

مقاله پژوهشی

شبیه‌سازی رواناب، تبخیر، برگاب و تغذیه آب زیرزمینی دریاچه ارومیه در دوره‌های مرطوب و خشک

فاطمه بشیریان^۱، داریوش رحیمی^{۲*}، سعید موحدی^۳ و رضا ذاکری‌نژاد^۴

چکیده

تغییرات سطح دریاچه ارومیه یک مشکل منطقه‌ای با تغییر ساختار اکوسیستم در شمال غرب ایران همراه است؛ بنابراین تحلیل بیلان آبی حوضه دریاچه ارومیه در زمینه بارش، رواناب، تبخیر و تعرق، برگاب و نفوذ در مدیریت این مشکل مؤثر است. شبیه‌سازی متغیرها در وضعیت خشک‌سالی (۱۳۹۶) و ترسالی (۱۳۷۱) با داده‌های توپوگرافی، خاک، دما، بارش، تبخیر، سطح ایستابی و تصاویر ماهواره‌ای لندست با روش‌های زمین آمار، طبقه‌بندی تصاویر ماهواره‌ای و مدل WetSpas - M انجام شد. یافته‌ها نشان داد در سال‌های مرطوب (۱۳۷۱) از مجموع بارش سالانه، ۵۸/۴۲ درصد تبخیر و تعرق، ۷/۲۰ درصد رواناب، ۳۱/۱۸ درصد نفوذ و ۳/۲ درصد برگاب می‌شود. در خشک‌سالی‌ها (۱۳۹۶)، این ارقام به ترتیب به ۱/۵۵، ۵۵/۴۹، ۳۹/۷۷ و ۳/۱۹ درصد تغییر یافتند. نتایج آزمون اعتبارسنجی نشان داد که مدل دارای کیفیت خوب تا رضایت‌بخش در برآورد بیلان آبی خشک‌سالی، تغییرات کاربری اراضی و انتقال آب بین حوضه‌ای بود. علاوه بر آن، توزیع فضایی تغییرات، نشان داد که به دلیل تغییرات کاربری بیشتر و اجرای پروژه‌های آب بر در بخش‌های شرقی حوضه، این کاهش شدیدتر بود.

واژه‌های کلیدی: ترازمندی آب، حوضه دریاچه ارومیه، سنجش از دور، مدل WetSpas-M.

ارجاع: بشیریان ف.، رحیمی د.، موحدی س. و ذاکری‌نژاد ر. ۱۳۹۹. شبیه‌سازی رواناب، تبخیر، برگاب و تغذیه آب زیرزمینی دریاچه ارومیه در دوره‌های مرطوب و خشک. مجله پژوهش آب ایران. ۳۸: ۸۵-۹۵.

۱- دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه اصفهان.

۲- دانشیار گروه آموزشی جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.

۳- دانشیار گروه آموزشی جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.

۴- استادیار گروه آموزشی جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان.

* نویسنده مسئول: D.rahimi@geo.ui.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۱۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۱۶

مقدمه

همکاران، ۲۰۱۰؛ یان و همکاران، ۲۰۱۱؛ پارک و همکاران، ۲۰۱۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۵؛ شریستا و همکاران، ۲۰۱۶؛ آرمانوس و همکاران، ۲۰۱۶؛ هاشمی‌نسب، ۱۳۹۶؛ ملکی و همکاران، ۲۰۱۷؛ عبداللهی و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژانک و همکاران، ۲۰۱۸؛ آلمایهو و همکاران، ۲۰۱۷؛ ملا و همکاران، ۲۰۱۹؛ سالم و همکاران، ۲۰۱۹). گبریه‌وانس و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از مدل WetSpas-M منابع آب زیرزمینی و سطحی حوضه جیب در اتیویی را ارزیابی کردند. بر اساس نتایج به‌دست آمده ۷۶ درصد از بارش حوضه، صرف تبخیر و تعرق، ۱۸ درصد صرف رواناب سطحی و تنها ۶ درصد صرف تغذیه آب‌های زیرزمینی می‌شود. زملت و همکاران (۲۰۱۵) با بهره‌گیری از مدل WetSpas-M به برآورد میانگین تغذیه بلندمدت آب‌های زیرزمینی در فلاندرز پرداختند. همچنین با استفاده از روش‌های تجزیه و تحلیل مؤلفه‌های اصلی، تحلیل رگرسیون خطی چندگانه و تجزیه و تحلیل اهمیت نسبی، عوامل کنترل‌کننده تغییرات حوضه را ارزیابی کردند. یافته‌های آنان نشان داد که میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی به طور متوسط ۲۳۵ میلی‌متر در سال (عمدتاً در فصل زمستان) است و تغییرات آن به ترتیب تحت تأثیر بارش، بافت خاک و پوشش گیاهی قرار دارد. زارعی و همکاران (۲۰۱۶) برای شبیه‌سازی اجزاء ترازمندی آب حوضه مشهد از مدل WetSpas-M استفاده کردند. بر اساس نتایج به‌دست آمده ۱۴ درصد از بارش حوضه تبدیل به رواناب سطحی می‌شود. ۲۹ درصد صرف تغذیه آب‌های زیرزمینی و ۵۷ درصد نیز صرف تبخیر و تعرق می‌شود. با توجه به میزان بالای تبخیر و تعرق، رواناب سطحی و دمای بالا، مناطق کشاورزی دارای کمترین مقدار تغذیه آب زیرزمینی هستند. برای مدیریت پایدار و کارآمد منابع آب در حوضه دریاچه ارومیه، درک بهتر از تغییرات زمانی و مکانی اجزاء ترازمندی آبی به خصوص تبخیر و تعرق واقعی، رواناب سطحی و تغذیه آب زیرزمینی بسیار ضروری است. این پژوهش بر آن است تا با استفاده از مدل WetSpas-M به تحلیل فضایی تغییرات بیلان آبی این حوضه در طول ۲۵ سال (۱۳۹۶-۱۳۷۱) بپردازد.

منطقه مورد مطالعه

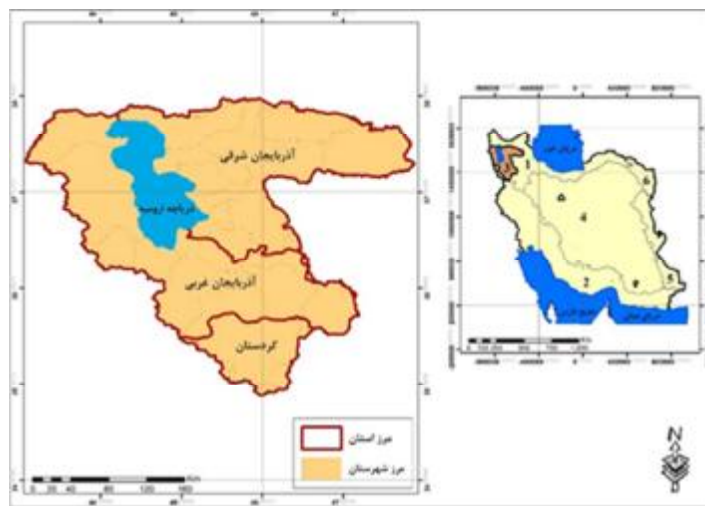
حوضه دریاچه ارومیه در شمال غرب ایران، مساحتی برابر با ۵۱۸۷۶ کیلومتر مربع دارد. پایین‌ترین ارتفاع ۱۱۷۹ متر

دریاچه ارومیه بزرگ‌ترین دریاچه داخلی ایران و از دریاچه‌های شور جهان است. این دریاچه به‌عنوان یک اکوسیستم مؤثر در شمال غرب ایران نقش مهمی در تعادل اکولوژی منطقه دارد. بهبود وضعیت زندگی، افزایش درآمد سرانه و اشتغال‌زایی از جمله اهداف برنامه‌های توسعه (۱۴۰۰-۱۳۲۷) بوده است. منابع طبیعی (آب، خاک و پوشش گیاهی) حوضه آبی دریاچه ارومیه نیز در این چارچوب مورد بهره برداری قرار گرفته است. توسعه باغ‌ها و اراضی آبی، سکونت‌گاه‌های شهری، احداث سد، افزایش تعداد چاه‌ها و انتقال آب از سرشاخه‌ها به مناطق دیگر (مانند شهر تبریز و بناب) همراه رخداد خشک‌سالی‌ها و افزایش دما از جمله نمادهای آثار توسعه اقتصادی و اجتماعی برنامه‌ها و عوامل طبیعی بوده است. کاهش سطح تراز دریاچه ارومیه به ویژه از سال ۱۳۷۴ (۷/۴۰ متر)، افزایش نمکزارها، کاهش سطح تراز اکولوژی (کمتر از ۱۲۷۴/۱ متر) و افت سطح ایستابی دشت‌ها از جمله آثار هیدرولوژیکی پدیده‌های ذکر شده در بالا است (فتحی و همکاران، ۱۳۹۴؛ خادمی و همکاران، ۱۳۹۳؛ ستاد احیای دریاچه ارومیه، ۱۳۹۶؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۶). ارائه تصویر درست از نوسان‌های بیلان آبی حوضه می‌تواند در مدیریت و بازسازی دریاچه مؤثر واقع شود. بررسی‌های اسنادی نشان داد که عمده تغییرات ترازمندی آب دریاچه بیشتر بر نقش افزایش دما و کاهش بارش‌ها تأکید دارند (مهسافر و همکاران، ۱۳۹۰؛ آیرملو و خاکی ترابی، ۱۳۸۴؛ محب‌زاده و فلاح، ۲۰۱۹). این پژوهش‌ها به دلیل اینکه توجه جامعی به تغییرات کاربری حوضه نکرده‌اند، قادر به ارائه مدلی مناسب برای تحلیل بیلان آبی حوضه نبوده‌اند؛ لذا استفاده از مدلی که علاوه بر متغیرهای اقلیمی و مباحث تغییر اقلیم به عوامل دیگری مانند دبی پایه، زمان تأخیر دبی، کاربری اراضی، عوامل توپوگرافی و تغییرات سطح ایستابی توجه کند، می‌تواند تصویر روشن‌تری از واکنش متغیرهایی مانند رواناب، تبخیر و تعرق، برگاب و نفوذ پذیری را ارائه دهد. بدین‌منظور مدل WetSpas-M انتخاب شد.

مرور یافته‌های پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهد که مدل WetSpas-M مدل مناسبی برای شبیه‌سازی فضایی رواناب سطحی، تبخیر و تعرق واقعی و تغذیه آب‌های زیرزمینی حوضه‌های آبریز جهان است (پلمانس و

است (گنجعلی و همکاران، ۱۳۹۳؛ ایمانی فر و محبی، ۲۰۰۷؛ قاهری و همکاران، ۱۹۹۹). متوسط بلندمدت بارش سالانه حوضه دریاچه ارومیه ۳۳۴ میلی‌متر و متوسط دمای سالانه آن ۱۱/۸ درجه سلسیوس می‌باشد. تیرماه با ۲۵/۲ درجه سلسیوس گرم‌ترین و دی ماه با ۱/۶۴- درجه سلسیوس سردترین ماه‌های سال هستند.

(در حاشیه دریاچه ارومیه) و بالاترین آن ۳۷۳۲ متر (قله سبلان) واقع شده است. متوسط ارتفاع حوضه ۱۷۳۰/۸۱ متر است این حوضه بر اساس تقسیمات حوضه‌های آبی ایران با کد سه شناخته می‌شود (شکل ۱). دریاچه ارومیه یک پارک ملی و زیستگاه گونه منحصر به فرد آرتمیا، پناهگاه فلامینگو و پلیکان و ذخیره‌گاه زیستکره یونسکو



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی حوضه دریاچه ارومیه

(<https://earthexplorer.usgs.gov>) دانلود شده‌اند (جدول ۱). برای پوشش کامل منطقه برای هر سال، هشت یا نه تصویر انتخاب شد. برای تفکیک کاربری اراضی بخصوص کشت آبی از سایر کشت‌ها از باندهای مادون قرمز نزدیک، قرمز و سبز ماه‌های تیر و مرداد استفاده و جهت طبقه‌بندی تصاویر از روش حداکثر شباهت استفاده شد (زیشان علی و همکاران، ۲۰۱۸؛ مهمون و همکاران، ۲۰۱۵؛ سلیمانی ساردو و همکاران، ۱۳۹۴؛ احمدپور و همکاران، ۱۳۹۳). ضریب تصحیح تصاویر ماهواره (کاپا) در دو دوره برابر با ۰/۹۶ که از تطبیق مناسبی برخوردار است.

روش‌ها

مدل WetSpas-M یک مدل توزیع فضایی ترازمندی آب است که برای پیش‌بینی فرآیندهای بیلان آبی در گام‌های زمانی ماهانه، فصلی و سالانه استفاده می‌شود و محاسبات را به صورت رستری انجام می‌دهد. بدین صورت که برای هر کدام از سلول‌ها، اجزاء ترازمندی آب، یعنی برگاب، رواناب سطحی، تبخیر و تعرق و تغذیه آب‌های زیرزمینی را تفکیک می‌کند. همچنین در سلول‌هایی که دارای

داده‌ها

روش پژوهش از نوع توصیفی- تحلیلی است که با کمک تکنیک‌های دورسنجی، مدل‌سازی اقلیمی و آب‌شناختی مورد کنکاش قرار می‌گیرد. شکل ۲ مراحل اجرای پژوهش را نشان می‌دهد.

برای برآورد متغیرهای رواناب، تبخیر و تعرق، برگاب و تغذیه آب‌های زیرزمینی دو سال ۱۳۷۱ به‌عنوان مرطوب‌ترین سال و ۱۳۹۶ به‌عنوان کم بارش‌ترین سال انتخاب شدند (شاخص استاندارد بارش). داده‌های مورد نیاز شامل بافت خاک، عمق آب زیرزمینی (متر)، شیب (درصد)، ارتفاع (متر)، بارش (میلی‌متر)، دما (سلسیوس) و تبخیر از تشت (میلی‌متر) از ایستگاه‌های هواشناسی، باران‌سنجی، تبخیرسنجی، هیدرومتری (شکل ۳) و چاه‌های مشاهداتی دریافت و نقشه‌های آن‌ها در ابعاد سلولی ۹۰ در ۹۰ متر در محیط ArcMap ترسیم شد.

همچنین از تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات میدانی برای تهیه نقشه‌های کاربری اراضی استفاده شد. این تصاویر مربوط به ماهواره لندست هستند که از سایت

سطوح آبی و رخنمون سنگی به‌ترتیب با a_v ، a_s و a_o محاسبه می‌شود. بارندگی به‌عنوان نقطه شروع برای محاسبه بیلان آب پیش‌نیاز این فاکتورهاست (معادلات (۴) الی (۷)) (جدول ۲) (وانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ بتلان و اسمت، ۲۰۰۷).

برای اعتبارسنجی نتایج مدل WetSpas-M از ضرایب نش- ساتکلیف و نسبت میانگین مربعات خطا و انحراف استاندارد استفاده شده است (معادلات (۸) الی (۹)) (جدول ۳). آستانه‌های هر کدام از ضرایب در جدول ۴ آورده شده است.

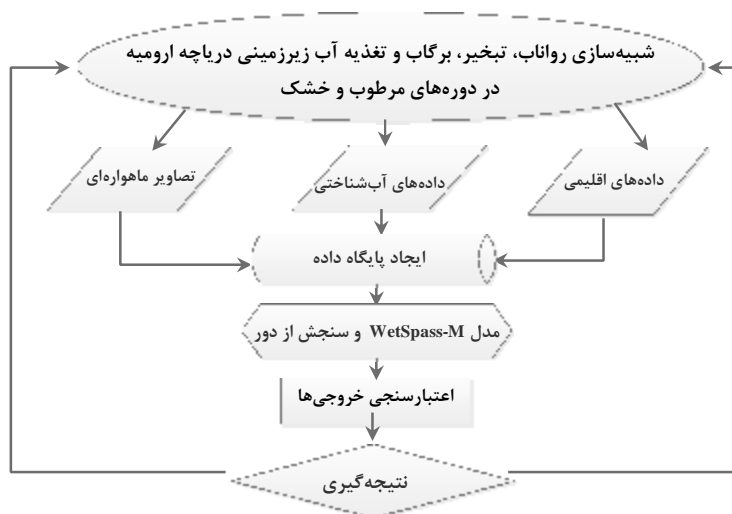
پوشش ناهمگونی هستند، تمامی اجزاء ذکر شده را در هر کدام از سطوح پوشش گیاهی، خاک لخت، آب روباز و بخش غیرقابل نفوذ به‌صورت جداگانه محاسبه می‌کند. (عبداللهی و همکاران، ۲۰۱۲) (معادلات (۱) الی (۳)).

$$ET_{raster} = a_v ET_v + a_s E_s + a_o E_o + a_i E_i \quad (1)$$

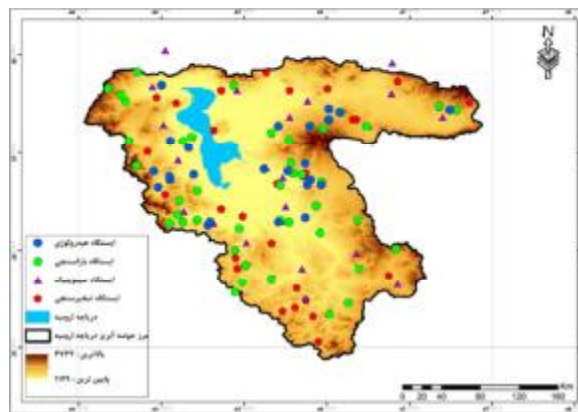
$$S_{raster} = a_v S_v + a_s S_s + a_o S_o + a_i S_i \quad (2)$$

$$R_{raster} = a_v R_v + a_s R_s + a_o R_o + a_i R_i \quad (3)$$

در معادلات بالا ET_{raster} ، S_{raster} و R_{raster} تبخیر و تعرق کل، رواناب سطحی و تغذیه آب زیرزمینی است. تغذیه یک سلول رستری با پوشش گیاهی، خاک بدون پوشش،



شکل ۲- مدل مفهومی روش انجام پژوهش



شکل ۳- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های هیدرولوژی، باران‌سنجی، سینوپتیک و تیرسنجی مورد مطالعه

جدول ۱- ویژگی‌های تصاویر لندست مورد مطالعه

سال	سنسور/ماهواره	شماره باند	تفکیک (m ²)	تاریخ تصاویر	تعداد تصاویر	ضریب کاپا
۱۳۷۱	Landsat5/TM	۲-۳-۴	۳۰	۱۳۷۱/۵/۲۶ و ۴ و ۲ - ۱۳۷۱/۴/۲۵ و ۱۶	۹	۰/۹۶
۱۳۹۶	Landsat8/OLI-TIRS	۳-۴-۵	۳۰	۱۳۹۶/۵/۲۲ و ۱۶ و ۸	۸	۰/۹۶

جدول ۲- معادلات ریاضی محاسبه اجزاء بیلان آبی در مدل WetSpa-M

شماره معادله	متغیر	معادله ریاضی	اجزاء معادله	منبع
(۴)	رواناب	$SR_m = C_{sr} C_h (P_m - I_m) \dots$ $C_h = (\theta_s / \theta_{sat})^b$	SR_m رواناب سطحی (میلی متر)، C_{sr} ضریب رواناب C_h ، ضریب رطوبتی خاک، θ_s مقدار رطوبت خاک موجود در یاخته مورد نظر θ_{sat} میزان تخلخل خاک بر متر مکعب) و b تأثیر شدت بارش	عبداللهی و همکاران (۲۰۱۷)
(۵)	تغذیه آب زیرزمینی	$R_m = P_m - SR_m - ET_m$	R_m تغذیه آب زیرزمینی، P_m بارش، SR_m رواناب سطحی و ET_m تبخیر و تعرق	عبداللهی و همکاران (۲۰۱۲)
(۶)	تبخیر و تعرق	$ET_m = a_s ET_{vs} + a_e ET_s + a_o ET_o + a_i ET_i \dots$	$a_s ET_{vs}$ تبخیر و تعرق برای مناطق پوشش گیاهی، $a_e ET_s$ تبخیر و تعرق خاک بایر، $a_o ET_o$ تبخیر و تعرق آب روباز و $a_i ET_i$ تبخیر و تعرق سطوح غیرقابل نفوذ	زارعی و همکاران (۲۰۱۶)
(۷)	برگاب	$I_m = P_m I_R$ $I_R = 1 - \exp(-I_D d_p / P_m)$ $I_D = a LAI \left(1 - \frac{1}{1 + \frac{P_m (1 - \exp(-0.463 LAI))}{a LAI}} \right)$	I_m برگاب، P_m بارندگی و I_R نسبت برگاب، d_p تعداد روزهای بارانی است و I_D آستانه برگاب، LAI شاخص سطح برگ می باشد و a پارامتر برگاب	عبداللهی و همکاران (۲۰۱۷)

جدول ۳- معادلات ریاضی ارزیابی عملکرد مدل WetSpa-M

شماره معادله	نام معادله	معادله ریاضی	اجزاء معادله	منبع
(۸)	ضریب نش-ساتکلیف	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - \gamma_{mean})^2}$	y_i^{obs} مقادیر مشاهداتی، y_i^{sim} مقادیر سیلوا و همکاران (۲۰۱۵)؛ موریاسی و همکاران (۲۰۰۷)	
(۹)	ضریب نسبت میانگین مربعات خطا و انحراف استاندارد	$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i^{obs} - \gamma_{mean})^2}}$	برآورد شده توسط مدل، γ_{mean} میانگین داده‌های مشاهداتی، n تعداد داده‌ها	همکاران (۲۰۰۷)

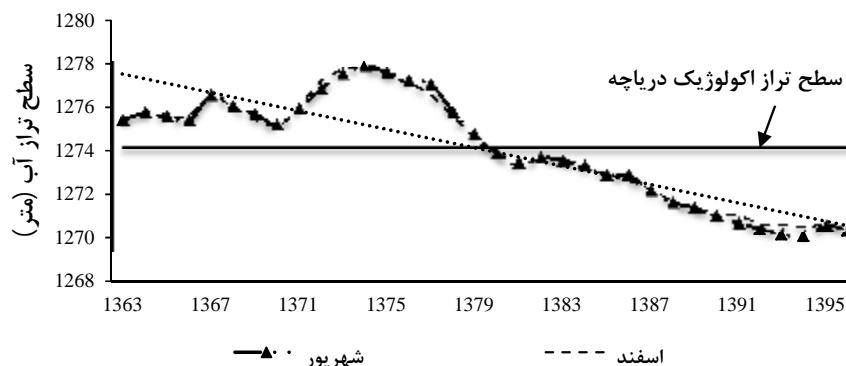
جدول ۴- معیارهای ارزیابی عملکرد مدل WetSpa-M

نام ضریب	طبقه بندی حدود آستانه	کارایی طبقه بندی‌ها
ضریب نش-ساتکلیف	$0.75 < NSE \leq 1$	خیلی خوب
	$0.65 < NSE \leq 0.75$	خوب
	$0.5 < NSE \leq 0.65$	رضایت بخش
	$0.4 < NSE \leq 0.5$	قابل قبول
	$NSE \leq 0.4$	غیر قابل قبول
ضریب نسبت میانگین مربعات خطا و انحراف استاندارد	$0 \leq RSR \leq 0.5$	خیلی خوب
	$0.5 < RSR \leq 0.6$	خوب
	$0.6 < RSR \leq 0.7$	رضایت بخش
	$RSR > 0.7$	غیر قابل قبول

نتایج و بحث

داشته است. از سال ۱۳۸۰ به بعد سطح آب دریا پایین‌تر از تراز اکولوژیک (۱۲۷۴/۱ متر) قرار دارد. این وضعیت از نظر زیست‌محیطی مناسب نیست و وضعیت بحرانی دریاچه را نشان می‌دهد (شکل ۴).

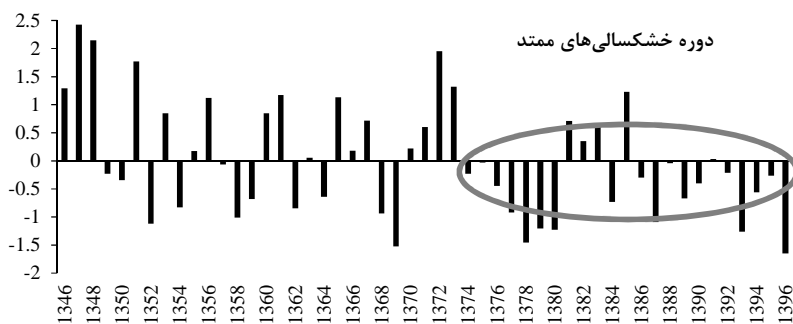
متوسط سالانه تراز آبی دریاچه ارومیه از ۱۲۷۸/۵۵ متر در دهه ۴۰ شمسی به ۱۲۷۰/۳۵ متر در سال ۱۳۹۶ کاهش یافته است. این روند از سال ۱۳۸۰ با شتاب بیشتری تداوم



شکل ۴- روند تغییرات ماهانه تراز آب دریاچه ارومیه در مقایسه با تراز اکولوژیک

۱۳۴۷ (۲/۳) و سال ۱۳۷۲ (۱/۹۵) و کمترین آن مربوط به سال ۱۳۹۶ (۱/۶۴-) است. گفتنی است که خشک‌سالی ۱۳۹۶ در تداوم یک دوره خشک‌سالی ده ساله اتفاق افتاده است.

خشک‌سالی‌ها، از عوامل مؤثر در ترازمندی آب است. شناسایی خشک‌سالی‌های نیم سده اخیر دریاچه ارومیه نشان داد که خشک‌سالی‌ها فراوانی وقوع بیشتری نسبت به دوره‌های مرطوب دارند (شکل ۴). براساس شکل ۵ بیشترین میزان شاخص بارش استاندارد مربوط به سال



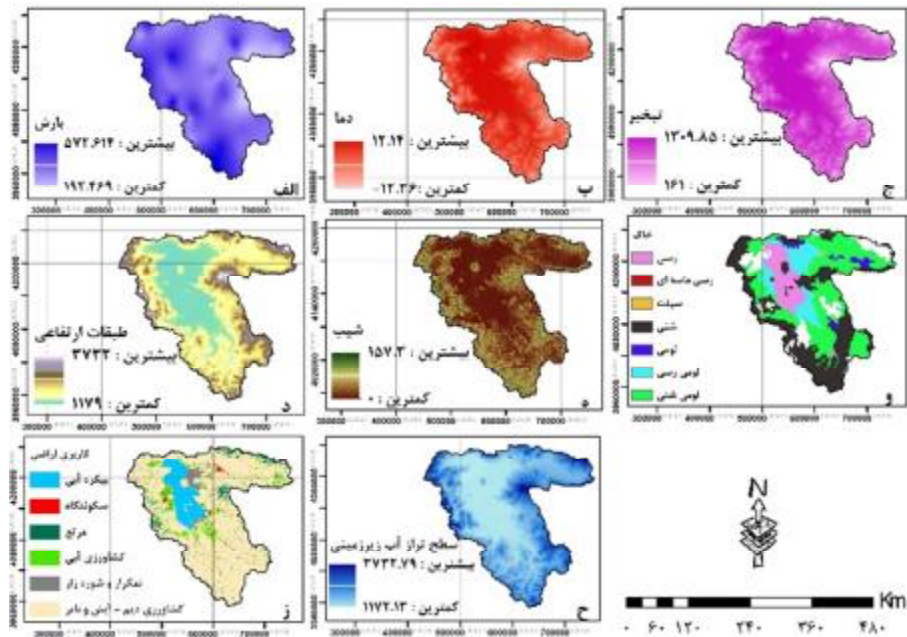
شکل ۵- خشک‌سالی‌های حوضه دریاچه ارومیه

اراضی نشان داد نمکزار و شورزارهای سال ۱۳۷۱، از ۲/۷۲ درصد به ۹/۱ درصد در سال ۱۳۹۶ (حدود هفت درصد افزایش) رسید. کاربری‌های کشاورزی آبی سال ۱۳۷۱ نیز از ۸/۶۵ درصد به ۱۰/۱ درصد (۱/۵ درصد افزایش) و سکونت‌گاهی سال ۱۳۷۱ از ۱/۰۹ درصد به ۲ درصد در سال ۱۳۹۶ افزایش یافته است (یک درصد افزایش). کشاورزی دیم- آیش و بایر از ۷۴/۲ درصد در سال ۱۳۷۱ به ۷۳/۳ درصد در سال ۱۳۹۶ (یک درصد کاهش)، کاربری مراتع از ۴/۲۶ درصد در سال ۱۳۷۱ به

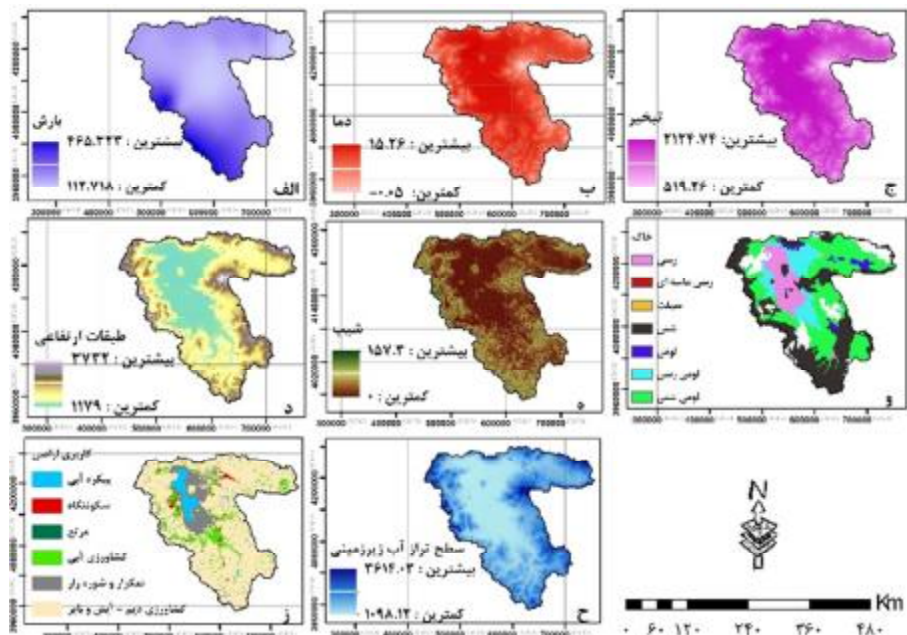
برای بررسی ترازمندی آب حوضه دریاچه ارومیه علاوه بر داده‌های اقلیمی بارش (شکل‌های ۶ و ۷ الف)، دما (شکل‌های ۶ و ۷ ب) و تبخیر (شکل‌های ۶ و ۷ ج)، از مدل رقومی ارتفاع (شکل‌های ۶ و ۷ د)، شیب (شکل‌های ۶ و ۷ ه) خاک‌شناسی حوضه (شکل‌های ۶ و ۷ و)، نقشه‌های مستخرج شده از تصاویر ماهواره لندست (شکل‌های ۶ و ۷ ز) و سطح تراز آب زیرزمینی (شکل‌های ۶ و ۷ ح) در سال‌های ۱۳۷۱ (سال مرطوب) و سال ۱۳۹۶ (سال خشک) استفاده شد. نتایج بررسی کاربری‌های

میلی‌متر (۱۳۷۱) به ۲۱۰ میلی‌متر (۱۳۹۶) کاهش یافته؛ اما دمای سالانه از حدود ۷ درجه به حدود ۱۲ درجه سلسیوس رسید. همچنین تبخیر از تشت نیز افزایشی در حدود ۷۱۶ میلی‌متر داشته است. بر اساس چاه‌های مشاهداتی، متوسط عمق آب زیرزمینی حوضه ۷/۴ متر کاهش داشت.

۱/۷ درصد در سال ۱۳۹۶ (۳/۴۴ درصد افزایش) و پهنه آبی دریاچه از ۹/۸۰ درصد در سال ۱۳۷۱ به ۳/۹ درصد در سال ۱۳۹۶ (۶ درصد کاهش) یافت؛ بنابراین سطح آبی دریاچه و مراتع به‌عنوان پارامترهای مؤثر در تراز آبی کاهش یافته‌اند. افزایش اراضی کشت آبی و کاهش سطح اراضی دیمی نیز حاکی از مصرف بیشتر آب در بخش کشاورزی است. داده‌های بارش حوضه از ۳۷۸/۵



شکل ۶- ورودی‌های مدل WetSpa-M برای سال ۱۳۷۱



شکل ۷- ورودی‌های مدل WetSpa-M برای سال ۱۳۹۶

اعتبارسنجی مدل

تغذیه (\emptyset) (جدول ۵) ارزیابی شد. مقادیر بهینه برای این پژوهش در جدول ۵ آمده است. نتایج اعتبارسنجی مدل نشان‌دهنده خوب و رضایت‌بخش بودن خروجی‌های مدل است ($RSR = ۰/۶۰$) و ($NSE = ۰/۶۳$) (جدول ۶).

برای بررسی اعتبار مدل از شاخص‌های NES، RSR استفاده شد. در ابتدا شش فراسنج مؤثر در تحلیل حساسیت مدل، شامل تبخیر (α)، رواناب (LP)، برگاب (a)، تأخیر در رواناب (x)، جریان پایه (β) و مشارکت در

جدول ۵ - مقادیر بهینه شده فراسنج‌های مدل WetSpas-M

پارامتر	اجزای بیلان	مقدار بهینه	آستانه تغییرات
LP	رواناب سطحی	۰/۵	۰/۴-۵/۵
α	تبخیر و تعرق	۲	۰/۳-۶/۵
A	برگاب	۴/۵	۰/۳-۶/۵
X	رواناب سطحی	۰/۵	۰-۱
β	جریان پایه	۰/۷۵	۰-۱
\emptyset	مشارکت‌کننده تغذیه	۰/۵	۰-۱

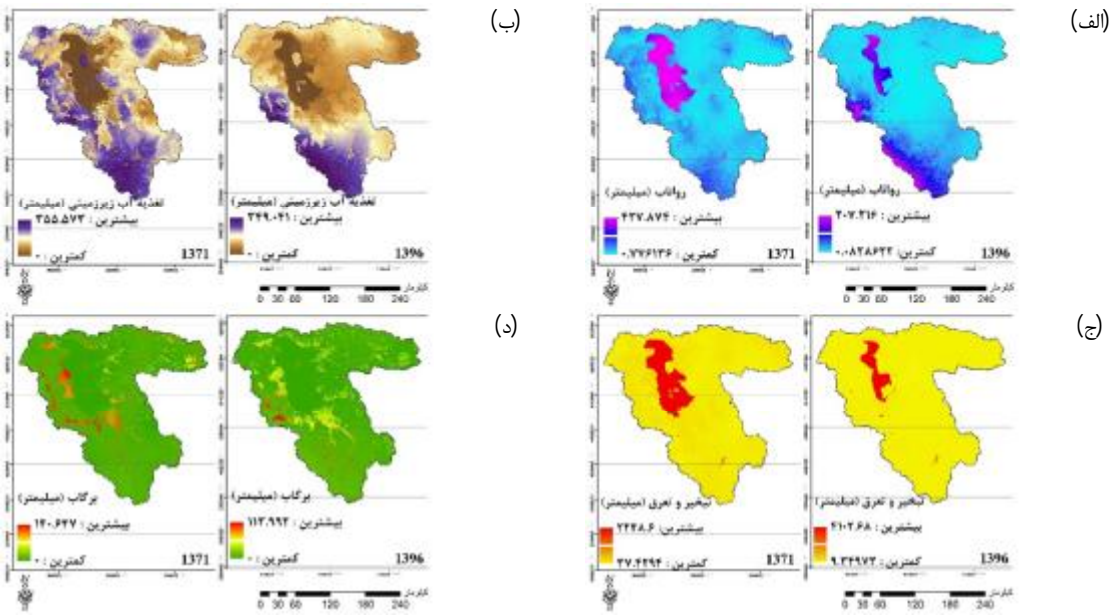
جدول ۶ - مقادیر مشاهداتی و برآوردی میانگین سالانه رواناب حوضه دریاچه ارومیه بر حسب میلی‌متر

سال	مقادیر برآوردی	مقادیر مشاهداتی
۱۳۷۱ (ترسالی)	۴۴/۱۸	۴۴/۲۴
۱۳۹۶ (خشک‌سالی)	۵/۷۴	۱۷/۳

برآورد متغیرهای تراز آبی حوضه

خروجی مدل، شامل نقشه‌های رستری رواناب، تغذیه آب‌های زیرزمینی، برگاب و تبخیر و تعرق است. در این نقشه‌ها، هر پیکسل نشان‌دهنده مقدار عددی هر کدام از مؤلفه‌های ذکر شده بر اساس میلی‌متر در سال است. شکل ۸ این خروجی‌ها را برای سال‌های ۱۳۷۱ و ۱۳۹۶ نشان می‌دهد. مطابق قسمت‌های الف و ب در سال ۱۳۷۱ بیشترین رواناب در بخش‌های غربی حوضه که دارای بالاترین میزان بارندگی است؛ اتفاق افتاده و تمامی آب‌های زیرزمینی قسمت‌های جنوبی و غربی حوضه تغذیه خوبی داشته‌اند؛ اما در سال ۱۳۹۶ بیشترین مقادیر رواناب و تغذیه به بخش‌های جنوب غربی حوضه محدود شده است. دریاچه ارومیه در سال ۱۳۹۶، تبخیر و تعرق بالاتری را نسبت به سال ۱۳۷۱ تجربه کرده است (شکل ۸ ج). همچنین در طول دوره مطالعاتی، به دلیل کاهش بارندگی از میزان برگاب در سراسر حوضه کاسته شده است (شکل ۸ د).

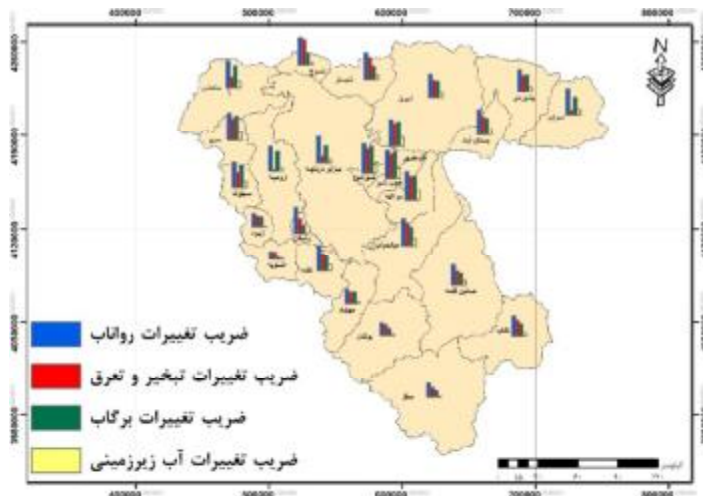
دامنه، میانگین و انحراف معیار رواناب، تغذیه آب زیرزمینی، تبخیر و تعرق و برگاب حوضه دریاچه ارومیه در جدول ۷ آورده شده است. مطابق این جدول در سال ۱۳۷۱، ۵۸/۴۲ درصد از بارش حوضه صرف تبخیر و تعرق، ۷/۲۰ درصد صرف رواناب سطحی، ۳۱/۱۸ درصد صرف تغذیه آب‌های زیرزمینی و ۳/۲ درصد صرف برگاب می‌شود. در سال ۱۳۹۶، این ارقام به ترتیب به ۵۵/۴۹، ۱/۵۵، ۳۹/۷۷ و ۳/۱۹ درصد تغییر یافتند. بر اساس برآوردهای انجام شده رواناب بیشترین و تغذیه آب زیرزمینی کمترین تغییرات زمانی را دارد. تغییرات مکانی تراز آبی حوضه نیز نشان داد در دوره آماری (۱۳۷۱-۹۶) قسمت‌های شرقی دریاچه ارومیه شامل عجب شیر، آذرشهر، مراغه و شیرآمین در تمامی اجزاء مورد بررسی دارای بیشترین و مناطق جنوبی و جنوب غربی (سقز، بوکان، مهاباد، اشنویه و زیوه) کمترین تغییرات مکانی را داشته‌اند (شکل ۹ و جدول ۷).



شکل ۸- نقشه شبیه‌سازی ترازمندی آب حوضه دریاچه ارومیه: رواناب (الف)، تغذیه آب زیرزمینی (ب)، تبخیر و تعرق (ج)، برگاب (د)

جدول ۷- دامنه، میانگین و انحراف معیار اجزاء شبیه سازی شده بیلان آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه مدل WetSpas-M (میلی‌متر)

۱۳۷۱		۱۳۹۶		خروجی‌های مدل WetSpas-M		
دامنه	میانگین	انحراف معیار	دامنه	میانگین	انحراف معیار	
۰/۷۷ - ۴۲۷/۸۷	۴۴/۱۸	۶۸/۶۷	۰/۰۸ - ۲۰۷/۲۱۶	۵/۷۳	۸/۳۰	رواناب
۰ - ۳۵۵/۵۷	۱۹۲/۹۵	۷۸/۴۳	۰ - ۳۴۹/۰۴	۱۴۹	۶۹	تغذیه زیرزمینی
۳۷/۴۲ - ۲۴۴۸/۶	۳۶۱/۴۸	۶۷۱/۵۲	۹/۳۴ - ۴۱۰۲/۶۸	۲۰۸	۷۷۰/۲۵	تبخیر و تعرق
۰ - ۱۴۰/۶۴	۲۰/۰۹	۲۳/۲۶	۰ - ۱۱۳/۹۹	۱۱/۹۸	۱۳/۴۶	برگاب



شکل ۹- ضریب تغییرات رواناب، تبخیر و تعرق، برگاب و تغذیه آب‌های زیرزمینی محدوده‌های حوضه دریاچه ارومیه (۱۳۷۱-۱۳۹۶)

نتیجه‌گیری

بارش‌ها کاهش، اما دما و تبخیر افزایش یافته‌اند. کاربری اراضی نیز دستخوش تغییرات زیادی شده است. تغییرات کاربری اراضی دیم و مرتع به مسکونی و افزایش سطح زیرکشت آبی از جمله این تغییرات است. حدود ۳۰۴۳

حوضه دریاچه ارومیه تحت تأثیر تغییرات آب و هوایی و انسانی زیادی قرار گرفته است که موجب ایجاد بحران دریاچه ارومیه شده‌اند. در طول دوره زمانی مورد مطالعه

۶. فتحی م. ح. مددی ع. بهشتی ب. و سرمستی ن. ۱۳۹۴. ارزیابی نوسان‌های سطح آب دریاچه ارومیه و افزایش پهنه‌های نمکی در منطقه شمال غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی. ۴۷(۲): ۱۸۵-۲۷۱.
۷. گنجعلی س. قاسمی ح. و حسینی قمی م. م. ۱۳۹۳. تحلیل زیست محیطی و استراتژیک برنامه مدیریت جامع حوضه آبخیز دریاچه ارومیه. فصلنامه علمی پژوهشی اکوبیولوژی تالاب. ۶(۲۲): ۴۱-۴۸.
۸. مهسافر ح. مکنون ر. و ثقفیان ب. ۱۳۹۰. اثرات تغییر اقلیم بر بیلان آبی دریاچه ارومیه. تحقیقات منابع آب ایران. ۷(۱): ۴۷-۵۸.
۹. هاشمی نسب س. ۱۳۹۶. ارزیابی اثرات تغییر اقلیم بر منابع آب در حوضه کارون. پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم جغرافیا و برنامه‌ریزی، دانشگاه اصفهان. ۱۶۵ ص.

کیلومتر مربع از مساحت دریاچه کاسته و به کاربری نمکزار و شوره زار افزوده شد. متوسط عمق آب‌های زیرزمینی حوضه نیز ۷/۴ متر کاهش داشته است. اعتبار سنجی یافته‌ها نشان داد که WetSpas-M، مدل مناسبی برای نشان دادن تغییرات اجزای ترازمندی حوضه دریاچه ارومیه بوده و در ترسالی‌ها نتایج بهتری را ارائه داد. مطابق نتایج آن در تمامی سال‌ها بیشترین بخش از بارش حوضه، صرف تبخیر و تعرق شده است. همچنین از سال ۱۳۷۱ تا ۱۳۹۶، میانگین رواناب حوضه بالاترین ضریب تغییرات را داشته که به معنی تغییرات کاربری اراضی، تخریب پوشش گیاهی و کاهش بارش‌ها ست. بیشترین تغییرات مکانی چرخهٔ هیدرولوژی نیز در محدوده‌های شرقی دریاچهٔ ارومیه اتفاق افتاده است. در حال حاضر در این مناطق، اغلب تالاب‌ها خشک شده‌اند و نمکزار و شوره‌زارها در حال پیشروی هستند. بخش‌های جنوب غربی حوضه وضعیت بهتری دارند.

منابع

۱. احمدپور ا. سلیمانی ک. شکری م. و قربانی ج. ۱۳۹۳. مقایسه میزان کارایی سه روش رایج طبقه‌بندی نظارت شده داده‌های ماهواره‌ای در مطالعه پوشش گیاهی. سنجش از دور و سامانه اطلاعات جغرافیایی در منابع طبیعی. ۵(۳): ۷۷-۸۹.
۲. آیرملو ن. و خاکی ترابی ا. ۱۳۸۴. مقایسه عوامل بیلان متوسط درازمدت دریاچه ارومیه با سال‌های آبی تر و خشک. تحقیقات منابع آب ایران. ۱(۳): ۸۷-۸۵.
۳. خادمی ف. پیرخراطی ح. و شاه کرمی س. ۱۳۹۳. مطالعه روند افزایش خاک‌های شور اطراف دریاچه ارومیه با استفاده از GIS و RS. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین. ۲۴(۹۴): ۹۳-۹۸.
۴. ستاد احیای دریاچه ارومیه. ۱۳۹۶. <http://ulrp.sharif.ir/page/urmia-lake-level>
۵. سلیمانی ساردو ف. آذر ع. رفیعی ساردوئی ا. و قره‌چایی ح. ۱۳۹۴. بررسی روند تخریب اراضی در دشت گرمسار با استفاده از تصاویر لندست. نشریه حفاظت و بهره‌برداری از منابع طبیعی. ۴(۲): ۱۵۷-۱۶۹.
10. Abdollahi K. Bashir I. and Batelaan O. 2012. WetSpas Graphical User Interface. Version 31-05-2012. Cartography of Higher Swiss Education.
11. Abdollahi K. Bashir I. Verbeiren B. Harouna M. R. Griensven A. V. Huysmans M. and Batelaan O. 2017. A distributed monthly water balance model: formulation and application on Black Volta Basin. Environmental Earth Sciences. 76: 1-18.
12. Alemayehu T. Kebede T. and Liu L. 2017. Basin characterization and determination of hydraulic connectivity of mega basins using integrated methods: (The case of Baro-Akobo and mega watershed beyond). Journal of African Earth Sciences. 137: 32-45.
13. Alizadeh-Choobari O. Ahmadi-Givi F. Mirzaeia N. and Owladb E. 2016. Climate change and anthropogenic impacts on the rapid shrinkage of Lake Urmia. International Journal of Climatology. 36: 4276-4286.
14. Armanuos A. M. Negm A. Yoshimura C. and Saavedra Valeriano O. C. 2016. Erratum to: Application of WetSpas model to estimate groundwater recharge variability in the Nile Delta aquifer. Arabian Journal of Geosciences. 9: 1-14.
15. Batelaan O. and De Smedt F. 2007. GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. Journal of Hydrology. 337: 337-355.
16. Da Silva M. G. De Oliveira de Aguiar Netto A. De Jesus Neves R. J. Do Vasco A. N.

27. Salem A. Dezs"o. J. and El-Rawy. M. 2019. Assessment of Groundwater Recharge, Evaporation and Runoff in the Drava Basin in Hungary with the WetSpass Model. *Hydrology*. 23: 1-11.
28. Shrestha S. Viet Bachb T. and Prasad Pandeya V. 2016. Climate change impacts on groundwater resources in Mekong Delta under representative concentration pathways (RCPs) scenarios. *Environmental Science & Policy*. 61: 1-13.
29. The United States Geological Survey (USGS). <https://earthexplorer.usgs.gov/>.
30. Wang Y. Lei X. Liao W. Jiang Y. Huang X. Liu J. Song X. Wang H. 2012. Monthly spatial distributed water resources assessment: a case study. *Computers & Geosciences*. 45: 319-330.
31. Wang Y. Liao W. Ding Y. Wang X. Jiang Y. Song X. and Lei X. 2015. Water resource spatiotemporal pattern evaluation of the upstream Yangtze River corresponding to climate changes. *Quaternary International*. 380: 187-196.
32. Yun P. Huili G. Demin Z. Xiaojuan L. and Nobukazu N. 2011. Impact of Land Use Change on Groundwater Recharge in Guishui River Basin, China. *Chin Geogra*. 21: 734-743.
33. Zarei M. Ghazavi R. Vli A. and Abdollahi KH. 2016. Estimating Groundwater Recharge, Evapotranspiration and Surface Runoff using Land-use data: A Case Study in Northeast Iran. *Biological Forum-An International Journal*. 8: 196-202.
34. Zeeshan Ali M. Qazi W. and Aslam N. 2018. A comparative study of ALOS-2 PALSAR and Landsat-8 imagery for land cover classification using maximum likelihood classifier. *The Egyptian journal of Remote Sensing and space sciences*. 21: 29-35.
35. Zhang Y. Liu S. Cheng F. and Shen Z. 2018. WetSpass-Based Study of the Effects of Urbanization on the Water Balance Components at Regional and Quadrat Scales in Beijing, China. *Water*. 10: 1-25.
36. Zomlot Z. Verbeiren B. Huysmans M. and Batelaan O. 2015. Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 4: 349-368.
- Almeida C. and Faccioli G. G. 2015. Sensitivity Analysis and Calibration of Hydrological Modeling of the Watershed Northeast Brazil. *Journal of Environmental Protection*. 6: 837-850.
17. Eimanifar A. and Mohebbi F. 2007. Urmia Lake (Northwest Iran): a brief review. *Saline Systems*. 3: 1-8.
18. Gebreyohannes T. De Smedt F. Walraevens K. Gebresilassie S. Hussien A. Hagos M. Amare K. Deckers J. and Gebrehiwot K. 2013. Application of a spatially distributed water balance model for assessing surface water and groundwater resources in the Geba basin – Tigray – Ethiopia. *Journal of Hydrology*. 499: 110-123.
19. Ghaheri M. Baghal-Vayjooee M. H. and Naziri J. 1999. Lake Urmia, Iran: A summary review, *International Journal of Salt Lake Research*. 8: 19-22.
20. Mahmon N. A. Ya'acob N. Yusof A. L. and Jaafar J. 2015. Classification methods for remotely sensed data: land use and land cover classification using various combinations of bands. *Jurnal teknologi*. 74: 89-96.
21. Melki A. Abdollahi K. Fatahi R. and Abida H. 2017. Groundwater recharge estimation under semi arid climate: Case of Northern Gafsa watershed- Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*. 132: 37-46.
22. Mohebzadeha H. and Fallah M. 2019. Quantitative analysis of water balance components in Lake Urmia, Iran using remote sensing technology. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*. 13: 389-400.
23. Mollaa D. D. Tegayea T. A. and Fletcher C. G. 2019. Simulated surface and shallow groundwater resources in the Abaya-Chamo Lake basin, Ethiopia using a spatially-distributed water balance model. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 24: 1-17.
24. Moriasi D. N. Arnold J. G. Van Liew M. W. Bingner R. L. Harmel R. D. and Veith T. L. 2007. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. 50: 885-900.
25. Park C. Seo J. Lee J. H. K. and Koo M. 2014. A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju volcanic island, Korea. *Geosciences Journal*. 18: 193-207.
26. Poelmansa L. Rompaeya A. V. and Batelaana O. 2010. Coupling urban expansion models and hydrological models: How important are spatial patterns?. *Land Use Policy*. 27: 965-975.

