سیزدهمین کنگره ملّی مهندسی عمران
۲۰ و ۲۱ اردیبهشت ۱۴۰۱
دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

تخمین تغییرات ذخیره آبی حوضه‌های آبریز با تکنیک سنجش از دور. مطالعه موردی: حوضه آبریز دریاچه ارومیه

محمدمهدی آقائی[۱]، مسعود تجریشی[۲*]

۱- دانشجوی دکتری مهندسی آب، دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی شریف

۲- استاد دانشکده عمران، دانشگاه صنعتی شریف

tajrishy@sharif.edu

خلاصه

تخمین تغییرات ذخیره آبی حوضه‌های آبریز برای برنامه ریزی منابع آب از اهمیت فراوان برخوردار است. در مناطقی مانند حوضه آبریز دریاچه ارومیه که داده‌های زمینی برای ارزیابی وضعیت منابع آب به تعداد کافی وجود نداشته یا پراکندگی مکانی آنها نامناسب است، داده‌های سنجش از دور می‌تواند به عنوان جایگزینی سریع و کم هزینه برای داده‌های زمینی مورد استفاده قرار گیرد. در تحقیق حاضر برای تخمین تغییرات ذخیره آبی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه در دوره دهساله ۱۰-۲۰۰۱ از دو روش استفاده گردیده است که عبارتند از بیلان آبی و داده‌های سنجنده GRACE. برای این منظور، مولفه‌های بیلان آب در این حوضه با استفاده از داده‌های زمینی (ایستگاه‌های هواشناسی) و داده‌های سنجش از دور (بارندگی و تبخیر و تعرق واقعی) براورد شده است. سپس میزان تغییر ذخیره آبی براورد شده از بیلان آبی (-26 mm/yr)، با نتایج حاصل از سنجنده GRACE(-20 mm/yr) مقایسه گردیده است. نتایج این مقایسه بیانگر این است که دو روش مورد اشاره بطور متوسط در دوره دهساله مورد نظر، نتایجی نزدیک به یکدیگر را ارائه می‌دهند. مقایسه سالانه نتایج نیز نشان می‌دهد که از ۱۰ سال مورد بررسی، نتایج دو روش فقط در دو سال آبی بر یکدیگر منطبق نمی‌باشند.

کلمات کلیدی: سنجش از دور، حوضه آبریز دریاچه ارومیه، تغییر ذخیره آبی، بیلان آب، GRACE.

۱. مقدمه

بررسی تغییرات ذخیره آبی در مقیاس حوضه‌های آبریز برای مدیریت منابع آب حوضه‌های از اهمیت فراوان برخوردار است. با بررسی این تغییرات می‌توان روند کاهش یا افزایش منابع آب در یک حوضه را به تصویر کشیده و در صورت نزدیک شدن این تغییرات به حد بحران، برنامه‌هایی برای کنترل و حفاظت از منابع آبی حوضه اتخاذ نمود.

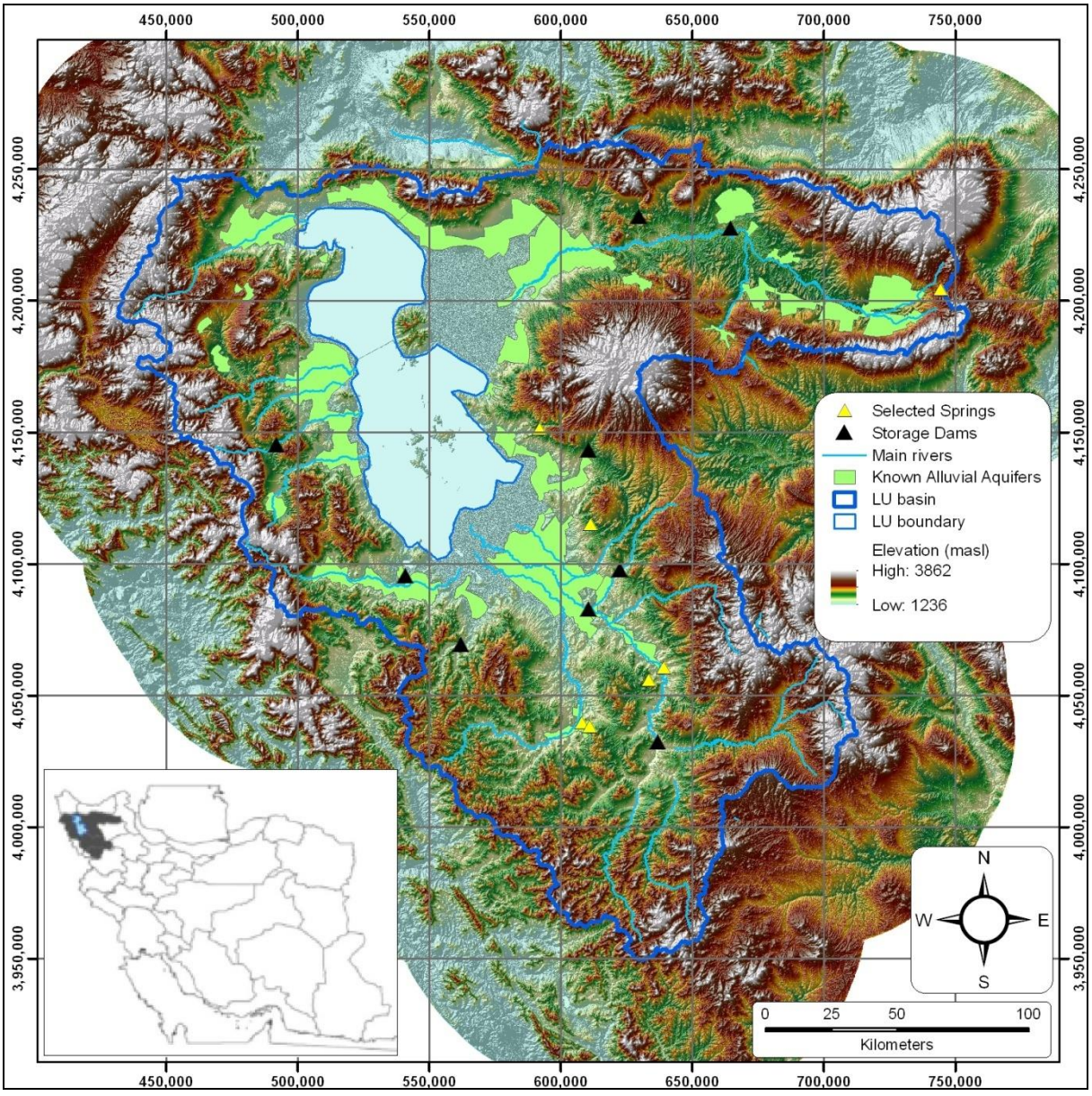
استفاده از تکنیک سنجش از دور برای بررسی اجزای بیلان آبی حوضه‌های آبریز و ارزیابی تغییرات ذخیره آبی حوضه در سالهای اخیر باعث افزایش قابل توجه دقت و سرعت این مطالعات گردیده و به علاوه، امکان صحت سنجی متقابل داده‌های زمینی و سنجش از دور را فراهم نموده است. از جمله داده‌های سنجش از دور که برای بررسی و مطالعه بیلان آبی حوضه‌های آبریز کاربرد دارند، می‌توان به داده‌های بارندگی نظیر TRMM [1]، تبخیر و تعرق واقعی نظیر MOD16 [2, 3] و تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز نظیر GRACE [4] اشاره نمود.

Thomas و Famiglietti [5] برای تعیین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در پهنه ایالات متحده از مجموعه ای از داده‌های سنجش از دور از جمله GRACE استفاده کردند و نتیجه گرفتند که تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در این کشور بیشتر در اثر تغییرات شرایط اقلیمی رخ داده است تا در اثر بهره برداری از منابع آب زیرزمینی. Huang و همکاران [6] با استفاده از داده‌های سنجنده GRACE و مدل WaterGAP ، تغییرات ذخیره آبی را در دو حوضه آبریز کارستی بزرگ مقیاس در جنوب غربی چین مورد مطالعه قرار داده و آن را به تغییر ذخیره آب سطحی، تغییر ذخیره آب زیرزمینی و تغییر ذخیره رطوبت خاک تقسیم کردند و نتیجه گرفتند که ۶۰ درصد از تغییر ذخیره آبی در این دو حوضه آبریز مربوط به تغییر ذخیره آب زیرزمینی است.

مطالعات انجام گرفته توسط Languevergne و همکاران [7] نشان داد که برای حوضه‌های آبریز کوچکتر از ۲۰۰ هزار کیلومتر مربع، دقت داده‌های GRACE کاهش می‌یابد زیرا ابعاد حوضه آبریز به تفکیک مکانی این سنجنده نزدیک می‌شود. بر همین اساس، Tourian و همکاران [8] روشی برای محاسبه خطای کاربرد داده‌های GRACE در حوضه‌های آبریز کوچک (حوضه آبریز دریاچه ارومیه) ارائه کردند که بر اساس آن، حدود

۲۲ میلیمتر به دامنه خطای کاربرد این سنجنده در این حوضه آبریز اضافه می‌شد. از دیگر محققانی که برای تعیین میزان تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه از داده‌های GRACE استفاده کرده اند می‌توان به Khaki و همکاران [9] و Forootan و همکاران [10] اشاره نمود.

دریاچه ارومیه که بزرگترین دریاچه داخلی ایران به شمار می‌آید، در سالهای اخیر با کاهش شدید سطح آب مواجه بوده است. تحقیقات انجام شده در زمینه علت بروز این افت تراز آب در دریاچه به نتایج مختلف و بعضا متناقض منتج شده است. به عنوان مثال، Ghale و همکاران [11] و Alizadeh-Choobari و همکاران [12] برداشت بی رویه آب را به عنوان علت اصلی خشکی دریاچه ارومیه معرفی کرده اند در صورتی که Arkian و همکاران [13] و Shadkam و همکاران [14] از تغییرات اقلیمی به عنوان علیت اصلی خشکی این دریاچه نام برده اند. حوضه آبریز این دریاچه در استانهای آذربایجان غربی، شرقی و کردستان و نیز قسمتی از خاک ترکیه واقع شده و مساحتی بالغ بر ۵۲۰۰۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد. حدود ۶۷ درصد از مساحت این حوضه آبریز بصورت کوهستانی بوده که عمدتا در حاشیه‌های غربی و جنوبی و شرقی حوضه قرار دارند. همچنین دشتها و اراضی پست عمدتا در نواحی مجاور دریاچه و نیز در نواحی شمالی حوضه آبریز واقع گردیده اند (شکل ۱).



شکل ۱ – حوضه آبریز دریاچه ارومیه

این حوضه آبریز در اقلیم مدیترانه ای نیمه خشک قرار گرفته و دربرگیرنده اراضی کشاورزی و باغاتی است که درآمد بسیاری از ساکنان آن را تامین می‌کند. متوسط درازمدت بارندگی و دما در این حوضه آبریز به ترتیب برابر با ۳۷۱ میلیمتر و ۹/۵ درجه سانتیگراد بوده و از جمله مهم ترین رودخانه‌های جاری در آن، زرینه رود، سیمینه رود و آجی چای می‌باشند که میزان کل جریان سطحی ورودی به دریاچه حدود ۲/۵ میلیارد متر مکعب در سال می‌باشد [15].

در مقاله حاضر، از دو روش برای تعیین تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه استفاده شده است که عبارتند از روش بیلان آبی حوضه و روش سنجش از دور (سنجنده GRACE). این تحقیق برای دوره زمانی دهساله ۱۰-۲۰۰۱ انجام گردیده است. با توجه به عدم قطعیت‌های ذاتی این دو روش، استفاده از هر یک از این دو به تنهایی ممکن است منجر به خطاهای قابل توجه در براورد تغییرات ذخیره آبی حوضه گردد. در این تحقیق، پس از تعیین تغییرات ذخیره آبی حوضه با هر دو روش، میزان انطباق نتایج حاصله ار دو روش با یکدیگر مورد بررسی قرار گرفته و آن دسته از نتایج که دارای انطباق کافی با یکدیگر هستند به عنوان نتایج نهایی ارائه گردیده اند. روش ارائه شده در این تحقیق ضمن سادگی و نیاز به داده‌های زمینی محدود، امکان بررسی سریع و نسبتا دقیق ذخیره آبی در حوضه‌های آبریز در کشور را فراهم نموده و می‌تواند در بسیاری از مطالعات حوضه ای در فازهای شناخت و پیش شناخت، مورد استفاده قرار گیرد.

۲. مواد و روشها

نخستین گام در متدولوژی این تحقیق، تعیین بیلان آبی کل حوضه آبریز دریاچه ارومیه است. با توجه به اینکه حوضه مورد مطالعه یک حوضه آبریز بسته است، ورود آب به آن فقط از طریق بارندگی و خروج آب نیز فقط از طریق تبخیر ممکن است، لذا بیلان آبی کلی حوضه به صورت زیر قابل ارائه است :

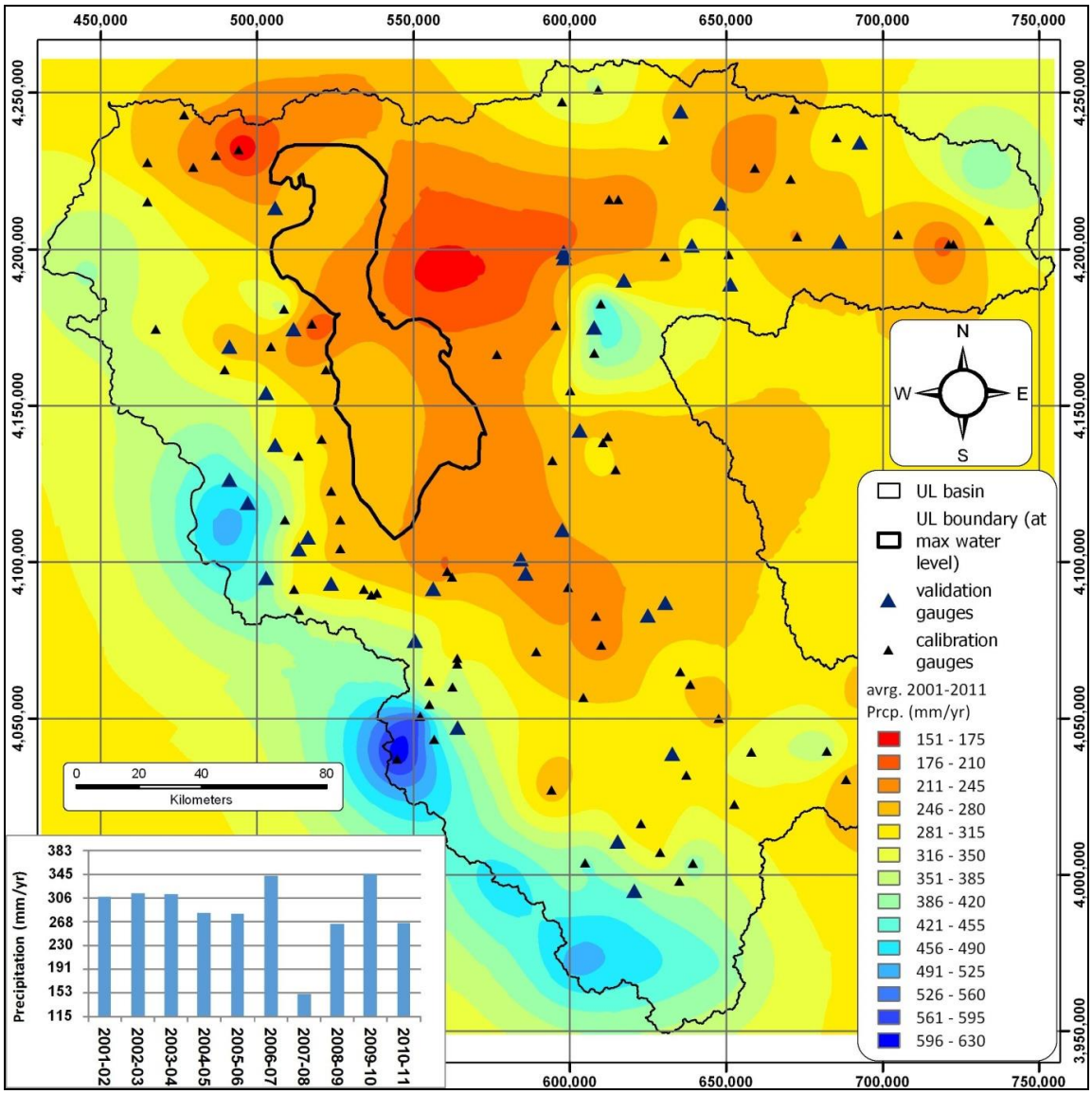
$$\Delta S_{BL} = P - ET_a - EVP \qquad (1)$$

که در رابطه فوق، ΔS_{BL} تغییر ذخیره آبی محاسبه شده از بیلان برای حوضه آبریز، P میزان بارندگی در حوضه آبریز، ET_a تبخیر و تعرق واقعی در سطح حوضه آبریز و EVP تبخیر از سطح دریاچه ارومیه می‌باشد. برای حل این معادله، نیاز به لایه‌های اطلاعاتی بارندگی، تبخیرو تعرق واقعی حوضه و نیز مقدار تبخیر مستقیم از سطح دریاچه ارومیه است که در زیر توضیح داده شده اند.

داده‌های زمینی بارندگی که از ایستگاه‌های باران سنجی به دست می‌آیند، در تحقیق حاضر برای تهیه نقشه همباران حوضه آبریز و نیز صحت سنجی لایه‌های بارندگی RS مورد استفاده قرار گرفته اند. با توجه به اینکه بارندگی تنها منبع ورود آب به حوضه آبریز دریاچه ارومیه است، برای محاسبه نقشه‌های هم باران در این حوضه آبریز دقت زیادی مورد نیاز است که این دقت، از طریق درون یابی داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی سطح حوضه به روش Cokriging و استفاده از لایه بارندگی سنجش از دور (TRMM-3B43) حاصل گردید که جزئیات این روش توسط Akbari و همکاران [16] ارائه شده است. به منظور صحت سنجی روش Cokriging مورد استفاده در این تحقیق، از حدود ۱۱۰ ایستگاه باران سنجی مورد استفاده در این تحقیق، ۷۰ درصد از ایستگاه‌ها جدا شده و با استفاده از روش Cokriging با داده‌های TRMM-3B43 ترکیب گردیدند تا نقشه متوسط همباران حوضه آبریز برای دوره زمانی ۱۰-۲۰۰۱ به دست آید. سپس از ۳۰ درصد ایستگاه‌های زمینی که در مرحله اول محاسبات جدا شده بودند برای صحت سنجی (validation) نقشه هم بارش تهیه شده استفاده گردید. نقشه همباران حاصل از این عملیات در شکل ۲ ارائه شده است.

در تحقیق حاضر تبخیر و تعرق واقعی از داده‌های تبخیر و تعرق تولید شده تحت پروژه MODIS Global Evapotranspiration project که تحت عنوان MOD16 شناخته شده است استفاده شده است. این داده‌ها از سال ۲۰۰۰ میلادی تا حال حاضر، نقشه‌های تبخیر و تعرق واقعی را با تفکیک مکانی یک کیلومتر مربع و بازه‌های زمانی ۸ روزه، ماهانه و سالانه شامل می‌گردد .

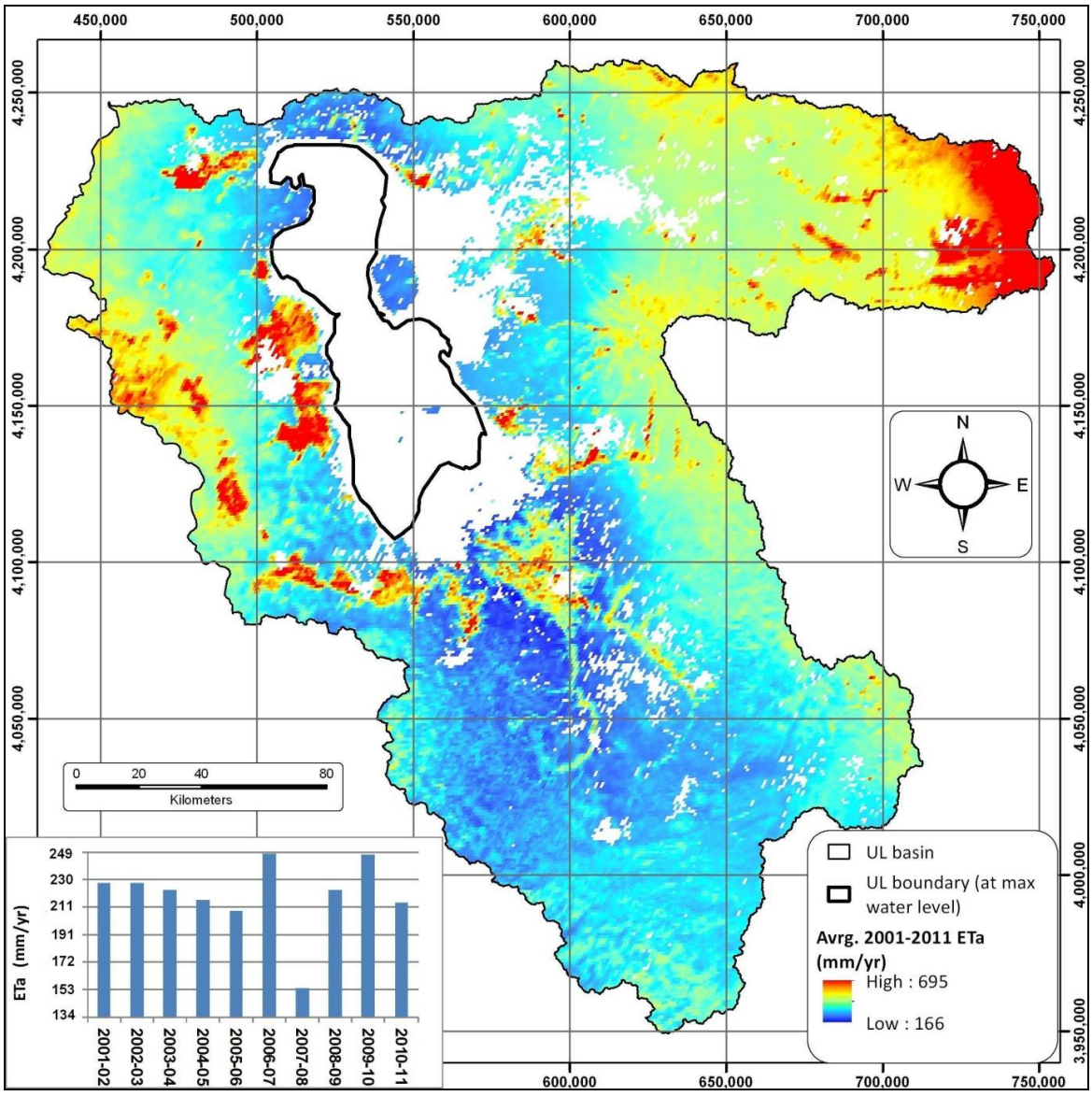
داده‌های تبخیر و تعرق واقعی مربوط به سالهای ۲۰۰۱ تا ۲۰۱۱ به صورت ماهانه برداشت گردیده و به ترتیب، عملیات تبدیل سیستم مختصات لایه‌ها، تعیین مقدار Null برای هریک از لایه‌ها و تجمیع لایه‌های ۱۲ ماهه برای تهیه لایه تبخیر سالانه روی این داده‌ها انجام گردید. شکل ۳ لایه تبخیر و تعرق متوسط دوره ۱۰ ساله ۱۰-۲۰۰۱ را نمایش می‌دهد. در این شکل تمرکز رنگ قرمز در نقاطی در حاشیه دریاچه ارومیه نشان دهنده تمرکز آبیاری کشاورزی در این نواحی می‌باشد. بیشترین تبخیر و تعرق واقعی مربوط است به محدوده‌های ارومیه، سلماس، کهریز، صوفیان-شبستر و منصور آباد که عمدتا در غرب دریاچه ارومیه قرار دارند. همچنین اراضی پهناوری با تبخیر و تعرق نسبتا زیاد در محدوده جنوبی دریاچه ارومیه قرار دارند که شامل میاندوآب، مهاباد، نقده و اشنویه می‌باشد .



شکل ۲ – نقشه همبارش محدوده مورد مطالعه بر حسب میلیمتر در سال برای متوسط دوره ۱۰-۲۰۰۱. مقادیر متوسط بارش در حوضه برای هر یک از ده سال، در نمودار ارائه شده در پایین این شکل نمایش داده شده اند.

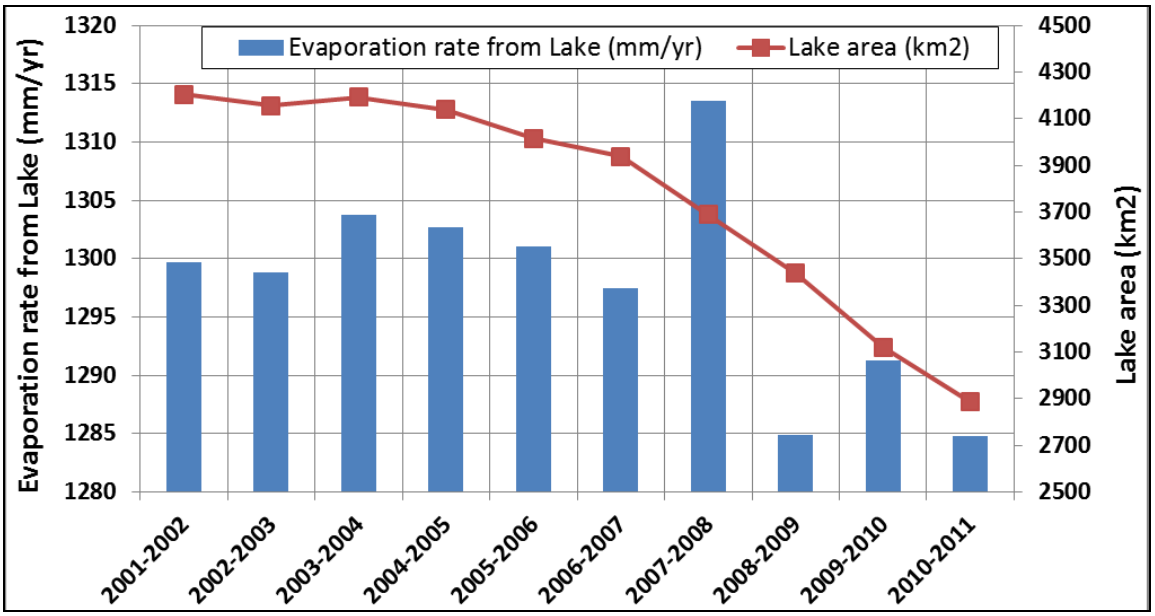
لازم به ذکر است که در لایه‌های اطلاعاتی تبخیر و تعرق MOD16 ، سطوح آزاد آب به صورت No Data ارائه شده‌اند و لذا تبخیر مستقیم از سطح دریاچه ارومیه و سطح مخازن سدها در این نقشه‌ها لحاظ نشده است. همچنین قسمتهای دیگری در پهنه محدوده مطالعاتی نیز بصورت No Data ارائه شده است که شامل محدوده‌های مسکونی و شهری در سطح حوضه باشد. به عنوان نمونه می‌توان نواحی شهری تبریز و ارومیه را در شکل ۳ به صورت No Data دید که در نقشه به رنگ سفید نمایش داده شده است.

همچنین در پایین شکل ۳، مقادیر متوسط تبخیر و تعرق واقعی حوضه برای سالهای مختلف دوره مورد مطالعه نشان داده شده است. بر اساس این شکل، بیشترین تبخیر و تعرق واقعی در حوضه مربوط به سال ۰۷-۲۰۰۶ با مقدار ۲۵۰ میلیمتر بوده و کمترین مقدار آن نیز برابر ۱۵۳ میلیمتر است که مربوط به سال آبی ۰۸-۲۰۰۷ می‌باشد. همچنین با مقایسه شکلهای ۲ و۳ می‌توان دید که کمترین میزان تبخیر در حوضه آبریز، از لحاظ زمانی و مقداری متناظر با کمترین میزان بارش در حوضه آبریز می‌باشد.



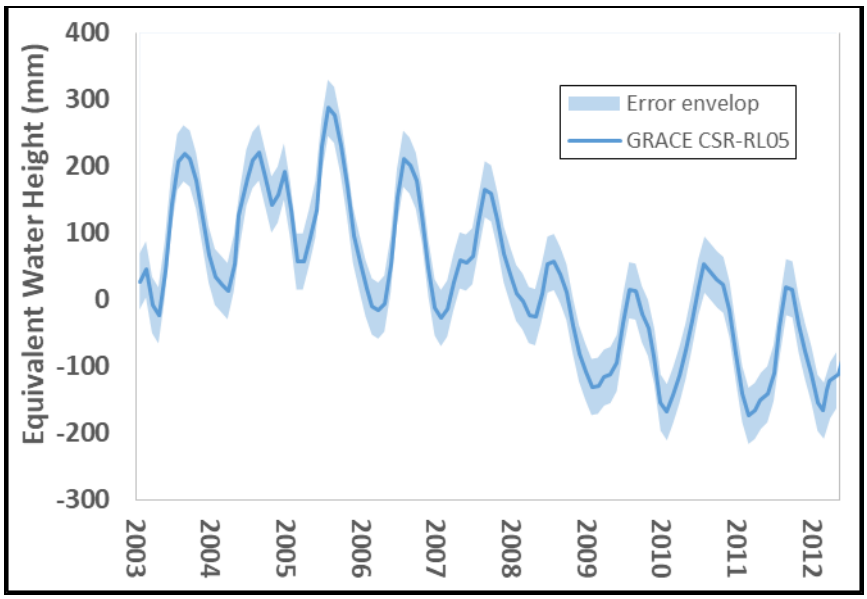
شکل ۳ – نقشه تبخیر و تعرق واقعی محدوده مورد مطالعه بر حسب میلیمتر در سال برای متوسط دوره ۱۰-۲۰۰۱. مقادیر متوسط تبخیر و تعرق واقعی در حوضه برای هر یک از ده سال، در نمودار ارائه شده در پایین این شکل نمایش داده شده اند.

تبخیر مستقیم از سطح آب دریاچه ارومیه در کنار تبخیر و تعرق واقعی از حوضه آبریز، تنها خروجی‌های آب از حوضه آبریز دریاچه ارومیه را تشکیل می‌دهند زیرا این حوضه به دلیل ماهیت بسته خود، امکان خارج ساختن رواناب از خود را ندارد. به منظور تعیین نرخ تبخیر مستقیم از دریاچه، از نتایج ارائه شده توسط Sima و همکاران [17] استفاده شد که بر اساس آن، نرخ تبخیر سالانه دریاچه ارومیه در سالهای ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ به ترتیب برابر ۱۲۸۰ و ۱۲۹۳ میلیمتر به دست آمده بود. همچنین با مراجعه به ایستگاه تبخیر سنجی گلمانخانه که در ساحل دریاچه ارومیه قرار دارد، سری زمانی سالانه تبخیر از سطح آزاد آب در این ایستگاه به دست آمد. در ادامه، با مقایسه ارتفاع تبخیر به دست آمده در [17] و ارتفاع تبخیر اندازه گیری شده در ایستگاه گلمانخانه برای دو سال ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰، یک رابطه خطی برای محاسبه مقادیر تبخیر هم ارز [17] بر اساس مقادیر ثبت شده در ایستگاه گلمانخانه به دست آمد که مقادیر به دست آمده از این روش برای ارتفاع تبخیر، در شکل ۴ نشان داده شده اند.



شکل ۴ – تغییرات سالانه ارتفاع تبخیر و مساحت دریاچه ارومیه

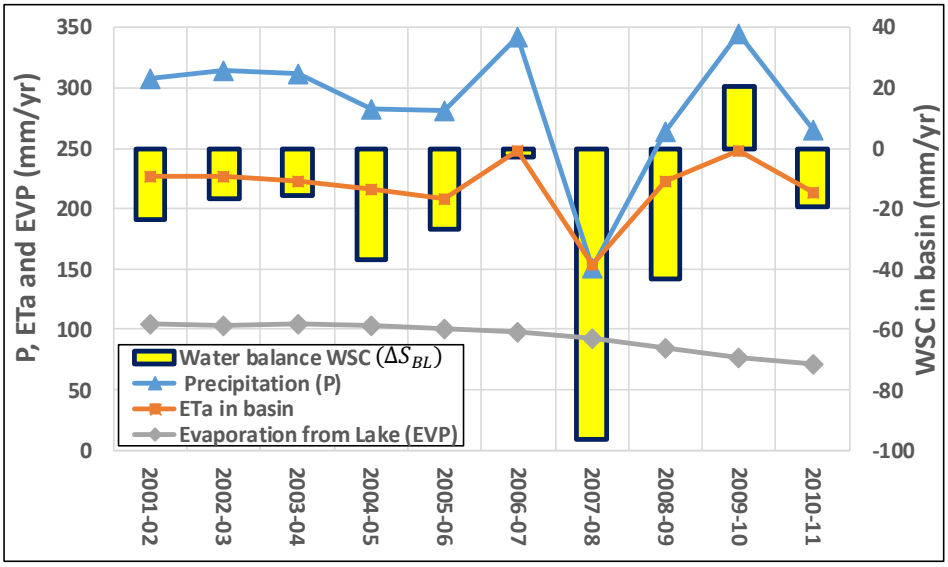
روش دومی که برای محاسبه تغییرات ذخیره آبی در حوضه به کار رفته است، استفاده از داده‌های GRACE-CSR است که توسط دانشگاه آستین تگزاس پردازش گردیده و از وبسایت http://www.thegraceplotter.com برداشت گردیده‌اند. همچنین میزان عدم قطعیت محاسبه شده برای داده‌های GRACE برابر ۴۲ میلیمتر است که ۲۰ میلیمتر آن مربوط به عدم قطعیت ذاتی داده‌های GRACE-CSR بوده و ۲۲ میلیمتر آن عدم قطعیت مربوط به خطای leakage است که در تحقیق [8] برای حوضه آبریز دریاچه ارومیه محاسبه گردیده است. شکل ۵ میزان ذخایر آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه بصورت عمق آب معادل بر حسب میلیمتر را نشان می‌دهد. شایان توجه است که داده‌های سنجنده‌های GRACE از سال ۲۰۰۳ به بعد در دسترس می‌باشد.



شکل ۵ –ذخیره آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه بر اساس داده‌های GRACE-CSR بصورت عمق آب معادل در حوضه

۳. نتایج تحقیق و بحث در مورد آنها

پس از محاسبه مولفه‌های بیلان آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه مطابق با فصل قبل، محاسبه بیلان آبی این حوضه آبریز در دستور کار قرار گرفت. بر این اساس، با کسر کردن تبخیر و تعرق واقعی حوضه و نیز تبخیر دریاچه از کل بارندگی حوضه آبریز، بیلان سالانه این حوضه آبریز محاسبه گردید و مقادیر سالانه تغییر ذخیره آبی حوضه از این روش به دست آمد که نتایج آن در قالب شکل ۶ ارائه گردیده اند. در این شکل سه نمودار خطی مربوط به تغییرات بارندگی، تبخیر و تعرق واقعی و نیز تبخیر از دریاچه ارومیه روی محور قائم سمت چپ نمودار بوده و نمودار میله ای که با عنوان Water balance WSC ارائه گردیده است، تغییرات ذخیره آبی حوضه ناشی از روش بیلانی را بر روی محور سمت راست نشان می‌دهد.

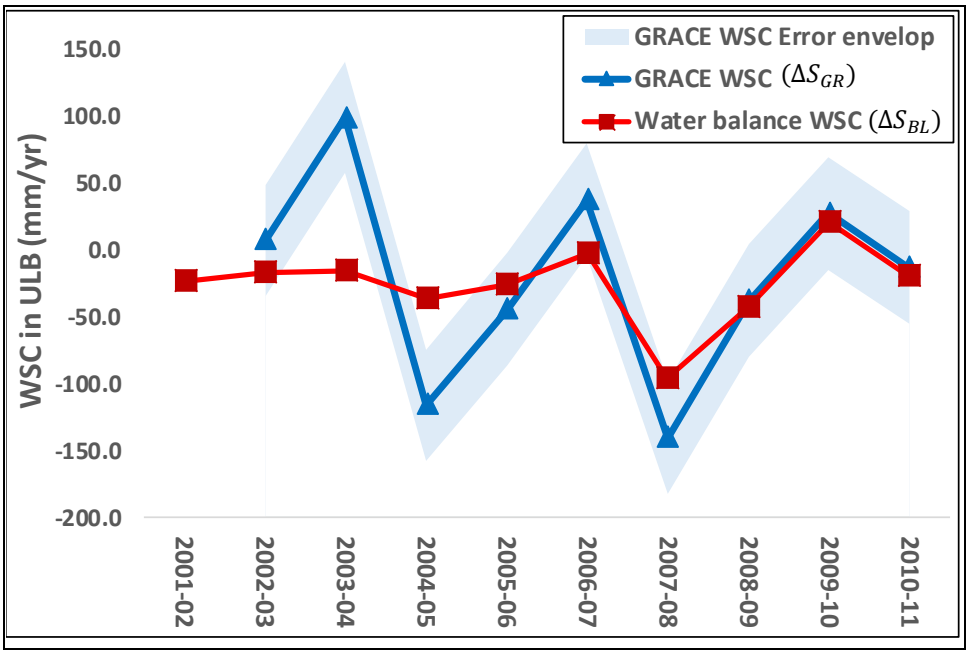


شکل ۶ –مولفه‌های بیلان آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه و تغییر ذخیره محاسبه شده از این روش

بر اساس این شکل، بجز سال ۱۰-۲۰۰۹، مقدار تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز برای سایر سالها منفی بوده است که به معنای کاهش ذخیره آبی حوضه در ۹ سال از دوره دهساله بر اساس نتایج روش بیلانی است. بیشترین کاهش ذخیره آبی حوضه در این دوره دهساله مربوط به سال ۰۸-۲۰۰۷ بوده که به حدود ۹۷- میلیمتر در سال می‌رسد. بیشترین افزایش ذهیره آب نیز برابر ۲۰ میلیمتر محاسبه شده است که مربوط به سال آبی ۱۰-۲۰۰۹ می‌باشد. همچنین مقدار متوسط تغییر ذخیره آبی در این حوضه بر اساس نتایج بیلان آبی، در حدود ۲۶- میلیمتر در سال به دست آمده است.

برای مقایسه این نتایج به داده‌های GRACE، نمودار شکل ۵ که ذخیره آبی حوضه آبریز بر اساس داده‌های این سنجنده را نشان می‌دهد مورد پردازش قرار گرفته و تغییرات سالانه ذخیره آبی حوضه بر اساس داده‌های سنجنده GARCE نیز محاسبه گردید. شکل ۷ مقایسه نتایج به دست آمده از سنجنده GRACE و نتایج روش بیلان آبی ارائه می‌دهد. مقایسه این دو نمودار بر این اساس انجام گردیده است که با توجه به معلوم بودن محدوده اطمینان داده‌های GRACE (که مطابق توضیحات ارائه شده برای نمودار شکل ۵، معادل ۴۲ میلیمتر می‌باشد)، در صورتی که نمودار تغییر ذخیره ناشی از بیلان آبی در محدوده اطمینان نمودارGRACE قرار گرفته باشد، نتایج دو روش با یکدیگر سازگار در نظر گرفته می‌شود و در صورتی که نمودار روش بیلان آبی خارج از محدوده اطمینان GRACE باشد، نتایج دو روش با یکدیگر ناسازگار در نظر گرفته شده است.

با استفاده از این روش تحلیل، می‌توان شکل ۷ را مورد تحلیل قرار داد. بر این اساس، نتایج روش بیلان آبی برای ۱۰ سال ونتایج GRACE برای ۹ سال به دست آمده است که دوره زمانی مشترک این دو روش از سال ۰۳-۲۰۰۲ تا ۱۱-۲۰۱۰ بوده و این دو روش برای این دوره ۹ ساله با یکدیگر قابل مقایسه هستند. همچنین محدوده اطمینان نتایج روش GRACE به صورت یک سایه رنگیدر حاشیه نتایج GRACE نمایش داده شدهاست. بر اساس این شکل در این دوره ۹ ساله، تنها در دو سال ۰۴-۲۰۰۳ و ۰۵-۲۰۰۴ نتایج روش بیلان آبی خارج از محدوده اطمینان روش GRACE قرار گرفته اند و برای ۷ سال باقی مانده، نتایج روش بیلان آبی در محدوده اطمینان GRACE قرار گرفته اند که به معنای سازگاری نتایج این دو روش با یکدیگر برای این ۷ سال است.



شکل ۷ – مقایسه مقادیر تغییر ذخیره حوضه آبریز دریاچه ارومیه به دو روش بیلانی آبی و سنجنده GRACE .

با توجه به سازگاری نتایج این دو روش برای این ۷ سال، می‌توان نتایج به دست آمده از GRACE برای این سالها را به عنوان تغییر ذخیره واقعی حوضه آبریز دریاچه ارومیه برای این دوره زمانی در نظر گرفت که بر این اساس، متوسط تغییر ذخیره آبی این حوضه آبریز برای این دوره زمانی معادل ۲۳/۵- میلیمتر در سال به دست می‌آید، یعنی ذخیره آبی این حوضه آبریز در دوره زمانی مورد اشاره بطور متوسط در حدود ۲۳/۵ میلیمتر در سال کاهش یافته است. همچنین بر اساس این نمودار، بیشترین کاهش ذخیره آبی حوضه آبریز در دوره زمانی مورد اشاره معادل ۱۴۰- میلیمتر در سال بوده است که مربوط به سال آبی ۰۸-۲۰۰۷ می‌باشد و به دلیل خشکسالی شدید واقع شده در این سال می‌باشد (به نمودار پایینی شکل ۲ توجه کنید). همچنین بیشترین افزایش ذخیره آبی این حوضه معادل ۲۷ میلیمتر مربوط به سال آبی ۱۰-۲۰۰۹ بوده است که منطبق بر یکی از سالهای پربارش این حوضه آبریز بوده است (نمودار پایین شکل ۲). به این ترتیب، نتایج به دست آمده از این تحقیق، با بارندگی حوضه نیز همبستگی مناسبی را نشان می‌دهد.

۴. نتیجه‌گیری

تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه در این تحقیق با استفاده از دو روش بیلان آبی و سنجش از دور (با استفاده از سنجنده GRACE) برای یک دوره دهساله مورد بررسی قرار گرفت. بیلان آبی این حوضه آبریز دارای یک مولفه ورودی (بارش) بوده و دو مولفه خروج آب برای آن درنظر گرفته شده است که عبارتند از تبخیر و تعرق واقعی و تبخیر از سطح دریاچه ارومیه. همچنین با توجه به بسته بودن این حوضه آبریز، ورود و خروج آب سطحی در آن اتفاق نمی‌افتد.

با توجه به عدم قطعیتهای هر دو روش، نتایج آنها با یکدیگر مورد مقایسه قرار گرفته و در صورت همخوانی این نتایج برای هر سال آبی، تغییر ذخیره آبی در آن سال مورد تایید قرار گرفته است. همخوانی این دو روش بر اساس بازه اطمینان ۴۲ میلیمتری نتایج سنجنده GRACE بررسی شده است و در صورتی که نتایج حاصل از روش بیلان آبی برای یک سال آبی در محدوده اطمینان نتایج GRCAE واقع گردیده باشند، تغییر ذخیره آبی برای آن سال آبی مورد تایید قرار گرفته است.

مقایسه نتایج این دو روش نشان داد که که از بین ۹ سالی که این دو روش دارای داده هستند، فقط در ۲ سال نتایج آنها ناهمخوان بوده است و برای ۷ سال نتایج منطبق با یکدیگر داشته اند. بر این اساس، متوسط تغییر ذخیره آبی حوضه آبریز دریاچه ارومیه برای این دوره زمانی در حدود ۲۳/۵- میلیمتر در سال به دست آمده است که بیانگر کاهش نسبتا سریع ذخایر آبی در این حوضه آبریز است. بیشترین کاهش و افزایش ذخیره آبی در حوضه نیز برابر ۱۴۰- و ۲۷ میلیمتر در سال بوده است که به ترتیب منطبق بر کمترین و بیشترین بارندگی در حوضه آبریز دریاچه ارومیه بوده است.

از میان داده‌های مورد استفاده در این تحقیق، داده‌های سنجش از دور بارندگی با استفاده از داده‌های بارندگی زمینی صحت سنجی گردیده اند و داده‌های تبخیر از سطح دریاچه نیز با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های تبخیر سنجی کنترل گردیده اند. با این حال با توجه عدم وجود داده‌های مستقل

زمینی برای تبیخرو تعرق واقعی در سطح حوضه آبریز، داده‌های سنجش از دور MOD16 بدون صحت سنجی با داده‌های زمینی مستقیما در تحقیق استفاده شده اند که ممکن است عدم قطعیت نتایج حاصل از تحقیق را افزایش دهد و اندازه گیری تبخیر و تعرق واقعی حوضه آبریز بصورت نقطه ای می‌تواند به عنوان داده‌های کنترلی برای صحت سنجی لایه اطلاعاتی MOD16 مورد استفاده قرار گیرد.

استفاده از متدولوژی ارائه شده در این تحقیق با توجه به نیاز حداقلی به داده‌های زمینی و استفاده از داده‌های سنجش از دور و نیز بررسی تغییر ذخیره حوضه آبریز با دور روش مختلف، می‌تواند ضمن کنترل عدم قطعیتها در نتایج مطالعه، براوردی سریع، کاربردی و کم هزینه از وضعیت ذخیره آبی حوضه‌های آبریز ارائه داده و در مطالعات منابع آب حوضه‌های آبریز در فازهای شناخت و پیش شناخت، مورد استفاده واقع گردد.

۵. مراجع

1. Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., 558 ... & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. Journal of hydrometeorology, 8(1), 38-55.
2. Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M., & Running, S. W. (2007). Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. Remote sensing of Environment, 111(4), 519-536.
3. Mu, Q., Zhao, M., & Running, S. W. (2011). Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. Remote Sensing of Environment, 115(8), 1781-1800.
4. Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M., Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results, Geophysical Research Letters, 31, L09607.
5. Thomas, B. F., & Famiglietti, J. S. (2019). Identifying Climate-Induced Groundwater Depletion in GRACE Observations. Scientific Reports, 9(1).
6. Huang, Z., Yeh, P. J. F., Pan, Y., Jiao, J. J., Gong, H., Li, X., … Zheng, L. (2019). Detection of large-scale groundwater storage variability over the karstic regions in Southwest China. Journal of Hydrology, 569(November 2018), 409–422.
7. Longuevergne, L., Scanlon, B. R., & Wilson, C. R. (2010). GRACE hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains aquifer, USA. Water Resources Research, 46(11), 1–15.
8. Tourian, M. J., Elmi, O., Chen, Q., Devaraju, B., Roohi, S., & Sneeuw, N. (2015). A spaceborne multisensor approach to monitor the desiccation of Lake Urmiain Iran. Remote Sensing of Environment, 156, 349-360.
9. Khaki, M., Forootan, E., Kuhn, M., Awange, J., van Dijk, A. I. J. M., Schumacher, M., & Sharifi, M. A. (2018). Determining water storage depletion within Iran by assimilating GRACE data into the W3RA hydrological model. Advances in Water Resources, 114, 1-18.
10. Forootan, E., Rietbroek, R., Kusche, J., Sharifi, M. A., Awange, J. L., Schmidt, M., ... & Famiglietti, J. (2014). Separation of large scale water storage patterns over Iran using GRACE, altimetry and hydrological data. Remote Sensing of Environment, 140, 580-595.
11. Ghale, Y. A. G., Altunkaynak, A., & Unal, A. (2018). Investigation anthropogenic impacts and climate factors on drying up of UrmiaLake using water budget and drought analysis. Water Resources Management, 32(1), 325-337.
12. Alizadeh-Choobari, O., Ahmadi-Givi, F., Mirzaei, N., & Owlad, E. (2016). Climate change and anthropogenic impacts on the rapid shrinkage of Lake Urmia. International Journal of Climatology, 36(13), 4276-4286.
13. Arkian, F., Nicholson, S. E., & Ziaie, B. (2016). Meteorological factors affecting the sudden decline in Lake Urmia's water level. Theoretical and Applied Climatology, 131(1-2), 641-651.
14. Shadkam, S., Ludwig, F., van Oel, P., Kirmit, Ç., & Kabat, P. (2016). Impacts of climate change and water resources development on the declining inflow into Iran's UrmiaLake. Journal of Great Lakes Research, 42(5), 942-952.

۱۵. مهاب قدس. (۱۳۹۱)، بهنگام سازی طرح جامع آب کشور، گزارش تلفیق زیرحوضه دریاچه ارومیه.

16. Akbari, M., Haghighi, A. T., Aghayi, M. M., Javadian, M., Tajrishy, M., & Kløve, B. (2019). Assimilation of satellite-based data for hydrological mapping of precipitation and direct runoff coefficient for the Lake Urmia basin in Iran. Water (Switzerland), 11(8).

17. Sima, S., Ahmadalipour, A., & Tajrishy, M. (2013). Mapping surface temperature in a hyper-saline lake and investigating the effect of temperature distribution on the lake evaporation. Remote Sensing of Environment, 136, 374-385.