



مطالعه تغییرات هیدروکلیماتولوژیکی هورامان در دو دهه گذشته با استفاده از گرانی‌سنجی ماهواره‌ای و مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۷

ایوب مرادی*

- دکتری تخصصی رشته سنجش از دور

چکیده

گرمایش جهانی و تغییرات اقلیمی تأثیرات قابل‌ملاحظه‌ای بر خاورمیانه گذاشته است، اما شدت تأثیرات در مناطق مختلف یکسان نیست. مطالعه تغییرات کمی آب بیشتر در مقیاس‌های ملی و منطقه‌ای، اما کمتر در مقیاس محلی صورت گرفته است. در مطالعه پیش‌رو به تأثیر تغییرات اقلیمی بر روی نوسانات آب در منطقه کوهستانی هورامان در غرب ایران، در دو دهه گذشته پرداخته شده است. این مطالعه بر اساس داده‌های سطح دو ماهواره‌های گرانی‌سنجی GRACE و GRACE-FO انتشار یافته توسط پنج مرکز متفاوت انجام گرفته است. در طی فاز پیش‌پردازش داده‌ها، با بهره‌گیری از روش بهینه‌سازی فیلتر، سیگنال مربوط به منطقه‌ی نه‌چندان وسیع هورامان بارزسازی شده است. همچنین، خطای نشت سیگنال از جانب پهنه‌های آبی مجاور تخمین زده شده است. به‌منظور تفکیک مولفه‌های بیلان آب و نیز برای ارزیابی نتایج روش گرانی‌سنجی، از مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی شامل بارش، دمای سطح، ذخیره آب زمین، تبخیر-تعرق و آب محتوی گیاهان استفاده شده است. بین نتایج حاصل از سری‌های مختلف داده‌های گرانی‌سنجی با همدیگر و با نتایج حاصل از مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی هماهنگی قابل قبول وجود دارد. نتایج گرانی‌سنجی شامل تغییرات فصلی، بین سالی و درازمدت می‌باشد. روند درازمدت تغییرات نشان می‌دهد که طی دو دهه گذشته منطقه هورامان بطور میانگین ۶/۷ میلیمتر بر سال کاهش آب داشته است که ۲،۳ میلیمتر از آن مربوط به کاهش آب زیرزمینی بوده است. بااینحال، شیب کاهشی آب‌ها در هورامان نسبت به مناطق همجوار آن در خاورمیانه در طول دوره مورد مطالعه کمتر بوده است. نتایج مقایسه مدل‌ها نشان می‌دهد که تغییر قابل‌توجه نوع بارش از برف به باران دلیل اصلی افت آب زیرزمینی در طول دوره مورد مطالعه بوده است. نتایج این مدل‌ها همچنین حاکی از این است که دمای سطح زمین افزایش محسوسی داشته است. بااینحال روند تغییرات تبخیر-تعرق که تحت تأثیر دما و میزان آب قابل دسترس است نوسانات پیچیده‌ای نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: گرانی‌سنجی ماهواره‌ای، آب زیرزمینی، نوع بارش، هورامان.

خاورمیانه و از جمله غرب ایران، از مناطقی است که به میزان قابل توجه تحت تاثیر تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی قرار گرفته است. بر اساس روش‌های شبیه‌سازی‌های اقلیمی، تاثیر منفی تغییرات اقلیمی بر افت بارش و خشک شدن منطقه خاورمیانه در دهه‌های آتی ادامه داشته و در مناطق مختلف به درجات متفاوت تشدید خواهد شد. طبق مدل شبیه‌سازی اقلیمی PRECIS در مطالعه چنوئ و همکاران، ۲۰۱۱ (۱۲) منطقه غرب ایران در دوره‌های ۲۰۴۰-۲۰۷۰ و ۲۰۷۰-۲۱۰۰ به‌طور میانگین، به‌ترتیب حدود ۷٪ و ۱۶٪ نسبت به میانگین دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۰ افت بارش خواهد داشت. همچنین واقفی و همکاران، ۲۰۱۹ (۵۴) با مطالعه ۵ مدل اقلیمی، تغییرات بارش و دما را برای دوره ۲۰۵۰-۲۰۲۵ شبیه‌سازی‌سازی کردند. طبق نتایج آنها مناطق غربی کشور در این دوره نسبت به میانگین ۲۰۰۴-۱۹۸۰ حدود ۵۰ الی ۷۵ میلی‌متر (معادل ۶٪ الی ۸٪) کاهش بارش سالیانه خواهد داشت. از طرف دیگر تغییرات اقلیمی، در بستر خشکسالی درازمدت، بارش‌های سنگین و سیلابی و دوره‌های کوتاه ترسالی را باعث خواهد شد. به‌طور مثال، سلطان و همکاران، ۲۰۲۲ (۴۶) در دوره ترسالی ۲۰۱۸۸-۲۰۲۰، افزایش بی‌سابقه آب‌ها در حوضه‌های دجله و فرات را با داده‌های گریس و آلتیمتری گزارش کرده‌اند که بخشی از مناطق استان‌های غربی ایران را نیز شامل می‌شود.

از ملموس‌ترین نمودهای تغییر اقلیم در غرب ایران کاهش منابع آبی قابل دسترس بوده است (۳۲،۶۱). در این ارتباط، بر طبق آمار وزارت نیرو از مجموع ۶۰۹ دشت کشور، بیش از ۳۰۰ دشت از لحاظ بهره‌برداری از آب زیرزمینی در وضعیت ممنوعه قرار دارند. مطالعاتی از جمله افشارزاده و همکاران (۳) در ارتباط با تاثیر تغییرات اقلیمی در غرب ایران انجام گرفته است. اما مطالعات اقلیمی و به‌ویژه بررسی نوسانات آب، معمولاً در مقیاس بزرگ انجام گرفته است: از جمله مطالعه در مقیاس کشور ایران، (مثلاً نیلفروشان و همکاران (۴۰)) حوضه‌های آبخیز ایران (مثلاً فروتن و همکاران، ۲۰۱۴ (۱۸)) و مقیاس حوضه آبخیز دجله و فرات (مثلاً: ووس و همکاران (۵۵،۴۶)). از آنجایی که علاوه بر تغییر اقلیم، نوسانات آب تحت تاثیر عواملی همچون مصارف شهری و کشاورزی، و یا انتقال منابع آب، که مناطق غربی کشور در دهه اخیر با آن روبرو بوده است، می‌باشد؛ مطالعه مناطق غربی کشور بصورت مجزا برای بررسی وضعیت آب آنها ضروری به‌نظر می‌رسد. امروزه روش‌های سنجش از دور امکانات پژوهشی زیادی در این زمینه فراهم نموده‌اند (۴۳). اگرچه مطالعاتی در مقیاس مکانی و زمانی محدود درباره وضعیت آب‌های زیرزمینی در مناطق غربی به‌ویژه با استفاده از روش‌های میدانی و بررسی چاه‌های مطالعاتی صورت گرفته است؛ با اینحال، تغییرات کمی آب در مناطق زاگرس شمالی، بصورت منفرد و با سنجش از دور تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است.

گرانی‌سنجی ماهواره‌ای یکی از روش‌های مؤثر در مطالعه آب‌هاست که در دو دهه اخیر بسیار مورد توجه قرار گرفته است. همانطور که از عنوان آنها پیداست، ماهواره‌های گرانی‌سنجی تغییرات گرانی زمین را پایش می‌کنند.

این تغییرات برآیندی از اثرات جابجایی مواد درونی زمین، حرکات تکتونیکی، حرکات پسایخچالی، اثرات مدی و توزیع مجدد آب خشکی‌ها می‌باشد. تعدادی از این پارامترها (همانند حرکات پسایخچالی) به‌کندی صورت می‌گیرند. تعدادی نیز (از جمله مد اقیانوسی) قابل مدل‌سازی هستند. پارامترهای منظم توسط مراکز پردازشی از داده‌ها کسر می‌گردند. بنابراین تغییرات کوتاه‌مدت گرانی، غالباً مربوط به تغییرات ستون عمودی آب می‌باشد (۲۶،۴۷). ماموریت نسل نخست ماهواره‌های گرانی‌سنجی، همانند سری ECHO و سری LAGEOS (دهه ۷۰ و ۸۰ قرن بیستم) برورسانی نقشه ژئوید زمین بوده است. اما سری جدید ماهواره‌های گرانی‌سنجی، که عبارتند از ماهواره های GRACE و GRACE-Follow On، اندازه‌گیری تغییرات جزئی گرانی را ممکن ساخته است. داده‌های این ماهواره‌ها نتایج بی‌سابقه‌ای را به‌ویژه در مطالعه آب‌ها ممکن ساخته است. از زمان در دسترس قرار گرفتن داده‌های گرانی‌سنجی سیستم GRACE و به‌ویژه با طولانی شدن سری‌های زمانی آنها، روزبه‌روز پژوهش‌های متعددی با استفاده از این داده‌ها در زمینه‌های مختلف از جمله در ارتباط با کاربرد این داده‌ها در هیدرولوژی قاره‌ای و آب زیرزمینی صورت گرفته است (۲۳). به‌عنوان مثال می‌توان اشاره کرد به پژوهش سکالون و همکاران، ۲۰۱۲ (۴۴) که از داده‌های GRACE برای مطالعه آب‌های زیرزمینی در منطقه‌ای نه‌چندان وسیع از کالیفرنیا استفاده کرده و با برآورد یک روند کاهشی، قابلیت است این داده را مطالعه آب‌های زیرزمینی نشان دادند. همچنین، فنگ و همکاران، ۲۰۱۳ (۱۷) و شیانگ و همکاران، ۲۰۱۶ (۵۹) داده‌های GRACE را برای مطالعه آب‌های زیرزمینی در چین بکار برده‌اند. کاستلازی و همکاران، ۲۰۱۶ (۷) قابلیت‌ها و محدودیت‌های گرانی‌سنجی ماهواره‌ای و تلفیق آن با اینترفرومتری را برای مطالعه آب‌های زیرزمینی بررسی کرده‌اند. اقبال و حسین، ۲۰۱۶ (۲۲) آب زیرزمینی را در حوضه ایندوس پاکستان مطالعه کردند. نی و همکاران، ۲۰۱۷ (۳۸) از داده‌های گریس برای استخراج شاخص خشکسالی استفاده نمودند. در داخل کشور، ابوذکی و همکاران، ۲۰۱۹ (۱) برای مطالعه وضعیت آب زیرزمینی، نتایج حاصل از گریس را با اندازه‌گیری ۴۴۸ چاه در حوضه آبریز دریاچه بختگان مقایسه کردند.

اگرچه برحسب محدودیت تفکیک مکانی در روش گرانی‌سنجی ماهواره‌ای، مقیاس اسمی ۲۰۰,۰۰۰ کیلومترمربع به‌عنوان مقیاس پایه برای مطالعات هیدرولوژیکی معرفی شده است. اما مطالعات متعدد با اعمال روش‌های ویژه و با استفاده از داده‌های ثانویه قابلیت داده‌های GRACE را برای بررسی وضعیت هیدرولوژیکی حوضه‌هایی با مقیاس کوچک‌تر از مقیاس اسمی تعریف شده را نشان داده‌اند. مثلاً حوضه‌های تا وسعت km^2 ۵۴,۰۰۰ توسط لانگورگن و همکاران، ۲۰۱۰ (۲۹) و هونگ و همکاران، ۲۰۱۵ (۲۱) با موفقیت نسبی مطالعه شده‌اند. از آنجایی که روش گرانی‌سنجی یک ستون آبی از بخار آب اتمسفر تا آب زیرزمینی را به‌صورت غیر تفکیک شده را بدست می‌دهد، برای تفکیک مولفه‌های مختلف بیلان آب معمولاً از مدل‌های سرزمینی (Global

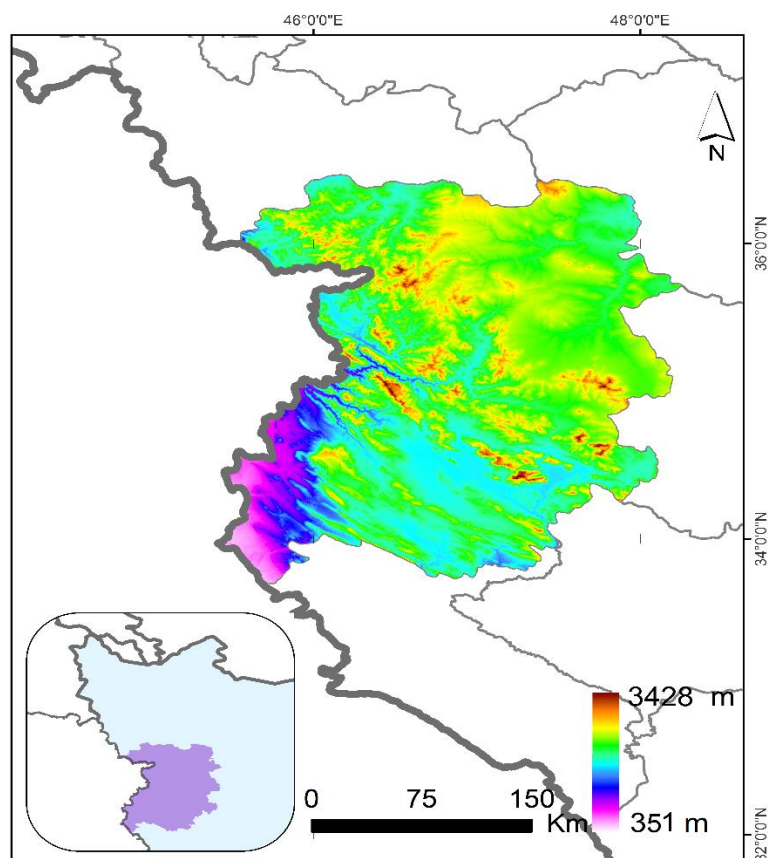
GLDAS (Land Data Assimilation Model) استفاده می‌شود. توسط آزمایشگاه علوم هیدرولوژیکی سازمان ناسا با استفاده از تلفیق داده‌های ماهواره‌ای و برداشت‌های زمینی در مدل‌های سطح زمین (LSMs) توسعه داده شده‌اند (۴۱،۴۲). در ورژن جدید GLDAS از داده‌های هواشناسی نیز برای تنظیم استفاده شده است (۴۵). به‌طور ویژه، از پارامترهای GLDAS برای تفکیک و برآورد تغییرات آب زیرزمینی استفاده به‌عمل آمده است. مقیم، ۲۰۲۰ (۳۳) و چیناسامی و همکاران، ۲۰۱۵ (۱۳) از GRACE و GLDAS برای مطالعه آب‌های زیرزمینی به‌ترتیب در هند و ایران استفاده کردند. همچنین، نی و همکاران، ۲۰۱۶ (۳۹) مدل‌های GLDAS را برای تفکیک آب‌های سطحی و آب محتوی گیاهان از داده‌های GRACE در جنگل‌های آمازون، بکار بردند. مطالعاتی نیز به مقایسه پارامترهای یکسان استخراج شده از داده‌های GRACE و مدل‌های GLDAS پرداخته‌اند. از جمله سید و همکاران، ۲۰۰۸ (۴۹)، که هماهنگی بالایی بین GRACE و GLDAS را برای پارامترهای مطالعه شده برآورد کردند.

مطالعه حاضر بر روی منطقه کوهستانی هورامان در غرب ایران تمرکز کرده است. مطالعات محدودی در مجاورت این منطقه با استفاده از روش‌های میدانی صورت گرفته است. از جمله می‌توان اشاره کرد به مطالعه آب‌های زیرزمینی در شرق شهر کرمانشاه (۳۰)، ماهیدشت (۱۵)، دشت سنجابی (۲۷)، دشت حلبچه (۵۳)، و مناطقی از سلیمانیه (۲). اما پژوهش حاضر بر اساس داده‌های گرانی‌سنجی ماهواره‌ای به مطالعه تغییرات کمی آب و تحلیل مولفه‌های آن در حد امکان، با استفاده از پارامترهای هیدرواقليمی مبتنی بر سنجش از دور در منطقه هورامان پرداخته است. این مطالعه دو هدف اصلی را دنبال می‌کند: ۱- ارزیابی وضعیت تغییرات آب‌ها در این منطقه نه چندان وسیع کوهستانی که به‌صورت جدی تحت تاثیر تغییرات اقلیمی است؛ و ۲- تاکید بر این روش‌های تلفیقی سنجش از دوری که بدون نیاز به داده‌های میدانی قابلیت برآورد و تفکیک مولفه‌های مهم بیلان آب را در مقیاس‌های متفاوت دارا می‌باشد.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

مطالعه پیش‌رو نوسانات آب در دو دهه گذشته در منطقه کوهستانی هورامان مورد بررسی قرار می‌دهد. هورامان بخشی از زاگرس شمالی را شامل می‌شود که ارتفاع آن در کوهستان شاهو به بالای ۳۰۰۰ متر می‌رسد. این منطقه که عمدتاً در حوضه آبریز سیروان واقع شده است، طبق میانگین‌های اقلیمی درازمدت از پربارش‌ترین مناطق حوضه دجله است. بخش عمده و مرتفع هورامان در استان‌های کرمانشاه و کردستان در ایران واقع شده و تنها بخش کوچکی در کردستان عراق قرار گرفته است (شکل ۱).



شکل (۱): محدوده تقریبی منطقه مورد مطالعه بر روی مدل رقومی ارتفاعی منطقه

Fig. (1): The study area on digital elevation model

۲-۲- روش تحقیق

در مطالعه پیش‌رو برای بررسی نوسانات کلی آب منطقه هورامان از داده‌های گرانی سنجی ماهواره‌ای سطح پردازشی دوم (۵۸،۲۶) استفاده شده است. گرانی سنجی تغییرات کلی یک ستون آبی، شامل آب اتمسفر، آب سطحی، آب برف، آب گیاه و آب زیرزمینی، را آشکارسازی می‌کند (رابطه ۱).

$$\Delta\delta(\theta, \Phi) = \{atm.W + surf.W + snow.W + canop.W + moist.W + ground.W\} \quad (1)$$

که در آن $\Delta\delta$ نوسان کلی آب در مختصات (θ, Φ) است که مجموعه‌ای از نوسانات مولفه‌های نام‌برده شده است.

اما داده‌های گرانی‌سنجی به تنهایی قابلیت تفکیک مولفه‌های بیلان آب را ندارد. به همین دلیل در چنین مطالعاتی از مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی استفاده می‌شود. در همین راستا، در پژوهش حاضر برای تفکیک حتی‌الامکان مولفه‌های بیلان آب، و به دنبال آن، در جهت تفسیر چگونگی و تشخیص دلایل نوسانات کمی آب در منطقه، از پارامترهای هیدروکلیماتیکی مبتنی بر مدل‌های سنجش از دور استفاده شده است. این پارامترها به صورت مستقیم یا غیرمستقیم در بیلان آب نقش ایفا می‌کنند. پارامترهای هیدروکلیماتولوژیکی تاثیرگذار بر تغییرات کمی آب را می‌توان در دو بخش طبقه‌بندی نمود؛ این طبقه‌بندی و پارامترهای انتخاب شده بر اساس یک رویکرد کاربردی در سنجش از دور صورت می‌گیرد که در آن امکان استفاده از اندازه‌گیری‌های میدانی غیرممکن فرض می‌شود. این طبقه‌بندی شامل پارامترهای اتمسفری (بارش و دما) و پارامترهای زمینی (تبخیر-تعرق، ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان) می‌باشد. تغییرات کمی آب‌های سطحی و زیرزمینی و همچنین رطوبت خاک، قبل از هر عامل دیگری مستقیماً تحت تاثیر تغییرات مکانی و نوسانات زمانی بارش (P) است (رابطه ۲). همچنین، دما (T) از نخستین پارامترهای مورد توجه در مطالعات اقلیمی است که در تعیین نوع بارش (باران یا برف) و میزان تبخیر-تعرق نقش ایفا می‌کند (رابطه ۳). تبخیر-تعرق (ET) که خود تحت تاثیر دما و میزان آب قابل دسترس است، در نوسانات آب سطحی و آب محتوی گیاهان تعیین‌کننده است (رابطه ۴). ذخیره آب زمین (TWS) تابعی است از میزان آب سطحی، برف و آب محتوی گیاهان (رابطه ۵).

$$P = f(\text{snow}W, \text{surf}.W, \text{moist}.W + \text{ground}.W) \quad (۲)$$

$$T = f(\text{snow}W, \text{canop}.W) \quad (۳)$$

$$ET = f(\text{surf}.W, \text{canop}.W) \quad (۴)$$

$$TWS = f(\text{surf}.W, \text{snow}W, \text{canop}.W) \quad (۵)$$

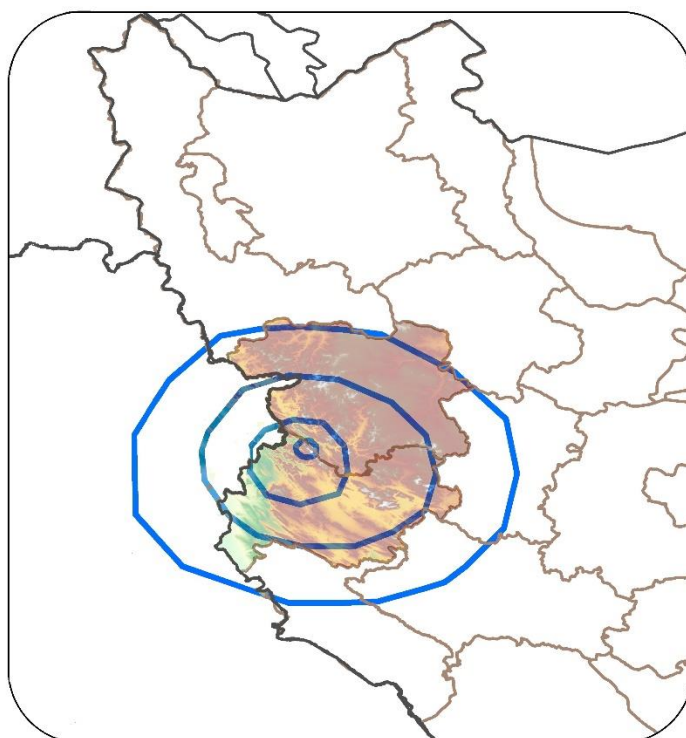
لذا همان‌طور که همبستگی بین مولفه‌ها نشان می‌دهد، مجموع تغییرات آب‌ها (حاصل از روش گرانی‌سنجی) برآیند روابط پیچیده بین مولفه‌های تاثیرگذار بوده و تفکیک آنها با روش‌های فعلی به‌طور کامل امکان‌پذیر نیست؛ با این حال تحلیل مولفه‌ها امکان تبیین خطوط کلی نوسانات از قبیل تغییرات آب‌های زیرزمینی، تغییرات نوع بارش و تغییرات پوشش گیاهی را میسر می‌سازد. از جمله، با نادیده گرفتن تغییرات مولفه آب محتوی اتمسفر، تفاوت نتایج گرانی‌سنجی و ذخیره آب زمین عمدتاً نشان‌گر نوسانات آب زیرزمینی و تا حد کمی رطوبت خاک می‌باشد (رابطه ۶)؛ چراکه رطوبت لایه نزدیک سطح زمین که حاوی بیشترین میزان رطوبت نیز هست، در هر دو داده (گرانی‌سنجی و ذخیره آب زمین) برآورد شده است.

$$\Delta\delta - TWS = \{\text{atm}.W + \text{moist}.W + \text{ground}.W\} \quad (۶)$$

در همین راستا، در فصل ۳، تغییرات کمی آب و پارامترهای موثر بر تغییرات مطالعه شده است. تلفیق و مقایسه نتایج و همچنین تخمین سهم مولفه‌های بیلان آب در فصل ۴ ارائه شده است. با توجه قدرت تفکیک مکانی پایین داده‌های ماهواره‌های گرانی‌سنجی به دلیل ماهیت و روش اخذ آنها، این داده‌ها به خطای نشت سیگنال (Leakage) حساس هستند. حساسیت به خطای نشت ($L_{sen.}$) تابعی از وسعت منطقه مورد مطالعه است، به طوری که در منطقه کم‌وسعت نسبت سیگنال به نویز پایین آمده و درصد نشت سیگنال بالا می‌رود (رابطه ۶).

$$L_{sen.} = f\left(\frac{signal}{noise}\right) = f(Area) \quad (7)$$

لذا جهت بررسی قابلیت تمایز سیگنال هیدرولوژیکی که در نتیجه دلالت بر میزان اعتبار نتایج خواهد داشت، بارش‌ها بر اساس چهار محدوده هم‌مرکز با وسعت متفاوت (buffer) بررسی می‌شود که از کوهستان‌های مرتفع آغاز شده و به صورت شعاعی ادامه پیدا می‌کند (شکل ۲).



شکل (۲): محدوده بافرهای تعیین شده بر روی منطقه مورد مطالعه

Fig. (2): The identified buffers

۲-۳- داده‌های مورد استفاده

در مطالعه پیش‌رو از دو دسته داده استفاده شده است: برای اندازه‌گیری تغییرات کلی آب‌ها از داده‌های گرانی‌سنجی ماهواره‌ای، و پس از آن برای تفکیک و ارزیابی نتایج حاصل از گرانی‌سنجی، از داده‌های هیدروکلیماتولوژیکی استفاده شده است.

سیستم‌های نسل جدید گرانی‌سنجی شامل یک جفت ماهواره (که دوقلو نیز خطاب می‌شوند) می‌باشند که همزمان با فاصله اسمی ۲۲۰ کیلومتر از همدیگر کره زمین را پایش نموده و با اندازه‌گیری دقیق تغییرات فاصله بین ماهواره‌ها تغییرات جزئی گرانی را آشکار می‌کنند. این نسل با سیستم دوقلوی GRACE در سال ۲۰۰۲ آغاز شد. با پایان کار سیستم GRACE در سال ۲۰۱۷ و پس از حدود یک‌سال و نیم وقفه، با در مدار قرار گرفتن سیستم دوقلوی GRACE-Follow On ارسال داده‌های گرانی‌سنجی تاکنون ادامه پیدا کرده است. در تحقیق حاضر از داده‌های هر دو سیستم در تمام طول دوره استفاده شده است. داده‌های سیستم‌های گرانی-سنجی توسط سه متولی اصلی (JPL و CSR و GFZ) و چند مرکز فرعی تحقیقاتی مورد پالایش اولیه واقع می‌شوند. در اینجا داده‌های سطح پردازشی دوم، منتشر شده توسط سه مرکز اصلی نامبرده شده و همچنین داده‌های دو مرکز فرعی (GRGS و AIUB) استفاده شده است. داده‌های هیدروکلیماتولوژیکی شامل بارش، دما، تبخیر-تعرق، ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان می‌باشد. توزیع مکانی و زمانی باران و برف به‌ترتیب با استفاده از داده‌های بازتحلیل شده تحت نام‌های ERA5 (۳۷) و CHIRPS (۲۰) مورد مطالعه قرار گرفته است. برای بررسی دما از داده دمای سطحی MOD11A1 (۵۷)، تولید شده با استفاده از باندهای حرارتی تصاویر MODIS، استفاده شده است. زیرا در مقایسه با دمای هوا، بازیابی دمای سطح زمین (LST) در سنجش از دور بی‌واسطه‌تر و قابل اعتمادتر است. از طرف دیگر، دمای سطح زمین تابعی از دمای هوا است (۴). داده تبخیر-تعرق توسط "سیستم جهانی اطلاعات سطح زمین برای شبکه سیستم‌های هشدار اولیه قحطی" (FLDAS (۳۱) تولید شده است. و پارامترهای ذخیره آب زمین (Terrestrial Water Storage) و آب محتوی گیاه (Canopy Water Content) توسط سیستم جهانی اطلاعات سطح زمین GLDAS با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دوری توسعه داده شده است. مشخصات داده‌های مورد استفاده در جدول ۱ آمده است.

جدول (۱): داده‌های مورد استفاده

Table (1): List of the data

نوع داده	منبع	ورژن / مدل	مرکز پردازش	تفکیک مکانی (درجه)	تفکیک زمانی	شروع دسترسی	فیلتر
گرانی‌سنجی	GRACE (FO)	RL06	JPL	۳	ده-روزه	۲۰۰۲	✓
گرانی‌سنجی	GRACE (FO)	RL04	GFZ	۲	ماهانه	۲۰۰۲	✓
گرانی‌سنجی	GRACE (FO)	RL04	CSR	۲	ماهانه	۲۰۰۲	✓
گرانی‌سنجی	GRACE (FO)	RL04	GRGS	۲	ده-روزه	۲۰۰۲	✗
گرانی‌سنجی	GRACE (FO)	DDK7	AIUB	۲,۲۵	ماهانه	۲۰۰۲	✓
باران	تصاویر ۵km	CHIRPS	UCSB-CHG	۰,۰۵	روزانه	۱۹۸۱	✗
برف	تصاویر و مدل	ERA5	Copernicus	۰,۱	ماهانه	۱۹۸۱	✗
دمای سطح	تصاویر MODIS	LST	LP- DAAC	۱ Km	روزانه	۲۰۰۰	✓
ذخیره آب	تصاویر و مدل	GLDAS	ASF-DAAC	۰,۲۵	روزانه	۱۹۷۹	✓
زمین	تصاویر و مدل	FLDAS	GES-DISC	۰,۲۵	ماهانه	۱۹۸۷	✗
تبخیر-تعرق	تصاویر و مدل	GLDAS	ASF-DAAC	۰,۲۵	روزانه	۱۹۷۹	✓
محتوی آب	تصاویر و مدل	GLDAS	ASF-DAAC	۰,۲۵	روزانه	۱۹۷۹	✓
گیاهان	تصاویر و مدل	GLDAS	ASF-DAAC	۰,۲۵	روزانه	۱۹۷۹	✓

۳- یافته‌های حاصل از روش‌های مختلف

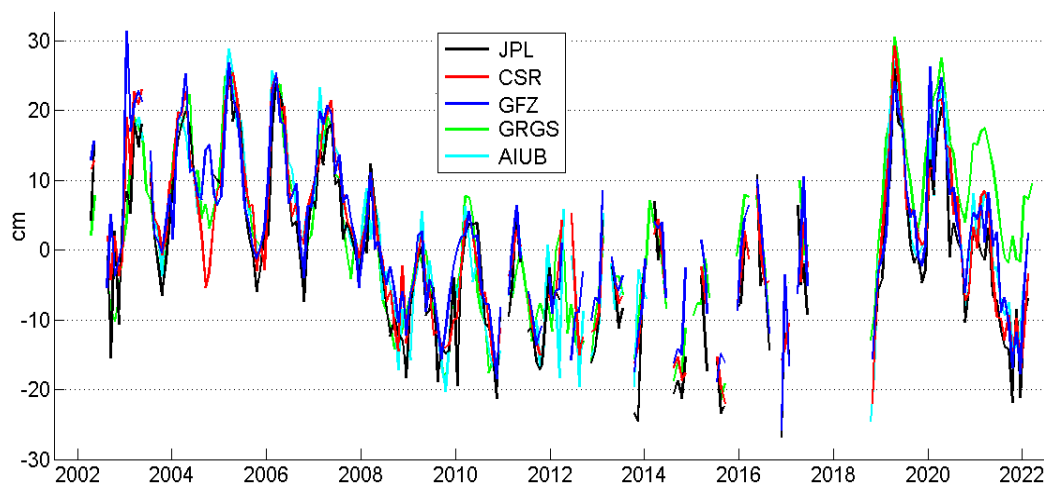
۳-۱- اندازه‌گیری تغییرات آب با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی

داده‌های سطح دو گرانی‌سنجی پیش از تبدیل به تغییرات آب معادل نیازمند پیش‌پردازش در جهت کاهش خطا هستند. خطای راه‌شدگی (striping) که نتیجه چگالی غیریکسان نمونه‌برداری است به‌صورت نوارهای شمالی-جنوبی در تصاویر ظاهر می‌شود (۲۵،۵۲). متداول‌ترین روش برای تصحیح خطای راه‌شدگی استفاده از فیلترهای مکانی است (۴۸، ۶۲، ۵۶، ۵۷). در مطالعه حاضر از فیلتر پواسون با پهنای بهینه ۴۸۰ کیلومتر طبق روش بهینه‌سازی فیلتر بر اساس کنتراست سیگنال (۳۵) استفاده شده است. دومین خطای مطرح، نشت سیگنال (leakage) است که نتیجه ناکافی بودن تفکیک مکانی است. نشت سیگنال هنگامی به‌صورت موثر مطرح است که در مجاورت منطقه مورد مطالعه، یک سیگنال قوی وجود داشته باشد. به‌عنوان شناخته شده‌ترین مورد می‌توان اشاره کرد به نشت خشکی-اقیانوس است (۲۴). این خطا به عواملی مانند درجه هارمونیک داده‌ها، عرض جغرافیایی، وسعت و شکل منطقه مورد مطالعه بستگی دارد. یک دریاچه یا یخچال در صورت تغییرات زیاد می‌تواند سیگنال‌های مربوط به مناطق مجاور را تحت تاثیر قرار بدهد. دو دریاچه زریوار و دربندیخان در

مجاورت منطقه هورامان قرار گرفته است. دریاچه دربندیخان تغییرات قابل توجهی را در طول دوره مورد مطالعه نشان نمی‌دهد (۱۴)، اما دریاچه زریوار یک روند افزایشی جزئی و یک افزایش شدید مقطعی (در سال ۲۰۱۸) را نشان می‌دهد (۶۰). مقدار نشت سیگنال دریاچه زریوار به سیگنال هورامان از روش فیلتر باینری (۳۴) کمتر از نیم‌میلیمتر برآورد شده است (۳۶). پس از انجام پیش‌پردازش‌های لازم، نوسانات آب معادل ($\Delta\delta$) بر اساس رابطه بین چگالی زمین و جاذبه پتانسیل و با استفاده از مدل‌ها و ضرایب مربوطه از رابطه ۸ برآورد می‌شود. جزئیات رابطه زیر در منابع متعدد (از جمله: سونسون و وار (۴۷،۲۸) آمده است. سری‌های زمانی تغییرات کمی آب محاسبه شده با استفاده از پنج مجموعه داده در شکل ۳ آمده است.

$$\Delta\delta(\theta, \Phi) = \frac{a\rho E}{3\rho W} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \frac{(2l+1)}{(1+kl)} P_{lm}(\cos \theta) \{ \Delta C_{lm} \cos(m\Phi) + \Delta S_{lm} \sin(m\Phi) \} \quad (8)$$

که ρW و pE چگالی زمین و آب، a شعاع استوایی، P_{lm} جمله نرمال شده لژاندر با درجه l و سطح kl ، m ثابت پاسخ پوسته به بارگزاری، θ و Φ طول و عرض جغرافیایی، و C_{lm} و S_{lm} ضرایب هارمونیک داده‌ها می‌باشند.



شکل (۳): سری‌های زمانی تغییرات کمی آب با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی

Fig. (3): Gravimetry derived time series of water mass fluctuations

از آنجایی که داده‌های مورد استفاده توسط مراکز مختلف دارای مقیاس‌های زمانی متفاوت (۱۰-روزه و یک‌ماهه) و مکانی متفاوت (معادل درجه هارمونیک حداکثر) بوده و برای پردازش آنها و حذف اثرات ناخواسته از داده‌های ثانویه و از روش‌های متفاوتی استفاده می‌شود، سری‌های زمانی حاصله تفاوت‌های جزئی نشان می‌دهند. این پدیده در مطالعات متعدد مشاهده شده است، از جمله می‌توان اشاره کرد به مطالعه لانگورگن و همکاران، ۲۰۱۰ (۲۹)، فورستل و همکاران، ۲۰۱۶ (۱۹)، سکار، ۲۰۱۵ (۲۵) و بروینسما و همکاران، ۲۰۰۹ (۶). روشی مستقل

برای ارزیابی این تفاوت‌ها و اولویت‌بندی سری‌های زمانی وجود ندارد. بااینحال عملکرد موفق این داده‌ها در مطالعات متعدد در دو دهه گذشته نشان داده است که تا زمانی که تفاوت بین سری‌های زمانی معنی‌دار نباشد از قابلیت اطمینان بالایی برخوردارند. برای برآورد قابلیت اعتماد نتایج، همبستگی سری‌های زمانی مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۲). بیشترین همبستگی (۰,۹۲۲) بین سری‌های زمانی GFZ و CSR دیده می‌شود. بطور میانگین نتایج داده‌های GFZ و GRGS بترتیب بالاترین و پایین‌ترین همبستگی را با سایر سری‌ها دارند. میانگین کل همبستگی سری‌های (۰,۷۹۴) دلالت بر قابلیت اعتماد قابل قبول آنها دارد.

جدول ۲. ضریب همبستگی سری‌های زمانی گرانی‌سنجی

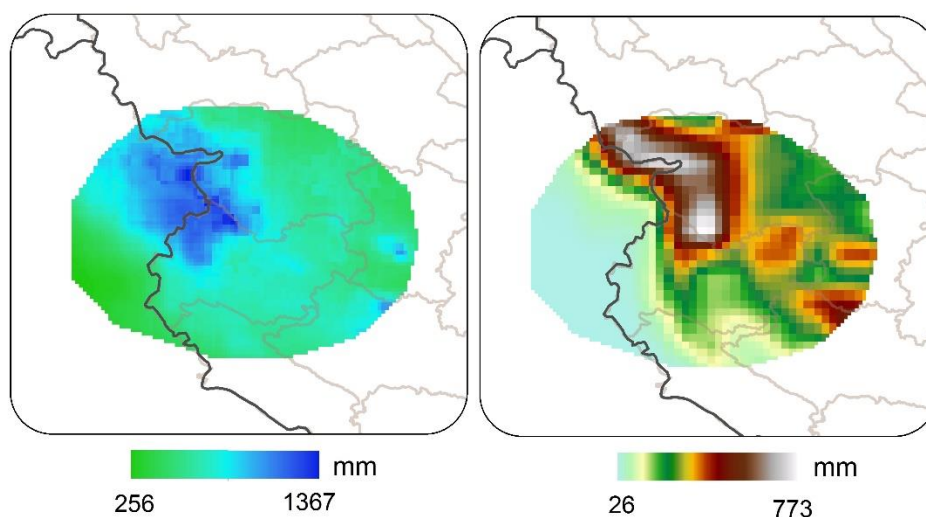
Table 2. Correlation coefficient between gravimetry derived time series

سری زمانی	AIUB	GRGS	CSR	GFZ	JPL	میانگین
JPL	۰,۷۶۸	۰,۷۶۴	۰,۷۸۸	۰,۸۲۱	-	۰,۷۸۵
GFZ	۰,۸۰۹	۰,۷۴۷	۰,۹۲۲	-	۰,۸۲۱	۰,۸۲۴
CSR	۰,۷۷	۰,۸۱۱	-	۰,۹۲۲	۰,۷۸۸	۰,۸۲۲
GRGS	۰,۷۴۸	-	۰,۸۱۱	۰,۷۴۷	۰,۷۶	۰,۷۶۷
AIUB	-	۰,۷۴۸	۰,۷۷	۰,۸۰۹	۰,۷۶۸	۰,۷۷۳
میانگین	۰,۷۷۳	۰,۷۶۷	۰,۸۲۲	۰,۸۲۴	۰,۷۸۵	۰,۷۹۴

۳-۲- اندازه‌گیری تغییرات پارامترهای هیدروکلیماتولوژیکی

• نزولات اتمسفری

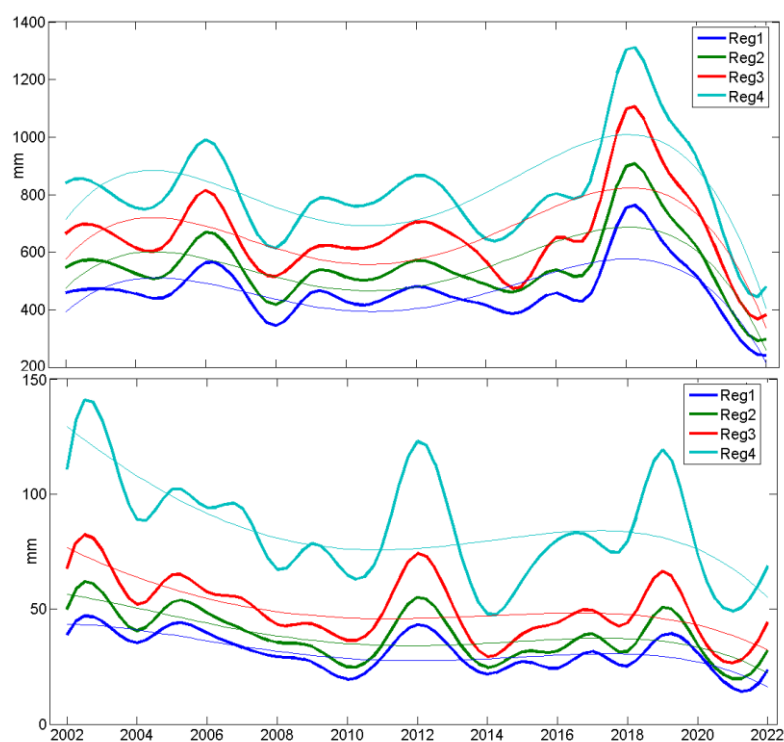
بارش مهم‌ترین مولفه در کنترل نوسانات آب می‌باشد؛ لذا بررسی رابطه بین نتایج گرانی‌سنجی و مولفه‌های هیدرواقليمی در صورتی معنی‌دار است که بافربندی منطقه مورد مطالعه بر الگوی توزیع مکانی این مولفه‌ها (به‌ویژه مولفه بارش) منطبق باشد. بر اساس تحلیل مدل‌های CHIRPS و ERA5، هسته بارشی در هورامان بر روی کوهستان‌های شاهو و بطرف مناطق شمالی‌تر در امتداد رشته کوه‌های زاگرس کشیده شده است (شکل ۴). برخلاف هسته بارش باران که در دامنه‌های غربی هورامان در حلیچه کردستان عراق امتداد دارد، هسته بارش برف بر ارتفاعات هورامان واقع شده و فراوانی آن به سمت عراق کاهش نشان می‌دهد.



شکل (۴): میانگین بارش سالیانه برف (سمت راست) و باران (سمت چپ) طی دو دهه اخیر

Fig (4): Average annual precipitaions: snow (right) and rain (left)

بررسی مدل‌ها بر این نکته دلالت دارد که مقدار بارش باران نسبت به برف بیشتر است. نسبت بارش برف به کل بارش از ۸ درصد در بزرگترین بافر به ۲۳ درصد در بافر مرکزی می‌رسد. بارش باران دارای سیکل فصلی و تغییرات بین‌ساله از جمله افزایش سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۱۸ است. در کل دوره ۲۰ ساله، بارش باران روند کاهشی جزئی (۵٪ الی ۸٪) نشان می‌دهد. برخلاف باران، بارش برف دارای یک روند کاهشی محسوس (۱۱٪ الی ۲۳٪) است. شیب روند کاهشی برف در داخلی‌ترین بافر بیشتر است (شکل ۵).

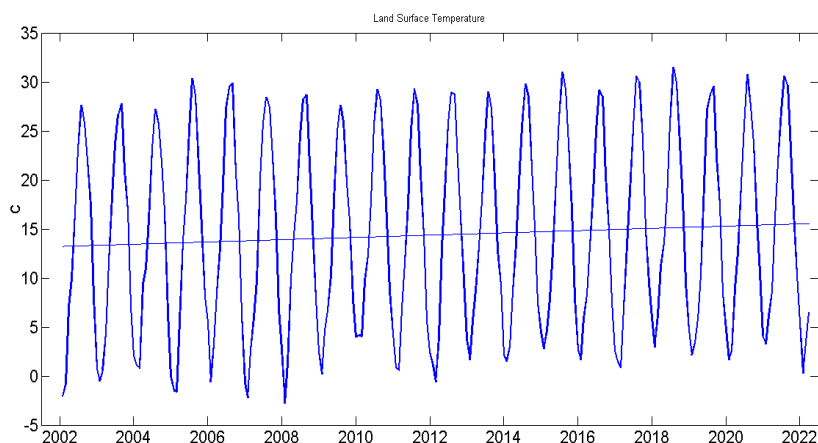


شکل (۵): سری‌های زمانی بارش سالیانه باران (بالا) و بارش سالیانه برف (پایین)

Fig. (5): Time series of annual rainfall (up) and annual snowfall (low)

• دمای سطح زمین

بر اساس سری‌های زمانی استخراج شده (شکل ۶) میانگین دمای سطح زمین در دو دهه گذشته در هورامان ۱۴,۳ درجه سانتی‌گراد بوده و نوسان فصلی آن بین ۲۳ تا ۲۸ درجه متغیر بوده است. برازش رگرسیون خطی، افزایش حدود ۱,۷ درجه‌ای دمای سطح زمین را در طول دوره نشان می‌دهد که حاکی از تغییرات هیدرواقليمی قابل توجه در منطقه است.

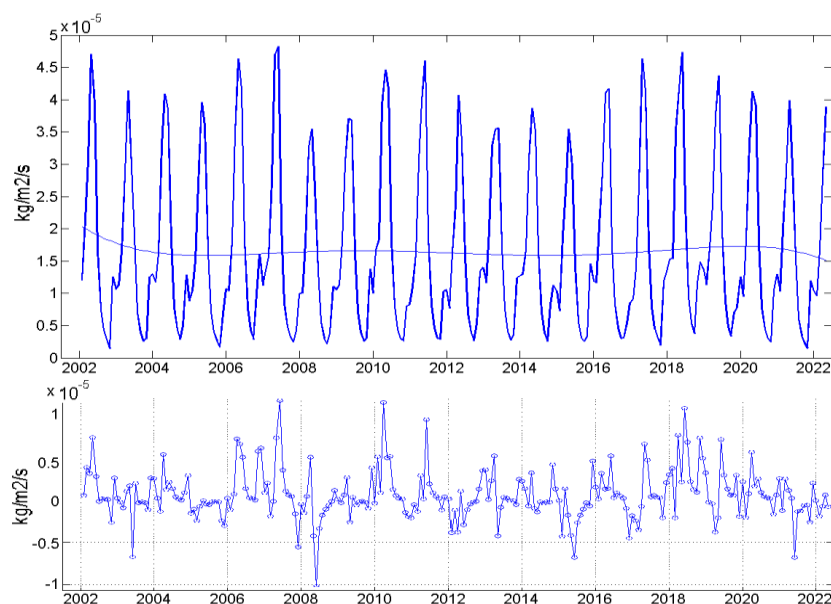


شکل (۶): سری‌های زمانی دمای سطح زمین

Fig. (6): Time series of land surface temperature

• تبخیر-تعرق

این مولفه از چند جهت تاثیرگذار می‌باشد. در حالی که تبخیر از سطوح آب، خاک و گیاهان صورت می‌گیرد، تعرق تنها به پوشش گیاهی مربوط است؛ لذا ترکیب این دو دارای رابطه ویژه‌ای با آب قابل دسترس است. هرچه آب بیشتری در دسترس باشد تبخیر بیشتر صورت می‌گیرد. اگرچه عوامل ثانویه نیز دارای نقش هستند. در مقابل، در دسترس بودن آب کافی میزان تعرق را تنها تا حد مشخصی افزایش می‌دهد. عدم وجود آب کافی می‌تواند به کاهش پوشش گیاهی و در نتیجه کاهش میزان تعرق بیانجامد. فصل نیز در میزان تعرق دارای نقش است. در فصول گرم بدلیل فراوانی پوشش گیاهی تعرق بالاتر از فصول سرد است. از آنجایی که هورامان دارای پوشش گیاهی قابل توجهی است سهم تعرق منطقه نیز بالا است. اگرچه در مناطقی که تبخیر سهم غالب تبخیر-تعرق را تشکیل می‌دهد رابطه مستقیم بین تبخیر-تعرق و نوسانات آب زمین دیده می‌شود، در هورامان پیچیدگی این رابطه مشهود است. نمودار آنومالی بر این نکته دلالت دارد که علاوه بر میزان دسترسی آب عوامل دیگری همچون باد، فصل و توپوگرافی در نوسانات تبخیر-تعرق نقش دارند (شکل ۷).

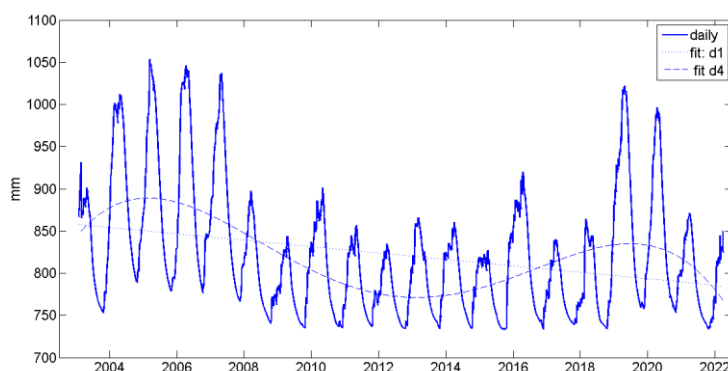


شکل (۷): سری‌های زمانی تبخیر-تعرق (بالا) و نوسانات تفاضلی تبخیر-تعرق (پایین)

Fig. (7): Time series of evapotranspiration (up) and evapotranspiration anomaly (low)

• ذخیره آب زمین

با توجه به عدم قابلیت تکنیک‌های سنتی سنجش از دور در اندازه‌گیری آب‌های زیرزمینی، مدل ذخیره آب زمین تنها آب‌های سطحی و رطوبت چند سانتیمتر بالایی خاک را شامل می‌شود. با اینحال استفاده از این مدل نقش به‌سزایی در تفکیک مولفه‌های بیلان آب ایفا می‌کند. تغییرات ذخیره آب زمین در منطقه هورامان هم دارای سیکل فصلی و هم دارای نوسانات بین‌سالی قابل توجه است (شکل ۸).

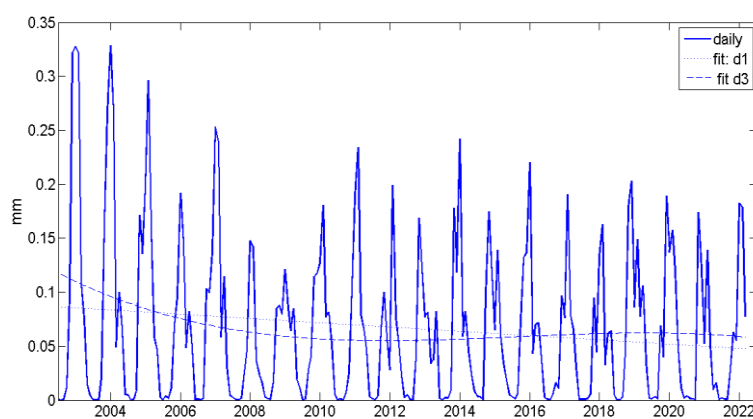


شکل (۸): سری‌های زمانی ذخیره آب زمین

Fig. (8): Time series of terrestrial water storage

• محتوی آب گیاهان

این پارامتر نسبت به تبخیر-تعرق دارای پیچیدگی کمتری است و رفتار آن با جزء تعرق در هماهنگی است. محتوی آب گیاهان اگر چه تحت تاثیر تغییرات فصلی پوشش گیاهی است، اما عواملی همچون باد در آن نقش موثری ندارند. گذشته از نوسانات فصلی، محتوی آب پوشش گیاهی هورامان یک روند کاهشی داشته است (شکل ۹). علی‌رغم کم بودن مقدار مطلق محتوی آب گیاهان در مقایسه با سایر اجزاء بیلان آب، تغییرات فصلی و درازمدت آن مقایسه آن با سایر اجزاء را قابل اهمیت می‌کند.



شکل (۹): سری‌های زمانی محتوی آب گیاهان

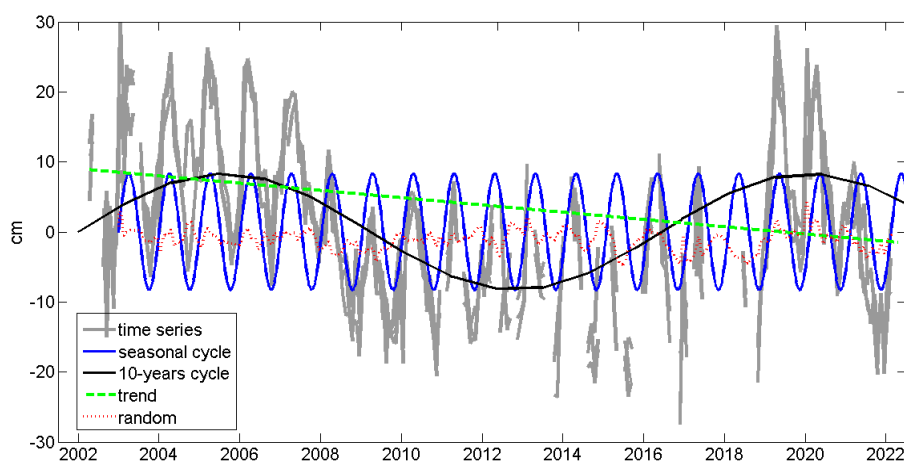
Fig. (9): Time series of canopy water content

۴- بحث، بررسی و مقایسه یافته‌ها

اندازه‌گیری‌های مبتنی بر سنجش از دور معمولاً با روش‌های مستقیم و میدانی ارزیابی و صحت‌سنجی می‌شوند. در مطالعات متعددی نتایج حاصل از گرانی‌سنجی با اندازه‌گیری‌های چاه‌ها و چشمه‌های مطالعاتی و یا مدل‌های سرزمینی همانند GLDAS مقایسه شده‌اند. در غیاب داده‌های میدانی همانند اندازه‌گیری سطح آب چاه‌ها، معتبرترین روش برای ارزیابی نتایج گرانی‌سنجی، مطالعه پارامترهای هیدروکلیماتیکی حاصل از مدل‌های سرزمینی و اقلیمی است. در این ارتباط دو نکته را باید مدنظر قرار داد که عبارتند از نوع پارامترها و مشابهت مکانی-زمانی بین آنها: ۱- در میان پارامترهای هیدروکلیماتیکی استفاده شده، پارامترهای ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان، همانند نتایج گرانی‌سنجی پارامترهای تجمعی بوده و با آن قابل مقایسه هستند. اما پارامترهای بارش، دما و تبخیر-تعرق پارامترهایی غیرتجمعی هستند، بدین معنی که بارش یا دمای یک زمان با بارش یا دمای زمان قبل جمع نمی‌گردد. لذا این پارامترها با نتایج گرانی‌سنجی مستقیماً قابل مقایسه نمی‌باشند، اما از

آنها می‌توان برای تحلیل نوسانات نتایج گرانی‌سنجی و سایر پارامترهایی تجمعی استفاده کرد. ۲- مدل‌ها ممکن است حاصل از نمونه‌برداری با تفکیک زمانی و مکانی متفاوت باشند؛ لذا برای مقایسه آنها لازم است ابتدا توسط روش‌های آماری به یک سطح یکسان و قابل مقایسه انتقال داده شوند. نتایج گرانی‌سنجی و پارامترهای هیدروکلیماتیکی هنگامی قابل مقایسه می‌شوند که به سربهای زمانی همسان از جنبه مکانی (منطقه یکسان و هم‌وسعت) و از جنبه زمانی (درازمدت، بین‌سالی و فصلی) تبدیل شوند. قدرت تفکیک مکانی روش گرانی‌سنجی نسبت به روش‌های پارامترهای هیدروکلیماتیکی به‌طور قابل ملاحظه‌ای پایین‌تر است، لذا برای همسان‌سازی مکانی، پارامترهای هیدروکلیماتیکی در منطقه هم‌وسعت با روش گرانی‌سنجی میانگین‌گیری شده‌اند. از جنبه زمانی، تغییرات سالیانه و درازمدت مقایسه شده‌اند. تغییرات کمی آب حاصل از روش گرانی‌سنجی را می‌توان با استفاده از روش‌های تجزیه سیگنال به چهار قسمت تفکیک نمود (شکل ۱۰):

۱. سیکل فصلی: که حدود ۱۵ الی ۲۰ سانتی‌متر می‌باشد و با مقدار مطلق تغییرات رابطه دارد. در سال‌هایی که مقدار تغییرات بالاتر است، تغییرات فصلی هم افزایش نشان می‌دهد.
۲. تغییرات بین‌سالی: یک سیکل ۱۰-ساله در نوسانات آب قابل تشخیص است. به دلیل وقفه ۱,۵ ساله در سربهای زمانی اطلاعات سالهای ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۸ کامل نیست. اما یک افزایش قابل توجه در سالهای ۲۰۱۸ و ۲۰۱۹ دیده می‌شود که در داده‌های بارش نیز مشهود است. البته این افزایش در تمام حوضه دجله و فرات اتفاق افتاده است (۴۶). دو سال پایانی دوره یک افت شدید (در حدود ۷ سانتیمتر در سال) را نشان می‌دهد.
۳. روند کلی دوره: در دوره ۲۰ ساله تغییرات معادل سطح آب میانگین منطقه حدود ۱۳ سانتیمتر است.
۴. مولفه تصادفی تغییرات که عبارت است از باقی‌مانده نوسانات (residual)، و به بیان دیگر قسمتی از نوسانات که در مقیاس مطلوب قابل مدل کردن نبوده است.



شکل (۱۰): تجزیه سیگنال میانگین سری‌های زمانی گرانی‌سنجی

Fig. (10): Signal decomposition of averaged gravimetry time series

• بررسی پارامترهای غیرتجمعی:

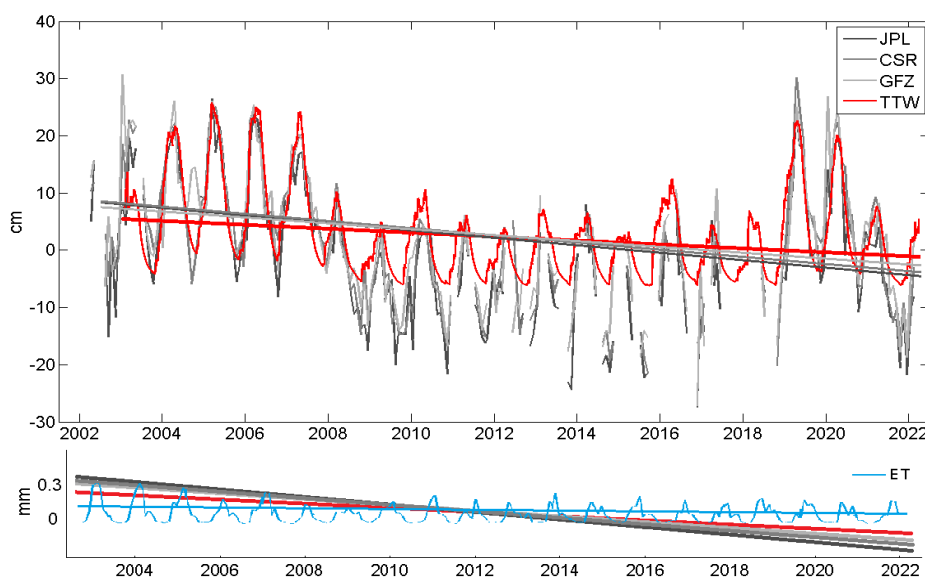
به‌طور میانگین در منطقه بارش باران سهم بالای کل بارش را شامل می‌شود (بیش از ۹۰٪). از این‌رو، افزایش بارش باران در سالهای ۲۰۰۶ و ۲۰۱۸ و کاهش آن در دوره ۲۰۲۰-۲۰۲۲ در نتایج گرانی‌سنجی و ذخیره آب زمین قابل مشاهده است. پارامترهای دما، تبخیر-تعرق دارای ارتباط تنگاتنگ و پیچیده با پارامتر محتوی آب گیاهان بوده و در نوسانات کلی آب نقش قابل ملاحظه‌ای ندارند. از آنجایی که محتوی آب گیاهان تنها سهم کوچکی از تغییرات ستون آب است، اثرات پارامترهای دما، تبخیر-تعرق در نتایج گرانی‌سنجی قابل مشاهده نیست.

• بررسی پارامترهای تجمعی:

مقایسه سری‌های زمانی نشان می‌دهد که پارامتر ذخیره آب زمین، در روند کلی، تغییرات بین سالی و نوسانات فصلی دارای هماهنگی بالایی با نتایج گرانی‌سنجی می‌باشد. اما فاز نوسانات محتوی آب گیاهان برعکس دو پارامتر قبل دارای حداکثر تابستانه و حداقل زمستانه می‌باشد. دو تفاوت اساسی بین پارامترهای تجمعی که در اینجا قابل اهمیت‌تر است، تفاوت در بزرگی و تفاوت در شیب تغییرات آنها می‌باشد. بررسی این تفاوت‌ها به تخمین سهم اجزای بیلان آب در تغییرات کلی آب منطقه کمک می‌کند.

• تخمین سهم مولفه‌های بیلان آب در تغییرات کلی:

نتایج گرانی‌سنجی شامل یک ستون آبی، از آب موجود در جو تا آب زیرزمینی می‌باشد و همانطور که پیشتر اشاره شد پارامتر ذخیره آب زمین دربرگیرنده اندازه‌گیری آب‌های زیرزمینی نیست. لذا تفاضل پارامتر ذخیره آب زمین و نتایج گرانی‌سنجی اطلاعات ارزشمندی را در ارتباط با تغییرات آب‌های زیرزمینی فراهم می‌کند. آب محتوی اتمسفر همانند بارش، و تحت تاثیر آن، یک پارامتر تجمعی نیست و فاقد تغییرات درازمدت است. روند کاهشی پارامتر محتوی آب گیاهان نیز در مقایسه با پارامترهای گرانی‌سنجی و ذخیره آب زمین نیز ناچیز است (شکل ۱۱، پایین). بنابراین تفاضل پارامتر ذخیره آب زمین و نتایج گرانی‌سنجی عمدتاً به کاهش آب زیرزمینی مربوط می‌شود. مقایسه سری‌های زمانی گرانی‌سنجی، ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان در شکل ۱۱ آمده است. بر اساس رگرسیون‌های خطی، نتایج گرانی‌سنجی و ذخیره آب زمین به‌ترتیب کاهش ۶,۷ و ۴,۴ میلی‌متر بر سال را نشان می‌دهند. تفاوت ۲,۳ میلیمتری مربوط به کاهش سطح آب زیرزمینی است. این میزان کاهش حاصل از یک رگرسیون خطی برای تمام دوره است و شدت کاهش در طی سال‌های دوره متفاوت است.



شکل (۱۱): مقایسه سری‌های زمانی گرانی‌سنجی (خاکستری)، ذخیره آب زمین (قرمز) و محتوی آب گیاهان (آبی) به‌منظور مقایسه، در نمودار پایین محتوی آب گیاهان با مقیاس ۱:۱۵ بزرگ‌نمایی شده است.

Fig. (11): Comparison between the time series of gravimetry (grey), terrestrial water storage (red) and canopy water storage (blue). Canopy water storage is magnified by 1:15 to make it comparable with the other series..

تحلیل نتایج نشان می‌دهد که دلیل اصلی کاهش آب زیرزمینی را می‌توان کاهش بارش برف در منطقه دانست. بارش برف در دوره ۲۰ ساله دارای یک روند کاهشی محسوس است. شیب روند کاهشی برف در داخلی‌ترین بافر بیشتر است. این روند کاهشی در نتایج گرانی‌سنجی نیز دیده می‌شود، با این ویژگی که به دلیل قدرت تفکیک مکانی پایین، شیب کاهش در گرانی‌سنجی از شیب مربوط به بافر بزرگتر طبیعت می‌کند از آنجایی که نسبت بارش برف به کل بارش در منطقه پایین است، اثر تغییرات بین‌سالی کوتامدت بارش برف در نتایج گرانی‌سنجی قابل مشاهده نیست. و نیز به‌همین دلیل، اثر سیکل فصلی باران و برف در نتایج گرانی‌سنجی قابل تفکیک نیست. بررسی نتایج مدل‌های بارش نشان‌دهنده تغییر نوع بارش در طول دوره مورد مطالعه است. برحسب بافرهای تعیین شده، کاهش برف ۱٫۵ تا ۲ برابر کاهش باران در منطقه است، این بدان معناست که حدود ۳۳٪ الی ۵۰٪ بارش برف به بارش باران تغییر کرده است.

روند کاهشی پارامتر محتوی آب گیاه در دو دهه گذشته در هورامان می‌تواند در اثر کاهش پوشش گیاهی مرتعی و جنگلی منطقه باشد. از طرف دیگر، کاهش محتوی آب گیاه کاهش تعریق را در پی دارد، و کاهش تعرق و

افزایش تبخیر ناشی از افزایش دمای سطح (۱,۷ درجه) می‌تواند اثر خنثی‌کننده در نمودار تبخیر-تعرق داشته باشند.

۵- نتیجه‌گیری

افت کلی آب‌ها در خاورمیانه طی دهه‌های اخیر و پیش‌بینی‌ها برای ادامه و تشدید آن از یک طرف، و عدم پوشش مقیاس‌های محلی توسط مطالعات از طرف دیگر، لزوم مطالعه وضعیت آب منطقه هورامان طی دو دهه اخیر را بیش از پیش مطرح نموده است. گرانی‌سنجی از به‌روزترین، متداول‌ترین و در عین حال معتبرترین روش‌های سنجش از دور برای مطالعه و پایش منابع آب در مقیاس وسیع است. برای بالا بردن دقت نتایج و به منظور مقایسه، مجموعه‌های متفاوت داده‌های گرانی‌سنجی از داده‌های سیستم‌های GRACE و GRACE-FO منتشر شده توسط سه مرکز پردازش اصلی و دو مرکز پردازش فرعی استفاده شده است. پیش‌پردازش‌های متداول داده‌ها شامل فیلتر مکانی، با استفاده از روش بهینه‌سازی فیلتر، و تخمین خطای نشت سیگنال از جانب پهنه‌های آبی مناطق مجاور صورت گرفت. همبستگی بالای نتایج حاصل از پنج سری متفاوت گرانی‌سنجی (ضریب همبستگی میانگین = ۰,۷۹۴)، موفقیت‌آمیز بودن پیش‌پردازش‌های اعمال شده را نشان داده و احتمال تصادفی بودن نتایج را منتفی می‌کند.

در غیاب اندازه‌گیری‌های منظم زمینی همانند چاه‌های مطالعاتی، استفاده از مدل‌های مبتنی بر سنجش از دور روش جایگزین مناسبی برای ارزیابی و راستی‌آزمایی نتایج حاصل از گرانی‌سنجی می‌باشد. در این راستا از دو دسته پارامترهای تجمعی و غیرتجمعی استفاده شده است. به‌طور کلی همبستگی قابل‌توجه بین نتایج گرانی‌سنجی با نتایج مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی نشانگر قابلیت اعتبار نتایج است، چراکه نوسانات سطح آب هر منطقه رابطه قوی با پارامترهای هیدروکلیماتولوژیکی به‌ویژه میزان بارش آن منطقه دارد.

پارامترهای تجمعی شامل ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان است که علی‌رغم تفاوت در بزرگی، با نتایج گرانی‌سنجی هماهنگی دارند. تفاوت بزرگی سه پارامتر تجمعی (ستون آبی، ذخیره آب زمین و محتوی آب گیاهان) اطلاعات مفیدی از تغییرات مولفه‌های بیلان آب منطقه بدست داده است. از جمله میزان تغییرات آب‌های سطحی، آب‌های زیرزمینی و تغییرات در نوع بارش.

در دو دهه گذشته میزان میانگین کاهش سطح آب‌ها در منطقه هورامان ۶,۷ میلیمتر بر سال بوده است، که ۴,۴ میلی‌متر از آن مربوط به آب‌های سطحی (دریاچه، رودخانه، رطوبت خاک، پوشش برف و یخ، آب محتوی گیاهان و ...) و ۲,۳ میلیمتر از آن مربوط به کاهش آب‌های زیرزمینی می‌باشد. این مقادیر، میانگین کل در منطقه مورد مطالعه و در دوره مورد مطالعه است؛ لذا وجود تفاوت‌های محلی بویژه در دشت‌ها و همچنین تغییرات

بین‌سالی قطعی است. این نتایج حاکی از آن است که روند ۲۰ ساله آب‌ها در منطقه هورامان نسبت به مناطق همجوار شیب کاهشی کمتری داشته و بنابراین کاهش کلی آب نسبت به مناطق همجوار روند آهسته‌تری داشته است. بر اساس نتایج، افت سطح آب زیرزمینی عمدتاً ناشی از کاهش بارش برف، و به عبارت دیگر تغییر نوع بارش در منطقه است. بارش برف در دوره ۲۰ ساله دارای یک روند کاهشی مشخص است. بررسی مدل‌های بارش برف و باران در بافرهای هم‌مرکز نشان می‌دهد که درصد قابل توجهی از بارش برف طی دو دهه گذشته به بارش باران تغییر وضعیت داده است. میزان تغییر نوع بارش در بافر حاشیه‌ای ۳۳٪ بوده و در بافر مرکزی منطبق بر کوهستان شاهو به حداکثر می‌رسد (حدود ۵۰٪). پارامترهای غیر تجمعی از جمله بارش، دما و تبخیر-تعرق برای ارزیابی نتایج گرانی‌سنجی از لحاظ نوسانات فصلی و کوتاه‌مدت بکار رفته‌اند. نوسانات مشخص بارشی، از جمله افزایش قابل توجه بارش سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۱۸ و کاهش بارش در دوره ۲۰۲۰-۲۰۲۲ در نتایج گرانی‌سنجی دیده می‌شود. پارامترهای دما و تبخیر-تعرق بیشتر بر روی مولفه محتوی آب گیاهان تاثیرگذار است که در نتایج کلی گرانی‌سنجی قابل مشاهده نیست.

روند کاهشی محتوی آب گیاهان در دو دهه گذشته در منطقه هورامان می‌تواند در اثر کاهش پوشش گیاهی منطقه باشد که مطالعه جداگانه‌ای را برای بررسی تغییرات زمانی پوشش جنگلی و مرتعی می‌طلبد. از دیگر استفاده‌های مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی می‌توان اشاره کرد به قابلیت نسبی پرکردن فاصله (۱،۵ ساله) بین سری‌های زمانی GRACE و GRACE-FO.

با درنظر گرفتن وضعیت گرمایش جهانی، تغییرات اقلیمی و خشکسالی‌های متوالی منطقه خاورمیانه در دهه‌های اخیر، استفاده از تکنولوژی گرانی‌سنجی ماهواره‌ای و مدل‌های هیدروکلیماتولوژیکی برای مطالعه مستمر وضعیت کمی آب‌های مناطق موثر به نظر می‌رسد. از جمله مزیت‌های این روش می‌توان اشاره کرد به: پوشش جهانی، اخذ فراوان داده از لحاظ سری‌های زمانی و تفکیک زمانی، دقت مناسب، در دسترس بودن بدون هزینه، و پشتیبانی مراکز معتبر پژوهشی.

قدردانی

بدین وسیله مولف سپاس‌گذاری خود را از مراکز توزیع داده‌های GRACE و GRACE-FO، تصاویر MODIS، داده‌های بازتحلیل شده ERA5 و CHIRPS، و همچنین مدل‌های سرزمینی GLDAS و FLDAS اعلام می‌نماید.

منابع

- 1- Abou Zaki, N., Torabi Haghighi, A., M. Rossi, P., J. Tourian, M., & Kløve, B. (2019). Monitoring Groundwater Storage Depletion Using Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data in Bakhtegan Catchment, Iran. *Water*, 11(7), 1456. <https://doi.org/10.3390/w11071456>.
- 2- Ali S. S., Hamamin D. F. (2012). Groundwater vulnerability map of Basara Basin, Sulaimani Governorate, Iraqi Kurdistan Region. *Iraqi Journal of Science*, vol.53, No.3, pp 579-594.
- 3- Ashrafzadeh, A. A., Joudaki, G. Sharifi, M. (2016). Evaluation of groundwater resources in Iran using GRAC data. *Journal of Geomatics science and technology*, cycle 5, No 4. (in Persian)
- 4- Behyar, M. and Kamali, G. (2007). The relationship between air temperature and temperature of the surface and different depths of the soil. *Geographical Res.*, Cycle 23, No 3. (in Persian)
- 5- Benavent, M., J. Arnos, F. G. Montesinos, (2005). Computation of surface displacements, tilt and gravity variations due to ocean tide loading. *Fisica de la Tierra*, 17, 97-112.
- 6- Bruinsma, S., Lemoine, J.-M., Biancale, R., & Valès, N. (2010). CNES/GRGS 10-day gravity field models (release 2) and their evaluation. *Advances in Space Research*, 45(4), 587–601. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2009.10.012>.
- 7- Castellazzi, P., Martel, R., Galloway, D. L., Longuevergne, L., & Rivera, A. (2016). Assessing Groundwater Depletion and Dynamics Using GRACE and InSAR: Potential and Limitations. *Groundwater*, 54(6), 768–780. <https://doi.org/10.1111/gwat.12453>.
- 8- Chen, J. L., M. Rodell, C. R. Wilson, and J. S. Famiglietti (2005). Low degree spherical harmonic influences on GRACE water storage estimates, *Geophysical Research Letters*, 32(14), 14405, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL022964>.
- 9- Chen, J.L., Wilson, C.R., Tapley, B.D., Blankenship, D.D., & Ivins, E.R. (2007). Patagonia Ice-field melting observed by GRACE; *Geophysical Research Letters*, 34(22), L22501.
- 10- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, Z. L. Yang, and G. Y. Niu (2009). 2005 drought event in the Amazon River basin as measured by GRACE and estimated by climate models; *Jour. of Geophys. Research*, 114, B05404, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JB006056>.
- 11- Chen, J. L., Wilson, C. R., and Tapley, B. D. (2011). Interannual variability of Greenland ice losses from satellite gravimetry; *Journal of Geophysical Researches; Solid Earth*, 116, 1–11, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007789>.
- 12- Chenoweth, J., Hadjinicolaou, P., Bruggeman, A., Lelieveld, J., Levin, Z., Lange, M. A., Hadjikakou, M. (2011). Impact of climate change on the water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region: Modeled 21st century changes and implications. *Water Resources Research*, 47(6). <https://doi.org/10.1029/2010wr010269>.

- 13- Chinnasamy, P., & Agoramoorthy, G. (2015). Groundwater Storage and Depletion Trends in Tamil Nadu State, India. *Water Resources Management*, 29(7), 2139–2152. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0932-z>.
- 14- Dalshad R. A., Fuad M. A., and Dashne A.K. K. (2020). Monitoring of water level fluctuations of Darbandikhan Lake using remote sensing techniques. *Plant Archives Vol. 20*, Suppl. 2, 2020 pp. 901-906, ISSN:0972-5210.
- 15- Emad-Aldin, S., Sheidaei, M. N., Arekhi, S. (2020). Investigation of the effect of land use changes on the drop of groundwater level, study area: Mahidasht, Kermanshah. *Jour. of Natural Hazard*, cycle 9, No 25. (in Persian)
- 16- Farrell, W. E., (1972). Deformation of the earth by surface loads; *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10(3), 761-797, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/RG010i003p00761>.
- 17- Feng, W.; Zhong, M.; Lemoine, J.M.; Biancale, R.; Hsu, H.T.; Xia, J., (2013). Evaluation of groundwater depletion in North China using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data and ground-based measurements. *Water Resour. Res.* 2013, 49, 2110–2118.
- 18- 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. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.09.025>.
- 19- Forste, C., König, R., Bruinsma, S., Lemoine, J.M., Dahle, C., Reinquin F. and Flechtner F., (2016). On the principles of satellite-based Gravity Field Determination with special focus on the Satellite Laser Ranging technique; 20th International Workshop on Laser Ranging, Potsdam, 9. – 14. Oct. 2016.
- 20- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A. & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with station, a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 150066. [doi:10.1038/sdata.2015.66](https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66).
- 21- Huang, Z., Y. Pan, H. Gong, P. J.-F. Yeh, X. Li, D. Zhou, and W. Zhao (2015), Subregional-scale groundwater depletion detected by GRACE for both shallow and deep aquifers in North China Plain, *Geophysical Research Letters*, 42, 1791–1799, <https://doi.org/10.1002/2014GL062498>.
- 22- Iqbal, N. & Hossain, F. (2016). Satellite Gravimetric Estimation of Groundwater Storage Variations Over Indus Basin in Pakistan. *IEEE Journal of Selected Topics in Appl. Earth Obs. & Rem. Sens.*, 9(8), 3524–3534.
- 23- Jiang, D., Wang, J., Huang, Y., Zhou, K., Ding, X., & Fu, J. (2014). The Review of GRACE Data Applications in Terrestrial Hydrology Monitoring. *Advances in Meteorology*, 2014, 1–9. <https://doi.org/10.1155/2014/725131>.

- 24- Johnson, G. C., and D. P. Chambers (2013). Ocean bottom pressure seasonal cycles and decadal trends from GRACE release-05: Ocean circulation implications; *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(9), 4228-4240, DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/jgrc.20307>.
- 25- Karoline Skar (2015). Cryospheric mass variations from GRACE. PhD thesis, Norwegian University of Life Sciences, Faculty of Environmental Science and Technology, Department of Mathematical Sci. and Tech. (IMT).
- 26- Kelley Case Gerhard Kruizinga Sien-Chong Wu (2010). GRACE Level 1B Data Product User Handbook. Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology JPL D-22027.
- 27- Khabazi, M. (2016). Investigating of groundwater level changes in Sinjabi Plain of Kermanshah province using geostatistical method. The Sixth National Conference on Sustainable Agriculture and Natural Resources. Code: NACONF06-255. (in Persian)
- 28- Long, D., L. Longuevergne, and B. R. Scanlon (2015). Global analysis of approaches for deriving total water storage changes from GRACE satellites; *Water Resources Research*, 51(4), 2574–2594 DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/2014WR016853>.
- 29- Longuevergne, L., B. R. Scanlon, and C. R. Wilson (2010). GRACE hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains aquifer, USA; *Water Resources Research*, 46(11), W11517, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2009WR008564>.
- 30- Maleki, A. and Rezaei, P. (2015). Investigation of changes in groundwater level in Kermanshah plain during the last twenty years. The third national conference of the Iranian Association of Geomorphology. Faculty of Geography, University of Tehran. (in Persian)
- 31- McNally, A., Arsenault, K., Kumar, S. et al. (2017). A land data assimilation system for sub-Saharan Africa food and water security applications. *Sci Data* 4, 170012. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.12>
- 32- Michel, D., (2017). Iran's Impending Water Crisis. *Water, Security and US Foreign Policy*, Routledge, USA, pp. 168–188. <https://doi.org/10.4324/9781315168272-10>.
- 33- Moghim, S. (2020). Assessment of Water Storage Changes Using GRACE and GLDAS. *Water Resources Management* 34, 685–697.
- 34- Moradi, A. (2014). Multi Sensor Study of Hydrological Changes in Caspian Sea. PhD dissertation, University of Paris Diderot, Earth Science, Gravimetry and Space Geodesy Lab.
- 35- Moradi, A. (2022). Optimization of Satellite Gravimetry Level-2 Data Filtering Based on Signal Contrast. The Second National Conference on Signal and Image Processing in Geophysics. Shahrood Univ. of Technology. (in Persian)
- 36- Moradi, A. (2022). Study of water mass changes in Hawraman region in the last two decades using satellite gravimetry. International Conf. on Hawraman; Global Regis. Culture and Sustainable Development. (in Persian)
- 37- Munoz Sabater, J., (2019). ERA5-Land monthly averaged data from 1981 to present. Copernicus Climate Change Service, Climate Data Store (CDS), [doi:10.24381/cds.68d2bb30](https://doi.org/10.24381/cds.68d2bb30).

- 38- Nie, N., Zhang, W., Chen, H., & Guo, H. (2017). A Global Hydrological Drought Index Dataset Based on Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Data. *Water Resources Management*, 32(4), 1275–1290. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1869-1>.
- 39- Nie N, ZhangW, Zhang Z et al (2016) Reconstructed terrestrial water storage change (ΔTWS) from 1948 to 2012 over the Amazon Basin with the latest GRACE and GLDAS products. *Water Resour Manag* 30:279–294.
- 40- Nilfouroushan, F; Bagherbandi, M; Gido, N., (2017). Ground Subsidence and Groundwater Depletion In Iran: Integrated approach Using InSAR and Satellite Gravimetry, *Fringe* (European Space Age.), Helsinki, Finland.
- 41- Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C.-J., ... Toll, D. (2004). The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381–394. <https://doi.org/10.1175/bams-85-3-381>.
- 42- Rodell, M.; Kato, H., (2007). GLDAS Mosaic Land Surface Model L4 Monthly 1.0 _ 1.0 degree V001; Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC): Greenbelt, MA, USA.
- 43- Rodell, M., Velicogna, I., & Famiglietti, J. S. (2009). Satellite-based estimates of groundwater depletion in India. *Nature*, 460(7258), 999–1002. <https://doi.org/10.1038/nature08238>
- 44- Scanlon, B. R., Longuevergne, L., & Long, D. (2012). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4). <https://doi.org/10.1029/2011wr011312>.
- 45- Sheffield, J., Goteti, G., & Wood, E. F. (2006). Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling. *Journal of Climate*, 19(13), 3088–3111. <https://doi.org/10.1175/jcli3790.1>.
- 46- Sultan M., Abdelmohsen, K., and Save H., (2022). GRACE a witness to the Recovery of the Tigris-Euphrates Hydrologic System. GRACE/GRACE-FO Science Team Meeting 2020. <https://doi.org/10.5194/gstm2020-43>.
- 47- Swenson S, Wahr J (2002). Methods for inferring regional surface-mass anomalies from Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) measurements of time-variable gravity; *Journal of Geophysical Res.* 107: DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2001Jb000576>.
- 48- Swenson S. and Wahr J (2006). Post-processing removal of correlated errors in GRACE data; *Geophysical Research Letters*. 33. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2005Gl025285>.
- 49- Syed TH, Famiglietti JS, Rodell M, Chen J, Wilson CR (2008) Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS. *Water Resour Res* 44:W02433.
- 50- Tapley, B. D., S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson, and M. M. Watkins (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system; *Science*, 305(5683), 503-505, DOI: <http://dx.doi.org/10.1126/science.1099192>.

- 51- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Watkins, M.M., Reigber, C., (2004). The Gravity Recovery and Climate Experiment; Mission Overview and Early Results, *Geophysical Research Letters*, 31 (9), L09607, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2004GL019920>.
- 52- Thompson, P., S. Bettadpur and B. Tapley (2004). Impact of short period, non-tidal, temporal mass variability on GRACE gravity estimates; *Geophysical Research Letters*, 31, L06619, DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL019285>.
- 53- Twana O. A., Salahalddin S. A., Nadhir A A. (2016). Groundwater assessment of Halabja Salsadiq Basin, Kurdistan region, NE of Iraq using vulnerability mapping. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(3), 223. <https://www.doi:10.1007/s12517-015-2264-y>.
- 54- Vaghefi, S. A., Keykhai, M., Jahanbakhshi, F., Sheikholeslami, J., Ahmadi, A., Yang, H., & Abbaspour, K. C. (2019). The future of extreme climate in Iran. *Scie. Rep.*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38071-8>.
- 55- Voss, K. A., Famiglietti, J. S., Lo, M., de Linage, C., Rodell, M., & Swenson, S. C. (2013). Groundwater depletion in the Middle East from GRACE with implications for transboundary water management in the Tigris-Euphrates-Western Iran region. *Water Resources Research*, 49(2), 904–914. <https://www.doi:10.1002/wrcr.20078>
- 56- Wahr J, M. Molenaar, F. Bryan (1998). Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE; *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 103: 30205. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/98Jb02844>.
- 57- Wan, Z., Hook, S., Hulley, G. (2021). MODIS/Terra Land Surface Temperature Daily L3 Global 1km SIN Grid V061 [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2022-06-20 from <https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.061>.
- 58- Watkins M., M. and Dah-Ning Y., (2014). GRACE Gravity Recovery and Climate Experiment, JPL Level-2 Processing Standards Document, For Level-2 Product Release 05.1. JPL, California Institute of Technology.
- 59- Xiang, L.; Wang, H.; Steen, H.; Wu, P.; Jia, L.; Jiang, L. (2016). Shen, Q. Groundwater storage changes in the Tibetan Plateau and adjacent areas revealed from GRACE satellite gravity data. *Earth Planet. Scientific Letters* 2016, 449, 228–239.
- 60- Yousefi, H., Poude, T. H., Haghizadeh, A., Samadi, A., Arshia, A., Yarahmadi Y. (2022). Monitoring of variations of Lake Zaribar in Kurdistan using spectral indices of normal difference and Landsat images in GEE. *Jour. of Hydrology*, cycle 6, No 2. (in Persian)
- 61- Zehtabian, G., Khosravi, H., Ghodsi, M., (2010). High demand in a land of water scarcity: Iran. In: *Water and Sustainability in Arid Regions*. Springer, pp. 75–86. https://doi.org/10.1007/978-90-481-2776-4_5.
- 62- Zhang, Z.-Z., Chao, B. F., Lu, Y., & Hsu, H.-T. (2009). An effective filtering for GRACE time-variable gravity: Fan filter. *Geophysical Research Letters*, 36(17). <https://doi.org/10.1029/2009gl039459>.