

ارزیابی پراکنش مکانی و ارتباط وقوع خشکسالی با کاهش کیفیت آب‌های زیرزمینی برپایه شاخص‌های GRI در محیط GIS

(مطالعه موردی: ۶۰۹ دشت ایران)

سعید عظیمی^۱، مهدی اژدری مقدم^۲، سید آرمان هاشمی منفرد^۳

۱. دکترای عمران، آب و سازه‌های هیدرولیکی، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران (نویسنده مسؤل)
۲. دانشیار عمران، گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
۳. دانشیار عمران، گروه مهندسی عمران، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ وصول: ۱۳۹۶/۳/۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۳/۳۱

چکیده

خشکسالی آب‌های زیرزمینی زمانی اتفاق می‌افتد که آبخوان‌ها به عنوان یک منبع مهم تامین آب، تحت تاثیر خشکسالی طولانی مدت قرار می‌گیرند. شاخص خشکسالی آب‌های زیرزمینی (GRI) برای بیان تغییرات بلند مدت عمق داده‌های پیژومتری و مشاهداتی آبخوان استفاده می‌شود. در این پژوهش نتایج محاسبات وقوع خشکسالی با توجه به پراکنش مکانی آن در حیطه ۶۰۹ دشت کشور، در محیط GIS با نتایج محاسبات شاخص کیفیت آب شرب منابع آبخوان، به روش FAHP در دو بازه متوالی ده ساله و بازه بلند مدت ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ مورد مقایسه واقع گردید. همبستگی مشابه تغییرات در دو دسته معادل زمانی، شاخص GRI و شاخص کیفیت آب شرب، بیانگر وجود یک رابطه نزدیک و مستقیم بین کاهش سطح آب در آبخوان‌ها و افزایش شماره کلاس، به معنی کاهش کیفیت آب بود. نتایج محاسبات شاخص GRI نشان داد که وقوع تنها ۳/۳٪ خشکسالی نزدیک به نرمال در ده سال اول، در ده سال دوم به رقم ۸/۷٪ افزایش داشته است و به شکلی مشابه رقم کلاس ترسالی نزدیک به نرمال از ۱/۸۷٪ به ۷/۲۷٪ کاسته شده است. این تغییرات از منظر نوع در کلاس‌های ترسالی ملایم، ترسالی شدید، و ترسالی بسیار شدید هم دیده شد. یافته‌ها نشان داد که مناطق مرکزی و بخش‌هایی از استان خراسان‌های رضوی و شمالی و همچنین محدوده وسیعی از استان فارس و عموماً نواحی جنوب ایران، کلاس خشکسالی‌های شدید را تجربه کرده‌اند. طبق بررسی نقشه‌های خشکسالی و نمودار افزایش حجم برداشت از منابع بهره برداری آب‌های زیرزمینی از سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ مشخص می‌شود که عامل اصلی تغییرات برداشت بی‌رویه از چاه‌های بهره برداری با کاربری کشاورزی است و این موضوع حساسیت آبخوان‌های ایران را به مقدار تغییرات سطح آب در سطح وسیعی نمایش می‌دهد.

کلید واژگان: خشکسالی، آب‌های زیرزمینی، شاخص GRI، ۶۰۹ دشت ایران.

مقدمه

در بیشتر مناطق دنیا، منابع آب زیرزمینی به عنوان منبعی برای مصارف عمومی و فعالیت های کشاورزی به سرعت مورد بهره برداری قرار گرفته (Scheidleder et al., 1999) و در بین بلاهای طبیعی تهدید کننده انسان و محیط زیست، خشکسالی هم از نظر فراوانی رخداد و هم از جنبه زیان های وارده در صدر قرار گرفته است (Keneth, 2003). خشکسالی آب‌های زیرزمینی زمانی اتفاق می‌افتد که در آن آب‌های زیرزمینی به عنوان یک منبع مهم تامین آب، تحت تاثیر خشکسالی طولانی مدت قرار می‌گیرند، در این نوع خشکسالی ابتدا تغذیه، سپس سطح ایستابی و نهایتاً میزان تخلیه سامانه‌های آب‌های زیرزمینی تحت تاثیر خشکسالی کاهش می‌یابد. در این شرایط مدیریت جامع منابع آب براساس آگاهی از گسترش زمانی و مکانی این نوع خشکسالی امری ضروری است.

شاخص خشکسالی آب‌های زیرزمینی، که به اختصار GRI¹ نامیده می‌شود، برای بیان تغییرات بلندمدت عمق داده‌های پیرومتری و مشاهداتی آبخوان استفاده می‌شود. شاخص GRI در سال ۲۰۰۸ توسط مندرسینو و همکاران به عنوان شاخصی قابل اعتماد برای مدل سازی، پایش و پیش بینی وضعیت خشکسالی در منطقه مدیترانه پیشنهاد شد (Mendicino et al., 2008). در این شاخص وضعیت مختلف سنگ شناسی زمین، تاثیر مهمی بر واکنش آب‌های زیرزمینی حوضه در فصل تابستان نسبت به بارش‌های فصل زمستان دارد؛ و به طور کلی مقادیر این شاخص تغییرات مکانی زیادی داشته و نسبت به خصوصیات سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه نیز حساس می‌باشد. در اصل شاخص GRI اقتباس مفهومی شاخص تحلیل خشکسالی داده‌های اقلیمی با نام SPI است و در حیطه آب‌های زیرزمینی می‌باشد. با استفاده از این شاخص، می‌توان برای سری زمانی داده‌های عمق هر چاه، وقوع و عدم وقوع خشکسالی‌ها و ترسالی‌ها را بررسی کرد و مقدار شدت و ضعف آن را از روی ارقام کمی حاصله در هفت کلاس اصلی استاندارد GRI بدست آورد. مهمترین قابلیت این شاخص همبستگی

بالای آن با متوسط رواناب در برخی از رودخانه‌های حوضه در پیش بینی خشکسالی‌های فصل تابستان است.

خشکسالی آب‌های زیرزمینی (GWD²) شرایط خطر طی یک خشکسالی هواشناسی طولانی مدت را نشان می‌دهد که خود باعث کاهش، غیرقابل دسترس و غیر قابل استفاده شدن منابع آب‌های زیرزمینی برای استفاده انسان می‌شود. خشکسالی آب‌های زیرزمینی همچنین به ترکیب خطر فیزیکی و آسیب پذیری انسان در ارتباط با کاهش در دسترس بودن آب‌های زیرزمینی و دسترسی به دوره خشکسالی اشاره دارد (Villholth et al., 2013). واژه خشکسالی آب‌های زیرزمینی اولین باز توسط روتولیس در سال ۱۹۸۷ ابداع شد و بعد از آن توسط کالو و همکاران در سال ۱۹۹۷ به تفصیل شرح داده شد. آنها پیشنهاد کردند که برای نگاشت جامع (انسانی و فیزیکی) آسیب پذیری خشکسالی آب‌های زیرزمینی و تهیه نقشه خشکسالی در ایتوپی به یک چهارچوب مفهومی نیاز دارند (Macdonald et al., 2009). تفسیر فیزیکی از خشکسالی آب‌های زیرزمینی به تاثیرات خشکسالی هواشناسی بر سامانه‌های آب‌های زیرزمینی بر می‌گردد. فقدان بارش در مرحله اول بر تغذیه و متعاقباً بر منابع و تخلیه آب‌های زیرزمینی تاثیر می‌گذارد. بسته به اندازه و ویژگی‌های این سامانه‌ها، تاثیرات ممکن است با تاخیر زمانی معناداری بعد از خشکسالی هواشناسی خود را نشان دهند (Calow et al., 1997). وقتی سامانه‌های آب‌های زیرزمینی تحت تاثیر خشکسالی قرار می‌گیرد؛ ابتدا تغذیه، سپس سطوح آب‌های زیرزمینی و نهایتاً تخلیه آب‌های زیرزمینی کاهش می‌یابد که این نوع خشکسالی، خشکسالی آب‌های زیرزمینی نامیده می‌شود و در اصل در مقیاس‌های زمانی سالانه و ماهانه اتفاق می‌افتد (Peters et al., 2006). در این میان، شاخص‌های خشکسالی مقادیر عددی هستند که تصمیم گیری برای خشکسالی بر اساس آنها بمراتب مفیدتر از داده‌های خام می‌باشند (Hayes et al., 2007). بیشتر شاخص‌های خشکسالی در منابع آب های سطحی و رودخانه‌ها استفاده شده است و مطالعات کمی عملکرد آب‌های زیرزمینی یا جریان پایه را با استفاده از شاخص‌های از پیش تعیین شده

2. Groundwater Drought

1. Groundwater Resource Index

استفاده از شاخص‌های منحصر هوشناسی قابل تحلیل بود. در برخی موارد، شاخص‌های هوشناسی به تنهایی در شدت خشکسالی هیدرولوژیکی تصرف دارند. بنابراین، ترکیبی از برخی از این شاخص‌ها (به عنوان مثال SPEI-3 SRI-6 و SPI-12 در محاسبه توأمان) اندازه‌گیری مفیدی برای شناسایی بلندمدت خشکسالی هیدرولوژیکی کشاورزی در حوضه رودخانه لیمپوپو محسوب می‌شود.

پتر و همکاران (۲۰۰۵) مطالعاتی در مورد خشکسالی در آب‌های زیرزمینی، توزیع خشکسالی و شاخص‌های مذکور انجام دادند (Peter et al., 2005). پتر و همکاران (۲۰۰۶) طی مطالعاتی در مورد انتشار و توزیع مکانی خشکسالی سطح آب‌های زیرزمینی دریافتند که تغذیه بلندمدت آب‌های زیرزمینی موجب کاهش خشکسالی هیدروژئولوژیکی می‌شود.

ادیکاری و همکاران (۲۰۱۳) در تحقیقی با عنوان بررسی خشکسالی آب‌های زیرزمینی در شمال شرق بنگلادش به این نتیجه رسیدند که به دلیل برداشت بیش از حد از منابع آب‌های زیرزمینی شدت خشکسالی افزایش یافته است (Adhikary et al., 2013).

ملکی نژاد و قادری (۲۰۱۱) در بررسی خشکسالی در آبخوان دشت سبزواری به این نتیجه رسیدند که خشکسالی در برخی از چاه‌های منطقه روند یکنواختی داشته و شاخص GRI^5 منفی و سطح آب زیرزمینی دارای روندی نزولی بوده است.

لیو و همکاران (۲۰۱۶)، در مطالعه‌ای تغییرات زمانی و مکانی خشکسالی آب‌های زیرزمینی را با استفاده از شاخص سطح آب‌های زیرزمینی استاندارد (SGI) براساس ۴۰ سال سطح آب‌های زیرزمینی چاه مشاهده‌ای به شکل ماهانه در بازه ۱۹۸۹-۲۰۱۲ در استان جیانگ سو، چین مورد بررسی قرار دادند. آنها نشان دادند که رابطه SGI و SPI در مناطق مختلف متفاوت است. تجزیه و تحلیل دقیق ویژگی‌های اقلیمی آب‌های زیرزمینی و خشکسالی هوشناسی برای هر منطقه نشان داد که خشکسالی هوشناسی اغلب با وابستگی خشکسالی آب‌های زیرزمینی در استان جیانگ سو در طول مدت مورد مطالعه اتفاق افتاده است، درحالی

در مقایسه با حساسیت یا آسیب‌پذیری، در مقابل خشکسالی در حوضه‌های مختلف بررسی می‌کنند (Peter et al., 2006). همچنین شاخص‌های کمی بر وضعیت منابع آب-های زیرزمینی تمرکز دارند (Mendicino et al., 2008).

بویان در سال ۲۰۰۴ شاخص سطح آب استاندارد (SWI^۲) را به منظور پایش نوسانات سطحی در بررسی خشکسالی آب‌های زیرزمینی توسعه داد (Bhuiyan, 2004). همچنین بویان و همکاران در سال ۲۰۱۷، بمنظور تعیین کمبود بارش و تغذیه آب‌های زیرزمینی در منطقه آراویل هند، به ترتیب از شاخص‌های بارش استاندارد شده (SPI^۳) و SWI استفاده کردند، آنها همچنین نقشه‌های پهنه بندی خشکسالی را در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی تهیه کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که خشکسالی هوشناسی در منطقه بصورت تصادفی و بی‌قاعده رخ داده و موقعیت تنش سفره آب‌های زیرزمینی در طول زمان متغیر بوده است.

شاخص GRI نیز در سال ۲۰۰۸ توسط مهندسین و همکاران، بمنظور پایش و پیش‌بینی خشکسالی در منطقه کالابریای ایتالیا ارائه شد. تجزیه و تحلیل ویژگی‌های این شاخص در مقایسه با شاخص SPI نشان داد که شاخص GRI خود-همبستگی بسیار بالایی را در طول ماه‌های تابستان دارد، همچنین این شاخص در هر منطقه‌ای توسط شرایط زمین سنگ شناسی آن توصیف می‌شود (Mendicino et al., 2008).

ترامبائور و همکاران (۲۰۱۴)، در مطالعه‌ای برای تجزیه و تحلیل خشکسالی هیدرولوژیکی در حوضه رودخانه لیمپوپو در دوره ۱۹۷۹-۲۰۱۰ با توجه به شناسایی خشکسالی شدید که در این حوضه رخ داد، یک مدل تفکیکی ارائه دادند. نتایج نشان داده شده، شاخص خشکسالی هیدرولوژیکی مربوط را با توجه به اهمیت آن محاسبه کرد و همچنین نحوه شناسایی خشکسالی هیدرولوژیکی از منظر وقوع سیل و تکامل زمانی وقایعی که می‌توانست وجود داشته باشد را ارائه داد (Trambauer et al., 2014). در حالی که پیش از این مباحث مذکور، تنها با

3. Standardized Water – Level Index

4. Standardized Precipitation Index

5. Groundwater Resource Index

رابطه بین متغیرهای خاص و خشکسالی را می‌دهند، در نظر گرفته شد. آنها به این نتیجه رسیدند که تعریف روشنی از سیستم آسیب دیده در مقیاس‌های زمانی و مکانی، به مقدار قابل توجهی می‌تواند به مدیریت منطقی برای مبارزه با خشکسالی کمک کند (Tsakiris et al., 2013).

در این پژوهش با تکیه بر داده‌های مشاهداتی رقومی عمق آب، در بازه زمانی ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ اقدام به انجام محاسبات شاخص GRI گردید. علت انتخاب این دوره زمانی علاوه بر توجیه وجود حداکثر داده‌ها، ایجاد بستر قیاسی به منظور تحلیل ارتباط نتایج حاصل از نقشه‌های شاخص کیفی آب شرب شولر با روند خشکسالی‌ها است. با استخراج شاخص تحلیل خشکسالی، از آنجا که علاوه بر تغییرات اقلیمی، موثرترین پارامتر عامل تغییر بر روی سطوح آبخوان را می‌توان منابع بهره برداری نظیر چاه‌ها دانست، بنابراین کشف ارتباط بین کاهش کیفیت منابع آب شرب و کاهش سطوح آب در سفره‌های زیرزمینی، از اهداف اصلی این مقاله می‌باشد. این امر بر پایه قیاس نتایج حاصل شده از شاخص شولر، که در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی و با استفاده از روش AHP^۶ در ترکیب با منطق فازی صورت پذیرفته است، میسر گردید.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی، حدود گستره کشور ایران (۲۵ تا ۴۰ درجه عرض شمالی و ۴۴ تا ۶۴ درجه طول شرقی) و مبنای پهنه بندی بر پایه لایه بُرداری ۶۰۹ دشت کشور بوده است. تنوع اقلیمی و تغییرات آب و هوایی از نوع گرم و خشک در مناطق میانه تا مرطوب و پر بارش در نواحی شمالی و بعلاوه نوع و ساختار منحصر زمین شناسی هریک از آبخوان‌ها از صورت محصور تا نیمه آزاد و آزاد، در اینجا شرایط مطالعات طبیعی و همزمان تمامی آبخوان‌ها را غیرممکن کرده است. در مناطق با تراکم جمعیتی بالاتر مانند نواحی غربی کشور، سفره‌های زیرزمینی مستقیماً متأثر از عوامل انسانی تغییرات کمی آب‌های تغذیه کننده آبخوان‌ها می‌باشد؛ در حالی که در مناطق شرقی و مرکزی عموماً جریانات سطحی چندان بر آب‌های زیرزمینی موثر واقع

که متوسط طول مدت و متوسط اندازه خشکسالی آب‌های زیرزمینی طولانی‌تر و بزرگتر از خشکسالی هواشناسی است (Liu et al., 2016).

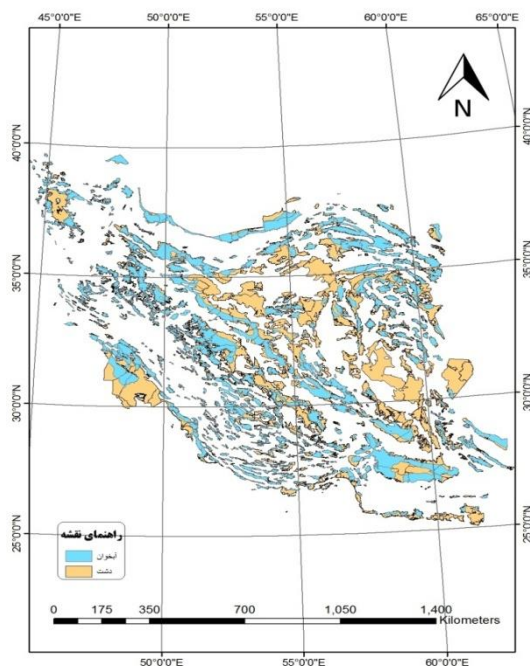
بلومفیلد و همکاران (۲۰۱۵)، در پژوهش خود به توسعه یک روش توصیفی برای تجزیه و تحلیل و تعیین کمیت خشکسالی آب‌های زیرزمینی منطقه پرداختند. روش آنها شامل یک تکنیک تجزیه و تحلیل خوشه‌ای (غیر سلسله مراتبی) برای طبقه بندی سطح آب‌های زیرزمینی هیدروگراف استاندارد (شاخص سطح آب‌های زیرزمینی استاندارد، SGI) قبل از تجزیه و تحلیل ویژگی‌های خشکسالی آب‌های زیرزمینی بوده است. آنها نشان دادند که این رویکرد جدید بررسی، یک روش تجزیه و تحلیل انعطاف پذیر است و می‌تواند به طیف گسترده‌ای از تنظیمات هیدروژئولوژیکی اکتباسی پاسخ دهد، در حالی که امکان ایجاد یک رویکرد سازگار با حداقل تفاوت‌های منطقه‌ای در دریافت پاسخ آب‌های زیرزمینی از خشکسالی-های هواشناسی را دارا است (Bloomfield et al., 2015).

وربرین و همکاران (۲۰۱۳)، در پژوهش خود با هدف ارائه درک بهتری از عوامل تعیین کننده زمینه در یک خشکسالی معتدل موثر، به توسعه یک روش و ابزار کمی در برنامه ریزی و پشتیبانی تصمیم گیری اهداف، با توجه به مدیریت آب‌های زیرزمینی پرداختند. آنها دریافتند آگاهی کامل از همه عوامل موثر بر اثر ترکیبی یا تعاملی برای یک برآورد قابل اعتماد از بیلان و مدیریت پایدار آب‌های زیرزمینی ضروری است. از این رو، درک بهتری از خشکسالی آب‌های زیرزمینی و عوامل انسانی موثر بر تعادل آب زیرزمینی نیاز است. این امر پایه‌ای برای مقابله با رویکرد یکپارچه‌ای است که اجازه تقلیل اثرات منفی و حفاظت از پایداری منابع آب‌های زیرزمینی را تشکیل می‌دهد (Verbeiren et al., 2013).

تاساکریس و همکاران (۲۰۱۳)، در مقاله ای رویکردی مبتنی بر یک سیستم ابتکاری برای تجزیه و تحلیل خشکسالی، که می‌تواند به تصمیم گیری‌های منطقی برای مبارزه با خشکسالی منجر شود، پرداختند. در پژوهش آنها تمرکز در مدیریت عملیاتی آب در عین وقوع خشکسالی بود. همچنین در مطالعات آنها، زیر سیستم‌ها که اجازه ایجاد

6. Analytical Hierarchy process

نمی‌شود. شکل (۱) موقعیت دشت‌های ایران و همزمان موقعیت آبخوان‌های کشور را نمایش می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مطالعاتی، شامل آبخوان‌ها و دشت‌های ایران.

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad \text{معادله ۱}$$

در معادله (۱)، $\alpha > 0$ پارامتر شکل، $\beta > 0$ پارامتر مقیاس توزیع گاما و $x > 0$ مقدار عمق آب می‌باشد. در این رابطه $\Gamma(x) < 0$ نیز تابع گاما است که به شکل معادله (۲) قابل بازتعریف خواهد بود.

$$\Gamma(\alpha) = \lim_{n \rightarrow \infty} \prod_{v=0}^{n-1} \frac{n! n^{y-1}}{y+v} \quad \text{معادله ۲}$$

$$\equiv \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} e^{-y} dy$$

به منظور برازش داده‌های مورد نظر به توزیع گاما لازم است که α و β برآورد شوند. در سال ۱۹۹۷ ادواردز و مک کی برای برآورد این دو پارامتر، استفاده از روش بیشینه درست‌نمایی را پیشنهاد کردند که به شکل معادلات (۳) و (۴) تعریف می‌گردند (Edwards et al., 1997).

$$\tilde{\alpha} = \frac{1}{4A} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4A}{3}} \right) \quad \text{معادله ۳}$$

توسعه تئوری ریاضی شاخص GRI

به منظور محاسبه شاخص GRI می‌توان عمق مشاهداتی آب‌های زیرزمینی را در مقیاس ماهانه و سالیانه و یا متوسط مجموع (میانگین متحرک) در هر بازه زمانی نظیر سه ماهه و یا شش ماهه و ... و سه ساله و یا شش ساله و ... با استفاده از یک توزیع مناسب مانند توزیع گاما یا پیرسون تیپ سه برازش داد. در سال ۱۹۹۹ برای شاخص مشابه SPI، که اساس محاسباتی آن بسیار شبیه به شاخص خشکسالی آب‌های زیرزمینی است، گاتمن توزیع پیرسون تیپ سه را مناسب‌ترین توزیع برای برازش به داده‌های بارندگی پیشنهاد کرد (Guttman et al., 1999). اگرچه بسیاری از کارشناسان همچون مک کی توزیع گاما را در این مورد ترجیح داده‌اند. در اینجا نیز از توزیع آماری گاما به منظور استخراج GRI استفاده شد. مقدار شاخص بر پایه تابع چگالی توزیع احتمالی گاما برای $x > 0$ به صورت معادله (۱) محاسبه می‌گردد.

$$Z = GRI$$

$$= - \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{معادله ۸}$$

که در آن $0.5 > H(x) > 0$

$$Z = GRI$$

$$= + \left(t - \frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right) \quad \text{معادله ۹}$$

که در آن $0.5 > H(x) > 1$

همچنین باید توجه داشت که در شرایط $0.5 > H(x) > 0$ و $0.5 > H(x) > 1$ مولفه t به ترتیب از معادلات (۱۰) و (۱۱) بدست می‌آید.

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(H(x))^2}\right)} \quad \text{معادله ۱۰}$$

$$t = \sqrt{\ln\left(\frac{1}{(1 - H(x))^2}\right)} \quad \text{معادله ۱۱}$$

مولفه‌های $c_0, c_1, c_2, d_1, d_2, d_3$ نیز ضرایب ثابتی هستند که به شرح جدول (۱) تعریف می‌شوند.

جدول ۱- مقادیر ثابت ضرایب $c_0, c_1, c_2, d_1, d_2, d_3$

| پارامتر | مقدار |
|---------|----------|
| c_0 | ۲/۵۱۵۵۱۷ |
| c_1 | ۰/۸۰۲۸۵۳ |
| c_2 | ۰/۰۱۰۳۲۸ |
| d_1 | ۱/۴۳۲۷۸۸ |
| d_2 | ۰/۱۸۹۲۶۹ |
| d_3 | ۰/۰۰۱۳۰۸ |

به این ترتیب مقادیر GRI برابر با نمره استاندارد در توزیع نرمال استاندارد می‌باشد که برابر با جدول (۲) طبقه بندی می‌شوند.

$$\tilde{\beta} = \frac{\bar{X}}{\bar{\alpha}} \quad \text{معادله ۴}$$

در معادله (۳) مقدار A برای n مشاهده به شکل معادله (۵) برآورد می‌گردد.

$$A = \frac{\lim(\bar{x})}{\frac{\sum \ln(x)}{n}} \quad \text{معادله ۵}$$

در واقع در معادله (۵) می‌توان گفت که n تعداد مشاهداتی است که در آن داده مورد نظر موجود است و \bar{x} نیز میانگین داده‌های بازه زمانی مورد نظر (ماهانه، سه ماهه و ... سالانه و ...) است. با استفاده از پارامترهای برآورد شده در معادلات (۳) و (۴) می‌توان احتمال تجمعی داده‌ها را در مقیاس مورد نظر برای هر پارامتر بازسازی محاسبه کرد. با فرض آنکه $t = x/\beta$ آنگاه احتمال تجمعی به شکل تابع گامای ناقص در خواهد آمد و به صورت معادله (۶) تعریف می‌شود.

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx$$

$$= \frac{1}{\Gamma(\tilde{\alpha})} \int_0^x t^{\tilde{\alpha}-1} e^{-t} dt \quad \text{معادله ۶}$$

از آنجایی که تابع گاما برای $x=0$ قابل تعریف نیست و داده‌های آب‌های زیرزمینی همواره دربرگیرنده تعداد زیادی مشاهده با مقدار ۰ است، احتمال تجمعی داده‌ها به شکل معادله (۷) تبدیل می‌گردد.

$$H(x) = q + (1 - q)G(x) \quad \text{معادله ۷}$$

در این معادله مقدار q برابر است با احتمال ارزش داده.

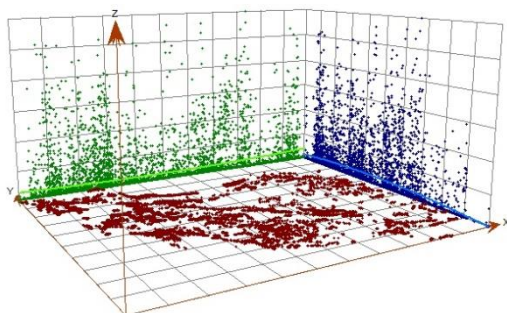
سرانجام $H(x)$ با استفاده از معادلات (۸) و (۹) به توزیع نرمال استاندارد با میانگین صفر و انحراف معیار یک انتقال داده می‌شود که نتیجه بدست آمده مقدار GRI شناخته می‌شود.

جدول ۲- حدود تعیین خشکسالی و ترسالی شاخص GRI آب‌های زیرزمینی (Mendicino et al., 2008).

| شماره کلاس | گروه | مقادیر GRI |
|------------|--------------------------|--------------|
| ۱ | ترسالی بسیار شدید | ۲ و بالاتر |
| ۲ | ترسالی شدید | ۱/۵ تا ۱/۹۹ |
| ۳ | ترسالی ملایم | ۱ تا ۱/۴۹ |
| ۴ | نزدیک به نرمال - ترسالی | ۰ تا ۰/۹۹ |
| ۵ | نزدیک به نرمال - خشکسالی | ۰ تا ۰/۹۹ |
| ۶ | خشکسالی ملایم | ۱/۰ تا ۱/۴۹- |
| ۷ | خشکسالی شدید | ۱/۵ تا ۱/۹۹- |
| ۸ | خشکسالی بسیار شدید | ۲/۰- و کمتر |

ناحیه واقع شده‌اند از تمایز فرمت و ساختار عددی مختصات تصویر شده آنها به منظور تشخیص و جداسازی استفاده شده است.

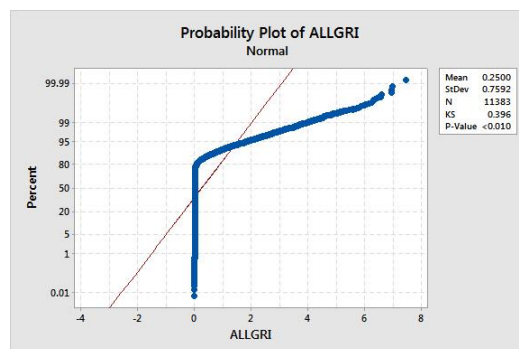
برای تولید نقشه‌های میان یابی، لزوم بررسی و پردازش داده‌های خام وجود داشت. به این ترتیب ابتدا از طریق ابزار بررسی وجود روند غیرتصادفی در داده‌ها، این مقدار در مجموعه نمودارهای سه بعدی محاسبه شد. شکل (۲) نمایش وجود روند غیرتصادفی درجه دو در جهت شمال به جنوب و شرق به غرب در داده‌های میانگین اولیه شاخص GRI در بازه بلندمدت را نشان می‌دهد.



شکل ۲- وجود روند در میانگین بازه ۱۳۹۴-۱۳۷۳.

آماري داده‌ها از نرم افزار Minitab استفاده شد. در تمامی سال‌ها نتایج، موید توزیع غیرنرمال بود. شکل (۳) توزیع

به منظور انجام محاسبات شاخص GRI، ابتدا در محیط صفحات گسترده، ۷۶٪ از داده‌های مفقود اولیه با استفاده از روش ضریب تشخیص بازسازی و تدقیق شد و داده‌های پرت حذف گردید. سامانه جغرافیایی مورد استفاده در این پژوهش WGS84 بوده است که برای ایجاد شرایط محاسباتی، موقعیت برداشت داده‌های نقطه‌ای چاه‌ها از صورت مجزای اولیه UTM با استفاده از چهار ناحیه ۳۸، ۳۹، ۴۰ و ۴۱ به صورت اعشاری یا LL تبدیل شد. روش محاسبه ناحیه به علت در دسترس نبودن مقدار اولیه، بر پایه شماره ایستگاه و تطابق آن با شماره دشت بوده است. همچنین برای نقاطی که در دشت‌های مرزی دو شماره



شکل ۳- توزیع غیر نرمال میانگین داده‌ها، ۱۳۹۴-۱۳۷۳.

با توجه به فرض‌های اولیه، در ابزار زمین آمار، در تحلیل نوع توزیع آماری داده‌های ورودی الزام به نرمال بودن داده‌ها یک شرط اساسی است. برای بررسی توزیع

۱۳۹۴ بوده است. به این منظور در دو دسته روش‌های قطعی عکس مجذور فاصله (IDW) با سه توان ۱، ۲ و ۳ و بعلاوه با استفاده از روش GPI با درجات ۱، ۲ و ۳ و روش RBF و دسته روش‌های زمین آمار کریجینگ Ordinary، کریجینگ Universal و کریجینگ Simple با چهار تابع Gaussian، J-Bessel، Stable و Spherical نقشه‌های پیوسته تولید شد (جدول ۳).

آماري غیرنرمال میانگین داده‌های شاخص GRI را در بازه بلنمدت نمایش می‌دهد. به این ترتیب با شناخت رویکرد فاکتورهای اصلی ایجاد لایه‌های میان‌یابی، از طریق ابزار GeoStatistical اقدام به تولید سطوح پیوسته از ارقام شاخص GRI برای تمامی سال‌ها و همچنین سه بازه میانگین ده و بیست ساله شد. انتخاب بهینه‌ترین روش بر مبنای بررسی مقایسه‌ای بین نمونه‌های تولید شده بر پایه میانگین بازه جامع ۱۳۷۳ تا

جدول ۳- مقایسه خطای بین روش‌های مختلف تولید لایه پیوسته میان‌یابی.

| نوع خطا | نوع روش میان‌یابی | | | | | | |
|---------|-------------------|----------|----------|-----------|-------|-----------|-------|
| | Kriging | | | | | | EBK |
| | Ordinar y | Simple | | | | Universal | |
| | Stable | J-Bessel | Gaussian | Spherical | | | |
| Mean | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۳ | -۰/۰۰۴ | ۰/۰۰۷ |
| RMS | ۰/۶۷۷ | ۰/۶۶۹ | ۰/۶۷۳ | ۰/۶۷۳ | ۰/۶۷۱ | ۰/۷۲۱ | ۰/۶۷۴ |
| MS | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۳ | ۰/۰۰۴ | -۰/۰۰۶ | ۰/۰۰۷ |
| RMSS | ۱/۱۲۲ | ۰/۹۵۸ | ۰/۹۵۱ | ۰/۹۵۲ | ۰/۹۵۵ | ۱/۱۱۶ | ۰/۹۶۹ |
| ASE | ۰/۶۰۵ | ۰/۶۹۹ | ۰/۷۰۹ | ۰/۷۰۷ | ۰/۷۰۲ | ۳/۵۴۵ | ۰/۶۷۳ |

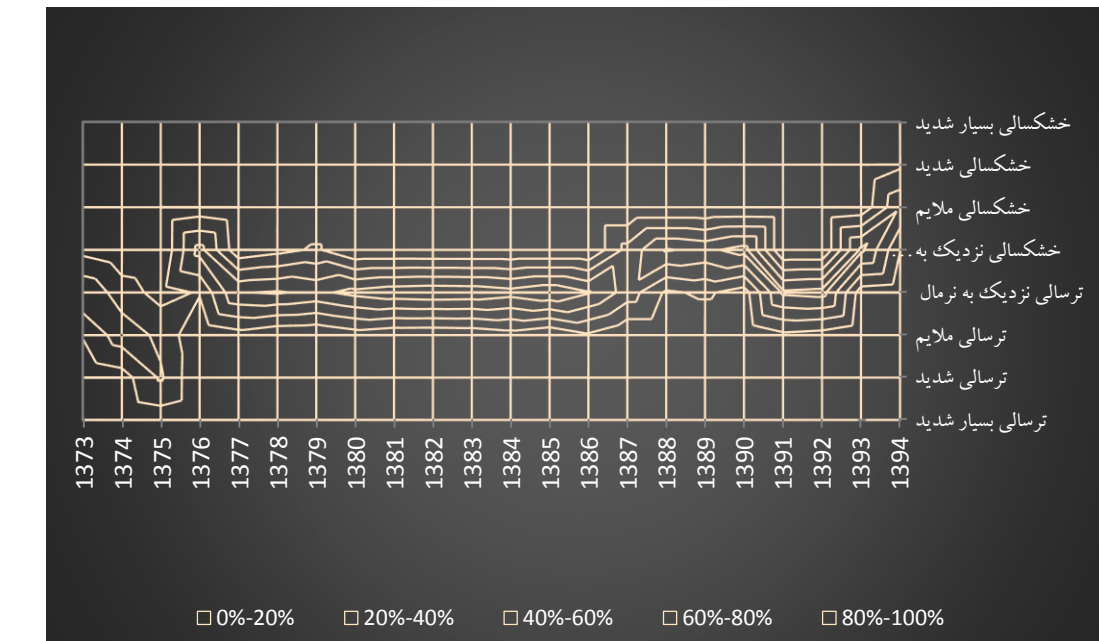
| نوع خطا | نوع روش میان‌یابی | | | | | | RBF |
|---------|-------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|
| | IDW | | | GPI | | | |
| | توان یک | توان دو | توان سه | درجه یک | درجه دو | درجه سه | |
| Mean | ۰/۰۰۲ | -۰/۰۰۲ | -۰/۰۰۲ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۰ | ۰/۰۰۶ |
| RMS | ۰/۷۱۵ | ۰/۷۴۷ | ۰/۷۷۰ | ۰/۷۶۰ | ۰/۷۵۱ | ۰/۷۴۸ | ۰/۶۸۷ |

نتایج و بحث

در شکل (۴) که به عنوان نمای خلاصه شده نقشه‌های کلاسه بندی شاخص GRI سالانه می‌باشد؛ از سال ۱۳۷۳ بجز دو سال ۱۳۷۵ و ۱۳۷۶ که تغییرات شدید در نوع کلاس وجود داشته‌است، کلاس شاخص وقوع ترسالی‌های نزدیک به نرمال در بخش وسیعی از پهنه دشت‌های آبی کشور مشاهده شده است. اما در عین حال از سال ۱۳۸۶ به بعد بجز در سال‌های ۱۳۹۱ و ۱۳۹۲ این امر معکوس شده و خشکسالی‌های نزدیک به نرمال در بیشتر مناطق در دشت‌های کشور مشاهده شده است. بنابراین جایگزینی بخش زیادی از سلول‌ها در کلاس خشکسالی ملایم و خشکسالی

در یک روش منحصر زمین آمار دیگر تحت عنوان Empirical Bayesian Kriging نیز با استفاده از ۱۰۰ تکرار سمیوریوگرام مقدار پیوسته تولید شد که در مقایسه تمامی نمونه‌ها، در نهایت کاهش خطا (Mean) به مقدار ۰/۰۰۲، کاهش ریشه مربع خطا (RMS) به مقدار ۰/۶۶۹، کاهش خطای استاندارد شده (MS) به ارزش ۰/۰۰۳، کاهش ریشه مربع خطای استاندارد شده (RMSS) به مقدار ۰/۹۵۸ و در نهایت کاهش میانگین خطای استاندارد (ASE) به همراه نزدیکی این مقدار تا ۰/۶۹۹ به رقم ریشه مربع خطا، علت انتخاب روش کریجینگ Simple با تابع Stable به عنوان رویکرد نهایی بود.

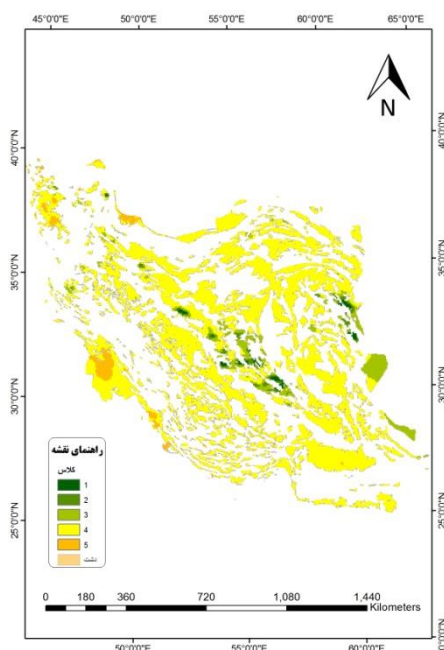
شدید بخصوص در سال پایانی مشاهده شد. تنها دوره بدون خشکسالی خاص که در آن ترسالی‌های نزدیک به نرمال به خشکسالی بسیار شدید



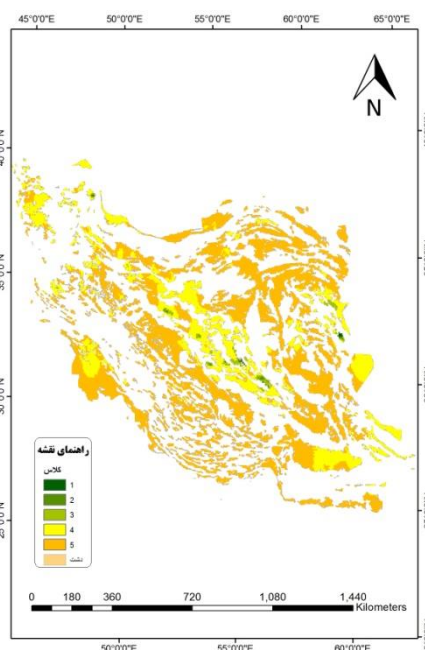
شکل ۴- سری زمانی بلندمدت اختصاص کلاس شاخص GRI و درصد تغییرات آن.

همین ابزار، برای دوره بیست سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ نیز میانگین حسابی نقشه‌های سری زمانی محاسبه گشت. نتایج مشخصا از وقوع خشکسالی بیشتر در ده ساله دوم خبر می‌دهند (شکل‌های ۵- تا ۷).

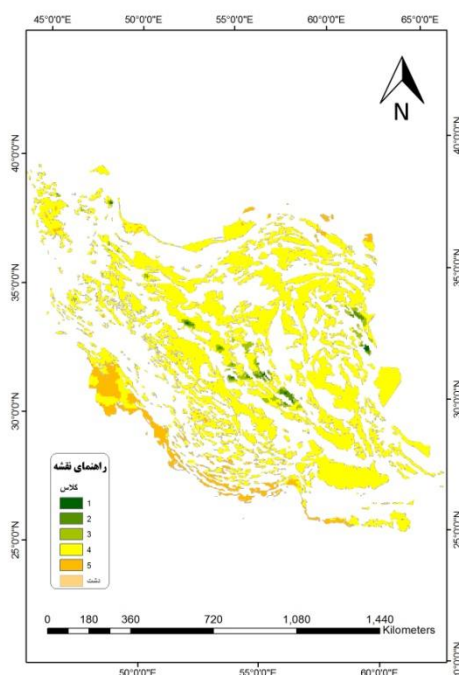
بعلاوه بر پایه میانگین حسابی با استفاده از ابزار محاسبه رستر در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی، اقدام به تولید سه نقشه پیوسته، به ترتیب برای بازه ده سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳ و بازه ده ساله ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ شد. با استفاده از



شکل ۵- میانگین شاخص GRI در بازه ۱۳۷۳-۱۳۸۳.



شکل ۶- میانگین شاخص GRI در بازه ۱۳۸۴-۱۳۹۴.



شکل ۷- میانگین شاخص GRI در بازه ۱۳۷۳-۱۳۹۴.

شمالی و همچنین محدوده وسیعی از استان فارس و عموماً نواحی جنوب ایران، کلاس خشکسالی‌های شدید را تجربه کرده‌اند. در دهه ابتدایی و حتی در دهه دوم بخش‌هایی در مناطق مرکزی کشور و در محدوده شرق آن، کلاس شاخص GRI به ندرت از اعداد ۱ و ۲ که مشخص‌کننده ترسالی شدید و ترسالی بسیار شدید هستند خارج می‌گردد. علت این امر می‌تواند به ناحیه قرارگیری و یا عوامل دیگری وابسته باشد که در عین حال رفتار کاملاً متضادی را با روند دیگر دشت‌های کشور نمایش می‌دهند.

توزیع مکانی خشکسالی‌ها با توجه به توزیع مکانی ناهمگن جمعیت، مناطق کشاورزی و صنایع تولیدی آب بر نیز از اهمیت بالایی برخوردار است. بعلاوه در نتایج GRI ماهیت هر آبخوان شامل شرایطی نظیر، آزاد یا محصور بودن، نفوذپذیر یا غیرقابل نفوذ بودن، اندازه عمق مخزن آبخوان، پتانسیل بالقوه تغییرات تراز آب و مواردی شبیه به آنها در تحلیل تغییرات مکانی شاخص خشکسالی GRI موثر می‌باشد. مشخصاً در دهه دوم بازه مورد بررسی این پژوهش، شاخص خشکسالی نزدیک به نرمال با شیب تندتری امتداد یافته است. به دلیل وجود این شیب در نهایت، مناطق مرکزی و بخش‌هایی از استان خراسان‌های رضوی و

جدول ۴- خلاصه آماری شاخص خشکسالی GRI، تعداد سلول‌های هر کلاس، بازه‌های بلندمدت.

| سال - بازه | ترسالی بسیار شدید | ترسالی شدید | ترسالی ملایم | تعداد سلول در کلاس کیفی | | خشکسالی ملایم | خشکسالی شدید | خشکسالی بسیار شدید |
|------------|-------------------|-------------|--------------|-------------------------|--------|---------------|--------------|--------------------|
| | | | | خشکسالی | ترسالی | | | |
| ۱۳۸۴-۱۳۷۳ | ۱۰۸ | ۲۳۱ | ۹۷۳ | ۴۴۴ | ۱۱۹۰۱ | ۰ | ۰ | ۰ |

| | | | | | | | | |
|-----------|----|-----|-----|-------|------|---|---|---|
| ۱۳۹۴-۱۳۸۴ | ۹ | ۳۴ | ۱۶۲ | ۳۷۷۸ | ۹۶۷۴ | ۰ | ۰ | ۰ |
| ۱۳۹۴-۱۳۷۳ | ۲۴ | ۱۲۴ | ۳۲۳ | ۱۲۱۴۵ | ۱۰۴۱ | ۰ | ۰ | ۰ |

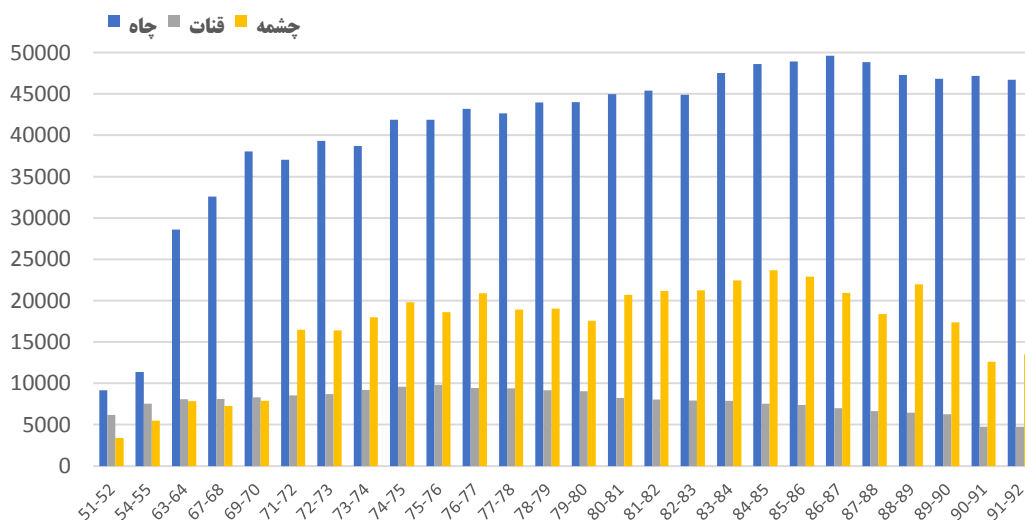
درصد در کلاس کیفی

| سال - بازه | ترسالی بسیار شدید | ترسالی شدید | ترسالی ملایم | نزدیک به نرمال | | خشکسالی ملایم | خشکسالی شدید | خشکسالی بسیار شدید |
|------------|-------------------|-------------|--------------|----------------|---------|---------------|--------------|--------------------|
| | | | | ترسالی | خشکسالی | | | |
| ۱۳۸۳-۱۳۷۳ | ۰/۸ | ۱/۷ | ۷/۱ | ۸۷/۱ | ۳/۳ | ۰/۰ | ۰/۰ | ۰/۰ |
| ۱۳۹۴-۱۳۸۴ | ۰/۱ | ۰/۲ | ۱/۲ | ۲۷/۷ | ۷۰/۸ | ۰/۰ | ۰/۰ | ۰/۰ |
| ۱۳۹۴-۱۳۷۳ | ۰/۲ | ۰/۹ | ۲/۴ | ۸۸/۹ | ۷/۶ | ۰/۰ | ۰/۰ | ۰/۰ |

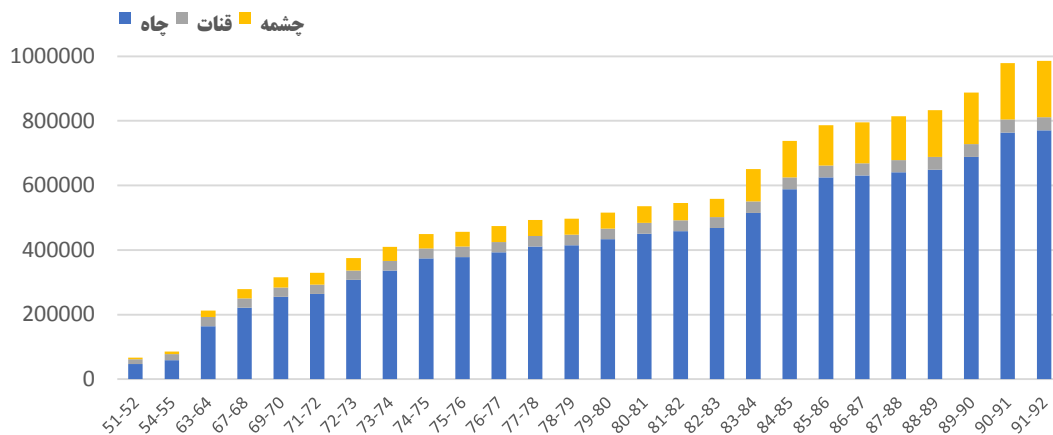
های کشاورزی و همچنین بزرگی حجم آب برداشتی توسط این چاه‌ها، بدون احتساب ظرفیت حداکثر هر سفره است. بعلاوه انتظار می‌رود رقمی بیش از ۳۰٪ از ارقام مشخص شده در شکل (۸) چاه غیرمجاز در هر ناحیه وجود داشته باشد.

به این ترتیب وقوع تنها ۳/۳٪ خشکسالی نزدیک به نرمال در ده ساله اول، به رقم ۷۰/۸٪ در ده ساله دوم افزایش داشته است و به شکلی مشابه رقم کلاس ترسالی نزدیک به نرمال از ۸۷/۱٪ در ده ساله اول به ۲۷/۷٪ در ده ساله دوم کاسته شده است. این تغییرات از منظر نوع در کلاس‌های ترسالی ملایم، ترسالی شدید، و ترسالی بسیار شدید هم دیده می‌شود.

تحلیل نتایج بدست آمده از شاخص خشکسالی آب‌های زیرزمینی با بررسی دقیق عوامل دخیل بر روی تغییرات عمق آب در سفره‌ها مقدور است. با توجه به آنکه در این پژوهش پهنه وسیعی از مناطق مختلف، شامل ۶۰۹ دشت و تعدادی بیش از این رقم آبخوان مورد بررسی واقع شد، انتظار حصول نتایج متفاوت در این زمینه دور از ذهن نیست. نمودار افزایش حجم برداشت از منابع بهره برداری آب‌های زیرزمینی از سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ مشخص می‌کند که عامل اصلی تغییرات و در نتیجه جابجایی سلول‌ها در کلاس‌های هریک از نقشه‌های شاخص خشکسالی، چاه‌های بهره برداری و بخصوص کاربری کشاورزی می‌باشند (وزارت نیرو، ۱۳۹۴). علت این امر تعدد بسیار بالای چاه-



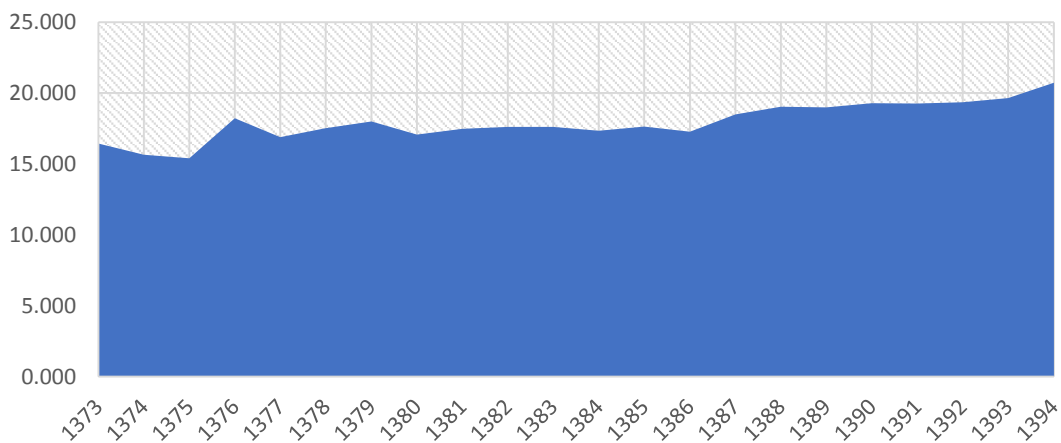
شکل ۸- تخلیه از آب‌های زیرزمینی، بازه بلندمدت، ۶۰۹ دشت ایران برحسب MCM (وزارت نیرو، ۱۳۹۴).



شکل ۹- تعداد منابع بهره برداری از آبخوان‌ها، بازه بلندمدت، ۶۰۹ دشت ایران (وزارت نیرو، ۱۳۹۴).

(شکل-۹). اگرچه این روند در ادامه با اجرای نسبی طرح-هایی همچون "احیاء و تعادل بخشی آبخوان" مدیریت شد اما تعداد بسیار زیادی از چاه‌های غیرمجاز با نسبتی برابر به علل مختلف در همین دوره حفر گردیده است. به علت نبود آمار دقیق از چاه‌های غیرمجاز، نمی‌توان درباره تأثیر آنها بر شدت خشکسالی‌های آب‌های زیرزمینی اظهار نظر کرد؛ با این حال قرابت بالای دوره خشکسالی‌ها و تغییر کلاس‌های شاخص GRI با افزایش تعداد منابع بهره برداری، این موضوع را تأیید می‌کند.

برخلاف شاخص SPI که در ماهیت محاسباتی خود بسیار شبیه به شاخص GRI است، در خشکسالی آب‌های زیرزمینی نقش اقلیم علت تام اثرگذاری نمی‌باشد. به این معنی که عامل تغذیه آب‌های زیرزمینی حتی در سفره‌های آزاد مستقیماً به بارش‌های هر فصل به سرعت پاسخ نداده و حتی تجدید آن می‌تواند بیش از یک فصل آبی را نیاز داشته باشد. بنابراین آنچه در عمل منجر به وقوع شیب محسوس خشکسالی در اکثر مناطق کشور شده است، افزایش صدور پروانه‌های حفر چاه بخصوص از سال ۱۳۸۵ به بعد است



شکل ۱۰- میانگین حسابی عمق آب‌های زیرزمینی در بازه ۲۰ ساله ۶۰۹ دشت ایران برحسب متر.

از سال ۱۳۸۸ به بعد، سطح آب سفره‌ها نسبت به دوره‌های پیش از همین تاریخ افت نسبتاً مشابهی را تکرار کرده است. علت این امر می‌تواند آسیب دیدگی بسیاری از آبخوان‌ها

نکته قابل توجه دیگر در بررسی تغییرات عمق آب-های زیرزمینی با توجه به شکل (۱۰) مشخص می‌کند که برخلاف کاهش نسبی حجم برداشت از آبخوان‌های کشور

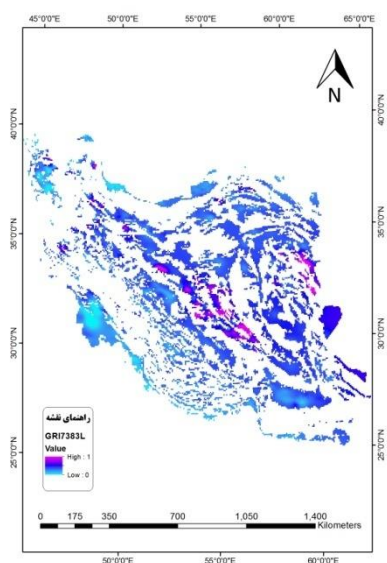
ایران و در بازه زمانی ۱۳۷۳ تا ۱۳۹۴ معادل با طول دوره زمانی پژوهش حاضر، مشخص گردید که کیفیت منابع شرب آب‌های زیرزمینی با استناد به نتایج محاسبات شاخص شولر روند کاهشی داشته است. با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) در تلفیق با منطق فازی، اقدام به استخراج شاخص‌های کیفیت آب برپایه استاندارد شولر و استاندارد WHO در یک بازه ۲۰ ساله و به تفکیک دو دوره زمانی ده ساله ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳ و ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ شد. نتایج خروجی روش FAHP به صورت ارقام بین ۰ و ۱ بوده که ارزش‌های بالاتر بیانگر مناطق با پتانسیل کیفی مطلوب‌تر جهت مصارف شرب یا انتخاب مطلوب‌تر منابع آبی است. در روش FAHP ارزش کمی نتایج نهایی وابستگی زیادی به نوع عملگر انتخابی دارد. با انتخاب عملگر گاما، برای دوره ۲۰ ساله، حداکثر مقدار محاسبه شده برابر ۰/۱۴۸ با میانگین ۰/۱۳۶ و انحراف استاندارد ۰/۰۱۱ بود. در مقابل برای دوره ده ساله ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳، در مجموع ۱۳۶۵۷ سلول لایه رستری، به ترتیب برای بیشینه و میانگین و انحراف معیار ۰/۱۴۹، ۰/۱۳۶ و ۰/۰۱۱ بوده است. و در بازه زمانی ده ساله بین دو تاریخ ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ کاهش کیفیت آب با میانگین ۰/۱۲۴ و بیشینه ۰/۱۴۷ با انحراف معیار ۰/۰۱۵ مشخص شده است. همچنین مشابه با نتایج روش FAHP در محاسبات به روش AHP و نیز محاسبات مستقیم شاخص شولر و شاخص WHO نیز در عمده مناطق ۶۰۹ دشت کشور کاهش کیفیت آب شرب اتفاق افتاده است.

علت انتخاب نتایج شاخص FAHP به منظور کشف رابطه بین کاهش سطح آب در آبخوان‌ها و تغییرات منفی کیفیت آب، نوع پیوسته ارقام آن در شکل غیرکلاسه بندی بود. بنابراین به منظور ایجاد شرایط مقایسه‌ای، توسط تابع عضویت خطی در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی، اعداد نقشه‌های خروجی روش FAHP که در تولید با استفاده از عملگر گاما گرایش به سمت صفر داشتند بین دو عدد ۰ تا ۱ به شکل همگن توزیع شد (شکل‌های ۱۳ و ۱۴).

برای تجدید و تغذیه فصلی در آنها باشد. به این معنا که با فرونشست بخش وسیعی از دشت‌های کشور پس از تخلیه ذخیره ثابت مخازن آنها و یا تغییر در شرایط تغذیه، عملاً امکان تجدید ذخیره نرمال از بین رفته است. اگرچه این موضوع باتوجه به قرارگیری سلول‌های نقشه‌های رستری شاخص GRI در دو سال متوالی ۱۳۹۱ و ۱۳۹۲ در کلاس ترسالی نزدیک به نرمال می‌تواند مورد مناقشه واقع شود، با این حال جابجایی شدید این کلاس در بازه‌ای کوتاه به کلاس خشکسالی‌های شدید و خشکسالی ملایم در تاریخ پس از آن و همچنین ثابت و یا افزایشی ماندن ارزش عددی اعماق آب، نشانه دیگری از آسیب دیدگی جدی، حداقل در شرایط بهره برداری از آبخوان‌ها می‌باشد. افزایش یکباره تعداد منابع بهره برداری در سال ۱۳۹۰ تا ۱۳۹۱ و برخلاف آن، روند ثابت مقدار برداشت از آبخوان‌ها در این محدوده و سال‌های پس از آن نیز تغییر جدی در پتانسیل استحصال آب‌های زیرزمینی را در کشور نمایش می‌دهد.

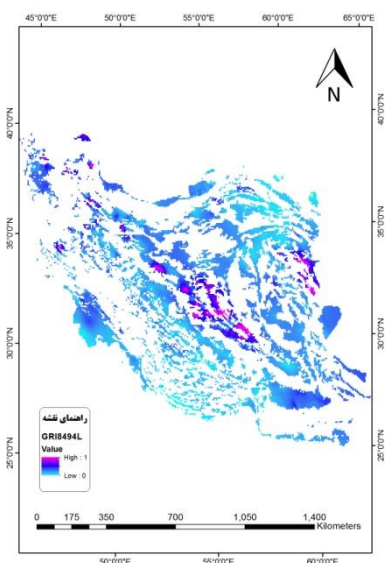
نتیجه گیری

به منظور بررسی ارتباط کاهش سطح آب‌های زیرزمینی و کاهش کیفیت منابع آبی با استفاده از محاسبات حاضر لازم بود تا نقشه سطح پیوسته دو بازه ده ساله اول و دوم شاخص خشکسالی GRI با بهره‌گیری از توابع عضویت استاندارد شود. همچنین لازم بود تا مقادیر شاخص کیفیت آب زیرزمینی نیز در بازه متناظر استاندارد گردد. به این منظور ابتدا در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی، با استفاده از ابزار محاسبات رستری میانگین ده سال ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳ از نقشه‌های ارقام پیوسته استاندارد شاخص GRI محاسبه شد. به همین ترتیب لایه میانگین بازه دوم ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ بدست آمد. به منظور بررسی قیاسی نتایج تغییرات زمانی در شاخص GRI با نتایج شاخص کیفیت آب، ارقام حاضر با بهره‌گیری از تابع عضویت خطی بین دو مقدار ۰ و ۱ با این اصول که کمترین مقدار به بیشترین وقوع خشکسالی و بیشترین مقدار به بیشترین وقوع ترسالی اطلاق گردد، قرار گرفت. نقشه‌های حاصل از بخش اخیر در شکل‌های (۱۱) و (۱۲) آمده است. در پهنه ۶۰۹ دشت در کشور



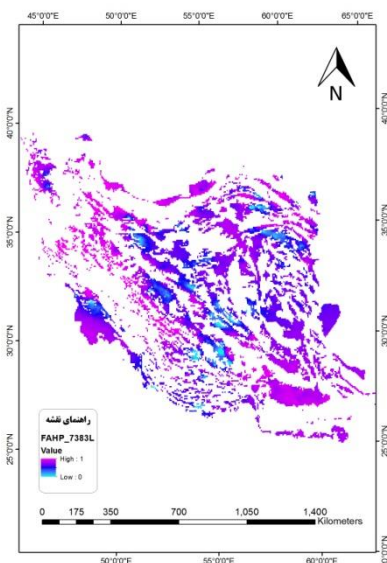
شکل ۱۱- توزیع استاندارد شده شاخص GRI، بازه ۱۳۷۳-

۱۳۸۳



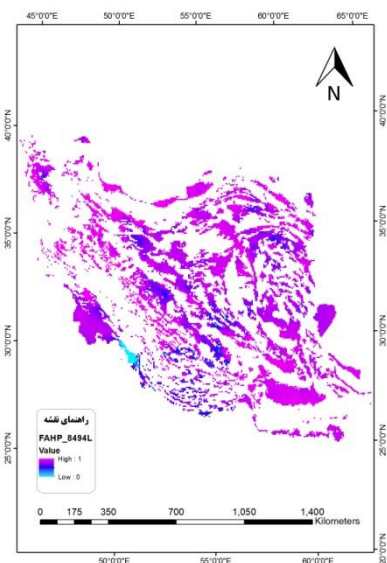
شکل ۱۲- توزیع استاندارد شده شاخص GRI، بازه ۱۳۹۴-

۱۳۸۴



شکل ۱۳- شاخص کیفیت آب شرب استاندارد شده، روش

FAHP، بازه ۱۳۷۳-۱۳۸۳

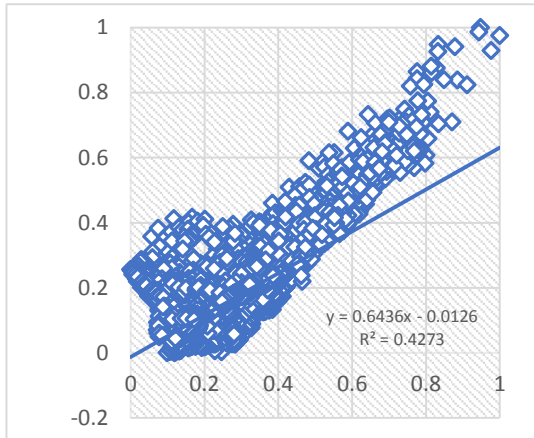


شکل ۱۴- شاخص کیفیت آب شرب استاندارد شده، روش

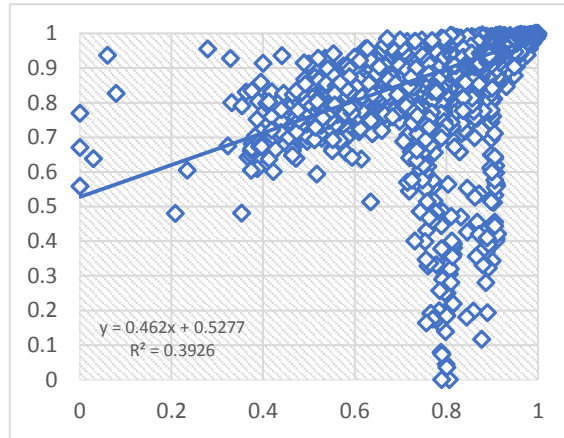
FAHP، بازه ۱۳۸۴-۱۳۹۴

ارزش‌های استاندارد شده شاخص کیفیت آب شرب به روش FAHP در دهه ساله ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳ و دهه ساله ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ مقدار ۳۹٪ همبستگی محرز گردید (شکل‌های ۱۵ و ۱۶).

تولید بردار نقاط پراکنده، حاکی از وجود ۴۳٪ همبستگی بین دو ستون داده استاندارد شده شاخص GRI در دهه ساله ۱۳۷۳ تا ۱۳۸۳ و دهه ساله ۱۳۸۴ تا ۱۳۹۴ بود. در عین حال در ترسیم نمودار نقاط پراکنده بین دو ستون داده



شکل ۱۵- همبستگی مکانی شاخص کیفیت آب شرب به روش FAHP در دو بازه ۱۰ ساله متوالی.



شکل ۱۶- همبستگی مکانی شاخص خشکسالی GRI در دو بازه ۱۰ ساله متوالی.

همبستگی مشابه (ضریب تشخیص) در دو دسته متناظر و معادل زمانی، شاخص GRI و شاخص کیفیت آب شرب به روش FAHP، بیانگر وجود یک رابطه نزدیک و مستقیم بین کاهش سطح آب در آبخوان‌ها و افزایش شماره کلاس، به معنی کاهش کیفیت آب شرب (استاندارد شولر و استاندارد WHO) است. اگرچه بسط این تحلیل به منظور کشف پیوستگی بین تغییرات سلول‌های منفرد هیچ نتیجه‌ای را در بر نداشت، اما می‌توان علت این امر را در تفاوت حساسیت آبخوان‌های مختلف به مقدار تغییرات سطح آب دانست که با نتایج مقالات ادیکاری و همکاران (۲۰۱۳)، ملکی نژاد و قادری (۲۰۱۱) برپایه مطالعات بلومفیلد و همکاران (۲۰۱۵) و وریرین و همکاران (۲۰۱۳) و تاساکریس و همکاران (۲۰۱۳) مطابقت داشت. با توجه به آنکه شرایط تغذیه و بهره برداری نیز در پراکنندگی‌های مختلف ۶۰۹ دشت کشور از همبستگی یکسانی برخوردار نیست، اشاره می‌شود که در شاخص GRI، وضعیت مختلف سنگ‌شناسی زمین تاثیر مهمی بر واکنش آب‌های زیرزمینی حوضه در فصل تابستان نسبت به بارش‌های فصل زمستان دارد و به طور کلی مقادیر این شاخص تغییرات مکانی زیادی داشته و نسبت به خصوصیات سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه نیز حساس است که با توجه به افزایش خشکسالی و حساسیت بالای تغییر تراز آب‌های زیرزمینی به تغییر کیفیت و افزایش خشکسالی پیشنهاد می‌شود در کنار مدیریت منابع آب، تلفیق‌های با مدیریت خشکسالی نیز مد نظر قرار گیرد.

منابع

1. Adhikary, S., Das, K., Saha, S. K. and Chaki, T., 2013. Groundwater drought assessment for Barind irrigation Project in Northwestern Bangladesh, 20th International Congress on Modeling and Simulation. Adelaide, Australia, 1-6 December.
2. Bhuiyan, C. 2004. Various drought indices for monitoring drought condition in Aravalli terrain of India. In: Proceedings of the 2th ISPRS Conference. Int. Soc. Photogramm. Remote Sensing., Istanbul.
3. Bloomfield, J .P. Marchant, B.P. Bricker, S.H. Morgan, R.B. 2015. Regional analysis of groundwater droughts using hydrograph classification. Hydrology and Earth System Sciences, 19(10):4327-4344.
4. Calow, R, C. Robins, N, S. MacDonald, A, M. MacDonald, D, M, J. Gibbs, B, R. Orpen, W, R, G. Mtembezeka, P. Andrews A, J. and Appiah, S, O. 1997. Groundwater management in drought-prone areas of Africa. Water Resour Dev, 13(2): 241-261.
5. Edwards, D. C. and McKee, T, B. 1997. Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. Climatology Report No. 97-2, Colorado State Univ., Ft. Collins, CO.
6. Guttman, N, B. 1999. Accepting the Standardized Precipitation Index: A calculation algorithm. J. Amer. Water Resources Assoc, 35(2), 311-322.
7. Hayes, M. J. 2007. Drought Indices. Intermountain West Climate Summary.

- drought distribution and performance indicators. *Journal of Hydrology*, 306, 302–317.
16. Scheidleder, A., Grath, J., Winkler, G., Sta'rk, U., Koreimann, C., Gmeiner, C., Nixon, S., Casillas, J., Gravesen, P., Leonard, J. and Elvira, M., 1999. Ground water quality and quantity in Europe. European Environment Agency.
 17. Trambauer, P. Maskey, S. Werner, M. Pappenberger, F. van Beek, L. P. H. Uhlenbrook, S. 2014. Identification and simulation of space–time variability of past hydrological drought events in the Limpopo River basin, southern Africa. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(29):25-42.
 18. Tsakiris, G. Nalbantis, I. Vangelis, H. Verbeiren, B. Huysmans, M. Tychon, B. Jacquemin, I. Canters, F. Vanderhaegen, S. Engelen, G. Poelmans, L. Becker, P. Batelaan, O. 2013. A System-based Paradigm of Drought Analysis for Operational Management. *Water Resources Management*, 27:52-81.
 19. Verbeiren, B. Huysmans, M. Tychon, B. Jacquemin, I. Canters, F. Vanderhaegen, S. Engelen, G. Poelmans, L. Becker, P. Tsakiris, G. Vangelis, H. Batelaan I. O. 2013. Drought-related vulnerability and risk assessment of groundwater resources under temperate conditions. 13th International Conference on Environmental Science and Technology.
 20. Villholth, K, G. Tottrup, C. Stendel, M. and Maherry, A. 2013. Integrated mapping of groundwater drought risk in the Southern African Development Community (SADC) region, *Hydrogeology*.
Western Water Assessment. National Drought Mitigation Center (NDMC). www.drought.unl.edu/index.htm.
 8. Keneth, H. F., 2003. Climate variation drought and desertification. Annual Report, Jevnva.
 9. Liu, B. Zhou, X. Li, W. Lu, C. Shu, L. 2016. Spatiotemporal Characteristics of Groundwater Drought and Its Response to Meteorological Drought in Jiangsu Province, China. *water Journal*, 8(11):480.
 10. MacDonald, A. M. R. C. Calow, D. M. J. MacDonald, W. G. Darling and Dochartaigh. 2009. What impact will climate change have on rural water supplies in Africa. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4): 691-703.
 11. Maleki Nejad, H. and Ghaderi, M., 2011, The study of hydrological drought in the aquifer of Sabzevar Plain. 7th National Seminar on Watershed Management, Isfahan, 27-28.
 12. Mendicino, G, A. Senatore and P. Versace, 2008. A Groundwater Resource Index (GRI) for drought monitoring and forecasting in a Mediterranean climate. *Hydrology Journal*, 357: 282-302.
 13. Ministry of Energy, 2015, Iran Water Statistical Yearbook, Ministry of Energy Publications, Tehran, 295.
 14. Peters, E. Bier, G. Van Lanen, H, A, J. and Torfs, P. J. J. F. 2006. Drought Propagation and Spatial Distribution of Drought in a Groundwater Catchment, *Hydrology Journal*, 321: 257–275.
 15. Peters, E., van Lanen, H. A, J., Torfs, P. and Bier, G., 2005. Drought in groundwater-