

پیش‌بینی تغییرات هیدرولوژیکی تراز آب دریاچه‌ی ارومیه با رویکرد به طرح‌های فرضی^۱ متفاوت گرمایش جهانی در دهه‌های آینده

غلامرضا روشن* - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه گلستان، گرگان
وحید محمدنژاد آروق - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه، ارومیه

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۱۲/۱۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۱/۰۸/۱۸

چکیده

هدف از انجام این پژوهش، مدل‌سازی تغییرات تراز دریاچه‌ی ارومیه در بستر گرمایش جهانی است. برای دست‌یافتن به این هدف و شبیه‌سازی مقادیر دما و بارش کشور تا سال ۲۱۰۰، از نتایج دو مدل گردش عمومی جو MIROC_3-2_MEDRES و MPI_ECHAM5 و سه طرح فرضی a1b، a2 و b1 استفاده شده است. در ادامه برای مدل‌سازی آماری تغییرات تراز دریاچه‌ی ارومیه با استفاده از روش رگرسیون چند متغیره، از تأثیر تغییرات چهار مؤلفه‌ی مستقل دما، بارش، نوع اقلیم (روش دمارتن) و خشکسالی (روش SPI) با تأخیر یک‌ساله نسبت به متغیر وابسته (تراز دریاچه) استفاده شد. آنچه از میانگین تمام طرح‌های فرضی برای دوره‌ی مطالعاتی ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰ به‌دست آمده است، نشان می‌دهد که به‌طور میانگین دما به میزان $+۰/۷۳$ درجه سانتی‌گراد و بارش به مقدار $-۹/۴۴$ میلی‌متر نسبت به دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ تغییر خواهند کرد. همچنین میانگین کلی تمام طرح‌های فرضی تا سال ۲۱۰۰ از کاهش شاخص اقلیمی دمارتن به مقدار $+۰/۱۰$ درصد در هر دهه خبر می‌دهد. اما آنچه از مدل‌سازی آماری به‌دست آمد، نشان‌دهنده‌ی بیشترین کاهش تراز آب دریاچه به‌میزان $-۲/۷۳$ متر در هر دهه تا سال ۲۱۰۰ برای خروجی‌های مدل MPI_ECHAM5 و طرح فرضی a1b و کمترین تغییرات کاهش تراز دریاچه به‌میزان $-۲/۲۸$ متر برای مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5/b1 تا سال مورد نظر است. به‌هرحال آنچه از مجموع تمام طرح‌های فرضی نتیجه شد، وجود روند کاهشی و معنادار تراز آب دریاچه‌ی ارومیه (میانگین $-۲/۵۰$ متر) برای هر دهه از سال ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰ است که می‌تواند تأثیر بسیار سوء و نامناسبی بر محیط زیست دریاچه و اطراف آن داشته باشد.

کلیدواژه‌ها: پیش‌بینی، مدل‌های گردش عمومی جو، هیدرولوژی، بیابان‌زایی، دریاچه‌ی ارومیه.

مقدمه

مفهوم تغییر اقلیم با نوسان‌های اقلیمی تفاوت اساسی دارند. نوسان‌های اقلیمی، دوره‌ای است و انحراف مؤلفه‌های اقلیمی از میانگین را بیان می‌کند و می‌تواند در دوره‌های زمانی مختلف رخ دهد، ولی تغییر اقلیم، نوسان کلی و گسترده در آب‌وهوای یک منطقه است. در حال حاضر روند گرم شدن دمای کره‌ی زمین، بخشی از تغییر اقلیم قلمداد می‌شود (خسروی و همکاران، ۱۳۸۹؛ اسکافتا^۱، ۲۰۱۰). تغییر اقلیم یکی از بزرگترین چالش‌های محیطی است که جهان امروز به‌واسطه‌ی افزایش دما، از آن متأثر شده و در نتیجه‌ی آن، الگوهای آب‌وهوایی تغییر کرده است. آمار ثبت شده، میانگین جهانی دمای هوا را در سال‌های ۱۹۶۱ تا ۱۹۹۰ میلادی، ۱۴ درجه سلسیوس نشان می‌دهد؛ اما پس از آن، روند افزایش دما ادامه یافته، به‌طوری که این میانگین در سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۰ به ۱۴/۲۹ درجه و از ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۷ به ۱۴/۴۴ درجه سلسیوس رسیده است (ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹). پیش‌بینی محققان علوم هواشناسی بیانگر این مطلب است که میانگین دمای هوا در سال‌های آتی آنقدر زیاد می‌شود که حتی از میانگین طولانی‌مدت خود نیز بالاتر خواهد رفت؛ چرا که دمای هوای کره‌ی زمین در مناطق قطبی و استرالیا ۰/۴ درجه سلسیوس افزایش یافته است (ماهنگو^۲، ۲۰۰۶).

امروزه برای شبیه‌سازی شرایط تغییر اقلیم و عناصر آب‌وهوایی، اغلب از دو روش عمده استفاده می‌شود: یکی بر اساس رفتار گذشته‌ی داده‌های دیده‌بانی شده و دومی بر اساس ترکیب رفتار گذشته‌ی داده‌های دیده‌بانی شده با داده‌های مدل عمومی گردش جو GCM که با عنوان مدل‌های اقلیمی، تکمیل و توسعه یافته‌اند. این مدل‌ها در دو گروه پویا^۳ و آماری جای می‌گیرند. در حقیقت مدل‌های آماری برای تفکیک زمانی - مکانی مدل‌های پویا به‌کار گرفته می‌شوند (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹). مدل‌های اقلیمی گردش عمومی جو، مدل‌های رایانه‌ای هستند که معادله‌های حاکم بر جو را تحلیل می‌کنند. در این مدل‌ها اتمسفر در سه جهت مکانی شبکه‌بندی شده و محاسبات فواصل زمانی مختلف در گره‌ها انجام می‌شوند (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹).

بر اساس برآوردهای هیئت بین دول تغییر اقلیم^۴ و نتایج حاصل از مطالعات انجام شده با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو، در بسیاری از مناطق گرم و خشک جهان، از جمله خاورمیانه، رخداد و شدت خشکسالی‌ها بیشتر خواهد شد (اوانز^۵، ۲۰۰۹). بنابراین تغییر اقلیم و افزایش گرمایش جهانی، سبب گسترش خشکسالی‌ها و تداوم آنها شده و همچنین منجر به نایک‌نواختی توزیع بارش شده و بر منابع آب تأثیر می‌گذارد. هر گونه تغییر در مؤلفه‌های بارش و دما بر میزان تبخیر و تعرق تأثیر خواهد گذاشت. گرمایش جهانی شرایط خشکی را در نواحی خشک جهان با افزایش پتانسیل تبخیر و تعرق و افزایش بیابان‌زایی تشدید خواهد کرد (علیزاده و همکاران، ۱۳۸۹). از جمله این نواحی که فرایند بیابان‌زایی در آنها به‌سرعت شتاب می‌گیرد، دریاچه‌ها هستند. دریاچه‌ها به‌دلیل ماهیتشان که محاط در خشکی‌ها هستند، به‌شدت از گرمایش و خشکسالی‌ها متأثر بوده و با افزایش فرایند خشکسالی از مساحت آنها کاسته شده و در صورت تداوم

1. Scafetta
2. Mahongo

4. IPCC
5. Evans

این فرایند، بر میزان بیابان‌زایی نواحی اطراف دریاچه افزوده خواهد شد. فرایند بیابان‌زایی در نواحی اطراف دریاچه‌ها ترکیبی از عوامل اقلیمی، ژئومورفولوژیکی و هیدرولوژیکی است که در مطالعات مختلف پژوهشگران خارجی (کلتون^۱ و همکاران، ۱۹۸۲؛ مانگسون^۲ و همکاران، ۱۹۹۷؛ کلیر^۳، ۱۹۹۸؛ هانسن^۴ و همکاران، ۱۹۹۸؛ بلنکنر^۵ و همکاران، ۲۰۰۲؛ چن^۶ و همکاران، ۲۰۰۲؛ دیوید^۷ و همکاران، ۲۰۰۲؛ بوزینیس^۸ و همکاران، ۲۰۰۳؛ فاضلی^۹ و همکاران، ۲۰۰۵؛ کوماتسو^{۱۰} و همکاران، ۲۰۰۷) و داخلی به آن توجه شده است (زین‌الدینی و همکاران، ۲۰۰۹؛ کرباسی و همکاران، ۲۰۱۰؛ روشتی و همکاران، ۲۰۱۰؛ ترابی آزاد و همکاران، ۱۳۸۹) به آن توجه شده است. بنابراین اگر بتوان با استفاده از مدل‌های گردش عمومی جو، مؤلفه‌های آب‌وهوایی را برای دهه‌های آینده شبیه‌سازی کرد، می‌توان از تغییرات تراز دریاچه برای دهه‌های آینده اطلاع یافت؛ زیرا بین شرایط مؤلفه‌های آب‌وهوایی و تغییرات سطح دریاچه‌ها، همبستگی مناسبی وجود دارد. تغییرات تراز دریاچه به‌طور مستقیم و غیرمستقیم این پتانسیل را دارد که اطلاعاتی در زمینه‌ی کم‌وکیف پدیده‌هایی همچون بیابان‌زایی، فرسایش بادی، تغییرات در الگوی کشاورزی، تغییر گونه‌های حیاتی ساکن در محیط دریاچه و غیره... ارائه دهد. پس با شناخت صحیح از این تغییرات، می‌توان با اعمال مدیریت مناسب، از آثار سوء این دگرگونی‌ها پیشگیری کرد و برای جلوگیری از تغییرات محیط طبیعی، راهکارهای مناسب را اعمال کرد.

دریاچه‌ی ارومیه همانند دریاچه‌های آرال و مهارلو، از جمله محیط‌های دریاچه‌ای است که در سال‌های گذشته به‌شدت تحت تأثیر شرایط اقلیمی قرار گرفته و رو به نابودی است (شکل شماره ۱). هدف این پژوهش شبیه‌سازی تغییرات تراز دریاچه‌ی ارومیه در بستر گرمایش جهانی است. برای این کار از طرح فرضی و مدل‌های متفاوت گردش عمومی جو استفاده شده است تا بر اساس آن، بتوان نتایج مختلف حاصل از الگوهای متفاوت را مورد ارزیابی و مقایسه قرار داده و با توجه به تنوع طرح‌های فرضی استفاده شده، تصمیم‌های صحیحی اتخاذ کرد.

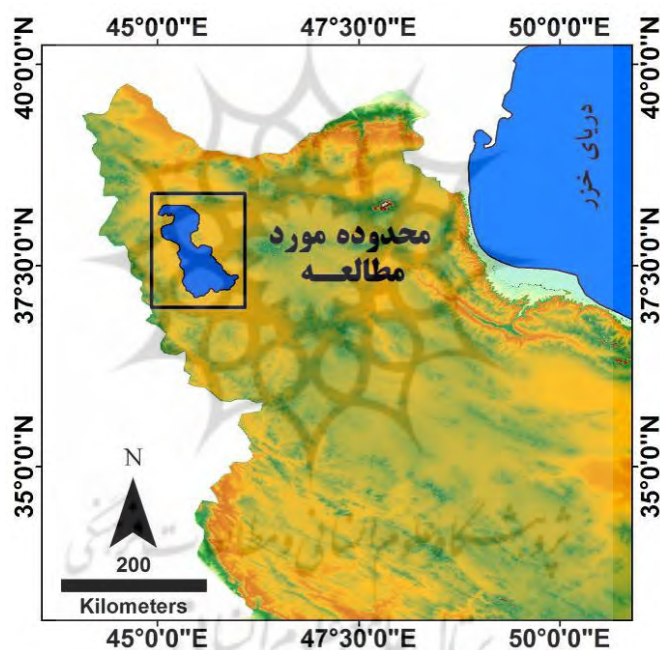


شکل ۱. نوسان سطح آب دریاچه‌ی ارومیه در بازه‌ی زمانی ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ (تصویر جزیره‌ی مشیت عثمان در دریاچه‌ی ارومیه که از رسوب‌های نئوزن تشکیل شده است)

1. Chelton
2. Magnuson
3. Clair
4. Hassen
5. Blenckner
6. Chen
7. David
8. Bouzinac
9. Fazeli
10. Komatsu

محدوده‌ی مورد مطالعه

دریاچه‌ی ارومیه جزء ۲۰ دریاچه‌ی بزرگ جهان و دومین دریاچه از لحاظ غلظت کلرید سدیم است (کرباسی، ۲۰۱۰). این دریاچه از لحاظ موقعیت جغرافیایی در عرض ۳۷° ۵' تا ۳۸° ۱۶' و طول ۴۵° ۰۱' تا ۴۶° و در ارتفاع ۱۲۷۵ متری از سطح دریا قرار گرفته است (شکل شماره ۲). مساحت این دریاچه از ۴۷۵۰ تا ۶۱۰۰ کیلومتر مربع و عمق آن از ۶ تا ۱۶ متر متغیر است (آذر تکامی، ۱۹۹۳). این دریاچه دارای ۵۰ جزیره کوچک است (فاضلی و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین در حدود ۳۰ رودخانه با میانگین دبی سالانه‌ی ۴/۶ میلیون مترمکعب این دریاچه را تغذیه می‌کنند (زین‌الدینی و همکاران، ۲۰۰۹؛ کرباسی، ۲۰۱۰). گفتنی است که تنها موجود زنده دریاچه‌ی ارومیه، نوعی سخت پوست به نام آرتمیا است که از این نظر منحصر به فرد است (فاضلی و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۲. محدوده‌ی مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

استخراج داده‌های اقلیمی مشاهداتی و شبیه‌سازی شده دریاچه

به دلیل محدودیت داده‌های آب‌وهوایی دریاچه‌ی ارومیه و ناقص بودن و همچنین کوتاهی دوره‌ی آماری این داده‌ها در ایران، اطلاعات مشاهداتی دما و بارش ماهانه‌ی سال‌های ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ از پایگانی مرکز تحقیقات اقلیمی دانشگاه انگلویای انگلستان (CRU)^۱ دریافت شد.^۲

1. Climate Research Unit

۲. برای دریافت نسخه‌ی ۳/۲ این داده‌ها به تارنمای زیر مراجعه کنید.

<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>

داده‌های شبیه‌سازی شده‌ی دما و بارش تا سال ۲۱۰۰، از آرشیو Future Clim (جانس^۱ و همکاران، ۲۰۰۹؛ FCC) دریافت شد. این داده‌ها برای دو مدل گردش عمومی جو (MIROC_3-2_MEDRES)^۲ و مدل دوم (MPI_ECHAM5)^۳ است. برای این شبیه‌سازی از طرح‌های فرضی بدبینانه و خوش‌بینانه A2، A1B و B1 استفاده شد که از خانواده طرح‌های فرضی انتشار^۴ (SRES) هستند تا بر اساس آن بتوان تأثیر تغییر اقلیم بر مؤلفه‌های آب‌وهوایی دما و بارش را برای دوره‌های آتی شبیه‌سازی کرد.

معرفی شاخص خشکسالی

از آنجاکه مؤلفه‌ی خشکسالی نقش با اهمیتی را در تغییرات تراز دریاچه‌ها دارد، بنابراین از این مؤلفه‌ی اقلیمی، به‌عنوان متغیری تأثیرگذار برای شبیه‌سازی نوسان‌های آب دریاچه‌ی ارومیه استفاده شد. در بین روش‌های مطالعه‌ی خشکسالی، یکی از مهم‌ترین روش‌ها، شاخص بارش استاندارد یا SPI^۵ است که در پژوهش پیش رو مورد استفاده قرار گرفته است. شاخص بارش استاندارد (SPI) را مک‌کی و همکاران (۱۹۹۳) برای تعیین دوره‌های خشکسالی تدوین کردند تا وضعیت عملیاتی پایش منابع آب در ایالات کلرادو را بهبود بخشند. این شاخص برای هر منطقه بر پایه‌ی داده‌های بلندمدت بارش محاسبه می‌شود. این دوره‌ی بلندمدت، ابتدا با توزیع آماری مناسب برازش داده شده، سپس تابع تجمعی توزیع با استفاده از روابط احتمالی (رابطه‌ی ۱ و ۲) به متغیر تصادفی توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و انحراف معیار یک تبدیل می‌شود:

$$Z = SPI = - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(H(x))^2} \right]} \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

$$0 < H(x) \leq 0.5$$

$$Z = SPI = + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad t = \sqrt{\ln \left[\frac{1}{(1 - H(x))^2} \right]} \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$

$$0.5 < H(x) < 1$$

$H(X)$ تابع احتمال تجمعی و مقادیر $d_3, d_2, d_1, c_2, c_1, c_0$ ضرایب ثابت زیر هستند.

$$c_0 = 2.515517 \quad c_1 = 0.802853 \quad c_2 = 0.010328 \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

$$d_1 = 1.432788 \quad d_2 = 0.189269 \quad d_3 = 0.001308 \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

بنابراین SPI متغیر نرمال شده Z با متوسط صفر و انحراف معیار یک است.

توانایی اصلی SPI، محاسبه برای مقیاس‌های مختلف زمانی است. از آنجا که کمبود بارش در مقیاس زمانی

1. Jones
2. National Institute for Environmental Studies, Japon
3. Max Planck Institute for Meteorology; Germany
4. Special Report Emissions Scenarios
5. The Standardized Precipitation Index (SPI)

کوتاه‌مدت روی رطوبت خاک و در مقیاس بلندمدت روی دبی رودخانه‌ها، مخازن آب و آبهای زیرزمینی اثر می‌گذارد، این شاخص قادر به محاسبه‌ی کمبود بارش در بازه‌های زمانی متفاوت ۳، ۶، ۹، ۱۲، ۲۴ و ۴۸ ماهه است. از جمله توانایی‌ها و همه‌کاره بودن SPI، قابلیت به تصویر کشیدن منابع آبی کوچک مثل رطوبت خاک - که برای تولیدات کشاورزی مهم است - منابع آبی بزرگ مانند منابع آبی زیرزمینی، جریان‌های سطحی و دریاچه‌ها و مخازن آب است. شرایط رطوبتی خاک به تغییرات کوتاه‌مدت بارندگی واکنش نشان می‌دهد. آبهای زیرزمینی، جریان‌های سطحی و مخازن آب، تغییرات بلندمدت بارش را نشان می‌دهند. SPI برای مطالعه‌ی جنبه‌های مختلف خشکسالی همچون پیش‌بینی، تجزیه و تحلیل تکرار، تجزیه و تحلیل‌های مکانی - زمانی و مطالعات تأثیر اقلیمی استفاده شده است، اما چگونگی استفاده از شاخص بارش استاندارد بدین صورت است که ابتدا به‌وسیله‌ی مدل گردش عمومی پیشنهادی و طرح‌های فرضی منتخب، مقادیر بارش برای دهه‌های آینده شبیه‌سازی شده و سپس با به‌کارگیری داده‌های بارش در معادله‌های ۱ تا ۴، مقادیر کمی شاخص SPI برای دوره‌های زمانی مختلف محاسبه شده است.

گفتنی است که برای محاسبه‌ی خشکسالی از نرم‌افزار Drought Indices Package یا DIPI استفاده شده است.

ارزیابی نوسان‌های اقلیمی

از آنجا که شناسایی آب‌وهوای منطقه و ارزیابی تغییرات آن بخش مهم این پژوهش است، بنابراین از روش دمارتن برای این ارزیابی استفاده شده است، اما همانند قسمت‌های پیش، ابتدا مقادیر بارش و دما که دو مؤلفه‌ی مورد نیاز برای محاسبه‌ی نوع اقلیم به‌وسیله‌ی روش دمارتن است، توسط طرح‌های فرضی مختلف تغییر اقلیم شبیه‌سازی شد. سپس مقادیر کمی اقلیم برای سال‌های مختلف مطالعاتی با رابطه‌ی شماره ۵ محاسبه و در انتها، میانگین کلی اقلیم هر دهه در شکل شماره ۷ ارائه شد. در اینجا به‌اختصار چگونگی محاسبه و محدوده‌ی کمی و کیفی روش دمارتن آورده شده است (روشن و همکاران، ۲۰۰۷):

$$IA = \frac{P}{T + 10} \quad \text{رابطه‌ی (۵)}$$

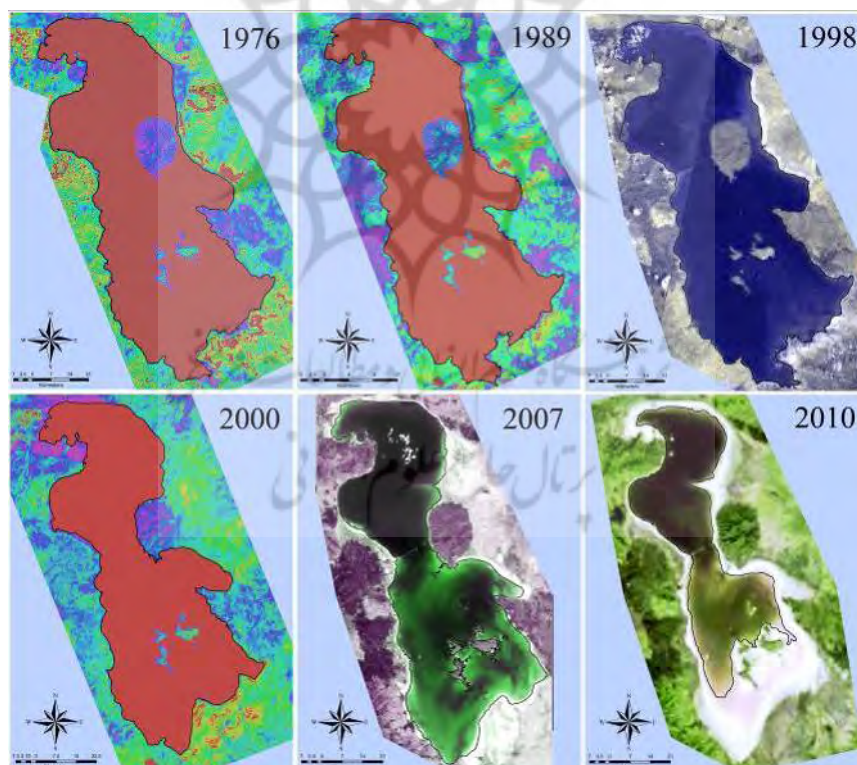
در این رابطه، IA: شاخص دمارتن، P: متوسط بارش سالانه و T: متوسط دمای سالانه است.

جدول ۱. محدوده کیفی و کمی شاخص دمارتن

محدوده‌ی کمی شاخص دمارتن	نمایه‌ی کیفی شاخص دمارتن
$IA > 10$	خشک
$10 > IA > 9/19$	نیمه‌خشک
$20 > IA > 23/9$	مدیترانه‌ای
$24 > IA > 27/9$	نیمه‌مرطوب
$28 > IA > 34/9$	مرطوب
$IA > 35$	بسیار مرطوب

تصاویر ماهواره‌ای

برای بررسی تغییرات خط ساحلی دریاچه‌ی ارومیه، تصاویر چندین دوره‌ای^۱، ماهواره لندست (سنجنده‌های Mss, TM, ETM)، طی دوره‌ی ۳۴ ساله (۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰) استفاده شده است (شکل شماره‌ی ۳).^۲ خصوصیات طیفی و قدرت تفکیک هر یک از سنجنده‌ها در جدول شماره‌ی ۲ نشان داده شده است. برای تعیین تغییرات خط ساحلی دریاچه‌ی ارومیه طی دوره‌ی ۳۴ ساله، از روش طبقه‌بندی نظارت شده^۳، استفاده شد. پس از تصحیحات اولیه‌ای چون، تصحیحات هندسی و رادیومتریکی تصاویر، آشکارسازی تغییرات خط ساحلی اعمال شد. مهم‌ترین باند مورد استفاده در این مرحله، باند مادون قرمز سنجنده‌هاست؛ زیرا در محدوده‌ی این باند، حجم آب موجود در دریاچه تفاوت آشکاری را با سایر پدیده‌های زمینی نشان می‌دهد. برای استفاده از روش طبقه‌بندی نظارت شده، اقدام به تهیه‌ی نواحی آموزشی^۴ از سطح دریاچه شد. مقادیر بازتابی این نواحی به کمک نرم‌افزار به کل سطح آب دریاچه تعمیم داده شد و بدین ترتیب مرز بین دریاچه و نواحی اطراف به‌طور دقیق مشخص شد. در نهایت از طریق اعمال الگوریتم تبدیل رستر به وکتور، مرز خط ساحلی دریاچه برای سال‌های مختلف ترسیم شد. برای تجزیه و تحلیل تصاویر ماهواره‌ای، از نرم‌افزار ENVI استفاده شد.^۵



شکل ۳. تصاویر ماهواره‌ای دریاچه‌ی ارومیه برای دوره‌ی مطالعاتی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰

1. Multi – Temporal

۲. این تصاویر از تارنمای <http://glcf.umiacs.umd.edu> گرفته شده‌اند.

3. Supervised Classification

4. Training Area

5. www.ittvis.com

جدول ۲. خصوصیت‌های طیفی و قدرت تفکیک مکانی سنجنده‌های ETM, Tm ماهواره‌ی لندست

تفکیک زمینی (متر)		دامنه‌ی طیفی (میکرومتر)		شماره‌ی باند
ETM	TM	ETM	TM	
۳۰	۳۰	۰.۴۲ - ۰.۵۱۵	۰.۴۵ - ۰.۵۲	۱
۳۰	۳۰	۰.۵۲۵ - ۰.۶۰	۰.۵۲ - ۰.۶۰	۲
۳۰	۳۰	۰.۶۳ - ۰.۶۹	۰.۶۳ - ۰.۶۹	۳
۳۰	۳۰	۰.۷۵ - ۰.۹۰	۰.۷۶ - ۰.۹۰	۴
۳۰	۳۰	۱.۵۵ - ۱.۷۵	۱.۵۵ - ۱.۷۵	۵
۶۰	۱۲۰	۱۰.۴ - ۱۲.۵	۱۰.۵ - ۱۲.۴	۶
۳۰	۳۰	۲.۰۹ - ۲.۳۸	۲.۰۸ - ۲.۳۵	۷
۱۵	-	۰.۵۲ - ۰.۹۰	-	سیاه و سفید

روش به‌کارگیری مدل آماری برای محاسبه‌ی تغییرات تراز دریاچه

برای محاسبه‌ی تغییرات تراز دریاچه، از مدل آماری رگرسیون چند متغیره و از روش Enter استفاده شد. در این مدل آماری، تأثیر خروجی‌های سالانه‌ی شاخص خشکسالی SPI، دما، بارش و نوع اقلیم منطقه، به‌عنوان متغیر مستقل بر نوسان تراز آب، برای داده‌های مشاهداتی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۷ مورد ارزیابی قرار گرفت. سپس با توجه به مدل آماری پیشنهادی و تعمیم نتایج به داده‌های شبیه‌سازی شده، مقادیر نوسان دریاچه به‌وسیله‌ی طرح‌های فرضی مختلف گرمایش جهانی تا سال ۲۱۰۰ مدل‌سازی شد. اما نکته‌ی مهم اینکه برای این مدل‌سازی آماری از تأخیر یک‌ساله‌ی متغیرهای مستقل، نسبت به متغیر تابع استفاده شده است.

یافته‌های پژوهش

تحلیل داده‌های اقلیمی گذشته تا آینده

در این قسمت ابتدا روند تغییرات دما و بارش ماهانه و سالانه برای دوره‌ی مشاهداتی (۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹) محاسبه و ارزش‌های آماری ضریب همبستگی و ارزش P، به‌همراه تغییرات دهه‌ای هر کدام از این مؤلفه‌ها محاسبه و در جدول شماره ۳ آورده شده است.

نتایج نشان می‌دهند که در تمام ماه‌ها روند افزایشی دما وجود دارد. بالاترین ضریب همبستگی به‌ترتیب برای ژوئن با $(r = 0/59, P = 0/000)$ و سپس در آگوست با ارزش آماری $(r = 0/54, P = 0/000)$ دیده می‌شود. اما در نوامبر با حداقل ضریب همبستگی به‌میزان $(r = 0/12, P = 0/457)$ وجود روند افزایشی دما معنادار نیست. نکته‌ی جالب توجه اینکه بالاترین افزایش دهه‌ای دما با میانگین $1/16$ درجه سلسیوس $(r = 0/40, P = 0/011)$ برای ژانویه است که کمترین میانگین افزایش دهه‌ای دما نیز با $0/22$ درجه سلسیوس در نوامبر رخ داده است. همچنین میانگین افزایش دهه‌ای دما در داده‌های سالانه با $0/59$ درجه سلسیوس از ارزش معناداری $(r = 0/61, P = 0/000)$ مناسبی برخوردار است (جدول شماره ۳).

اگرچه اکثر داده‌های ماهانه‌ی دما روند معناداری را نشان می‌دهند، اما در مؤلفه‌ی بارش، به‌دلیل ضریب تغییرات بالا، به‌جز ماه ژوئن با کاهش معنادار بارش به‌میزان $-۳/۶۹$ میلی‌متر ($r = ۰/۳۵$, $P = ۰/۰۲۸$) و جولای با افزایش دهه‌ای بارش به‌میزان $۳/۲۵$ میلی‌متر ($r = ۰/۲۷$, $P = ۰/۰۹۹$)، نمی‌توان روند معناداری در تغییرات مؤلفه‌ی بارش برای دیگر ماه‌های سال مشاهده کرد. در داده‌های سالانه اگرچه تغییرات، گویای کاهش بارش با میانگین دهه‌ای $-۱۴/۸۳$ میلی‌متر است، اما این روند کاهش از سطح معنادار ($r = ۰/۲۱$, $P = ۰/۲۰۹$) برخوردار نیست (جدول شماره‌ی ۳).

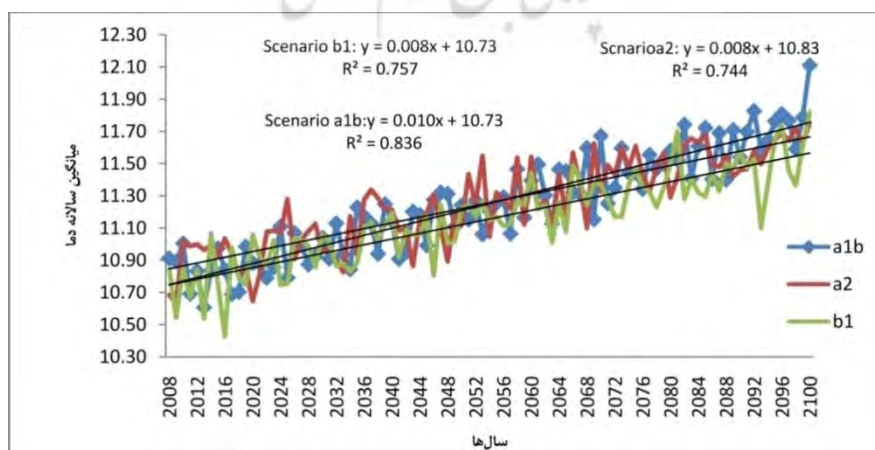
جدول ۳. تغییرات دهه‌ای بارش - دما به‌همراه ارزش‌های آماری ضریب همبستگی و ارزش P برای داده‌های مشاهده‌ای

(۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹) دریاچه

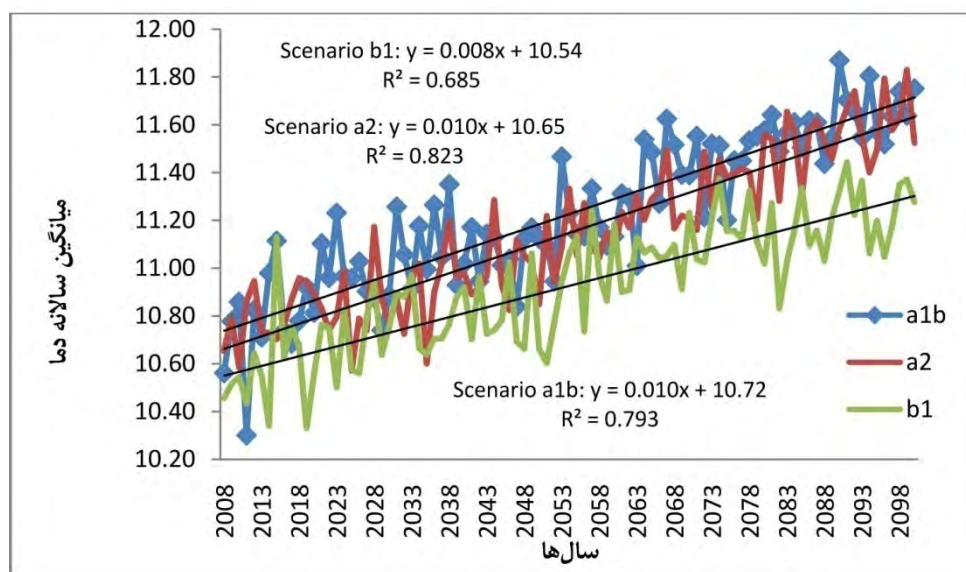
متغیرها ماه‌ها	مؤلفه دما		مؤلفه بارش	
	تغییرات دهه‌ای (سلسیوس)	ضریب همبستگی	P	تغییرات mm دهه‌ای
Jan	۱/۱۶	۰/۴۰	۰/۰۱۱	۰/۶۵
Feb	۰/۹۹	۰/۳۳	۰/۰۳۷	-۰/۱۲
Mar	۰/۵۵	۰/۲۶	۰/۱۱۶	-۲/۹۳
Apr	۰/۳۹	۰/۲۸	۰/۰۸۷	-۱/۲۸
May	۰/۳۹	۰/۲۹	۰/۰۷۶	-۵/۴۹
Jun	۰/۷۵	۰/۵۹	۰/۰۰۰	-۳/۶۹
Jul	۰/۴۷	۰/۴۰	۰/۰۱۱	۳/۲۵
Aug	۰/۶۴	۰/۵۴	۰/۰۰۰	۰/۴۴
Sep	۰/۴۴	۰/۳۷	۰/۰۲۲	-۱/۴۳
Oct	۰/۴۹	۰/۳۲	۰/۰۴۴	-۰/۳۳
Nov	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۴۵۷	۰/۳۳
Dec	۰/۶۶	۰/۲۲	۰/۱۸۴	-۴/۲۲
Annual	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۰۰۰	-۱۴/۸۳

در این قسمت پس از شبیه‌سازی مؤلفه‌های دما و بارش به‌وسیله‌ی مدل‌های گردش عمومی و طرح‌های فرضی

پیشنهادی، به‌دلیل فضای کم پژوهش، تنها به روند این تغییرات در مقیاس سالانه اشاره شده است.



شکل ۴. نمودار مقادیر شبیه‌سازی شده‌ی دما تا سال ۲۱۰۰، به‌وسیله‌ی مدل MIROC_3-2_MEDRES و برای سه طرح فرضی پیشنهادی



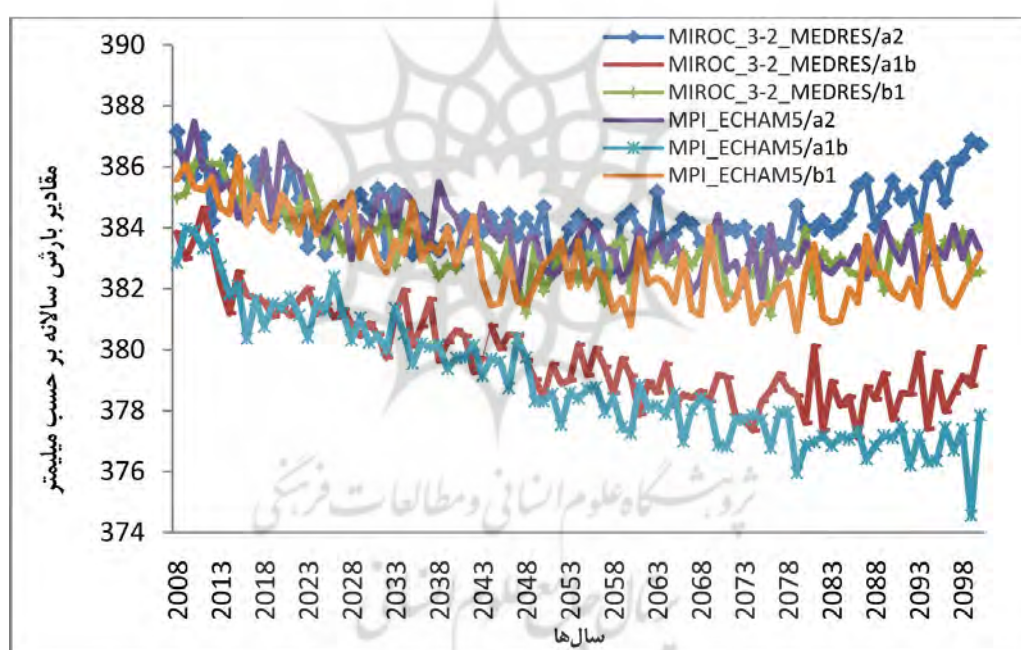
شکل ۵. نمودار مقادیر شبیه‌سازی شده دما تا سال ۲۱۰۰، به وسیله مدل MPI_ECHAM5 و برای سه طرح فرضی پیشنهادی

نتایج استخراج شده از شبیه‌سازی دما از سال ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰، به ترتیب بیشترین میانگین دمایی را برای مدل MIROC_3-2_MEDRES و طرح فرضی a2، به میزان ۱۱/۲۶ درجه سلسیوس ($r = 0.86$, $P = 0.000$)، $11/11$ °C/decade و برای همین مدل اما با طرح فرضی متفاوت a1b، به میزان ۱۱/۲۵ درجه سلسیوس ($P = 0.000$)، $11/23$ °C/decade و این میانگین سالانه‌ی دما برای مدل MPI_ECHAM5، $11/23$ درجه سلسیوس ($r = 0.91$, $P = 0.000$)، $11/11$ °C/decade و طرح فرضی a1b با ۱۱/۲۳ درجه سلسیوس ($r = 0.89$, $P = 0.000$)، آن را در جایگاه سوم از لحاظ افزایش دما قرار داده است، سپس مدل MIROC_3-2_MEDRES و طرح فرضی b1 با میانگین ۱۱/۱۶ درجه سلسیوس ($r = 0.87$, $P = 0.000$)، $11/10$ °C/decade در جایگاه چهارم و خروجی میانگین دما برای دو طرح فرضی a2 و b1 از مدل MPI_ECHAM5، به ترتیب با ۱۱/۱۵ درجه سلسیوس ($r = 0.91$, $P = 0.000$)، $11/15$ °C/decade و ۱۰/۹۳ درجه سلسیوس ($r = 0.83$, $P = 0.000$)، $10/93$ °C/decade در رتبه‌ی پنج و شش این روند افزایش دما قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۴ و ۵).

آنچه از میانگین کلی تمام طرح‌های فرضی برداشت می‌شود، اینکه از سال ۲۰۱۰ تا سال ۲۱۰۰، دمای ایستگاه‌های دریاچه ۰/۷۳ درجه سلسیوس نسبت به دوره‌ی مشاهداتی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ افزایش خواهد یافت که این می‌تواند فرایند تبخیر از سطح دریاچه را افزایش داده و زمینه را برای تشدید فرایند بیابان‌زایی سرعت بخشد.

با توجه به اهمیت بارش در کاهش یا افزایش تغییرات تراز دریاچه با استفاده از طرح‌های فرضی و مدل‌های مورد نظر، مقادیر این مؤلفه تا سال ۲۱۰۰ شبیه‌سازی شد. نتایج این شبیه‌سازی نشان می‌دهد که تمام خروجی‌ها به غیر از خروجی مدل MIROC_3-2_MEDRES در ترکیب با طرح فرضی a2 سلسیوس ($r = -0.06$, $P = 0.589$)، $0/11$ mm/decade که روند تصادفی است، مابقی مدل‌ها و طرح‌های فرضی کاهش معنادار بارش در ایستگاه‌های دریاچه را نشان می‌دهند. به ترتیب بیشترین میانگین کاهش دهه‌ای بارش برای مدل MPI_ECHAM5 در ترکیب با

طرح فرضی a1b به میزان $(\text{mm/decade} = -0/68, r = -0/93, P = 0/000)$ ، سپس خروجی همین مدل در ترکیب با طرح فرضی a1b به میزان $(\text{mm/decade} = -0/45, r = -0/83, P = 0/000)$ ، در ادامه مدل MPI_ECHAM5 به همراه طرح فرضی b1 به میزان $(\text{mm/decade} = -0/32, r = -0/71, P = 0/000)$ و به‌طور مشترک مدل MPI_ECHAM5 برای طرح فرضی‌های a2 با میانگین کاهش دهه‌ای بارش به میزان $-0/28$ میلی‌متر $(P = 0/000)$ ، و طرح فرضی a2 در ترکیب با نتایج مدل MIROC_3-2_MEDRES به همین نسبت کاهش بارش $(r = -0/70, P = 0/000)$ کمترین میانگین دهه‌ای بارش تا سال ۲۱۰۰ را نشان می‌دهند. بنابراین انتظار می‌رود میانگین بارش برای دوره‌ی مطالعاتی ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰، به میزان $9/44$ میلی‌متر نسبت به میانگین درازمدت ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ کاهش یابد. این میزان در ترکیب با افزایش دما می‌تواند شرایط نامساعد اقلیمی، کاهش تراز آب و مساحت دریاچه را به‌وجود آورد (شکل شماره‌ی ۶).

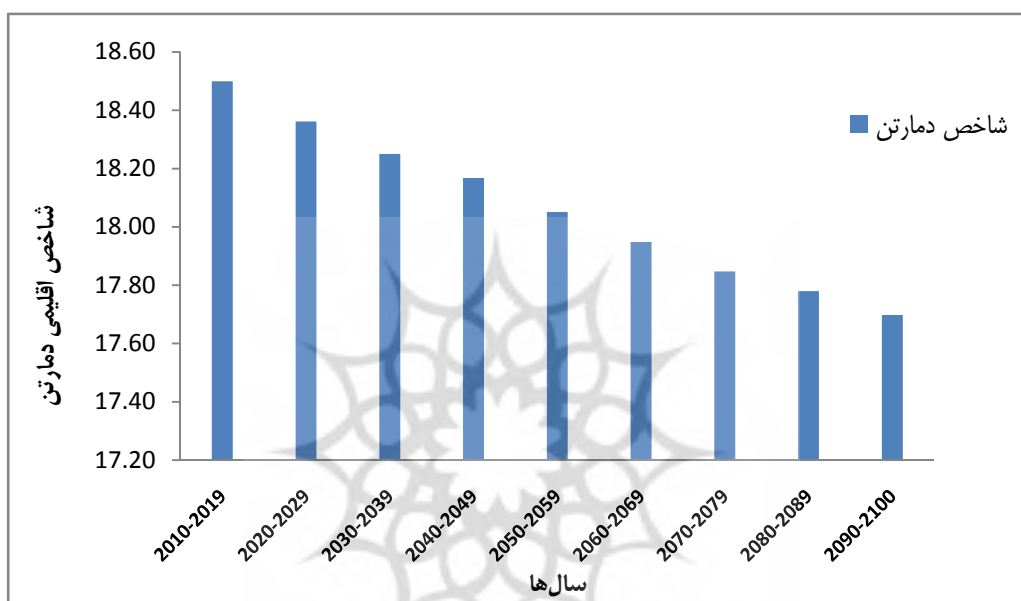


شکل ۶. نمودار مقادیر شبیه‌سازی شده‌ی بارش تا سال ۲۱۰۰، به‌وسیله‌ی مدل‌ها و طرح‌های فرضی پیشنهادی

با استفاده از داده‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده، مقادیر کمی نوع اقلیم دریاچه را با استفاده از شاخص دمارتن محاسبه کرده که نتایج در ادامه آورده شده است:

داده‌های مشاهداتی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹، روند کاهشی شاخص دمارتن را با $(r = -0/31)$ آشکار می‌کند که این نشان‌دهنده‌ی تغییر اقلیم منطقه به‌سوی آب‌وهوای گرم و خشک‌تری است. به‌طور کلی میانگین دراز مدت دریاچه با ۱۹/۲۹ درصد، بیان می‌کند که اقلیم دریاچه در محدوده‌ی نیمه‌خشک قرار دارد. اما نتایج تمام طرح‌های فرضی شبیه‌سازی شده تا سال ۲۱۰۰ نیز، کاهش معنادار شاخص دمارتن را تا دهه‌های آینده نشان می‌دهند. حداقل میانگین کاهش دهه‌ای شاخص دمارتن با $-0/07$ درصد برای مدل و طرح فرضی a2 / MIROC_3-2_MEDRES محاسبه شده، در حالی که بیشترین میانگین کاهش دهه‌ای شاخص مورد نظر با $-0/13$ درصد برای مدل و طرح فرضی

MPI_ECHAM5/a1b وجود دارد. حال آنکه تمام طرح‌های فرضی با ارزش آماری $P = 0/000$ روند معنادار کاهش شاخص دمارتن را نشان می‌دهند. داده‌های حاصل از بررسی و محاسبه‌ی تمام طرح فرضی و مدل‌ها برای هر دهه، روشن می‌کند که در هر دهه به‌طور متوسط به‌میزان $0/10$ درصد از شاخص دمارتن کاسته خواهد شد که این همانند آنچه در داده‌های تجربی مشاهده شد، می‌تواند ماهیت اقلیم منطقه را به‌سوی آب‌وهوای گرم و خشک‌تر تغییر دهد (شکل شماره ۷).



شکل ۷. میانگین کلی نتایج طرح فرضی و مدل‌های گردش عمومی جو برای تغییرات دهه‌ای نوع اقلیم منطقه بر اساس شاخص محاسباتی دمارتن

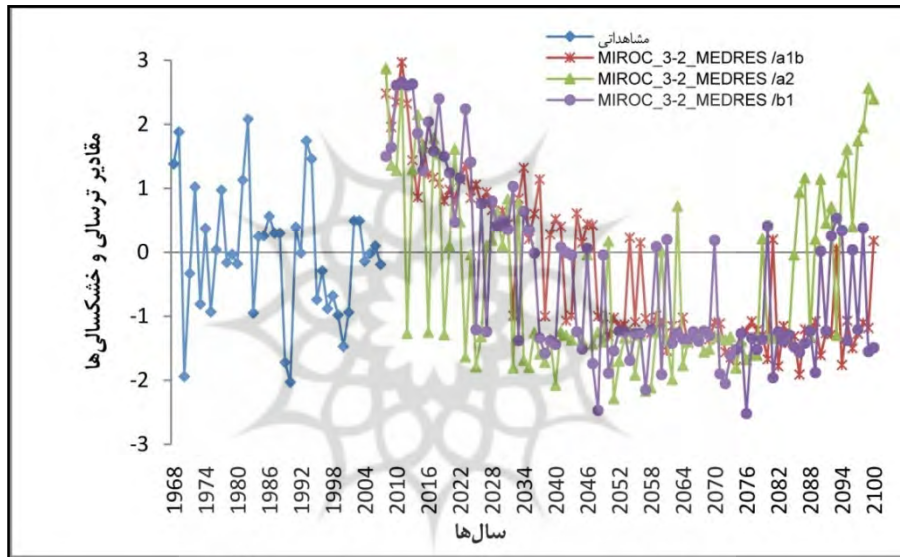
بررسی روند ترسالی‌ها و خشکسالی‌های مشاهداتی و شبیه‌سازی شده‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه

با استفاده از شاخص SPI، مقادیر خشکسالی برای داده‌های مشاهداتی (۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹) و شبیه‌سازی شده (۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰) دریاچه محاسبه شد (شکل‌های ۸ و ۹). در مجموع روند تمام نمودارها نشان‌دهنده‌ی کاهش کمی مقادیر است که این به‌معنای افزایش خشکسالی‌هاست.

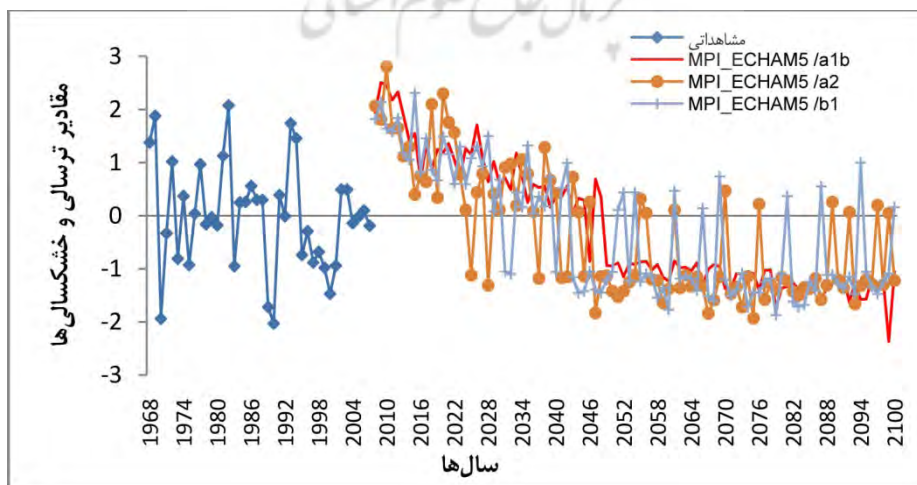
در داده‌های مشاهداتی روند افزایش خشکسالی‌ها با میانگین کاهش دهه‌ای شاخص SPI به‌میزان $0/19$ درصد و با ارزش‌های آماری ($r = -0/19$ ، $P = 0/246$) به آستانه‌ی معناداری نزدیک است. حال آنکه به‌ترتیب بیشترین میانگین کاهش دهه‌ای شاخص SPI که به‌معنای افزایش رخداد خشکسالی‌ها است، به‌ترتیب برای مدل و طرح فرضی MIROC_3-2_MEDRES/b1 ($\text{decade/percent} = -0/38$ ، $r = -0/63$ ، $P = 0/000$) دیده می‌شود. اما نتایج استخراج شده برای مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5 /a1b نشان‌دهنده‌ی کاهش شاخص SPI به‌میزان $0/33$ درصد ($r = -0/92$ ، $P = 0/000$) در هر دهه است.

نتایج استخراج شده برای مدل‌ها و طرح فرضی MIROC_3-2_MEDRES /a2 با ارزش‌های آماری ($P = 0/548$)،

، $P = 0/000$) b1) فرضی با طرح فرضی $P = 0/000$) a2) همراه طرح فرضی $P = 0/000$) a1b) حدافل
 یکدیگر نشان می‌دهند. در نهایت اینکه مدل MIROC_3-2_MEDRES در ترکیب با طرح فرضی a1b ، حدافل
 کاهش میانگین دهه‌ای شاخص SPI را به میزان $-0/26$ درصد ($r = -0/82$ ، $P = 0/000$) نسبت به نتایج دیگر مدل‌ها
 ارائه می‌دهد. پس مجموع تمام طرح‌های فرضی، افزایش خشکسالی‌ها را برای دهه‌های آینده شبیه‌سازی می‌کند که این
 شرایط نامساعد آب‌وهوایی در ترکیب با افزایش دما و کاهش بارش می‌تواند افت تراز آب را به دنبال داشته باشد.



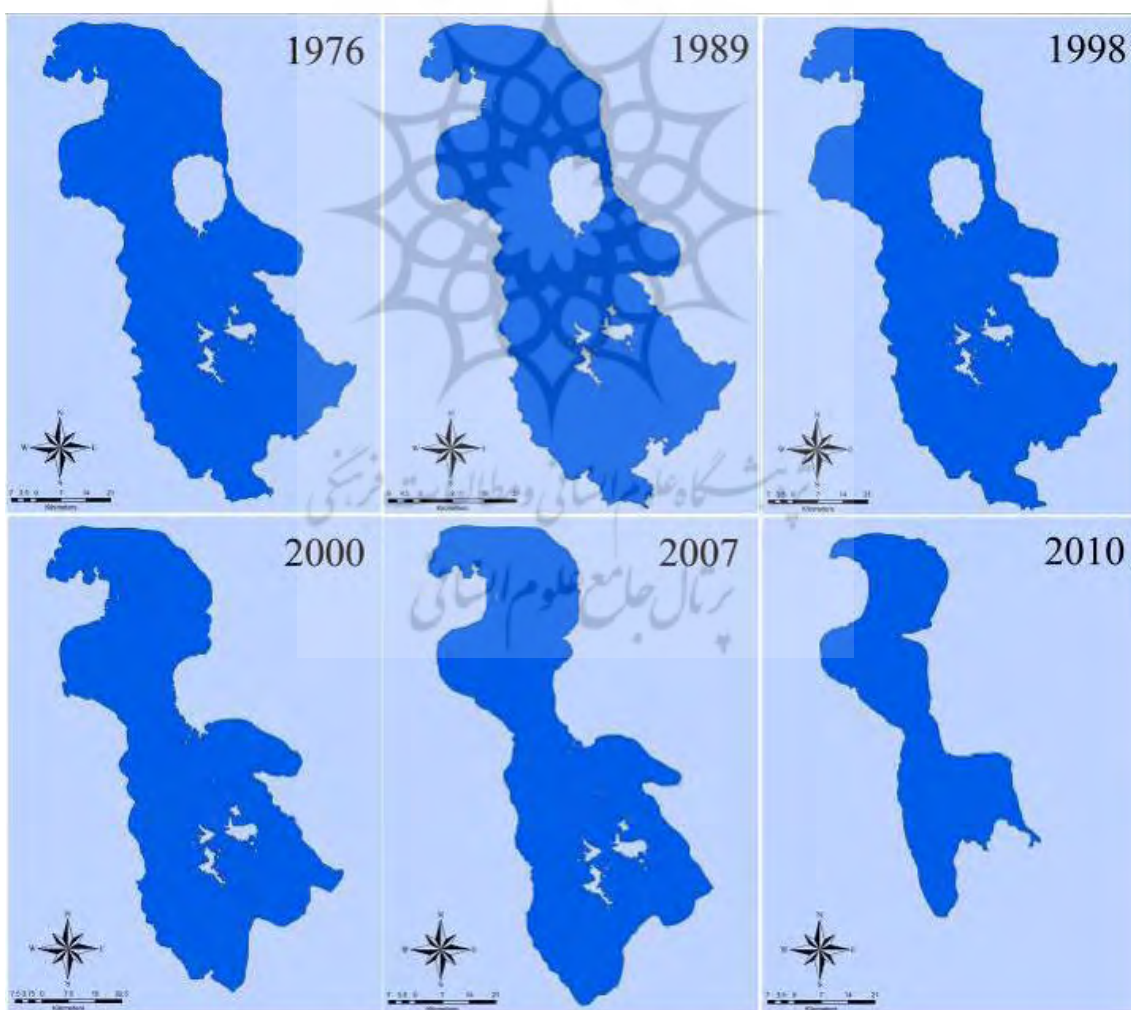
شکل ۸. نمودار مقادیر مشاهداتی و شبیه‌سازی شده‌ی خشکسالی به‌وسیله‌ی مدل MIROC_3-2_MEDRES و طرح‌های فرضی پیشنهادی



شکل ۹. نمودار مقادیر مشاهداتی و شبیه‌سازی شده‌ی خشکسالی به‌وسیله‌ی مدل MPI_ECHAM5 و طرح‌های فرضی پیشنهادی

بررسی تغییرات خطوط ساحلی دریاچه

نتایج مستخرج از تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد که بیشترین مساحت دریاچه با ۵۶۵۰ کیلومتر مربع در سال ۱۹۹۸ و کمترین آن با ۲۰۰۵ کیلومتر مربع در سال ۲۰۱۰ رخ داده است (جدول شماره‌ی ۴). بعد از سال ۱۹۹۸ شواهد نشان‌دهنده‌ی کاهش معنادار مساحت دریاچه است. سطح دریاچه تا سال ۲۰۰۷ با روند یکنواخت رو به کاهش بوده که از آن به بعد این فرایند سرعت گرفته است، به‌گونه‌ای که در مقایسه بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰، حدود ۳۲۶۱ کیلومتر مربع از مساحت دریاچه در معرض خشک شدن قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). تغییرات روند خشک شدن سطح دریاچه با مقادیر $(r = ۰/۶۲, P = ۰/۱۰۰)$ گویای معناداری افزایش خشک شدن دریاچه برای داده‌های مورد نظر است. از سوی دیگر، روند تغییرات مساحت دریاچه با $(r = ۰/۷۴, P = ۰/۰۲۲)$ نشان‌دهنده‌ی کاهش معنادار مساحت دریاچه است.

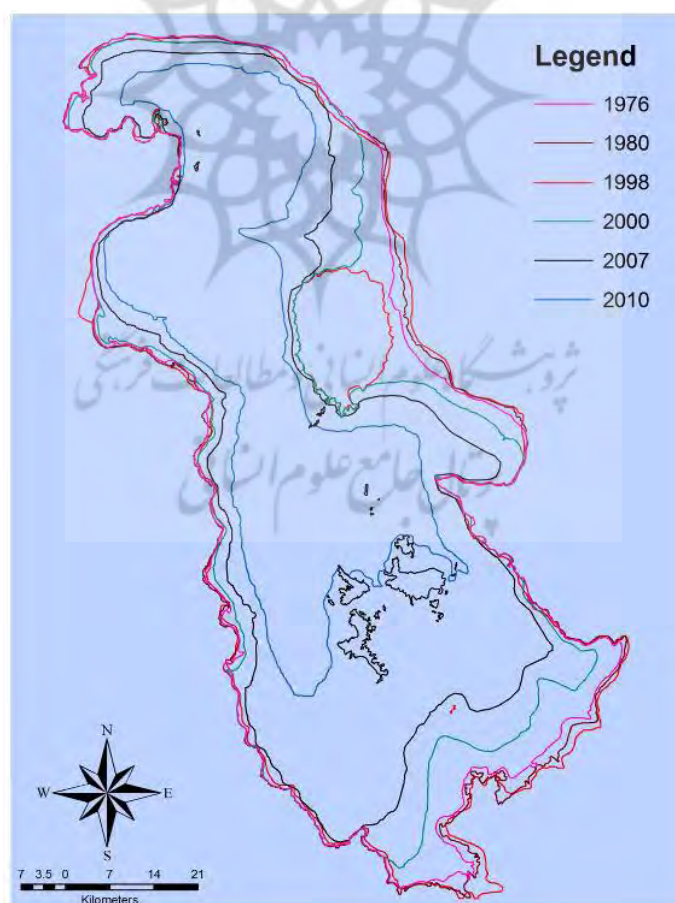


شکل ۱۰. استخراج خطوط ساحلی دریاچه‌ی ارومیه با اقتباس از روش طبقه‌بندی نظارت شده

جدول ۴. تغییرات مساحت دریاچه و نوسان نواحی در معرض بیابان‌زایی در دوره‌های مختلف مطالعاتی

سال‌ها	مساحت دریاچه کیلومتر مربع	مساحت در معرض بیابان‌زایی هر دوره نسبت به دوره‌ی قبل کیلومتر مربع
۱۹۷۶	۵۲۶۶	-
۱۹۸۹	۵۴۲۳	-۱۵۷
۱۹۹۸	۵۶۵۰	-۲۲۷
۲۰۰۰	۴۶۱۰	+۱۰۴۰
۲۰۰۳	۴۲۴۱	+۳۶۹
۲۰۰۵	۴۰۹۹	+۱۴۲
۲۰۰۷	۳۸۴۱	+۲۵۸
۲۰۰۹	۳۱۰۷	+۷۳۴
۲۰۱۰	۲۰۰۵	+۱۱۰۲

* علامت مثبت (منفی) نشان‌دهنده‌ی افزایش (کاهش) میزان خشک شدن نسبت به دوره‌ی قبل است

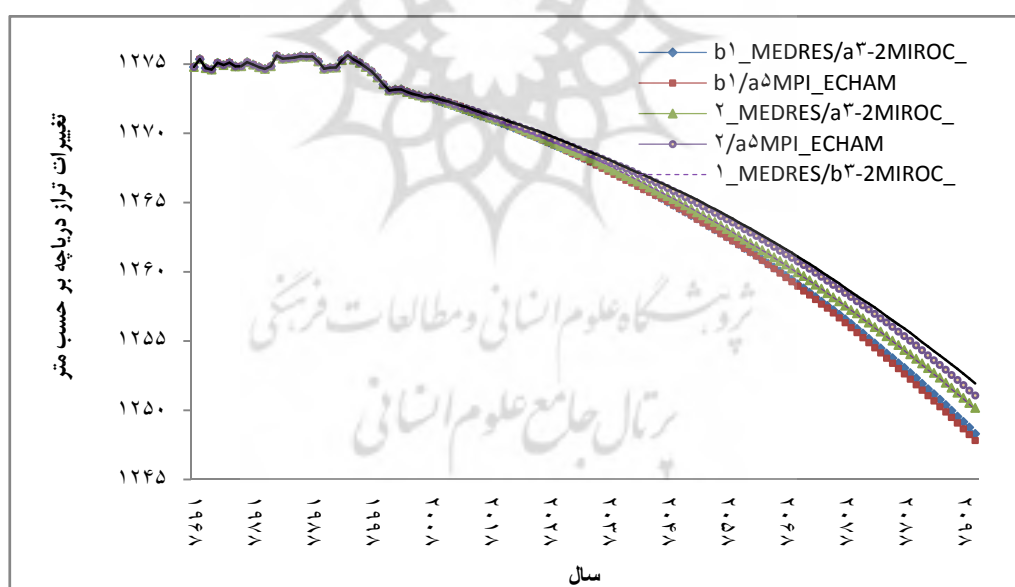


شکل ۱۱. نوسان‌های خط ساحلی دریاچه‌ی ارومیه طی سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰

مدل‌سازی آماری نوسان‌های تراز و سطح دریاچه

برای پیش‌بینی تغییرات تراز سطح دریاچه در مقیاس سالانه، از روش رگرسیون چند متغیره با مدل Enter استفاده شد. برای این منظور تأثیر مؤلفه‌های بارش سالانه، مقدار کمی خشکسالی، دما و نوع اقلیم سالانه (استخراج شده از روش دمارتن) با متغیر وابسته‌ی تغییرات تراز آب دریاچه برای دوره‌ی مطالعاتی ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۷ مورد بررسی قرار گرفت و مقادیر استخراج شده از این مدل‌سازی، برای شبیه‌سازی تغییرات تراز در دهه‌های آینده تعمیم داده شد. نکته‌ی مهم اینکه برای این کار از تأخیر یک‌ساله‌ی داده‌ها استفاده شد. نتایج این مدل‌بندی نشان می‌دهد که ترکیب مؤلفه‌ی خشکسالی با $(P = -۱/۵۱۲)$ و $(Beta = ۰/۴۰۱)$ ، بارش $(P = ۰/۱۲۵)$ و $(Beta = ۵/۸۱۹)$ ، دما با ارزش آماری $(P = -۰/۰۱۶)$ و $(Beta = -۱/۶۶۰)$ و مقادیر کمی نوع اقلیم با ارزش آماری $(P = ۰/۱۱۶)$ و $(Beta = -۴/۷۷۰)$ می‌تواند حدود $۰/۳۹۲$ درصد واریانس تغییرات تراز دریاچه را شبیه‌سازی کند.

بنابراین بر اساس مدل‌سازی آماری انجام شده در قسمت فوق و با استفاده از مقادیر شبیه‌سازی شده‌ی چهار مؤلفه‌ی اقلیمی مورد بحث، تغییرات تراز دریاچه‌ی ارومیه تا سال ۲۱۰۰ شبیه‌سازی شد که نتایج در شکل شماره‌ی ۱۲ ارائه شده است.



شکل ۱۲. نمودار مدل‌سازی تغییرات تراز دریاچه‌ی ارومیه بر اساس طرح‌های فرضی مختلف گرمایش جهانی تا سال ۲۱۰۰

بر اساس این خروجی‌ها، اگر چه نتایج بسیار نزدیک به هم است، اما تمام طرح‌های فرضی روند کاهشی سطح تراز دریاچه‌ی ارومیه را نشان می‌دهند که می‌توان میانگین مقادیر کاهشی برای تغییرات تراز دریاچه را در هر دهه برای طرح فرضی و مدل‌های مورد استفاده، از بدبینانه تا خوش‌بینانه‌ترین حالت به شرح زیر خلاصه کرد.

ترکیب مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5/a1b با کاهش دهه‌ای $۲/۷۳$ متر $(P = ۰/۰۰۰)$ در رتبه‌ی اول،

مدل و طرح فرضی MIROC_3-2_MEDRES/a1b با کاهش $۲/۶۶$ متر در هر دهه $(P = ۰/۰۰۰)$ ، مدل و طرح

فرضی MIROC_3-2_MEDRES/b1 با تغییرات کاهشی ۲/۴۸- متر ($P=0/000$) برای هر دهه، و مدل MIROC_3-2_MEDRES در ترکیب با طرح فرضی a2 با تغییرات کاهشی ۲/۴۷- متر ($P=0/000$) برای هر دهه در رتبه‌های سوم تا چهارم قرار دارند. در نهایت مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5/a2 با تغییرات کاهشی ۲/۳۶- متر در هر دهه و مدل MPI_ECHAM5 و طرح فرضی b1 با تغییرات ۲/۲۸- متر ($P=0/000$) در رتبه‌های پنجم و ششم قرار گرفته‌اند. پس بر اساس میانگین کلی از طرح‌های فرضی مختلف، انتظار بر این است که سطح آب دریاچه به‌میزان ۲/۵۰- متر برای هر دهه تا سال ۲۱۰۰ کاهش یابد.

بحث و نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر، تأثیر تغییر اقلیم و طرح‌های فرضی متفاوت گرمایش جهانی روی نوسان‌های تراز دریاچه‌ی ارومیه مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهند که تأثیر تغییر اقلیم بر مؤلفه‌ی دما، به‌صورت افزایش در این محدوده‌ی مطالعاتی است. یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهد که روند افزایشی دما در سال‌های آینده به پیروی از داده‌های مشاهداتی همچنان فزاینده است، به‌گونه‌ای که میانگین دما را از ۱۰/۴۳ درجه سلسیوس برای سال‌های ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ به ۱۱/۱۶ درجه سلسیوس در دوره‌ی زمانی ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰ افزایش خواهد داد. از سوی دیگر میانگین کلی از نتایج تمام طرح‌های فرضی انتشار، کاهش معنادار بارش به‌اندازه‌ی ۰/۳۳- میلی‌متر در هر دهه تا سال ۲۱۰۰ را پیش‌بینی می‌کند؛ پس انتظار می‌رود که میانگین بارش برای دوره‌ی مطالعاتی ۲۰۱۰ تا ۲۱۰۰، به مقدار ۹/۴۴ میلی‌متر در مقایسه با میانگین درازمدت ۱۹۶۸ تا ۲۰۰۹ کاهش یابد. کاهش بارش و افزایش دما می‌تواند آثار منفی بر ماهیت اقلیم منطقه داشته باشد؛ زیرا نتایج کلی از تغییرات دهه‌ای، نوع اقلیم محدوده‌ی مورد مطالعه آشکار می‌کند که با کاهش این شاخص با میانگین دهه‌ای ۰/۱۰- درصد تا سال ۲۱۰۰، نوع اقلیم منطقه تغییر و به سمت آب‌وهوای گرم و خشک‌تر گرایش می‌یابد.

از جمله آثار نامطلوب این تغییرات آب‌وهوایی رخداد بیشتر خشکسالی‌ها با میانگین کاهش معنادار شاخص SPI به مقدار ۰/۳۱- درصد در هر دهه و کاهش تعداد و فراوانی دوره‌های ترسالی در منطقه‌ی دریاچه است. پس وقوع و تکرار بیشتر خشکسالی‌ها، در ترکیب با افزایش دما، کاهش بارش و تغییر ماهیت اقلیم با گرایش به آب‌وهوای گرم و خشک‌تر، می‌تواند تراز هیدرولوژیکی آب دریاچه‌ی ارومیه را کاهش داده و آثار زیست‌محیطی نامساعدی را از خود به جای گذارد. مدل‌سازی آماری اثر این چهار مؤلفه‌ی مستقل بر متغیر وابسته‌ی تراز دریاچه نشان می‌دهد که در هر دهه، سطح آب دریاچه با میانگین کلی ۲/۵۰- متر کاهش خواهد یافت که بیشترین افت این کاهش، به‌وسیله‌ی ترکیب نتایج مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5/a1b به مقدار ۲/۷۳- متر در هر دهه تا سال ۲۱۰۰ شبیه‌سازی شد و کمترین میزان افت کاهشی تغییرات تراز دریاچه تا حدود ۲/۲۸- متر در هر دهه، به‌وسیله‌ی ترکیب مدل و طرح فرضی MPI_ECHAM5/b1 پیشنهاد می‌شود.

در نهایت اینکه کاهش سطح آب موجب خشک شدن دریاچه و افزایش سطوح نمکی و از بین رفتن کشاورزی می‌شود. همچنین از آثار نامطلوب دیگر این کاهش سطح و تراز آب، تهدید زیستگاه گونه‌ی نادر آرتیمیا در محدوده‌ی

مورد مطالعه است. نباید فراموش کرد که نقش عوامل انسانی و پدیده‌های انسان ساخت می‌تواند در افزایش یا کاهش تراز آب و حتی حیات یا نابودی دریاچه، سهم بسیار مهم‌تری را نسبت به عوامل طبیعی ایفا کند. بنابراین پیشنهاد می‌شود که در مطالعات بعدی، ترکیب عوامل طبیعی و انسان ساخت در تغییرات تراز دریاچه مورد توجه پژوهشگران قرار گیرد.

منابع

- اسماعیلی، ر. حبیبی نوخندان، م.، فلاح قاله‌ری غ. ع. (۱۳۸۹). **ارزیابی تغییرات دوره‌ی رشد و یخبندان ناشی از نوسانات اقلیمی، (مطالعه‌ی موردی: خراسان رضوی)**، مجله‌ی پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۷۳، صص. ۸۲-۶۹.
- ترابی آزاد، م. جعفری، ا.، سهرابی، ش. (۱۳۸۹). **بررسی رابطه خطی (رگرسیون) افزایش دمای ناشی از تغییر اقلیم جهانی بر میانگین سالانه‌ی دمای سطحی آب در سواحل هرمزگان**، مجله‌ی علوم و فناوری دریا، شماره‌ی ۵۴، صص. ۲۱-۱۱.
- خسروی، م.، اسمعیل نژاد، م.، نظری پور، ح. (۱۳۸۹). **تغییر اقلیم و تأثیر آن بر منابع آب خاورمیانه**، مجموعه مقالات چهارمین کنگره‌ی جغرافی دانان جهان اسلام، زاهدان، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- سازمان تماب (۱۳۸۸). **داده‌های تراز آب دریاچه‌ی ارومیه**، تهران. ایران.
- علیزاده، ا.، سیاری، ن.، حسامی کرمانی م. ر.، بنایان اول م.، فرید حسینی، ع. (۱۳۸۹). **بررسی پتانسیل اثرات تغییر اقلیمی بر منابع و مصارف آب کشاورزی (مطالعه‌ی موردی: حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی کشف‌رود)**، نشریه‌ی آب و خاک، جلد ۲۴، شماره‌ی ۴، صص. ۸۳۵-۸۱۵.
- Azari Takami, G., 1993, **Uraemia Lake as a Valuable Source of Artemia for Feeding Sturgeon Fry**, J.Vet,Fac, Univ, Tehran,Vol. 47, PP. 2-14.
- Blenckner, T., Omstedt, A., Rummukainen, M., 2002, **A Swedish Case Study of Contemporary and Possible Future Consequences of Climate Change on Lake Function**, Aquatic Sciences, Vol. 64, No. 2, PP.1-14.
- Bouzinac, C., Font, J., Johannessen, J., 2003, **Annual Cycles of Sea Level and Sea Surface Temperature in the Western Mediterranean Sea**, Journal of Geophysical Research: Oceans, Vol. 108, No. C3, PP. 3059. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JC001365>.
- Chelton, D.B., Davis, R.E., 1982, **Monthly Mean Sea Level Variability along the West Coast of North America**, Journal of Physical Oceanography, Vol. 12, PP.757-784.
- Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Chambers, D.P., Pekker, T., 2002, **Hydrological Impacts on Seasonal Sea Level Change**, Global and Planetary Changes, Vol. 32, No. 1, PP. 25-32.
- Clair, T.A., 1998, Guest Editorial. *Climate Change* 20, 163-165. Cabanes, C., Cazenave, A., Le Provost, C., 2001, **Sea Level Rise during Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations**, *Science* 294, No. 5543, PP. 840-842.
- Climate Research Unit (CRU), 2010, (Version 3.2; available at <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>).

- Evans, J., P., 2009, **21st Century Climate Change in the Middle East**, Climatic Change, Vol. 92, PP. 417–432.
- Fazeli, M. R., Towghi, H., Samadi, N. and Jamalifar, H., 2005, **Effects of Salinity on -carotene Production by Dunaliella Tertiolecta DCCBC26 Isolated from the Urmia Salt Lake, North of Iran**, Bioresource Technology, Vol. 97, PP. 2453–2456.
- Hassen, H., Hanaki, K., Matsuo, T., 1998, **A Modeling Approach to Simulate Impact of Climate Change Lake Water Quality: Phytoplankton Growth Rate Assessment**, Water Sci. Technol, Vol. 37, No. 2, PP. 177-185.
- Jones, P.G., Thomton, P.K., Heinke, J., 2009, **Generating Characteristic Daily Weather Data Using Downscaled Climate Model Data from the IPCC's Fourth Assessment**, Project Report "Supporting the Vulnerable: Increasing the Adaptive Capacity of Agro-pastoralists to Climatic Change in West and Southern Africa Using a Trans-disciplinary Research Approach", <http://hdl.handle.net/10568/2482>.
- Karbassi, A., Nabi Bidhendi, Gh., Pejman, A. and Esmaili Bidhendi, M., 2010, **Environmental Impacts of Desalination on the Ecology of Lake Urmia**, J. Great Lakes Res., Vol. 36, No. 3, PP. 419-424.
- Komatsua, E., Fukushima, T., Harasawa, H., 2007, **A Modeling Approach to Forecast the Effect of Long-Term Climate Change on Lake Water Quality**, Ecological Modelling, Vol. 209, No. 2-4, PP. 351–366.
- Magnuson, J.J., Webster, K.E., Assel, R.A., Bowser, C.J., Dillon, P.J., Eaton, J.G., Evans, H.E., Fee, E.J., Hall, R.I., Mortsch, L.R., Schindler, D.W., Quinn, F.H., 1997, **Potential Effect of Climate Changes on Aquatic Systems: Laurentian Great Lakes and Precambrian Shield Region**, Hydrol. Proc., Vol. 11, No. 8, PP. 825–872.
- Mahongo, Sh., 2006, **Impacts of Sea Level Change**, Odin Africa / Gloss Training Workshop on Sea – Level Measurement and Interpretation. Oostende, Belgium.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993, **The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales**, In: Preprints, Eighth Conference on Applied Climatology, January 17e22, Anaheim, California.
- Reveshty, M., Maruyama, Y., 2010, **Study of Uremia Lake Level Fluctuations and Predict Probable Changes Using Multi-Temporal Satellite Images and Ground Truth Data Period (1976-2010) New Challenge about Climate Change or Human Impact**, International Conference in Map Asia 2010 & ISG 2010, Kuala Lumpur, Malaysia.
- Rowshan, G. R., Mohammadi, H., Nasrabadi, T., Hoveidi, H. and Baghvand, A., 2007, **The Role of Climate Study in Analyzing Flood Forming Potential of Water Basins**, International Journal of Environmental Resear, Vol. 1, No. 3, PP. 231-236.
- Scafetta, N., 2010, **Empirical Evidence for a Celestial Origin of the Climate Oscillations and its implications**, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, Vol. 72, PP. 951–970.

- Thomson, D. M., Shaffer, G.P., McCorquodale, J.A., 2002, **A Potential Interaction between Sea-level Rise and Global Warming: Implications for Coastal Stability on the Mississippi River Deltaic Plain**, Global and Planetary Changes, Vol. 32, No. 1, PP. 49- 59.
- Zeinoddini, M., Tofighi, M. A. and Vafaei, F., 2009, **Evaluation of Dike-type Causeway Impacts on the Flow and Salinity Regimes in Lake Urmia, Iran**, J. Great Lakes Res., Vol. 35, PP. 13-22.

