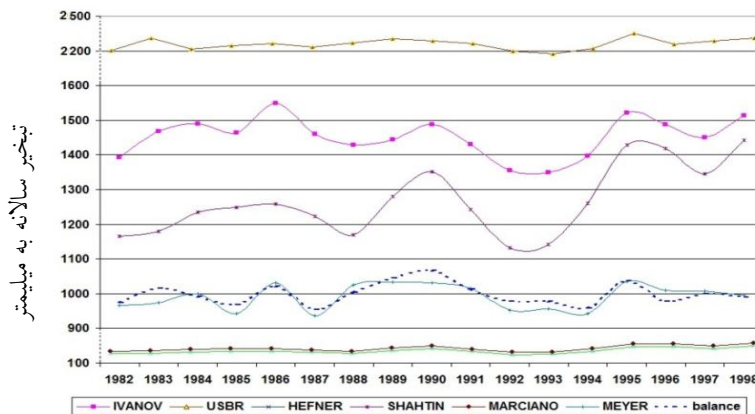


شکل ۶. تغییرات تبخیر دریای خزر طی دوره ۱۹۲۵-۱۹۹۸

### برآورد تبخیر به وسیله روش‌های منتخب

علت تفاوت برآورد تبخیر به روش‌های مختلف به تعداد عناصر تأثیرگذار در میزان تبخیر برمی‌گردد که این روش‌ها آن‌ها را برای برآورد در روابط خود وارد کرده‌اند. همان‌طور که در این یافته بیان شده است، نزدیک‌ترین میزان تبخیر برآوردی به بیلان آبی روش مایر است که مقدار آن فقط سه میلی‌متر بیشتر است. بالاترین اختلاف نیز بین روش بیلان آبی و روش USBR است که میزان برآورد تبخیر را به بیش از دو و نیم برابر بیلان آبی می‌رساند. علت اختلاف فاحش بین این دو روش را می‌توان این‌گونه بیان کرد که چون در روش USBR تنها مؤلفه ورودی برای برآورد تبخیر دمای هوا بوده و این روش فقط با استفاده از دمای هوا تبخیر را برآورد می‌کند، با توجه به گستردگی سطح، تنوع عمق، گسترش‌مداری، و جریان‌های مختلف دریایی، این‌گونه استنباط می‌شود که فقط با استفاده از یک مؤلفه نمی‌توان این پیچیدگی‌ها را درک و میزان تبخیر از دریا را محاسبه کرد. در شکل ۷ عناصر ورودی در روش‌های منتخب ترسیم شده است؛ به‌طوری‌که در این شکل دیده می‌شود، علت اینکه بیشترین برآورد تبخیر از روش USBR به‌دست آمده این است که، همان‌گونه که گفته شد، این روش فقط بر مبنای دمای هوا بنا شده است و هیچ توجهی به میزان رطوبت هوا و تمرکز آن در بالای سطح آب ننموده است؛ زیرا هر چه میزان رطوبت هوا در سطح آب افزایش یابد سرعت تبخیر کاهش خواهد یافت و در نتیجه از میزان تبخیر در واحد زمان کاسته خواهد شد. علت اینکه دو روش ماریانو و هفتر پایین‌ترین میزان تبخیر را برآورد کرده‌اند نیز این است که اولاً این دو روش از نظر ضرایب بسیار به هم نزدیک بوده و مهم‌تر از آن اینکه هر دو روش از یک نوع عنصر یعنی باد و فشار بخار اشباع استفاده کرده‌اند. در روش‌های مایر، شاهتین، و ایوانف، اگرچه پارامترهای یکسانی در روابط آن‌ها به‌کار برده شده است، در روش مایر عوامل دیگری نیز افزوده شده است و آن عبارت است از: ۱. تأثیر عمق آب بر میزان تبخیر که یک عامل مهم است؛ ۲. اثر سرعت باد در سطحی متفاوت‌تر از دو روش دیگر.

در پژوهش ما، فرض بر این است که روش بیلان آبی دقیق‌ترین روش برآورد تبخیر از دریای خزر است. در شکل ۸ برآورد سالانه تبخیر به روش‌های مختلف منتخب ترسیم شده است؛ به‌طوری‌که در این شکل دیده می‌شود، از سال ۱۹۸۲ تا ۱۹۹۸ مقادیر بیلان آبی و روش مایر در مقایسه با سایر روش‌ها نزدیک‌ترین فاصله را دارند. به‌طوری‌که در این نمودار دیده می‌شود، منحنی‌های روش بیلان آبی و روش مایر تقریباً منطبق بر یکدیگرند. علاوه بر آن، در جدول ۲ نتایج آزمون همبستگی بین روش‌های منتخب و روش بیلان آبی در قالب آزمون پیرسون (با توجه به تبعیت داده‌ها از توزیع نرمال) درج شده است. به‌طوری‌که در این جدول دیده می‌شود، روش مایر با بیلان آبی بالاترین میزان همبستگی را داراست ( $r=0.83$ ) و تنها روشی است که ارتباط آن با روش یادشده معنی‌دار است ( $p \text{ value}=0.001$ ).



شکل ۷. مقایسه مدل‌های منتخب و مدل بیلان آبی در برآورد تبخیر سالانه دریای خزر طی دوره آماری ۱۹۸۲-۱۹۹۸

جدول ۲. مقدار همبستگی روش‌های منتخب با روش بیلان آبی بر اساس روش پیرسون

روش	مایر	مارسیانو	شاهتین	هفتر	دفتر فنی عمران امریکا	ایوانف
پیرسون	۰/۸۳	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۶۶	۰/۴۴

### واکاوی زمانی- مکانی تبخیر دریای خزر

میانگین سالانه تبخیر در خزر شمالی برابر ۸۷۸ و در خزر میانی برابر ۱۰۱۹ و در خزر جنوبی برابر ۱۱۳۴ میلی‌متر است که حداقل آن‌ها به ترتیب ۶۷۵، ۶۸۳ و ۶۶۷ و حداکثرشان ۱۲۱۹، ۱۴۹۹ و ۱۷۶۶ میلی‌متر است. شکل ۱۲ چگونگی توزیع میزان تبخیر سالانه را به روش مایر در نقاط مختلف به نمایش می‌گذارد. به طوری که در این نقشه رؤیت می‌شود، کمترین میزان تبخیر از دریا در سرتاسر آن از شمال به جنوب در نیمه غربی دریا انجام می‌شود و هر چه از غرب به شرق برویم بر میزان آن افزوده می‌شود و بالاترین میزان آن نیز در جنوب شرقی به وقوع می‌پیوندد. دلایل تبخیر کمتر خزر غربی را می‌توان اولاً در استقرار رشته کوه‌های البرز غربی، آرات، و قفقاز تا انتهای خزر میانی و ابتدای خزر شمالی دانست. این ارتفاعات در زمستان پوشیده از برف و در تابستان دارای پوشش گیاهی متراکم است. در فصل زمستان و دوره سرد سال ریزش هوای سرد کوهستان به سمت دریا و در دوره گرم سال بازتاب ناشی از پوشش گیاهی و کاهش دما باعث کاهش تبخیر از بخش غربی دریای خزر می‌شود. دومین دلیل به گذر جریان‌های آب سرد از سمت غربی خزر شمالی به سمت غربی خزر جنوبی است. دلیل سوم ریشه در مسائل همدیدی دارد. پُرفشارهایی که از سمت اروپای شرقی به دریای خزر نزدیک می‌شوند با جریان ساعت‌گرد خود باعث ریزش هوای سرد و مرطوب به خزر غربی می‌شود و با ریزش‌های بیشتر نسبت به خزر شرقی کاهش تبخیر را در پی دارد (جدول ۳، شکل ۱۴). برعکس این قضیه، پُرفشارهایی است که از سمت شرق خزر فعال می‌شوند و هوای گرم و خشک مناطق جنوبی را به خزر شرقی می‌آورند و باعث افزایش تبخیر در این بخش از دریا می‌شوند. یکی از دلایل افزایش تبخیر در خزر جنوب شرقی، علاوه بر آنچه گفته شد، در گستردگی سواحل جنوب شرقی خزر و در حواشی خلیج گرگان است. گستردگی سواحل در خلیج گرگان، نزدیکی به مناطق خشک و دشتی، و دوری از ارتفاعات باعث بالارفتن ظرفیت رطوبتی هوا و افزایش تبخیر در این بخش از خزر می‌شود.

در یافته شماره ۵ پژوهش به میزان تبخیر رخ داده در بازه فصلی اشاره شده است. در فصل زمستان، هسته‌های بیشینه و کمینه کاملاً حالت جنوب غربی شمال شرقی پیدا می‌کنند. میزان کمینه این فصل با حدود ۲۶ میلی‌متر در طی سه ماه در گوشه شمالی و شمال شرقی و بیشینه آن به حدود ۱۴۳ میلی‌متر در خلیج گرگان می‌رسد. در ماه ژانویه و اوایل زمستان



متوسط تبخیر خزر شمالی حدود یک‌سوم خزر جنوبی و نصف خزر میانی است (جدول ۳، شکل ۱۱). در اواخر زمستان و ماه مارس مقدار تبخیر خزر شمالی به نصف خزر جنوبی می‌رسد و اختلاف آن با خزر میانی کمتر می‌شود. به‌طور کلی، در فصل زمستان متوسط تبخیر در خزر شمالی کمتر از نصف متوسط تبخیر کل دریاست. متوسط تبخیر زمستانه خزر جنوبی (۹۲ میلی‌متر) به دو برابر خزر شمالی (۴۱ میلی‌متر) در این فصل می‌رسد. دلایل کمینه تبخیر خزر شمالی در فصل زمستان را می‌توان در عواملی جست، همچون عمق کم دریا در این بخش (شکل ۱۳) و یخ‌زدگی دریا، فعالیت سامانه‌های پرفشار قوی همچون سیبری و اروپای شمالی. فعالیت سامانه‌های پرفشار قوی در اواخر پاییز و اوایل زمستان باعث برودت شدید سطح آب می‌شود و به واسطه عمق کم آب در شمال خزر به یخ‌زدگی سطح دریا منجر می‌شود. در جنوب‌شرقی دریای خزر، به‌خصوص در خلیج گرگان، به واسطه عمق زیاد دریا و هدایت حرارتی آب در فصل زمستان بیشترین میزان تبخیر رخ می‌دهد (جدول ۳، شکل ۱۱).

در بهار بیشینه تبخیر خزر در نیمه شرقی و کمینه آن در نیمه غربی دیده می‌شود. کمینه تبخیر در این فصل حدود ۲۲۰ میلی‌متر و بیشینه آن به حدود ۵۹۲ میلی‌متر می‌رسد. متوسط تبخیر کل دریا در فصل بهار ۳۴۱ میلی‌متر است. کمینه تبخیر هر سه بخش خزر در فصل بهار حدود ۲۳۰ میلی‌متر است. به‌طور کلی، می‌توان بیان کرد که در این فصل بیشینه تبخیر در لبه شرقی و کمینه آن در حاشیه غربی قرار می‌گیرد و هر چه از سمت غرب به شرق پیش برویم بر مقدار تبخیر افزوده می‌شود. هسته‌های بیشینه تبخیر در فصل بهار در خلیج گرگان و خلیج قره‌باز دیده می‌شود. در اوایل بهار اختلاف تبخیر خزر شمالی با خزر میانی و جنوبی کمتر می‌شود. در اواسط بهار و در ماه می متوسط تبخیر خزر شمالی بیشتر از خزر میانی و جنوبی می‌شود. در اواسط ماه ژوئن متوسط تبخیر خزر شمالی بیشتر از دو بخش دیگر خزر می‌شود و فاصله به بیشترین مقدار خود می‌رسد. در فصل بهار، با توجه به اینکه فصل گذار است، الگوهای مکانی تأثیرگذار در مقدار تبخیر همانند ارتفاعات و جریان‌های آب سرد نسبت به فصل زمستان کم‌رنگ‌تر می‌شود و در نتیجه یک‌دستی در توزیع مقدار تبخیر شرق و غرب خزر بیشتر می‌شود و این امر در تابستان به حداکثر خود می‌رسد. متوسط تبخیر دریای خزر در تابستان ۴۹۸ میلی‌متر است. کمینه تبخیر این فصل ۳۲۹ میلی‌متر و بیشینه آن به مقدار ۸۰۰ میلی‌متر در خزر جنوبی مشاهده می‌شود. در بین همه فصول فقط در فصل تابستان هسته‌های بیشینه و کمینه هر دو در یک بخش از خزر قرار می‌گیرند. در فصل تابستان، همانند فصل بهار، هسته‌های بیشینه و کمینه حالت شرقی - غربی دارد. در اوایل و اواسط تابستان، در ماه جولای و آگوست، بیشترین متوسط تبخیر مربوط به خزر میانی و سپس خزر شمالی است. در اواخر تابستان متوسط تبخیر خزر شمالی کمتر از خزر میانی و جنوبی می‌شود و در ماه‌های پاییز نیز همانند ماه‌های زمستان بیشترین متوسط تبخیر در خزر جنوبی و کمترین آن در خزر شمالی مشاهده می‌شود (جدول ۳، شکل ۱۱). الگوی مکانی تبخیر در فصول تابستان و بهار همانند الگوی تبخیر سالانه است و تنها تفاوت در مقدار تبخیر آن‌هاست. تفاوت تبخیر فصول بهار و تابستان در این است که اختلاف تبخیر شرق و غرب در تابستان کمتر از فصل بهار است. به عبارت دیگر، اختلاف شرق و غرب خزر در فصل تابستان کمتر از بهار است. در فصل تابستان، با توجه به افزایش دما در حوضه آبریز خزر، با ذوب پوشش برف و یخ ارتفاعات از مقدار بازتاب انرژی کاسته می‌شود. از طرف دیگر، جریان‌های غربی در این فصل بیشترین تأثیر خود را بر روی بخش غربی می‌گذارند و اثرهای آن‌ها در بخش شرقی خزر کمتر است. با افزایش ورود اغتشاشات غربی به بخش غربی دریای خزر، مقدار بارش افزایش می‌یابد؛ این خود یکی از دلایل کم‌تر بودن مقدار تبخیر آن در مقایسه با بخش شرقی است که خشک‌تر است (جدول ۳، شکل ۱۴). از جمله دلایل دیگر کم‌شدن اختلاف شرق و غرب خزر در فصل تابستان می‌توان به کاهش اختلاف دمای جریان‌های آب سرد در

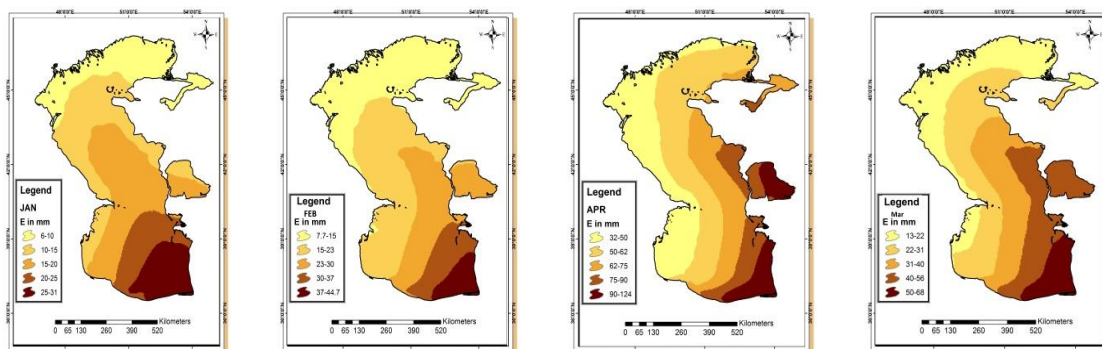
بخش غربی خزر نسبت به فصل زمستان اشاره کرد؛ زیرا در فصل زمستان این جریان‌ها از رودخانه‌های اغلب یخ‌زده و منجمد وارد خزر می‌شوند و اختلاف دمای آن با آب دریا به بیشترین مقدار خود می‌رسد. ولی در فصل تابستان، با توجه به جریان انرژی در عمق آب و همچنین هدایت گرمایی از طرفی و ذوب‌شدن یخ‌های سطحی رودخانه‌ها از طرف دیگر، این اختلاف دما به حداقل می‌رسد. در فصل پاییز متوسط تبخیر در کل دریا به ۱۰۵ میلی‌متر می‌رسد. کمینه تبخیر دریای خزر در بخش شمالی به ۴۷ میلی‌متر و بیشینه تبخیر آن در گوشه جنوب‌شرقی به ۲۳۱ میلی‌متر در خلیج گرگان می‌رسد. متوسط تبخیر خزر شمالی در پاییز ۶۸ میلی‌متر، خزر میانی ۹۹ میلی‌متر، و در خزر جنوبی به ۱۴۶ میلی‌متر می‌رسد. میزان تبخیر خزر در فصل پاییز به‌گونه‌ای است که هر چه از شمال‌غرب به سمت جنوب‌شرق برویم به میزان تبخیر از دریا افزوده می‌شود. در این فصل بیشترین مساحت خزر میانی را تبخیر با دامنه ۸۰ تا ۱۲۰ میلی‌متر دربر می‌گیرد. در فصل پاییز، با توجه به گسترش فعالیت پرفشار سیبری در بخش شمالی خزر، هسته کمینه به سمت حاشیه شمالی دریا جابه‌جا می‌شود و متوسط میزان تبخیر در حاشیه جنوبی خزر در سواحل ایران به حدود ۲۳۱ میلی‌متر می‌رسد (جدول ۳، شکل ۱۱). در اواخر تابستان و با شروع فصل پاییز، با توجه به دو عامل گسترش پرفشار سیبری به سمت غرب و کوتاه‌شدن طول روز در شمال دریای خزر، از سمت شمال‌شرق شروع به یخبندان می‌کند. در این فصل جریان هوای سرد قطبی نخست بر روی شمال‌شرق خزر می‌ریزد و میزان تبخیر را به طور چشم‌گیری در این بخش از دریا کاهش می‌دهد. در ضمن، در این فصل، تشکیل هسته پرفشار سیبری در شمال‌شرق باعث می‌شود که خزر به تدریج از شمال سرد شود و در اواخر پاییز، با توجه به عمق کم دریا در بخش شمالی، به منجمدشدن دریا و کاهش تبخیر منجر شود. الگوی تبخیر زمستان و پاییز نیز مشابه هم است و تنها تفاوت در مقدار تبخیر است. در ژانویه متوسط تبخیر بلندمدت کل دریا ۱۵ میلی‌متر است. بیشترین تبخیر انجام‌گرفته از سطح دریای خزر در گوشه جنوب‌شرقی به میزان ۳۱ میلی‌متر و کمترین مقدار آن در گوشه شمال‌غربی به میزان ۶ میلی‌متر در ماه است (جدول ۳، شکل ۸). در مناطق مرکزی دریای خزر مقدار تبخیر بین ۱۰-۲۰ میلی‌متر است. در ژانویه مقدار تبخیر شمال‌شرق با جنوب‌شرق بیشترین اختلاف را دارد؛ درحالی‌که این اختلاف در شمال‌غرب و جنوب‌غرب کمتر است. میانگین تبخیر دریای خزر در ماه فوریه ۲۰ میلی‌متر است. محدوده بیشینه تبخیر در بخش جنوب‌شرقی نسبت به ماه ژانویه کوچک‌تر می‌شود؛ ولی مقدار تبخیر بیشینه آن به حدود ۴۴ میلی‌متر می‌رسد. در این ماه مقدار تبخیر از جنوب‌شرق به سمت شمال‌غربی دریای خزر کاهش می‌یابد. در ماه مارس، که اواخر فصل زمستان است، مقدار میانگین تبخیر کل دریا ۳۱ میلی‌متر است؛ به‌طوری‌که بیشینه تبخیر در بخش جنوب‌شرقی به ۶۸ میلی‌متر و کمینه آن در بخش غربی به ۱۳ میلی‌متر می‌رسد. در اواخر زمستان هسته‌های بیشینه و کمینه تبخیر از سطح دریای خزر حالت شرقی- غربی پیدا می‌کنند؛ به‌گونه‌ای که هر چه از سمت شرق به سمت غرب خزر پیش برویم از میزان تبخیر کاسته می‌شود. در آوریل و اوایل بهار متوسط تبخیر دریا به دو برابر ماه مارس یعنی ۶۱ میلی‌متر می‌رسد. هسته‌های بیشینه و کمینه تبخیر کاملاً حالت شرقی- غربی پیدا کرده است. در این ماه، بیشینه تبخیر به ۱۲۴ میلی‌متر و کمینه آن به ۳۲ میلی‌متر می‌رسد (جدول ۳، شکل ۸). در ماه می، هسته‌های بیشینه تبخیر به سمت بخش شمال‌شرقی گسترش پیدا کرده و بیشینه تبخیر به ۱۹۳ میلی‌متر و کمینه آن به ۷۰ میلی‌متر در ماه می‌رسد. متوسط تبخیر خزر در ماه می به حدود دو برابر ماه قبل یعنی آوریل (۱۱۲ میلی‌متر) می‌رسد. در ماه ژوئن میزان تبخیر انجام‌گرفته از دریای خزر ۱۶۸ میلی‌متر است و در بخش شرقی بیشتر از نیمه غربی است و هسته کمینه تبخیر به بخش جنوب‌غربی خزر منتقل می‌شود. در این ماه بیشینه تبخیر در لبه شرقی به ۲۷۵ میلی‌متر و کمینه آن در جنوب‌غربی به ۱۱۸ میلی‌متر تغییر می‌یابد (جدول ۳، شکل ۹). در ماه جولای سه هسته بیشینه تبخیر در سطح دریای خزر دیده می‌شود:

یکی، در گوشه جنوب غربی؛ یکی، در بخش شرقی؛ و دیگری، در گوشه شمال غربی با بیشینه ۲۹۸ میلی متر. کمینه تبخیر در جنوب غربی خزر با مقدار ۱۳۱ میلی متر دیده می شود. در اوایل تابستان بخش اعظم تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر بین ۱۳۰-۲۲۰ میلی متر است. مقدار متوسط تبخیر خزر در ماه جولای ۲۰۰ میلی متر است. در ماه آگوست توزیع میزان تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر همانند ماه قبل یعنی ماه جولای است؛ با این تفاوت که هسته های بیشینه تبخیر از سه هسته به دو هسته و مقدار تبخیر بیشینه از ۲۹۸ به ۲۹۱ میلی متر و کمینه تبخیر از ۱۳۱ به ۱۲۶ میلی متر کاهش می یابد. مقدار متوسط تبخیر خزر در ماه آگوست به کمتر از ماه قبل خود یعنی جولای به ۱۸۳ میلی متر رسیده است. در ماه سپتامبر، تبخیر دریای خزر در دریای خزر به ۱۱۵ میلی متر می رسد. در این ماه هسته بیشینه تبخیر فقط در گوشه جنوب شرقی به وسعت کمی به مقدار ۲۱۱ میلی متر و کمینه آن در نیمه غربی به میزان ۷۲ میلی متر قابل مشاهده است. در اواسط بهار تا اواسط تابستان اختلاف بخش های شرقی مانند خلیج گرگان و خلیج قره باغز به کمترین مقدار خود می رسد. در اوایل پاییز و ماه اکتبر بیشینه تبخیر با ۱۲۱ میلی متر در خلیج گرگان واقع در جنوب شرق و کمینه آن با ۳۰ میلی متر در بخش های شمالی قرار دارد. در این ماه متوسط مقدار تبخیر خزر به ۵۸ میلی متر می رسد. در ماه نوامبر مقدار تبخیر دریای خزر ۲۹ میلی متر است. بیشینه تبخیر در گوشه جنوب شرقی به ۷۲ میلی متر و کمینه آن در بخش شمالی به ۱۱ میلی متر می رسد و بخش اعظم دریا بین ۱۰ تا ۳۵ میلی متر تبخیر دارد. در ماه پایانی سال یعنی دسامبر هسته های بیشینه و کمینه تبخیر از حالت شرقی - غربی به حالت جنوب شرقی - شمال غربی تغییر می یابد. در این ماه بیشینه تبخیر به ۳۸ میلی متر و کمینه آن به ۶ میلی متر می رسد. در این ماه متوسط مقدار تبخیر خزر ۱۸ میلی متر است (جدول ۳، شکل ۱۰). خلیج قره باغز در بخش شرقی خزر قرار دارد؛ عمق کم، مساحت کمتر نسبت به گستره دریا، سیطره بادهای خشک به واسطه قرارگیری خلیج در منطقه نیمه خشک آسیای مرکزی، مجاورت با بیابان ها و افزایش دمای محسوس سطح آب نسبت به ذخیره حرارتی آب و فاصله از ارتفاعات از جمله عواملی است که می تواند موجب افزایش تبخیر در این بخش از خزر باشد. عمق کم آب در خلیج سبب افزایش دمای سطحی و هدایت حرارتی کمتر آب می شود؛ این عامل می تواند یکی از دلایل افزایش تبخیر در خلیج قره باغز باشد. مساحت ناچیز خلیج قره باغز نسبت به کل دریا و محصور بودن در محیط بیابانی سبب جولان بادهای خشک و افزایش تبخیر در این بخش از دریا می شود. خلیج گرگان نیز در جنوب شرق خزر، با توجه به دلایلی که در ادامه می آید، دارای بیشینه تبخیر خزر است: ۱. عرض جغرافیایی پایین تر و دریافت انرژی بیشتر؛ ۲. عمق کمتر آب نسبت به خزر غربی؛ ۳. فاصله از ارتفاعات؛ ۴. اقلیم خشک تر و مجاورت با اقلیم صحرائی؛ ۵. جریان های آب گرم در جنوب شرق خزر. همان گونه که در تحلیل نقشه های ماهانه، فصلی، و سالانه به آن اشاره شد، دلیل تبخیر ناچیز در بخش های شمالی عبارت است از: عمق کم آب، مجاورت با مناطق پرفشار قوی، و ریزش هوای سرد قطبی و در نتیجه یخ زدگی آب های شمالی. در دوره سرد سال حرکت ساعتگرد پرفشارها در بخش شرقی و غربی دریا و همچنین جهت حرکت جریان های آب سرد از جمله دلایل کاهش تبخیر در نیمه شمالی و غربی خزر نسبت به نیمه جنوبی و شرقی آن است. در دوره سرد سال نیز بیشینه تبخیر متعلق به خلیج گرگان است. در دوره سرد سال خزر شمالی در سیطره سیستم های پرفشار است و یخ زدگی دریا سبب تبخیر ناچیز می شود. از طرف دیگر، با توجه به دلایلی که در دوره گرم سال برای بخش جنوب شرقی خزر ذکر شد، افزایش تبخیر خلیج گرگان و خزر جنوبی نسبت به خزر شمالی توجیه شدنی است.

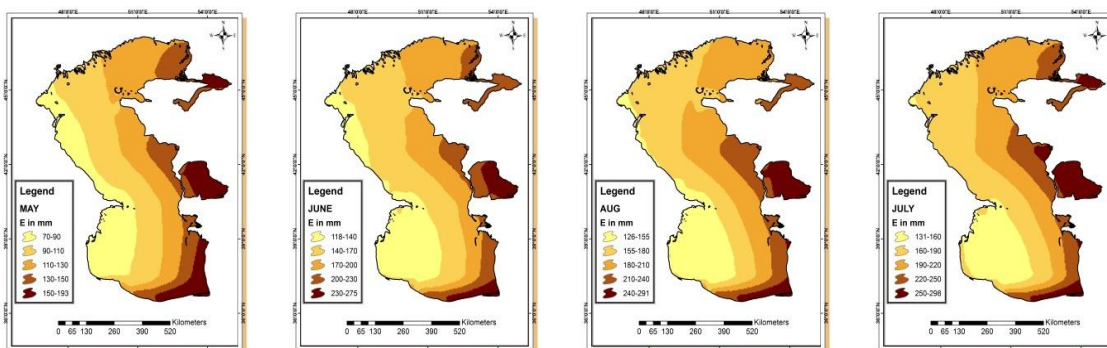
جدول ۳. میزان تبخیر بخش های مختلف دریای خزر به روش مایر بر اساس دوره آماری ۱۹۸۲-۲۰۱۰

	خزر جنوبی			خزر میانی			خزر شمالی			کل خزر		
	میانگین	بیشینه*	کمینه**	میانگین	بیشینه*	کمینه**	میانگین	بیشینه*	کمینه**	میانگین	بیشینه*	کمینه**
ژانویه	۲۲	۳۱	۱۲	۱۳.۵	۱۹	۸	۹.۵	۱۳	۶	۱۵	۳۱	۶
فوریه	۲۹	۴۴	۱۴	۱۸	۲۶	۱۰	۱۱	۱۵	۷	۲۰	۴۴	۷
مارس	۴۱	۶۸	۱۸	۳۲	۴۸	۱۶	۲۰.۵	۲۸	۱۳	۳۱	۶۸	۱۳
آوریل	۷۳	۱۲۴	۳۸	۶۳	۱۰۱	۳۳	۵۰	۷۸	۳۳	۶۱	۱۲۴	۳۳
می	۱۲۲	۱۹۳	۷۳	۱۱۰	۱۷۱	۷۰	۱۰۵	۱۵۷	۷۴	۱۱۲	۱۹۳	۷۰
ژوئن	۱۷۶	۲۷۵	۱۱۸	۱۷۰	۲۵۲	۱۲۳	۱۵۸	۲۲۸	۱۲۲	۱۶۸	۲۷۵	۱۱۸
جولای	۲۰۲	۲۹۸	۱۳۱	۲۰۸	۲۹۰	۱۵۳	۱۹۲	۲۵۷	۱۵۳	۲۰۰	۲۹۸	۱۳۱
آگوست	۱۹۰	۲۹۱	۱۲۶	۱۹۰	۲۷۳	۱۴۳	۱۶۹	۲۲۳	۱۴۶	۱۸۳	۲۹۱	۱۲۶
سپتامبر	۱۳۳	۲۱۱	۷۳	۱۱۷	۱۷۵	۷۳	۹۵	۱۳۱	۷۵	۱۱۵	۲۱۱	۷۳
اکتبر	۷۷	۱۲۱	۳۵	۵۷.۵	۸۳	۳۳	۴۳.۵	۵۵	۳۰	۵۸	۱۲۱	۳۰
نوامبر	۴۴	۷۲	۱۸	۲۵.۵	۳۸	۱۳	۱۶.۵	۲۲	۱۱	۲۹	۷۲	۱۱
دسامبر	۲۵	۳۸	۱۲	۱۶	۲۳	۹	۹.۵	۱۳	۶	۱۸	۳۸	۶
زمستان	۹۲	۱۴۳	۴۴	۶۳	۹۳	۳۴	۴۱	۵۶	۲۶	۶۶	۱۴۳	۲۶
بهار	۳۷۰	۵۹۲	۲۳۹	۳۴۲	۵۲۴	۲۲۶	۳۱۳	۴۶۳	۲۲۰	۳۴۱	۵۹۲	۲۲۰
تابستان	۵۲۶	۸۰۰	۳۳۹	۵۱۵	۷۳۸	۳۶۹	۴۵۶	۶۱۰	۳۷۴	۳۹۸	۸۰۰	۳۳۹
پاییز	۱۴۶	۲۳۱	۶۵	۹۹	۱۴۴	۵۴	۶۸	۹۰	۳۷	۱۰۵	۲۳۱	۳۷
سالانه	۱۱۳۴	۱۷۶۶	۶۶۷	۱۰۱۹	۱۴۹۹	۶۸۳	۸۷۸	۱۲۱۹	۶۷۵	۱۰۱۰	۱۷۶۶	۶۷۵

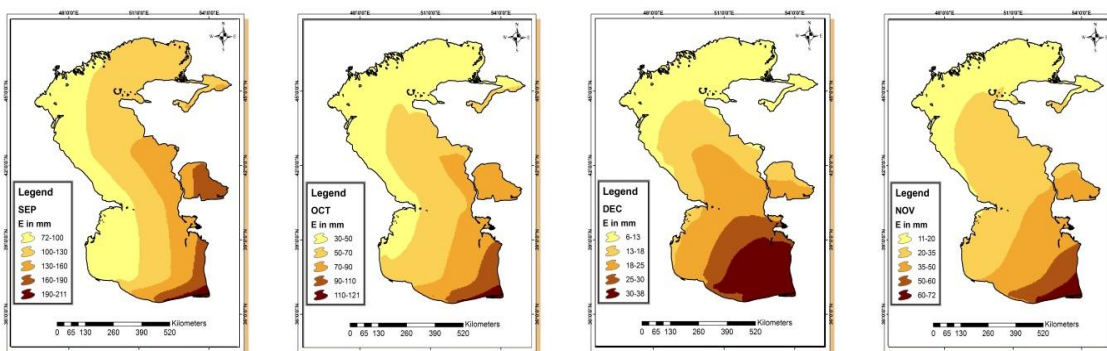
\* منظور از کمینه در این جدول محلی از خزر است که کمترین میزان تبخیر سطحی در مقیاس ماه، فصل یا سال را دارد.  
 \*\* منظور از بیشینه در این جدول محلی از خزر است که کمترین میزان تبخیر سطحی در مقیاس ماه، فصل یا سال را دارد.



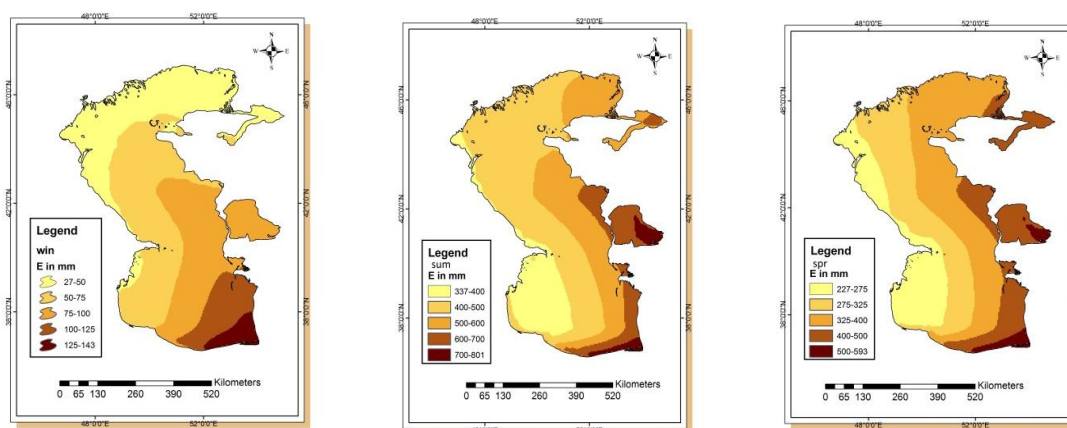
شکل ۸. توزیع تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای ماه های به ترتیب از چپ ژانویه، فوریه، مارس، و آوریل



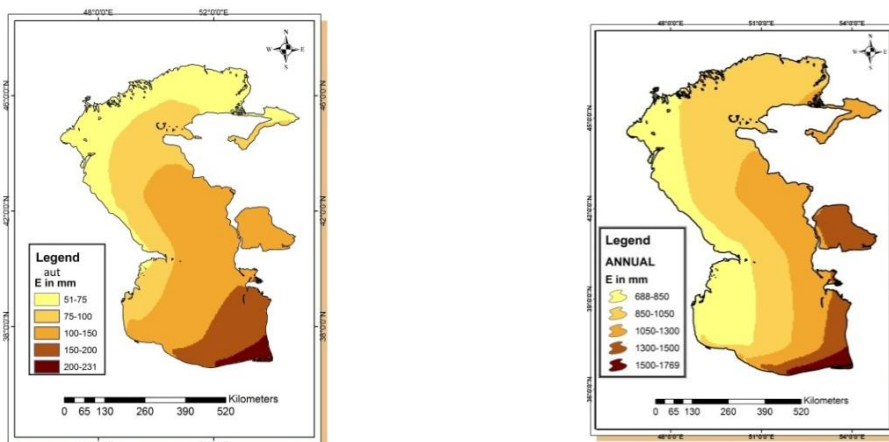
شکل ۹. توزیع تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای ماه های به ترتیب از چپ می، ژوئن، جولای، و آگوست



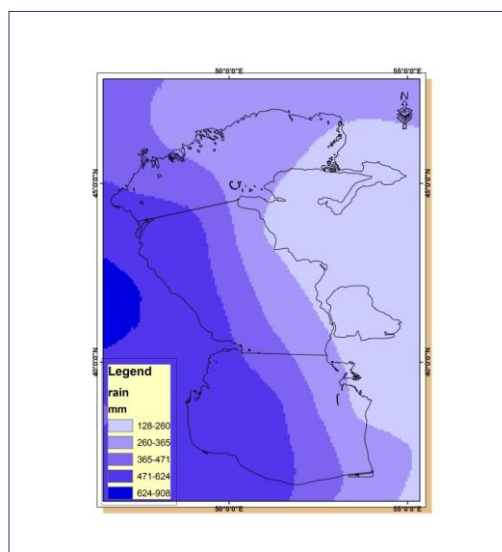
شکل ۱۰. توزیع تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای ماه‌های به ترتیب از چپ سپتامبر، اکتبر، نوامبر، و دسامبر



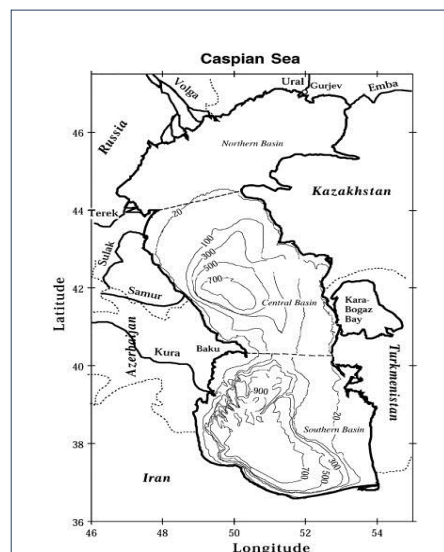
شکل ۱۱. توزیع تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای فصول به ترتیب از چپ زمستان، بهار، و تابستان



شکل ۱۲. توزیع تبخیر انجام گرفته از سطح دریای خزر برای به ترتیب از چپ فصل پاییز و سالانه



شکل ۱۴. توزیع بارش سالانه دریای خزر و حواشی آن



شکل ۱۳. توزیع توپوگرافی کف دریای خزر

### نتیجه‌گیری

۱. با توجه به نتایج روش مبنا (بیلان آبی)، یافته‌های تحقیق نشان داد که روش مایر نسبت به سایر روش‌های منتخب قابلیت بیشتری برای برآورد تبخیر از سطح دریای خزر دارد. یکی از استدلال‌هایی که در این تحقیق برای تناسب روش مایر بیان می‌شود این است که با توجه به تنوع عمق، عرض جغرافیایی، مساحت زیاد، و ... روشی می‌تواند بهترین پاسخ را برای برآورد تبخیر از سطح دریای خزر ارائه کند که بتواند شیب بین سه مؤلفه دمای سطح آب و هوا و سرعت باد را در دو ارتفاع مشخص و فشار بخار آب در سطح و بالای سطح آب را محاسبه کند و رابطه‌ای منطقی بین سه عامل ذکر شده ایجاد کند. روش‌هایی که در آن‌ها تکیه اصلی فقط بر یک عنصر اقلیمی مانند دما (روش USBR) باشد به درستی نمی‌تواند تبخیر را، که پدیده‌ای پیچیده و چندبُعدی است، در گستره دریای خزر برآورد کند. از طرفی، از میان روش‌های منتخب هرگاه عنصر تأثیرگذاری مانند سرعت باد فقط در یک سطح بررسی شود (روش هفنر و مارسیانو)، به‌تنهایی نمی‌تواند برآورد درستی از تغییرات تبخیر از دریای خزر ارائه کند. در پایان می‌توان گفت که از میان روش‌های مختلف هر روشی که بتواند ارتباط بین حداقل سه عامل سرعت باد، دما، و فشار بخار آب را در دو سطح بررسی کند می‌تواند تصویر بهتر و واقعی‌تری از تغییرات تبخیر از سطح دریای خزر ارائه کند.

۲. بیشترین مقدار تبخیر خزر در دوره سرد و گرم سال در بخش جنوب‌شرقی آن و کمترین آن در خزر شمالی و حاشیه غربی دیده می‌شود که در بخش شمالی عمق کم و یخ‌زدگی دریا و در حاشیه غربی جریان‌های آب سرد و جهت‌گیری ارتفاعات بیشترین نقش را دارد.

۳. عوامل محیطی مانند جهت‌گیری ارتفاعات در جنوب و غرب خزر، جریان‌های آب سرد در بخش غربی، و وجود بیابان‌های بخش شرقی خزر در الگوی توزیع تبخیر خزر کاملاً مؤثر هستند.

۴. در دوره گرم سال اختلاف مکانی در توزیع تبخیر خزر حالت شرقی-غربی و در دوره سرد سال حالت شمالی-جنوبی دارد.

۵. اگرچه روش بیلان آبی دقیق‌ترین روش برای برآورد تبخیر از سطح دریای خزر است، به دلیل الف) هزینه‌بری، زمان‌بری برای جمع‌آوری داده‌ها، و نیز عدم هماهنگی و احتمالاً رقابت کشورهای حاشیه در جهت در اختیار قراردادن

اطلاعات به یکدیگر به سرعت امکان پذیر نیست؛ ب) اطلاعات مربوط به رودخانه‌های کوچک و فصلی، جریان‌های زیرجلدی، ورود پسماندها به دریا، و بهره‌برداری از آب دریا به منظور استفاده در کشاورزی، صنعت، و امور توسعه‌ای با توجه به گستردگی دریای خزر در روش بیلان آبی کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد و همین امر بر روی دقت میزان تبخیر اثرگذار است. بنابراین، با توجه به ایرادات ارائه‌شده، توصیه می‌شود از میان روش‌های تجربی روشی که نتایج آن نزدیک به روش بیلان آبی است به عنوان روش جای‌گزین استفاده شود.

۶ استفاده از داده‌های شبکه‌ای با تفکیک مکانی مناسب در برآورد تبخیر، بررسی فضایی تبخیر در بخش‌های مختلف دریا و در مقیاس‌های مختلف روزانه، ماهانه، فصلی، و سالانه را امکان‌پذیر می‌کند؛ درحالی‌که در روش بیلان آبی، بررسی فضایی تبخیر امکان‌پذیر نیست. با استفاده از روش بیلان آبی فقط می‌توان مقدار تبخیر از کل دریای خزر را محاسبه کرد؛ حال آنکه کاربرد روش‌هایی که در آن‌ها از داده‌های شبکه‌ای استفاده می‌شود امکان بررسی فضایی تبخیر از دریای خزر را برای پژوهشگر فراهم می‌کند. همچنین، کاربرد داده‌های شبکه‌ای موجب می‌شود که مقدار تبخیر همه بخش‌های دریای خزر برای گام‌های زمانی مختلف برآورد و بررسی شود.

## منابع

- اقتصادی، ش. و زاهدی، ر. (۱۳۹۰). مطالعه عوامل تأثیرگذار بر نوسانات تراز آب خزر جنوبی، مجله علوم و فنون دریایی، ۱۰(۳): ۱۳-۴.
- ترابی آزاد، م. محسنی آراسته، ا. سلامی ابیانه، ر و داریوش منصوری (۱۳۸۹). مطالعه تبخیر در خلیج فارس بر اساس یک مدل برهمکنش هوا-دریا، فصلنامه علوم و تکنولوژی محیط زیست، ۲.
- وشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری، دانشگاه شهید مدرس.
- شمسی، ع. (۱۳۷۹). تبخیر و تبادل حرارتی دریای خزر، مرکز مطالعات و تحقیقات منابع آب دریای خزر، وزارت نیرو.
- صباغ یزدی، س. و مؤمنی هروی، ع. (۱۳۸۹). اندرکنش تأثیرات تبخیر، بارش، و ورودی رودخانه‌ها در مدل‌سازی حجم محدود جریان‌های افقی روی بستر سه‌بعدی دریای خزر، فصل‌نامه اقیانوس‌شناسی، ۱: ۶۵-۷۶.
- علیزاده، ا. (۱۳۸۲). مبانی هیدرولوژی کاربردی، ج ۱۶، انتشارات امام رضا.
- Allahdadi, MN.; Chegini, V.; Fotouhi, N. and Golshani, AA. (2004). Wave Modeling and Hindcast of the Caspian Sea, *Conference: Conference: 6th International Conference on Coasts, Ports, and Marine Structures January 2004, Tehran, IRAN*,
- Alizadeh, A. (2006). *Principles of applied hydrology*, 16th edition, Imam Reza pub.
- Chow, V.T. (1964). *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill Book Company, New York,
- Dalton, J. (1802). Experimental essays on evaporation, *Manchester Literary Philosophical Society Proceedings*, 5: 536-602.
- Delclaux, F.; Coudrain, A. and Condom, T. (2007). Evaporation estimation on lake Titicaca: a synthesis review and modeling, *Hydrological Processes*, 21: 1664-1677.
- Dos Reis, R.J. and Dias, N.L. (1998). Multi-season lake evaporation: energy-budget estimates and CRLE model assessment with limited meteorological observations, *Journal of Hydrology*, 208: 135-147.
- Eghtesadi, Sh. and Zahedi, R. (2011). Investigation of Factors Affecting South Oscillatory Water Fluctuations, *Journal of Marine Science and Technology*, 10(3).
- Filimonova, A. and Trubetskova, M. (2005). *Calculation of evaporation from the Caspian Sea surface*, Stochastic Hydraulics 2005 - 23 and 24 May 2005.
- Ibrayev, R. A., zsoy, C., Schrum, O., and Sur, H., (2010), Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction, *Ocean Sci* 311:329.
- International Environment House (2016). Programme DEWA/GRID-Geneva.
- Iranian Ports and Maritime Organization (2017). Department of Statistics and Information.
- Khosshal Dastjerdi, J. (1997). Analysis and presentation of Synoptic Climatology models for precipitation over 100 mm on the southern shores of the Caspian Sea, Ph.D., Shahid Modarres University.
- Malekinezhad, H. (2012), comparative study of climatic parameters affecting evaporation in central and southern coastal areas in Iran, *Water resources and wetlands*, PP-605:618.
- Marciano, J.J. and Harbeck, G.E. (1954). Mass-transfer studies. In: USGS (Editor), *Water-Loss errors in daily and monthly input data*, *Hydrological Processes*, 11(11): 1465-1473.
- Meyer, A.F. (1942). *Evaporation From Lakes and Reservoirs: A Study Based on Fifth Years*, NY, USA.



- Morton, F.I. (1983b). Operational estimates of lake evaporation, *Journal of Hydrology*, 66: 77-100.
- NOAA National Center for Environmental Prediction Reanalysis Information (2016). <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis>.
- Panin, G., (2007), Caspian Sea level fluctuations as a consequence of regional climatic change. In: Lozán, I Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 384 p.
- Princeton University, Dept. Civil and Environmental (2016). Terrestrial Hydrology Group, Princeton, NJ 08544 .
- Qin, B. and Huang, Q. (1998). Evaluation of the climatic change impacts on the inland lake - a case study of Lake Qinghai, China, *Climatic Change*, 39: 695-714.
- Sabbagh Yazdi, S.R. and Momeni Heravi, A. (2010). Interaction of evapotranspiration, precipitation and river influences in the modeling of the limited volume of horizontal flows on the 3D surface of the Caspian Sea, *Oceanographic Quarterly*, No. 1.
- Shamsi, A. (2000). *Thermal evaporation and heat exchange in the Caspian Sea*, Caspian Water Resources Research and Research Center, Ministry of Energy.
- Sturrock, A., (1978), Evaporation and Radiation Measurements at Salton Sea, California, Library of Congress Cataloging in Publication Data, Supt. of Docs. No. : 119.13: 2053.
- Vallet-Coulomb, C.; Legesse, D.; Gasse, F.; Travi, Y. and Chernet, T. (2001). Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia), *Journal of Hydrology*, 245: 1-18.
- Winter, T.C. (1981). Uncertainties in Estimating the Water Balance of Lakes, *Water Resources Bulletin*, 17(1): 82-115. NY, USA.
- Xu. C.-Y., and V.P., Singh (1998), Dependence of evaporation on meteorological variables at different time-scales and intercomparison of estimation methods, *Hydrological Processes*, Hydro. Process, PP- 429:442.