مجلهٔ مخاطرات محیط طبیعی، سال پنجم، شماره هفتم، بهار۱۳۹۵
تاریخ دریافت مقاله: ۹۴/۱۲/۲۲
تاریخ پذیرش مقاله: ۹۵/۰۲/۳۰
صفحات:۶۷-۴۷

اثر نوسانات اقلیمی و برداشت آب بر تغییرات تراز آب زیرزمینی دشت دامنه

دکتر عباسعلی آروین *[۱]، دکتر امیرحسین حلبیان [۲]، محسن بهارلو [۳]

چکیده

دشت دامنه واقع در منطقهٔ فریدن اصفهان از جمله مناطقی است که کشاورزی مکانیزهٔ آن کاملاً وابسته به آب‌های زیر زمینی آبخوان دامنه است. خشکسالی‌های اخیر و پایین رفتن سطح ایستابی، کشاورزی این منطقه را با خطر شدید روبه‌رو کرده است. در این پژوهش از داده‌های اقلیمی هفت ایستگاه هواشناسی حوضهٔ آبریز دامنه و داده‌های مربوط به تراز آب زیر زمینی در دورهٔ آماری مشترک ۲۰ ساله (۹۰-۱۳۷۰) برای مطالعهٔ اثر عناصر اقلیمی‌بر تغییرات تراز دشت استفاده شد. متوسط بارش ماهیانه حوضه با استفاده از داده‌های ۱۴۳۰ یاخته سطح حوضه در ۲۴۰ نقشه (۲۰سال×۱۲ماه) محاسبه گردید. همچنین متوسط تراز ۲۴۰ ماهه و افت سطح ایستابی آبخوان از طریق روش وزنی تیسن در محیط نرم افزار GIS محاسبه شد. نتایج نشان داد در حال حاضر میزان تخلیه ۱/۶ برابر تغذیه است. برای حفظ ترازنامهٔ دشت، باید میزان برداشت در سطح ۱۴۳ میلیون متر مکعب حفظ گردد. بررسی نقشه‌های هم‌افت آب زیرزمینی نشان داد در برخی مناطق، تا ۴۴ متر سطح تراز آب زیرزمینی افت داشته است. بر اساس نقشه‌های جهت حرکت آب زیرزمینی، افزایش برداشت توسط چاه‌های مرکز دشت موجب خشک شدن چاه‌های حاشیه‌ای دشت می‌شود. همبستگی بین سطح ایستابی با بارش مثبت و در سطح اطمینان ۹۹ درصد تأیید می‌شود. به‌طوری‌که بر اساس آزمون من کندال، با کاهش بارش از سال آبی ۷۱-۷۰ و ادامه روند آن تا ۸۱-۸۰، سطح ایستابی نیز با یک سال تأخیر کاهش، شدیدی را تجربه کرده است؛ ولی علی‌رغم افزایش برداشت از سال ۸۵-۸۴ و ۸۶-۸۵ ، با افزایش روند بارش تا ۸۱-۸۰ تا ۸۶-۸۵، روند تراز نیز در همین دوره مثبت بوده است. لذا باید روند بهره‌برداری بگونه ای تنظیم گردد که مقدار تغذیه از طریق بارش بتواند جواب‌گوی مقدار تخلیه باشد. همچنین ارتباط تراز آب با درجهٔ حرارت، تبخیر و مقدار برداشت، منفی و در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار است.

کلید واژه‌ها: آبخوان دامنه، پیزومتر، سطح ایستابی، نوسانات اقلیمی.

۱- عضو هیأت علمی‌دانشگاه پیام نور a_arvin@pnu.ac.ir
۲- عضو هیأت علمی‌دانشگاه پیام نور
۳- کارشناسی ارشد اقلیم شناسی

مقدمه

آب زیرزمینی یکی از مهم‌ترین منابع تامین آب شیرین مورد نیاز انسان در جهان است که بعد از یخچال‌ها و پهنه‌های یخی، بزرگ‌ترین ذخیرهٔ آب شیرین زمین را تشکیل می دهند. در حال حاضر برداشت آب از منابع زیرزمینی کشور بالغ بر ۷۹ میلیارد مکعب می‌باشد که بیش از ۹۰ درصد آن در کشاورزی مصرف می‌شود. بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی توسط چاه و قنات پیشهٔ قدیمی ایرانیان بوده است. با ورود فناوری چاه و پمپ، به تدریج سطح ایستابی در اکثر دشت‌ها افت پیدا کرد و تعداد زیادی از آنها نیز خشک و یا شور شدند *(بهارلویی ۱۳۹۲)*. علاوه بر برداشت بی‌رویهٔ آب توسط چاه‌ها، نوسان عوامل اقلیمی از جمله بارندگی در کاهش سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی نقش مؤثری داشته است.

دشت دامنه به عنوان قطب کشاورزی منطقهٔ فریدن یکی از پیشروترین مناطق در به‌کارگیری کشاورزی مکانیزاسیون در استان اصفهان است که متکی بر بهره‌برداری از آب‌های زیرزمینی آبخوان دامنه می‌باشد. خشک‌سالی‌های اخیر و پایین رفتن سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی و خشک شدن چاه‌های شمالی دشت، کشاورزی منطقه را با مخاطره و چالش جدی روبه‌رو ساخته است. افت سطح آب‌های زیرزمینی این دشت ذهن را بدین سو متبادر می‌سازد که تا چه اندازه این موضوع با نوسانات بارش ارتباط می‌یابد. کنکاش در این موضوع ما را به این سمت رهنمون ساخت تا نقش نوسانات بارش را بر سطح آب‌های زیرزمینی دشت دامنه مورد مطالعه قرار دهیم. ارتباط و اثر نوسانات اقلیمی بر تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی، به شکل‌های مختلف توسط محققین داخلی مورد تحقیق و تفحص قرار گرفته است. برای نمونه کردوانی (۱۳۷۴) در کتاب منابع و مسائل آب در ایران، ارتباط بین بارش و سطح سفره‌های زیر زمینی را در ایران مورد مطالعه و بررسی قرار داده است. بررسی مدل ریاضی و مدیریتی سفرهٔ آب زیرزمینی دشت دامنه با تاکید بر تغذیهٔ مصنوعی نشان می‌دهد سطح آب زیرزمینی در دشت دامنه در طی دورهٔ ۱۳ ساله (۷۵-۱۳۶۲) مجموعاً ۱/۹۲ متر افت پیدا کرده است که افت سالیانه در بعضی چاه‌ها به ۵/۶۵ متر رسیده است. در صورت عدم تغذیهٔ آبخوان و صدور مجدد پروانه و حفر چاه در نواحی شمالی و شمال غربی دشت، آبخوان را با خطر افت سطح آب روبه‌رو خواهد کرد (*طباطبایی، ۱۳۷۷*). مطالعه نقش خشک‌سالی‌های اخیر در افت منابع آب‌های زیرزمینی دشت‌های شمال همدان نشان داد هر چند عامل اقلیمی بیشترین تأثیر را در افت سطح آب‌های زیرزمینی در سال‌های اخیر داشته است؛ ولی این بحران حاصل مجموع عواملی از جمله برداشت‌های بی‌رویه‌ای است که نقش آن در پراکندگی شدت افت در مناطق متراکم چاه‌های عمیق مشهود است *(محمدی و شمسی پور، ۱۳۸۲)*. بررسی ارتباط خشک‌سالی‌های اخیر و منابع آب زیرزمینی در دشت قزوین به این نتیجه منجر شده است که به ازای هر حفر چاه، ۱/۶ متر سطح آب زیرزمینی افت می‌کند *(عزیزی، ۱۳۸۲)*. همچنین پیش‌بینی تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت همدان- بهار با مدل سری‌های زمانی نشانگر این است که روند کلی هیدروگراف آب زیرزمینی دشت، نزولی و نشانگر بروز افت مداوم و کاهش ذخایر مخازن آب زیرزمینی است (*رحمانی و سدهی، ۱۳۸۳*). مطالعهٔ نقشه‌های پهنه‌بندی افت سطح آب‌های زیرزمینی آبخوان دشت مشهد با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی نشان می‌دهد که سطح آب زیرزمینی در بخش‌های مرکزی و غربی آبخوان تا ۳۰ تر کاهش داشته است *(اکبری و همکاران، ۱۳۸۸)*. ارزیابی اثرات شدت - مدت خشک‌سالی‌ها در مقیاس زمانی گوناگون بر نوسان‌های سطح آب زیرزمینی

با استفاده از آزمون من –کندال نشان داد که شیب سطح آب زیرزمینی در هر شش چاه مشاهده‌ای منفی می‌باشد. همچنین نتایج هم‌بستگی پیرسون بین بارش و سطح آب زیرزمینی نشان داد که اثرات بارندگی بر سطح آب زیرزمینی به صورت سالانه تکرار می‌شود *(نادریان فر و انصاری، ۱۳۹۰)*. بررسی نوسانات بارش بر سطح ایستابی دشتِ ساوه نشان داد که افت سطح ایستابی ارتباط معناداری با دبی رودخانه‌های ورودی به دشت و نیز تراز آب سد بالادست دشت دارد *(آروین و همکاران، ۱۳۹۰)*. مطالعهٔ اثرات خشک‌سالی بر آب‌های زیرزمینی شمال ویسکانسین نشان می‌دهد، افت سطح آب‌های زیرزمینی به‌طور نزدیکی با دوره‌های خشک‌سالی ۶ تا ۷ ساله ارتباط می‌یابد. میزان افت سالیانه بین ۰/۳۲ تا ۳/۹ فوت در سال بوده است و بیشترین افت در سال‌های ۱۹۴۰، ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰ اتفاق افتاده است *(زاپروزس[1]، ۱۹۸۰)*. در مانی توبا مدل تجربی که تغییر تراز آب زیرزمینی را به تغییرپذیری اقلیم نسبت می‌دهد پیشنهاد شده است این مدل با آنالیز داده-های اولیه تغییر تراز ۸۰ چاه در یک آکیفر صخره‌ای کربناتی به‌دست آمد. نتایج نشان داد سطوح پیش‌بینی شدهٔ تراز آب با سطوح مشاهد شده بسیار نزدیک بود و متوسط ضریب هم‌بستگی بین سطوح پیش‌بینی با سطوح مشاهده شده ۰/۹۰ بود. این مدل آماری می‌تواند در سایر مناطق استفاده شود (*زوهنگ چن و همکاران[2]، ۲۰۰۲*). بررسی حساسیت آبخوان گراند فورک در ناحیه جنوبی بریتیش کلمبیا کانادا نسبت به تغییر اقلیم نشان داد تغییر در شارژ آبخوان تحت سناریوهای مختلف تغییر اقلیم، پیامد کوچک‌تری نسبت به تغییر در رژیم آبدهی رودخانه‌های کتل و گرانبای دارد. اثر تغییر اقلیم بین حداکثر افزایش ۰/۰۵ متر سطح آب تا حداقل ۰/۰۲۵ متر می‌باشد (*آلن و همکاران[3]، ۲۰۰۴*). مطالعهٔ تغییرات بارش روزانهٔ در ناحیه نیمه‌خشک شمال شرقی چین نشان دهندهٔ این است که بخشی از این تغییرات به افزایش شدت خشک‌سالی‌های اخیر مربوط می‌گردد (*دائو یی جانگ[4]، ۲۰۰۴*). جیرکاما و همکاران[5] روشی فیزیکی را برای تشخیص اثر فضایی زمانی تغییر اقلیم بر شارژ آب زیرزمینی ارائه دادند. روش آنها بر اساس مدل هیدرولوژیکی هلپ[6]۳ بود که می‌تواند برای تخمین پتانسیل شارژ منابع آب زیرزمینی در مقیاس منطق‌های با قابلیت تفکیک بالا استفاده شود. نتیجهٔ مطالعهٔ ایشان نشان داد بخش قابل توجهی از تغییرات آب زیرزمینی به تغییر اقلیم نسبت داده می‌شود. شدت بالای بارش به افزایش رواناب می‌انجامد در حالی که گرمایش جهانی ممکن است موجب افزایش تبخیر هم بشود. زمستان‌های با درجه حرارت بالاتر گسترش جنگل‌ها را کم می‌کند و زمان آب شدن برف را از بهار به زمستان تغییر می‌دهد (*جیرکاما و همکاران[7]، ۲۰۰۷ : ۲۳۷*). نتایج شبیه‌سازی جریان آب با استفاده از مدل ترکیب‌شدهٔ جریان سطحی و زیرسطحی آب در حوضهٔ جیر[8] بر اساس سناریوی منطق‌های تغییر اقلیم، نشانگر این است که کاهش قابل توجه تا ۸ متر در سطح آب

1 . Zaporozec
2 . Zhuoheng Chen et al
3 . Allen et al
4 . Dao-YiGong
5 . Jyrkama et al
6 . Hellpe3
7 . Jyrkama et al
8 . Geer Basin

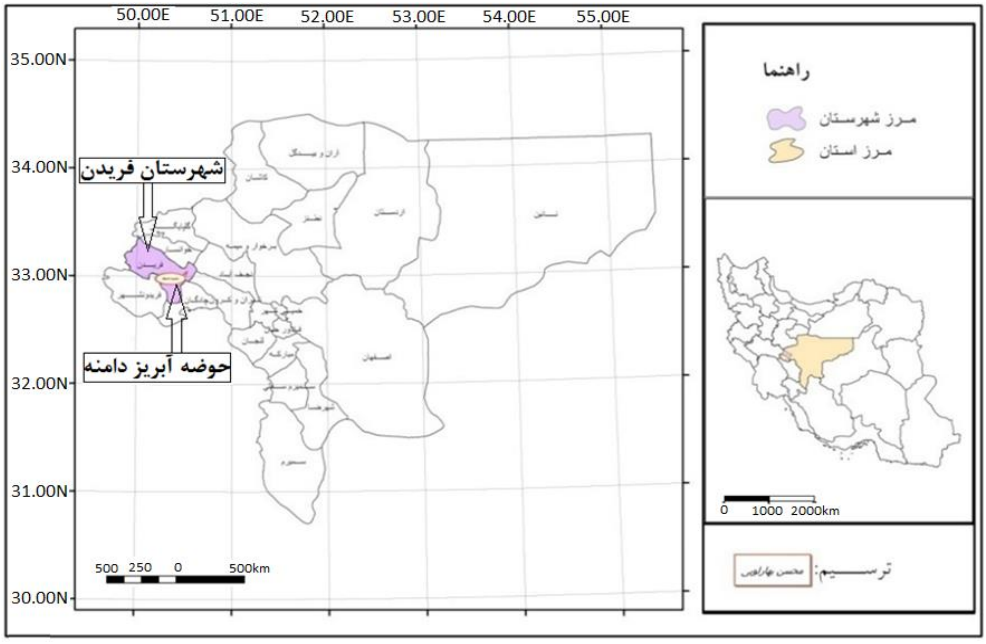
زیرزمینی و کاهش جریان سطحی از ۹ تا ۳۳ درصد را تا سال ۲۰۸۰ شاهد خواهیم بود (*گودرنیوکس و همکاران*[1]، ۲۰۰۹). نتایج حاصل از بررسی اثر تغییرات اقلیمی بر روی سطح سفرهٔ آبِ زیرزمینی در آفریقای غربی نشان داد که خشک‌سالی‌های اخیر تأثیر معنی‌داری بر سطح آب زیرزمینی حوزهٔ رودخانهٔ سنگال، نیجر و ولتای باسین داشته است. علاوه بر این، اکوسیستم و اقتصاد حداقل ۱۳ تا ۱۶ کشور این منطقه از تأثیرات منفی این پدیده، مصون نمانده‌اند. کاهش بارندگی در این مناطق، موجب کاهش تغذیهٔ رودخانه‌ها و در نتیجه کاهش میزان آب شیرین شده است که این شرایط موجب پایین آمدن سطح سفرهٔ آب زیرزمینی و تشدید فرایند خشک‌سالی و در نهایت مشکل بحران غذا و مهاجرت گسترده گردیده است (*لکان و همکاران*[2]، ۲۰۱۰). در چنائی هند از یازده چاه برای بررسی تأثیر تغذیهٔ مصنوعی بارندگی در ذخیره آب زیرزمینی استفاده شد. نتایج حاصل از این تحقیق نشان داد که سطح آب زیرزمینی در سال ۲۰۰۷ نسبت به سال ۲۰۰۴ افزایش معنی‌داری داشته است به‌طوری‌که تغییرات در سطح آب زیرزمینی و تخلیه آب از آبخیز در بخش جنوبی حوزهٔ مورد مطالعه در سال ۲۰۰۷ چشم‌گیر بود. مطالعهٔ مسیر جریان در سه لایهٔ آبخیز نیز نشان داد که قسمت شمالی ناحیه مورد مطالعه، به‌عنوان یک ناحیهٔ مؤثر در امر تغذیه عمل کرده است. نتایج همچنین نشان داد که مطالعات تغذیه‌ای نقش مهمی در مدیریت تجدید آب زیرزمینی در شهرهای پرجمعیت داشته است (*سایانا*[3]، ۲۰۱۰). برای بررسی بهتر ارتباط بین روند عناصر اقلیمی (بارش، درجه حرارت و شاخص نوسان شمالی) با تراز آب در ناحیه توربالی ترکیه، ابتدا اثر برداشت آب که یکی از مهم‌ترین پارامترهای اساسی بود، حذف شد. سپس روندهای سطوح آب زیرزمینی و متغییرهای اقلیمی بررسی شد. نتایج نشان داد که عناصر اقلیمی با روند مشابهی سطح آب زیرزمینی را تحت تأثیر قرار می‌دهند؛ همچنین تغییرات خطی معکوس و قوی مشابهی، بین NAO و دیگر عناصر اقلیمی با تغییر سطح اساس آب‌های زیرزمینی مشاهده می‌شود (*دوگان و همکاران*[4]، ۲۰۱۳). نتایج ارزیابی هیدروشیمیایی آب زیرزمینی حوضهٔ چینار (زیر حوضه کونری) که یک منطقه کاملا سنگلاخی در جنوب هند است با استفاده از GIS نشان داد، فقط از ۶۰ درصد منابع آب این حوضه می‌توان برای آشامیدن استفاده کرد و ۴۰ درصد باقیمانده به علت سنگینی آب غیر قابل استفاده است (*سرینیواسان و ورمورگان*[5]، ۲۰۱۴). اثر تغییر اقلیم بر روی باز تولید آب زیرزمینی در مقیاس جهانی از تصمیمات سیاستمداران و مدیران تبعیت می‌کند در حالی‌که در مقیاس محلی و حوضه‌های آبریز، از مدیریت محلی بیشتر تأثیر می‌پذیرد. بررسی چهار مکانیزم شارژ آب آبخوان شامل؛ پخش، تمرکز، آبیاری و سیستم کوهستانی در هشت آبخوان غرب ایالات متحده نشان داد هفت عامل کلیدی در شارژ آب آبخوان مؤثر است. که تغییر در بارش، کاهش آب حاصل از برف نواحی کوهستانی و تغییرات دما از مهم‌ترین آن می‌باشد (*مک سینر و همکاران*[6]، ۲۰۱۶). تخمین جهانی کاهش سطح آبخوان حاکی از این است که ۶۲۹۲ کیلومتر مکعب از حجم آبخوان‌های دنیا در دورهٔ ۲۰۱۰-۱۹۶۰ کاسته شده است.

1 . Goderniaux et al
2 . Lekan, et al
3 . Sayana
4 . Dogan
5 . Srinivasan &Velmurugan
6. Meixner et. al.

نواحی عمده کاهش منطبق بر مناطقی است که به شدت آبیاری می‌شوند. مانند آبخوان‌های دشت‌های بلنـد کـه فقـط در سال ۲۰۰۰ حدود ۶۳۰ کیلومتر مکعب و آبخوان‌های نواحی دره‌ای که ۳۰ کیلومتر مکعب برای سال ۲۰۰۰ تخلیـه مـازاد داشته‌اند. (*اینج و همکاران*[1]، ۲۰۱۶). با توجه به نقش دشت دامنه در تأمین بخشی از فرآورده‌های ضروری کشاورزی کشـور و با توجه به اینکه منبع تأمین آب در این دشت تنها متکی بر آب‌های زیرزمینی است، هدف ایـن پـژوهش بررسـی نقـش عناصر اقلیمی و نیز میزان برداشت آب برای کشاورزی بر تراز آب زیرزمینی در دشت دامنه است.

موقعیت منطقه

از نظر موقعیت آبخوان دشت دامنه در شهرستان فریدن از توابع استان اصفهان و در شمال شرق شهر داران، در مسیر جاده اصفهان به الیگودرز واقع شده است. این آبخوان توسط حوضه آبریزی به وسعت ۴۲۶ کیلومتر مربع تغذیه می‌گردد که در بین طول‌های جغرافیایی ´۳۰ °۵۰ و ״۲۰ ´۳۵ °۵۰ و عرض‌های جغرافیایی ´۵۴ °۳۲ و ״۴۵ ´۹ °۵ ۳۲ قرارگرفته است. آبخوان دامنه محدوده‌ای به وسعت ۱۱۵ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. این دشت از شمال به ارتفاعات خوانسار، از غرب به داران، از شرق به منطقه کرون و از جنوب به ارتفاعات دالانکوه محدود می‌شود.

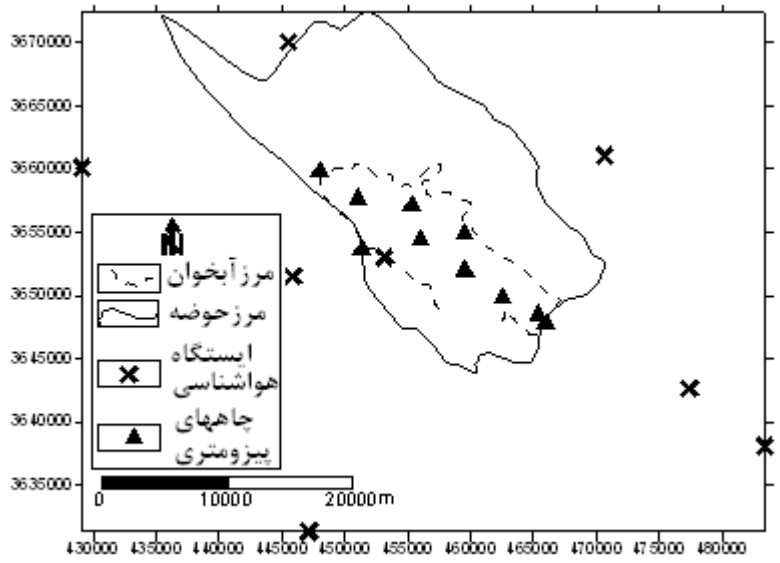


شکل ۱: نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان اصفهان

1 . Inge et. al.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از داده‌های اقلیمی بارش، دما و تبخیر هفت ایستگاه هواشناسی دامنه (داخل آبخوان) و داران (داخل حوضه) و اسکندری، قلعه بابا محمد، میرآباد و آشِن[1] در خارج از حوضهٔ آبریز دشت دامنه در دوره آماری ۲۰ ساله (۹۰-۱۳۷۰) استفاده شد. همچنین از داده‌های تراز آب زیرزمینی مربوط هشت چاه پیزومتری داخل آبخوان در دوره آماری مشترک استفاده گردید. موقعیت ایستگاه‌های اقلیمی و چاه‌های پیزومتری محدوده مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.



شکل۲: نقشه موقعیت ایستگاه‌ها و چاه‌های پیزومتر در منطقه مورد مطالعه

جهت استنتاج در این پژوهش از روش استدلالی بهره‌گیری شده است. در فرایند تحقیق از روش‌های آماری و تکنیک‌های هم‌بستگی و رگرسیون برای مطالعه اثر نوسانات عوامل اقلیمی بر سطح آب زیرزمینی در آبخوان دامنه استفاده گردید.

مراحل انجام کار بدین صورت بود که پس از کنترل کیفی داده‌ها، روند بارش بررسی شد و بهنجاری یا نابهنجاری سری داده‌ها با استفاده از روش‌های آماری کالموگورف اسمیرنوف[2] و تست شاپیرو[3] مورد آزمون قرار گرفت. بررسی نشان داد داده‌ها بر اساس آزمون کالموگرف اسمینوف و تست شاپیرو، سری زمانی ۲۰ ساله بارش حوضه آبریز دامنه از توزیع غیر نرمال تبعیت می‌کند؛ زیرا مقدار متناظر با معناداری جدول کوچک‌تر از $P=0.05$ است.

1 . Ashen
2. Kolmogorov-Smirnov
3 . Shapiro-Wilk

جدول ۱: آزمون بهنجاری کالموگورف اسمیرنوف و تست شاپیرو که بر غیر نرمال بودن داده‌ها دلالت دارد

	کالموگورف اسمیرنوف[a]			شاپیرو-ویلک		
	آماره	درجه آزادی	معناداری	آماره	درجه آزادی	معناداری
بارش سالانه حوضه	۰/۰۰۰	۲۰	۰/۰۰۰*	۰/۰۰۰	۲۰	۰/۰۴۵

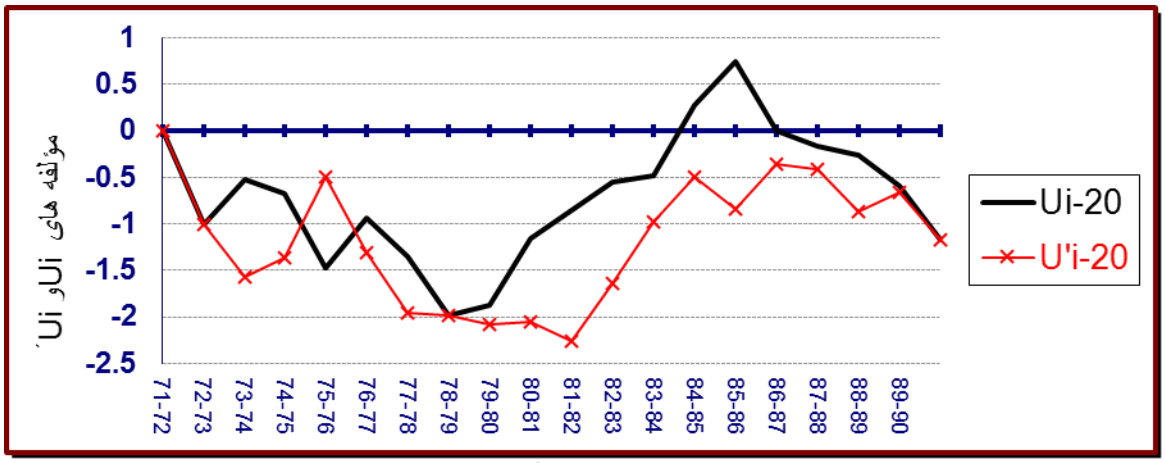
این پایین‌ترین حد معناداری کامل است

a صحت معناداری لی لی فورس

با توجه به نابهنجاری داده‌ها از آزمون من کندال دنبال‌های برای بررسی روند و جهت روند داده‌ها استفاده شد. این روش مقادیر آماره را در کلیه زمان‌های سری (iامین مرتبه) با روش رتبه دادن من کندال محاسبه می‌کند. اگر دنباله بر اساسu و u' به‌صورت نمودار رسم شود در حالت معنی‌داری روند، نقطه شروع پدیده هم‌دیگر را قطع خواهند کرد. در حالی که اگر سری ایستا باشد، دو دنباله u و u' به‌صورت موازی عمل خواهند کرد و یا با چند بار برخورد، به‌طوری که به تغییر جهت آنها منجر نشود درخواهند آمد. همچنین در مواقعی که ۱/۹۶+>U>۱/۹۶- باشد، سری تصادفی است و روند خاصی نمی‌توان برای آن تصور کرد. در حالی‌که U>+۱/۹۶ نشانگر روند مثبت و U<-۱/۹۶ نشان دهنده روند منفی است (همتی ۱۳۹۲). همچنین متوسط بارش ماهیانه حوضه با استفاده از داده‌های ۱۴۳۰ یاخته سطح حوضه در ۲۴۰ نقشه (۲۰سال×۱۲ماه) محاسبه گردید. متوسط تراز و افت سطح ایستابی آبخوان نیز از طریق روش‌های وزنی تیسن در محیط نرم افزار GIS صورت پذیرفت. در نهایت نقشه‌های خروجی در نرم افزار Surfer ترسیم گردید.

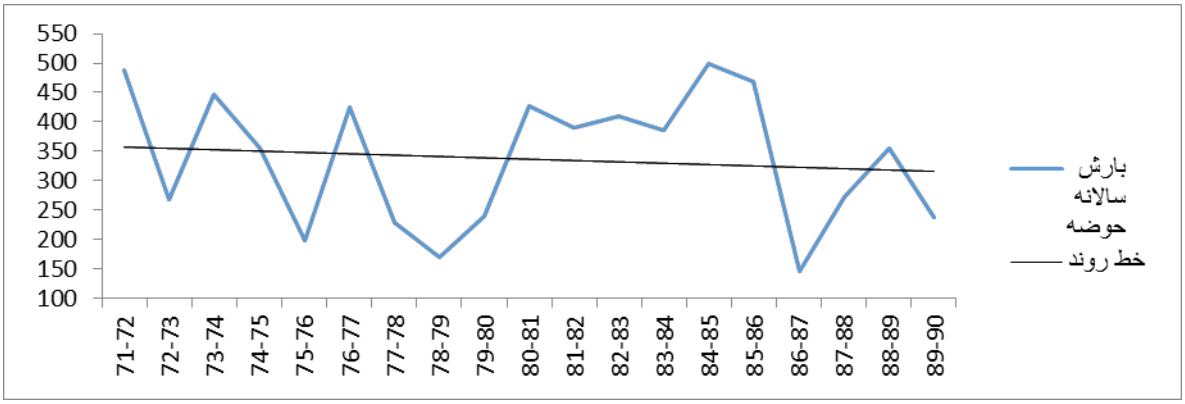
بحث

حوضهٔ آبریز دامنه با متوسط بارندگی سالانه ۳۳۷/۵۳ میلی‌متر و دمای سالانه ۹/۸ درجه سانتیگراد از نظر طبقه‌بندی دمارتن در گروه اقلیمی نیمه‌خشک، بر اساس روش آمبرژه از نوع نیمه‌خشک سرد و در روش طبقه‌بندی کوپن دارای شرایط اقلیمی‌از نوع BSk نیمه‌خشک (استپی سرد) است. بر مبنای گروه‌بندی‌های اقلیمی، دشت دامنه از شرایط اقلیمی خشک تا نیمه‌خشک برخوردار است. لذا فرآیند برنامه‌ریزی در برداشت آب باید با ملاحظه و دقت بیشتری صورت پذیرد، تا میزان تغذیه، برداشت از سطح آبخوان را جبران نماید. بهره‌گیری از روش ناپارامتری من کندال نیز نشان از رفتار و آهنگ رو به نزول و کاهشی بارش سالانه در سطح قلمرو مطالعاتی به ویژه روند منفی این سنجه اقلیمی‌در طی سال‌های ۷۸-۷۷ تا ۸۲-۸۱ درسطح اطمینان ۹۵ درصد دارد. زیرا مقادیر متناظر با مؤلفه‌های U و U' منفی است و کمتر از ۱/۹۶- می‌باشد (شکل ۳).



شکل ۳: نمودار تغییرات مؤلفه‌های U و U´ بارش سالانه حوضه آبریز دامنه

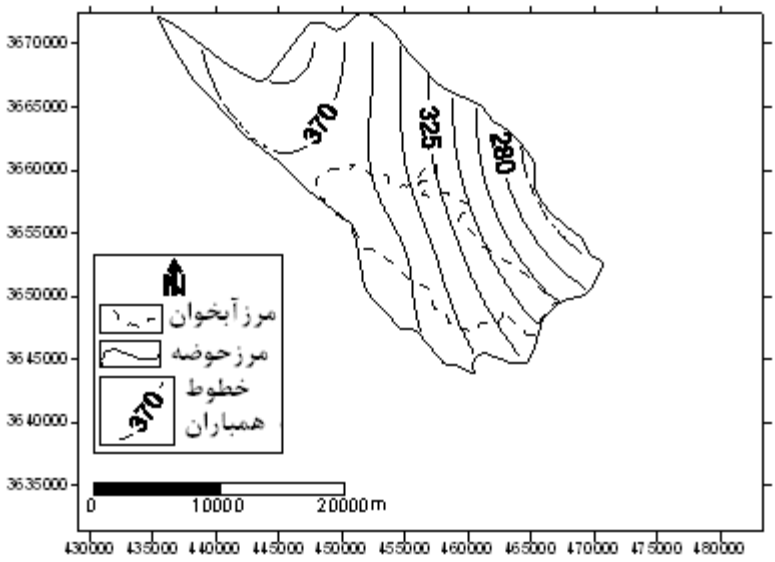
بر اساس نتایج به‌دست آمده در دورهٔ آماری (۹۰-۱۳۷۰) متوسط بارندگی سالانه در سطح حوضه ۳۳۷/۵۳ میلی‌متر، بیشترین میزان ۴۸۷/۶۷ میلی‌متر درسال (۷۲-۱۳۷۱) و کمترین میزان ۱۴۶/۳۷ میلی‌متر در سال (۸۷-۱۳۸۶) بوده است. با توجه به خط روند مقدار بارش با شیب ملایم سیر نزولی دارد (شکل شماره ۴).



شکل ۴: متوسط بارش سالانه حوضه و خط روند آن

توزیع مکانی بارش حوضه بر اساس خطوط هم‌بارش مطالعه شد. بررسی خطوط هم‌بارش نشان می‌دهد میزان بارش به‌خاطر جهت ورود توده‌های باران‌زا از غرب به شرق کاهش می‌یابد زیرا بخش‌های غربی منطقه دستخوش جریان‌های مرطوبی است که شمال غربی، غرب و جنوب غربی منطقه را بیشتر تحت تأثیر قرار می‌دهد و بر دامنه کوه‌های بخش غربی حوضه بارش بیشتری به صورت باران و برف فرو می‌ریزد. ولی کاهش رطوبت سیستم‌های باران‌زا در حرکت شرق

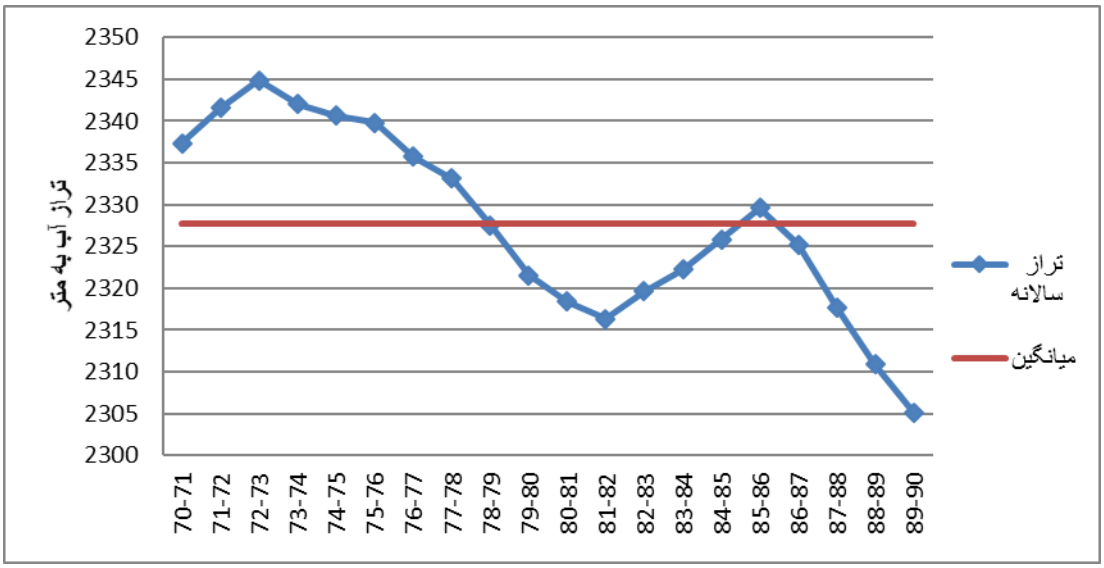
سوی خود به سمت شرق حوضه و همچنین کاهش ارتفاع در این ناحیه از حوضه، کاهش بارندگی در ناحیه شرقی حوضه را در پی دارد. از این رو منبع اصلی تهیه آب آبخوان، بارش برف و باران در ارتفاعات غربی و شمال غربی حوضه می‌باشد.



شکل۵: نقشه خطوط هم‌باران حوضه آبریز دشت دامنه

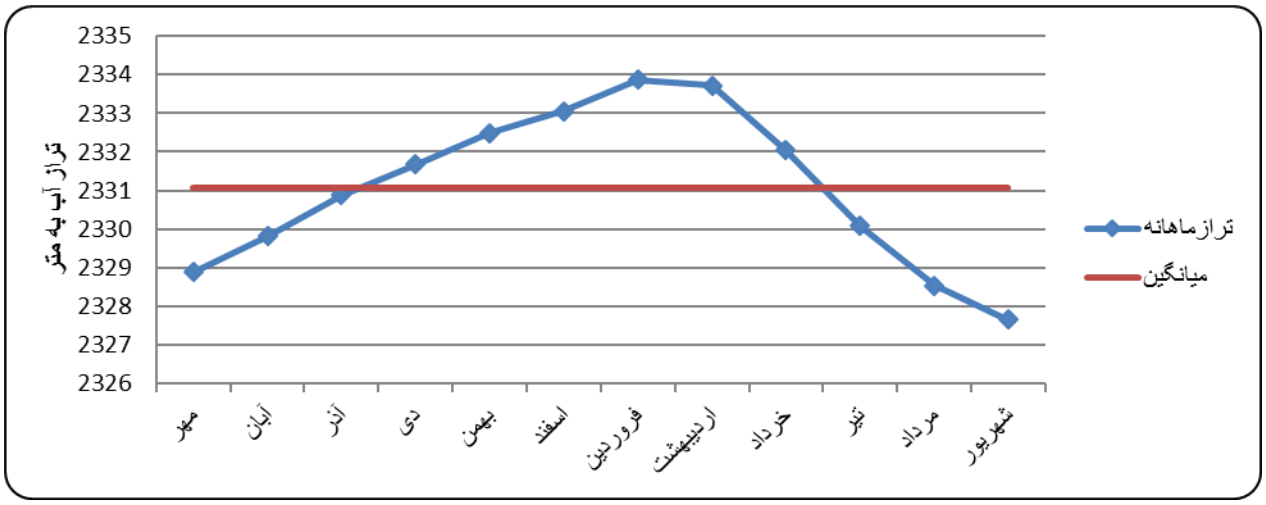
نوسانات تراز آب زیرزمینی

به منظور ارزیابی میزان تغییرات ذخیرهٔ مخزن آب زیرزمینی آبخوان، ابتدا میانگین تراز آب زیرزمینی چاه‌های پیزومتری آبخوان به روش تیسن محاسبه شد و هیدروگراف ۲۰ ساله آبخوان از سال آبی ۷۱-۱۳۷۰ تا ۹۰-۱۳۸۹ ترسیم گردیده است (شکل ۶). بررسی هیدروگراف واحد ۲۰ ساله نشان می دهد که سطح آب زیرزمینی آبخوان در فاصله سال-های آبی (۷۱-۷۰) تا (۹۰-۸۹) در حال کاهش بوده است روند کاهشی نمودار از سال آبی (۷۳-۷۲)، همراه با کاهش بارش آغاز شده است و تا سال (۸۱-۸۰) ادامه یافته است. از سال آبی (۸۱-۸۰) تا سال (۸۶-۸۵) هیدروگراف روند افزایشی داشته که دلیل این امر افزایش بارش و عدم افزایش مقدار برداشت از آب‌های زیرزمینی می‌باشد ولی این افزایش از خط میانگین عبور نکرده و مجدداً با کاهش بارش و افزایش میزان برداشت، خط روند کاهشی پیدا کرده است.



شکل۶: هیدروگراف واحد ۲۰ساله آبخوان دشت دامنه از سال آبی (۷۱-۱۳۷۰) تا (۹۰-۱۳۸۹)

بررسی متوسط ۲۰ ساله مقادیر ماهیانه و ترسیم هیدروگراف ماهیانهٔ چاه‌های آبخوان (شکل ۶) نیز نشان می‌دهد، سطح آب زیرزمینی از مهرماه به تدریج افزایش یافته، در فروردین و اردیبهشت به حداکثر میزان خود می‌رسد و از اردیبهشت روند نزولی خود را طی می‌کند تا اینکه در شهریور به حداقل سطح ایستابی می‌رسد. تغییرات تراز آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه به دو عامل؛ الف: بارندگی و ب: بهره‌برداری از آبخوان توسط چاه‌های عمیق بستگی دارد. با پایان یافتن فصل زراعت و کشت از مهرماه و با شروع بارندگی از آبان ماه ، تراز آب زیرزمینی به تدریج شروع به بالا آمدن می‌کند، تا اینکه در فروردین و اردیبهشت به حداکثر سطح ایستابی می‌رسد. در دوره مذکور، معمولاً از آبخوان بهره‌برداری نمی‌شود. با پایان بارندگی از اواخر اردیبهشت و شروع بهره‌برداری از اوایل اردیبهشت، تراز آب از اردیبهشت شروع به پایین رفتن می‌کند تا اینکه در شهریور به حداقل سطح ایستابی می‌رسد. به این ترتیب بیشترین سطح تراز آب زیرزمینی در فروردین‌ماه یعنی پس از فصل پرباران زمستان مشاهده می‌شود و پایین‌ترین تراز در شهریورماه مشاهده می‌شود که بیشترین برداشت در فصل کشت تابستانه صورت گرفته است. بررسی هیدروگراف آبخوان (شکل ۶) در مقایسه با نمودار تغییرات مؤلفه‌های U و U' بارش سالانه حوضه آبریز دامنه (شکل ۳)، نشانگر انطباق این دو نمودار بر هم و اثرپذیری سطح ایستابی آبخوان از تغییرات بارش در سطح دشت است. به‌طوری که از سال ۷۲-۷۱ که شاهد کاهش بارش در سطح حوضه هستیم، سطح ایستابی آبخوان نیز کاهش می‌یابد و با افزایش بارش از سال آبی ۸۱-۸۰، سطح آبخوان نیز از سال۸۳-۸۲ شروع به افزایش می‌کند؛ ولی همان‌طور که آزمون گرافیکی من کندال روند بارش منفی را در کل دوره نشان می‌دهد، روند کلی سطح تراز ایستابی نیز منفی است.

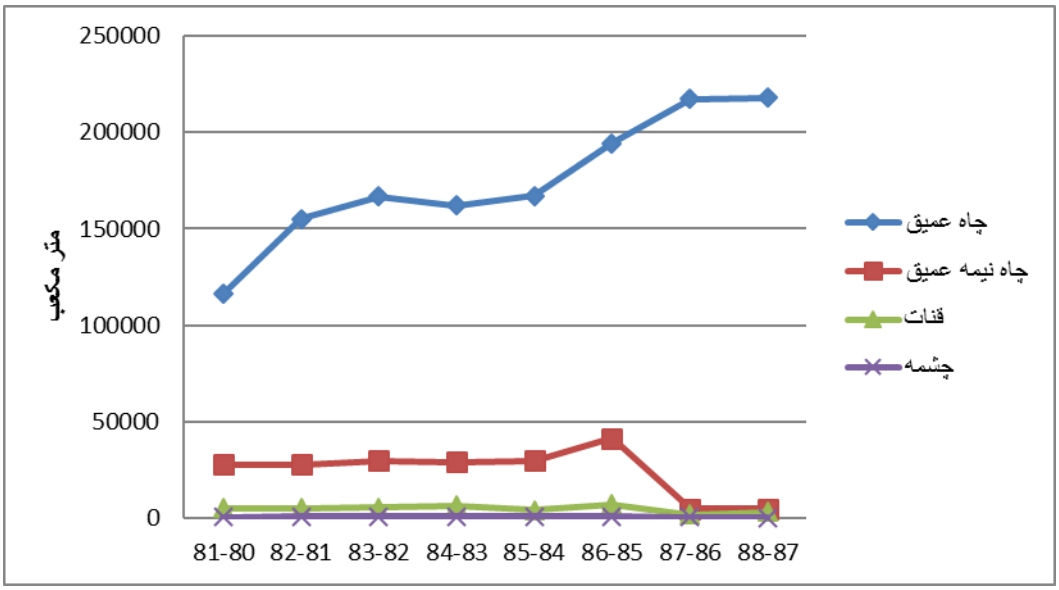


شکل ۷: هیدروگراف ماهیانه ۲۰ساله آبخوان دشت دامنه دردوره آماری(۹۰-۱۳۷۰)

بهره برداری از منابع آب زیرزمینی

یکی از مهم‌ترین عوامل در کاهش سطح آب زیرزمینی، میزان برداشت آب زیرزمینی توسط چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق می‌باشد. بررسی آمار میزان برداشت در فاصلهٔ سال‌های آبی (۸۱-۸۰) تا (۸۸-۸۷) نشان می‌دهد بهره‌برداری از آبخوان دشت دامنه به‌طور عمده توسط چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق و در درجه بعدی، توسط قنات و به میزان اندکی توسط چشمه‌ها صورت می‌گیرد (شکل ۸). بنابراین چاه‌های عمیق نقش اصلی را در تخلیه آب‌های زیرزمینی حوضه بر عهده دارند. به‌طوری که میزان تخلیه از ۱۴۳/۱ هزار متر مکعب در سال آبی ۸۰-۸۱ به ۲۳۱/۲ هزار متر مکعب در آبی ۸۷-۸۸ افزایش داشته است. در سال‌های آبی (۸۴-۸۳) و (۸۵-۸۴) که میزان تخلیه کاهش و یا ثابت مانده است، سطح تراز آب زیرزمینی افزایش داشته است که البته بارش نیز در همین دوره افزایش داشته است (به شکل۳ و ۶ مراجعه شود). بنابراین از مهم‌ترین علل افت آب زیرزمینی، افزایش میزان برداشت توسط چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق می‌باشد که روند کلی نمودار نیز حالت افزایشیِ میزان تخلیه را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۸ میزان تخلیه توسط چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق از سال‌های (۸۲۱-۸۱) تا (۸۵-۸۴) ثابت بوده است؛ ولی از ۸۶-۸۵ افزایش داشته است که می‌تواند به کاهش تراز آب منجر گردد؛ ولی افزایش بارش از سال آبی ۸۱-۸۰ تا ۸۶-۸۵ جبران آن را نموده است و لذا به شارژ[1] آبخوان منتهی شده است (نمودارهای ۳ و ۶ و ۷ را با هم مقایسه کنید) افزایش تخلیه و ادامه روند آن در سال‌های (۸۶-۸۵) و (۸۷-۸۶) منجر به کاهش تخلیه توسط قنوات و چشمه‌ها و خشک شدن آنها شده است.

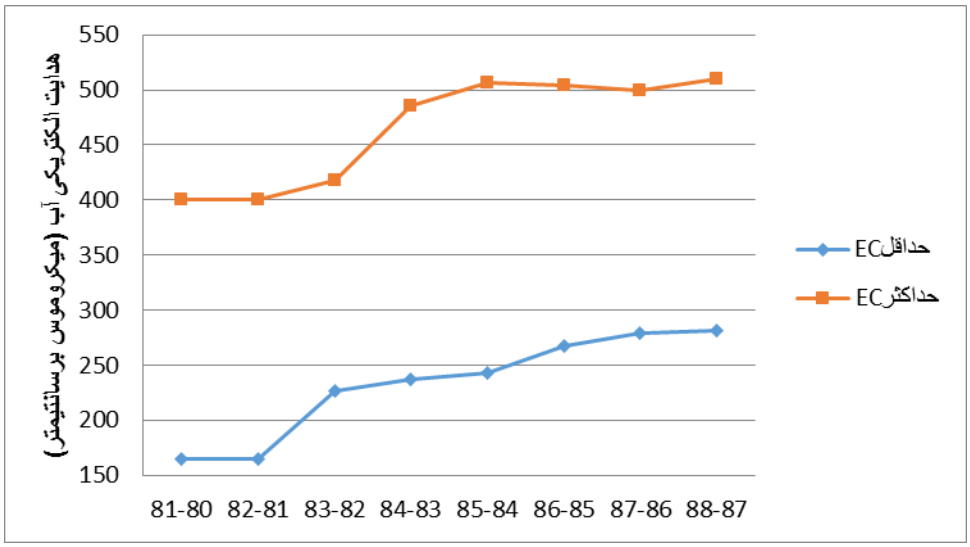
1. Recharge



شکل ۸: نمودار میزان تخلیه توسط چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق در دشت دامنه (۸۸-۸۰)

قابلیت هدایت الکتریکی آب (EC)

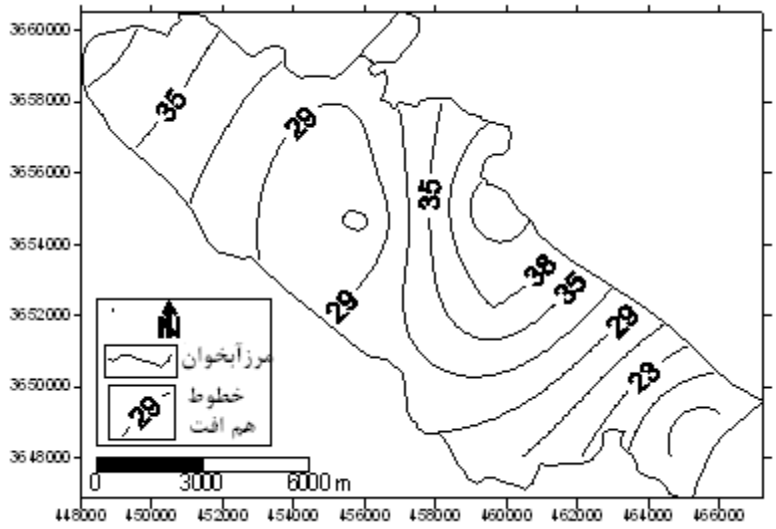
بررسی قابلیت هدایت الکتریکی آب چاه‌ها، نشانگر افزایش غلظت املاح و نمک‌های موجود در آب به‌علت بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی است. از این‌رو قابلیت هدایت الکتریکی آب مورد بررسی قرار گرفت. آب خالص از نظر الکتریکی نارسانا می باشد. قابلیت هدایت الکتریکی آب‌ها به میزان املاح موجود (غلظت و درجه یونیزاسیون املاح) بستگی دارد. به‌طوری‌که هر چه میزان املاح و درجهٔ یونیزاسیون آنها بیشتر باشد، قابلیت هدایت الکتریکی آب بیشتر می‌شود. بنابراین هرچه میزان قابلیت الکتریکی بیشتر باشد، کیفیت آب نامطلوب‌تر است. بررسی مقدار قابلیت الکتریکی آب‌های زیرزمینی دشت دامنه در دوره آماری (۸۸-۱۳۸۰) بر روی شکل ۹ نشان می‌دهد هدایت الکتریکی آب در حال افزایش است. دلیل آن ناشی از افزایش عمق سطح آب، کاهش مقدار آب و افزایش غلظت آن و در نتیجه افزایش میزان املاح موجود در آب می‌باشد. ادامه این روند افزایش سنگینی آب و کاهش کیفیت آب را در پی دارد. این فرایند علاوه بر اینکه موجب شور و غیر قابل استفاده شدن آب می‌گردد، شور شدن خاک بر اثر استفاده از آب سنگین و لم‌یزرع شدن دشت را نیز در پی خواهد داشت. این امر می‌تواند زنگ خطری برای کشاورزی و اکوسیستم منطقه باشد. زیرا با ادامه همین روند در سال‌های آتی، نه تنها آب برای مصرف کشاورزی غیر قابل استفاده می‌گردد؛ بلکه با شور شدن خاک، شرایط اکولوژیکی منطقه با خسارت جبران ناپذیری مواجه خواهد شد.



شکل ۹: نمودارخطی میزان قابلیت هدایت الکتریکی آب زیرزمینی دشت دامنه در سال‌های (۸۸-۱۳۸۰)

بررسی تغییرات تراز آب زیر زمینی در سطح آبخوان

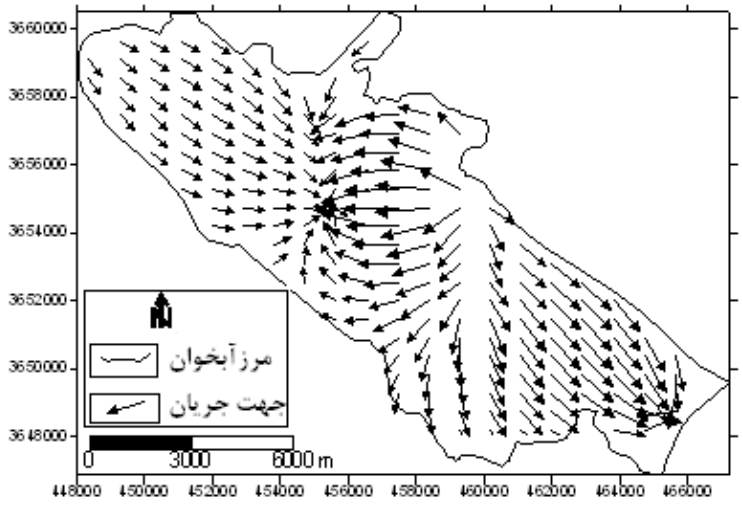
تراز متوسط آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه بر اساس اندازه‌گیری‌های ماهیانه سطح آب در پیزومترهای منطقه، در یک دوره آبی۲۰ساله (۹۰-۱۳۷۰) با روش پلی‌گون‌های تیسن محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که حداکثر رقوم تراز در قسمت جنوب شرقی دشت به میزان ۲۳۸۰ متر و حداقل آن به میزان ۲۳۰۰ متر در منتهی‌الیه غربی منطقه مورد مطالعه است. برای آگاهی بر تغییرات تراز آب زیرزمینی، نقشه هم‌افت آب زیرزمینی آبخوان تهیه گردید (شکل ۱۰). بررسی این نقشه نشان می‌دهد میزان افت در برخی مناطق دشت بسیار ناامید کننده و نگران کننده است. در این مناطق حتی افت ۴۴ متر در طی ۲۰سال اخیر مشاهده می‌شود. به‌طوری‌که در محدوده پیزومتر جاده اشن، با بیشترین میزان افت مواجه هستیم (شکل ۷). به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که هر چه از سمت شمال غرب و شمال شرق به سمت مرکز آبخوان می‌رویم، عمق برخورد به آب زیرزمینی کاهش می‌یابد. کمترین عمق برخورد به آب زیرزمینی نیز در قسمت مرکزی دشت مشاهده می‌شود. از این‌رو لازم است بر میزان برداشت آب در چاه‌های محدوده مرکز دشت نیز نظارت دقیق داشت؛ زیرا به دلیل شیب هیدرولیک به‌سمت مرکز دشت، برداشت آب از سایر چاه‌های حاشیه دشت دچار نقصان خواهد شد.



شکل ۱۰: نقشه مناطق هم‌افت از مهر۱۳۷۰تا مهر۱۳۹۰در محدوده آبخوان دشت دامنه

تعیین جهت حرکت آب‌های زیرزمینی و رژیم جریان در لایه‌های آبدار

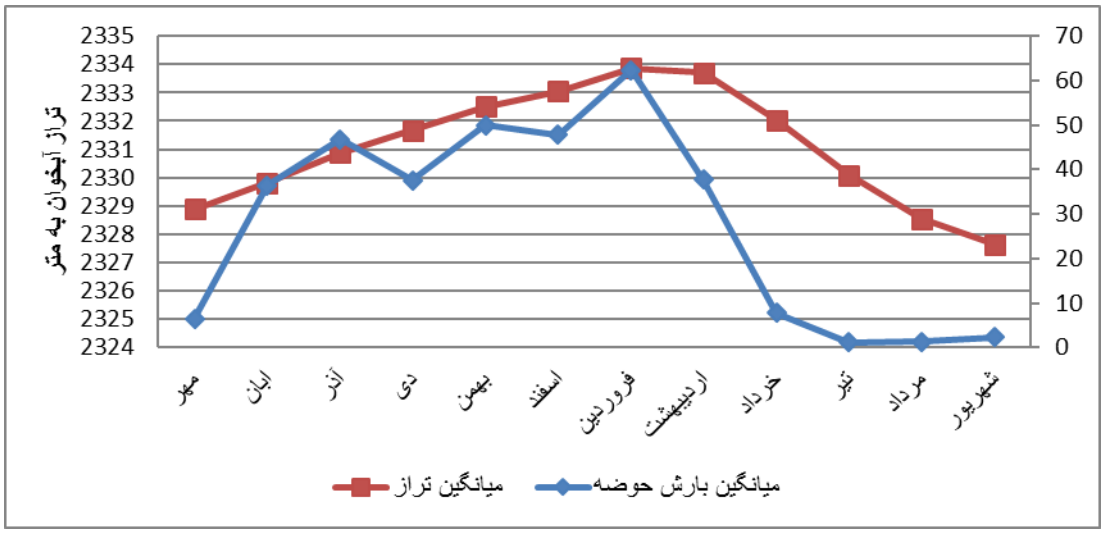
آب‌های زیرزمینی به‌طور طبیعی تحت اثر شیب هیدرولیک، از حاشیه دشت به سوی نقاط پست حرکت می‌کنند. حرکت افقی آب در زیرزمین اغلب بسیار آهسته‌تر از رودخانه‌ها است، به نحوی که سرعت آب در رودخانه‌ها را با متر در ثانیه می – سنجند؛ ولی سرعت آب‌های زیرزمینی با سانتیمتر در روز و حتی متر در سال سنجیده می‌شود. در شکل شماره ۱۱ جهت جریان آب زیرزمینی در سطح آبخوان دشت دامنه با فلش نشان داده شده است. بررسی این نقشه نشان می‌دهد که برای بهره‌برداری عادلانه و پایدار از آبخوان، لازم است میزان سهم برای برداشت از آب زیرزمینی به‌صورت دقیق تعیین گردد. زیرا اگر چاه‌های مرکز دشت اجازه برداشت هر مقدار آب را داشته باشند، عرصه برای سایر چاه‌های حاشیه آبخوان به شدت تنگ خواهد شد و این چاه‌ها با مشکل خشک شدن مواجه خواهند شد. بنابراین تحلیل این نقشه‌ها می‌تواند نقش مؤثری در توجیه تعیین سهم برداشت از آب زیرزمینی آبخوان داشته باشد. بررسی نقشه‌های جهت جریان نشان می‌دهد جریان آب زیرزمینی به طور کلی از شمال غرب و شمال شرق به طرف مرکز و جنوب شرق آبخوان است. شیب هیدرولیکی آبخوان در جنوب شرقی و قسمت مرکزی بیشتر از سایر قسمت‌های آبخوان است که دلیل آن تمرکز زیاد چاه‌های بهره‌برداری در این قسمت، به دلیل کیفیت مناسب آب آبخوان در این نواحی است. با توجه به جهت جریان آب زیرزمینی، بهتر است که در مناطق مرکزی دشت نیز از حفر هرگونه چاه جدید و یا کف کنی چاه‌های موجود جداً خودداری شود. زیرا حفر چاه جدید و کف کنی چاه‌های موجود در مرکز آبخوان که با کمترین افت مواجه است، به تشدید جریان زیرزمینی آب و تخلیه بیشتر آب و در نتیجه افت سریع آب در دیگر نواحی آبخوان منجر خواهد شد و روند خشک شدن چاه‌ها در حاشیه دشت را سرعت خواهد کرد.



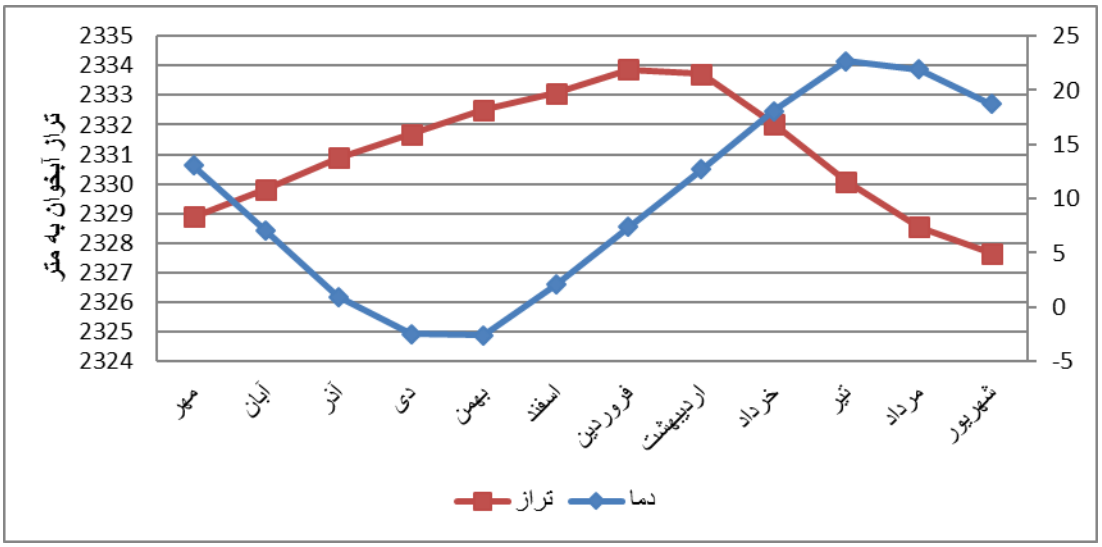
شکل۱۱: نقشه جهت جریان آب زیرزمینی در آبخوان دامنه

اثر عناصر اقلیمی بر تغییرات تراز دشت

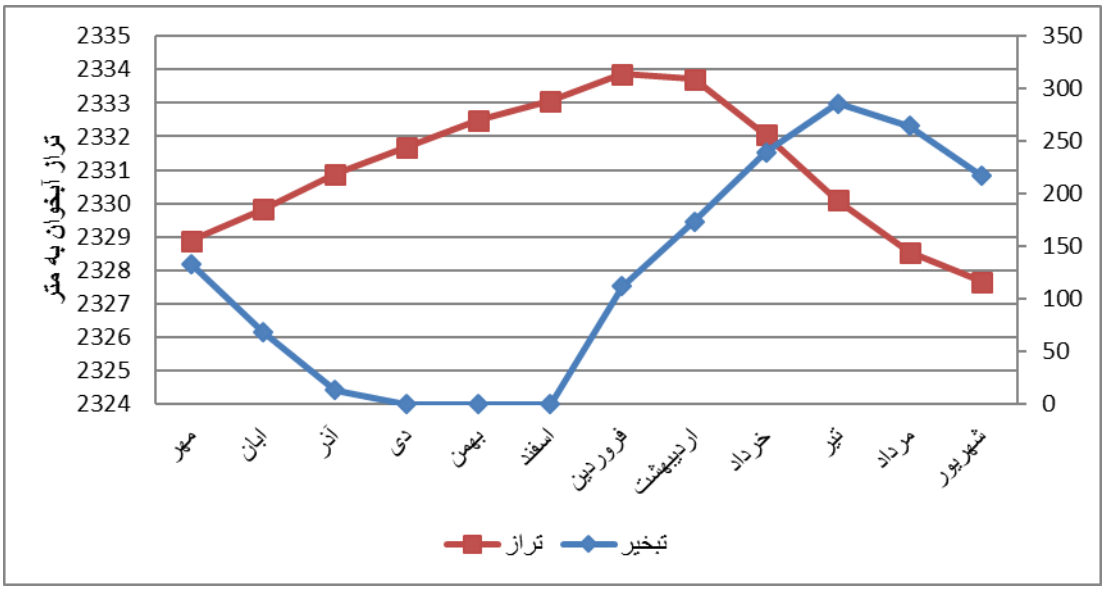
یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر بر تراز آب زیرزمینی، مقدار بارش است. بررسی و مقایسه خط روند متوسط ماهیانه بارش حوضه آبریز دامنه و متوسط ماهیانه تراز آب زیرزمینی در سطح آبخوان دامنه در شکل ۱۱ نشان دهنده ارتباط مستقیم بارش و تغییرات تراز آب زیرزمینی در مقیاس ماهیانه است. به این ترتیب که با افزایش میزان بارش در ماه‌های فصل زمستان و پاییز بر مقدار آب زیرزمینی نیز افزوده می‌گردد. از این رو بالاترین تراز هم‌زمان با بالاترین میزان بارش در ماه فروردین رخ می‌دهد. در ماه‌های فصل تابستان که بارش کاهش می‌یابد، سطح آب زیرزمینی نیز نقصان می‌یابد. البته باید به این نکته نیز اشاره داشت که فصل کشت در دامنه از اردیبهشت یعنی هم‌زمان با کاهش و یا توقف بارش آغاز می‌شود و بیشترین برداشت از آب زیرزمینی در زمان حداقل بارش (ماه‌های فصل تابستان) رخ می‌دهد. از این رو کاهش سطح آب زیرزمینی همزمان با کاهش بارش توجیه پذیر است (شکل ۱۲). با توجه به اینکه دما و تبخیر از جمله پارامترهای اقلیمی‌با اثر منفی بر نوسان آب زیرزمینی هستند، اثر این دو عنصر نیز بر تغییرات تراز آب مطالعه شد. بررسی نمودارهای تغییرات تراز آب نسبت به تبخیر و تعرق و دما نشان از ارتباط معکوس این عوامل با متوسط تراز سطح حوضه است (شکل ۱۳ و ۱۴). اگر چه افزایش دما و تبخیر و تعرق در فصل گرم سال با فصل کشت و افزایش برداشت از آب زیرزمینی در دامنه مواجه است. لیکن در ماه‌های گرم تابستان که دما و تبخیر افزایش می‌یابد، بر میزان برداشت آب زیرزمینی به‌علت افزایش نیاز آبی گیاه و کاهش فاصله زمانی بین دو آبیاری، افزوده می‌گردد به این ترتیب دما و تبخیر به‌صورت مستقیم و غیر مستقیم در افزایش برداشت از آب زیرزمینی مؤثر هستند.



شکل۱۲: مقایسه تغییرات ماهیانه بارش حوضه به میلی‌متر بر روی محور سمت راست و تراز آب‌های زیرزمینی درسطح آبخوان به متر بر روی محور سمت چپ نمودار در دوره آماری(۹۰-۱۳۷۰)



شکل ۱۳: مقایسه بین میانگین دمای ماهیانه حوضه به درجه سلسیوس بر روی محور سمت راست و تراز آب زیرزمینی به متر بر روی محور سمت چپ نمودار در دوره آماری(۹۰-۱۳۷۰)



شکل ۱۴: مقایسه میانگین تبخیر ماهیانه حوضه به میلی متر بر روی محور سمت راست و تراز آب زیرزمینی به متر بر روی محور سمت راست نمودار در دوره آماری(۹۰-۱۳۷۰)

بررسی ضرایب هم‌بستگی بین عوامل مؤثر در تراز آب زیرزمینی، نشان دهنده ارتباط مستقیم بارش و رابطه معکوس دما و تبخیر و مقدار برداشت آب برای مصارف کشاورزی با زمان تأخیر دو ماهه نسبت به سطح تراز آب زیرزمینی است. به این ترتیب که تغییرات عناصر اقلیمی‌دما، تبخیر و بارش، بعد از دو ماه بر سطح تراز آب زیرزمینی اثر می‌گذارد. ارتباط بارش با سطح تراز آب با ضریب همبستگی R=+۰/۳۷۰ در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار است. به این ترتیب با افزایش بارش میزان آب زیرزمینی افزایش می‌یابد. ارتباط دما، تبخیر و مقدار برداشت آب با تراز آب معکوس و به ترتیب با ضرایب هم‌بستگی ۰/۴۹۰-، ۰/۴۸۴- و ۰/۳۴۸- همگی در سطح ۰/۰۱ درصد معنادار هستند (جدول شماره ۱). روابط بین درجه حرارت، تبخیر و برداشت آب با بارش معکوس و به ترتیب با ضرایب هم‌بستگی ۰/۵۰۳-، ۰/۴۹۹- و ۰/۶۰۱- در سطح ۰/۰۱ درصد معنا دارند که قوی‌ترین ارتباط بین میزان بارش و برداشت آب وجود دارد (ردیف دوم جدول ۱). این رابطه نشان می‌دهد بین تغذیه (بارش) و مصرف (برداشت آب) تعادل برقرار نیست و میزان بارش به هیچ وجه جهت مصرف (برداشت آب) کافی نیست. با توجه به اینکه مدیریت بارش از عهده انسان خارج است، لذا ضروریست مصرف آب مدیریت گردد و از برداشت بی‌رویه جلوگیری به‌عمل آید و سیاست مناسب برای مدیریت برداشت اتخاذ گردد. بر اساس ردیف سوم ماتریس هم‌بستگی جدول ۱، بالاترین ضریب هم‌بستگی بین درجه حرارت و میزان تبخیر R=+۰/۹۴۵ به‌دست آمده است که کاملاً منطقی است. با این حال بین درجه حرارت و برداشت آب رابطه مثبت با ضریب R=+۰/۷۸۵ وجود دارد. به این ترتیب که با افزایش دمای هوا میزان برداشت آب نیز بیشتر شده است. همچنین رابطه بین تبخیر و میزان برداشت با ضریب همبستگی R=+۰/۷۳۱ در سطح ۰/۰۱ معنادار است. لذا با افزایش تبخیر میزان برداشت افزایش می‌یابد.

جدول شماره ۲: ماتریس هم‌بستگی بین تغییرات تراز آبخوان دامنه و عوامل مؤثر برآن

		تراز آب	بارش	درجه حرارت	تبخیر	برداشت آب
تراز آب	ضریب هم‌بستگی پیرسون	۱	۰/۳۸۰**	-۰/۴۹۰**	-۰/۴۸۴**	-۰/۳۴۸**
	دو دنباله		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۱
	تعداد	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴
بارش	ضریب هم‌بستگی پیرسون	۰/۳۸۰**	۱	-۰/۵۰۳**	-۰/۴۹۹**	-۰/۶۰۱**
	دو دنباله	۰/۰۰۰		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
	تعداد	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴
درجه حرارت	ضریب هم‌بستگی پیرسون	-۰/۴۹۰**	-۰/۵۰۳**	۱	۰/۹۴۵**	۰/۷۸۵**
	دو دنباله	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
	تعداد	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴
تبخیر	ضریب هم‌بستگی پیرسون	-۰/۴۸۴**	-۰/۴۹۹**	۰/۹۴۵**	۱	۰/۷۳۱**
	دو دنباله	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰		۰/۰۰۰
	تعداد	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴
برداشت آب	ضریب هم‌بستگی پیرسون	-۰/۳۴۸**	-۰/۶۰۱**	۰/۷۸۵**	۰/۷۳۱**	۱
	دو دنباله	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	
	تعداد	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴	۹۴

***هم‌بستگی در سطح خطای ۰/۰۱ درصد معنادار است.*

بر اساس رابطه رگرسیونی زیر می‌توان مقدار سطح ایستابی یا تراز آب‌های زیر زمینی (L) را بر مبنای مقدار بارش (P)، مصرف (C)، درجه حرارت (T) و میزان تبخیر (E) محاسبه نمود. در این رابطه مقادیر بر حسب متوسط ماهیانه قابل جانمایی هستند. روابط منفی مصرف آب، درجه حرارت و تبخیر با سطح ایستابی و رابطه مثبت بارش با سطح ایستابی در رابطه رگرسیونی قابل مشاهده است.

رابطه شماره ۱:

$$L = 2326.8 + 0.027P - 0.053C - 0.206T - 0.004E$$

نتیجه‌گیری

آبخوان دامنه در منطقه فریدن اصفهان از جمله آبخوان‌هایی است که در سال‌های اخیر، به‌علت بهره‌برداری بی‌رویه با بحران افت شدید سطح آب زیرزمینی مواجه شده است. با توجه به متوسط بارش حوضه (۳۳۷/۵۳ میلی‌متر) و مساحت ۴۲۶ کیلومتر مربع حوضه، سالانه ۱۴۳/۸ میلیون متر مکعب آب در سطح حوضه فرومی‌ریزد که به‌عنوان تغذیه خام حوضه محسوب می‌گردد. در صورتی‌که تمام این آب به تغذیه آبخوان برسد، با عنایت به اینکه هیچ رودخانه‌ای حوضه را تغذیه نمی‌کند، اجازه داریم سالانه ۱۴۳/۸ میلیون مترمکعب از آبخوان برداشت نمایم. در صورتی که می‌دانیم میزان تخلیه از ۱۴۳/۱ میلیون متر مکعب در سال آبی ۸۰-۸۱ به ۲۳۱/۲ میلیون مترمکعب در آبی ۸۸-۸۷ افزایش داشته و میزان تخلیه ۱/۶ برابر تغذیه است. اگر بخواهیم ترازنامه دشت حفظ شود باید میزان برداشت را در سطح ۱۴۳ میلیون متر مکعب حفظ کنیم. بررسی نقشه‌های تراز و نقشه‌های هم‌افت آب زیرزمینی نشان داد، در برخی مناطق تا ۴۴ متر سطح تراز آب زیرزمینی افت داشته است. از سویی دیگر بررسی نقشه‌های جهت حرکت آب زیرزمینی نیز نشان می‌دهد آب از نواحی اطراف آبخوان به مرکز آبخوان در حرکت است از این رو لازم است بر روند برداشت آب زیرزمینی مدیریت قاطع اعمال داشت، زیرا کف کنی و افزایش برداشت توسط چاه‌های مرکزی دشت، به‌شدت به ضرر چاه‌های حاشی‌های دشت است و موجب خشک شدن آن‌ها می‌شود. بررسی نمودارها و ضرایب هم‌بستگی عناصر اقلیمی‌بارش، دما و تبخیر با تراز آب، گویای ارتباط کاملا مستقیم بارش با تراز ایستابی دشت و ارتباط معکوس دما، تبخیر و میزان برداشت با تراز ایستابی دشت است. به‌طوری که ۵۹/۵ درصد تغییرات تراز دشت، توسط بارش تبیین می‌گردد. بررسی ضرایب هم‌بستگی ($R=-۰/۶۰۱$) بین بارش و میزان تغذیه نشان می‌دهد بین تغذیه (بارش) و مصرف (برداشت آب) به هیچ وجه تعادل برقرار نیست و میزان بارش کفایت مصرف (برداشت آب) را نمی‌کند. با توجه به اینکه مدیریت بارش در حیطه اختیارات انسان نیست ضروریست روند بهره‌برداری به گونه‌ای تنظیم گردد که مقدار تغذیه از طریق بارش، بتواند جوابگوی مقدار تخلیه آبخوان برای مصرف کشاورزی باشد.

تقدیر و تشکر: از مسئولین محترم بخش آب‌های زیرزمینی اداره کل آب منطقه‌ای استان اصفهان به‌خصوص آقای مهندس دُری و آقای مهندس سیدی پور به‌خاطر بذل مساعدت در خصوص در اختیار قرار دادن داده‌های مربوط به تراز آب دشت دامنه تقدیر و تشکر به‌عمل می‌آید.

منابع

- آروین، عباسعلی؛ شائمی، اکبر و الماسی، فاطمه (۱۳۹۰). بررسی ارتباط بارش و افت سطح ایستابی (مطالعه موردی آبخوان ساوه)، چهارمین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۱۳ و ۱۴ اردیبهشت، دانشگاه صنعتی امیر کبیر، تهران، صص ۱۳-۱.
- اکبری، مرتضی؛ جرگه، محمدرضا و مدنی سادات، حمید (۱۳۸۸). بررسی افت سطح آب‌های زیرزمینی با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)؛ (مطالعه موردی: آبخوان دشت مشهد)، پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۱۶، شماره ۴، صص ۷۸-۶۳.
- بهارلویی، محسن (۱۳۹۲). تأثیر نوسانات بارش بر آب‌های زیرزمینی دشت دامنه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی گرایش اقلیم شناسی در برنامه‌ریزی محیطی ، استاد راهنما: عباسعلی آروین ، دانشگاه پیام نور اصفهان.
- طباطبائی، سید حسن (۱۳۷۷). مدل ریاضی و مدیریتی سفره آب زیرزمینی دشت دامنه فریدن اصفهان با تاکید بر تغذیه مصنوعی، استاد راهنما سعید اسلامیان، دانشگاه صنعتی اصفهان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته آبیاری و زهکشی.
- کردوانی، پرویز (۱۳۹۱). منابع و مسائل آب در ایران، جلد اول-آب‌های سطحی و زیرزمینی و مسائل بهره‌برداری از آنها، انتشارات دانشگاه تهران.
- محمدی، حسینمراد و شمسی پور، علی اکبر (۱۳۸۲). تاثیر خشکسالی‌های اخیر در افت منابع آب زیرزمینی دشت‌های شمال همدان، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۵، صص ۱۳۰-۱۱۵.

رحمانی، علیرضا و سدهی، مرتضی (۱۳۸۳). پیش‌بینی تغییرات سطح آب زیرزمینی دشت همدان- بهار با مدل سری‌های زمانی، آب و فاضلاب دوره ۱۵ , شماره ۳ (مسلسل ۵۱) ، صص۴۲-۴۹.

عزیزی، قاسم (۱۳۸۲). ارتباط خشک‌سالی‌های اخیر و منابع آب زیرزمینی در دشت قزوین، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۶، صص ۱۴۳-۱۳۱.

- نادریان، محمد و انصاری‌فر، حسین (۱۳۹۰). ارزیابی اثرات شدت-مدت خشک‌سالی‌ها در مقیاس زمانی گوناگون بر نوسان‌های سطح آب زیرزمینی (مطالعه موردی: دشت نیشابور)، مهندسی منابع آب، جلد ۴ شماره ۲ ، صص ۱۶-۱.
- همتی، رسول (۱۳۹۲). تعیین نقاط جهش در سری‌های زمانی به روش من کندال:

http://www.pishbin.blogsky.com

- مرکز آمار و اطلاعات آب‌های زیرزمینی سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان.

Allen, D. M. , Mackiem D. C. , Wei, M. (2004), Groundwater and climate change: a sensitivity analysis for the Grand Forks aquifer, southern British Columbia, Canada, Hydrogeology Journal, Volume 12, Issue 3, pp 270-290.

Dao-Yi. Gong (2004), Daily precipitation changes in the semi-arid region over northern china Journal of arid environments, vol. 59,Issue 4, pp. 771-774.

Dogan, M. and Ozgenc Aksoy, A. (2013), Investigation of the relation between meteorological parameters, North Atlantic Oscillation and groundwater levels in Torbali Region, Turkey. Water and Environment Journal, Volume 27: pp 138–145.

Inge E. M. de Graaf, Rens (L. P. H.) van Beek, Tom Gleeson, Nils Moosdorf3, Oliver Schmitz Edwin H. Sutanudjaja, and Marc F. P. Bierkens, (2016), A global-scale two-layer transient

groundwater model: development and application to groundwater depletion, Hydrol. Earth System Sciences, 121, pp 1-30

Lekan, O., Shakirudeen, O. (2010), Climate Change Impact on Water Resources at the in West Africa: The Cases of the Senegal, Niger and Volta Basins.

Meixner, T., Andrew, H., Manning, David A. Stonestrom, Diana M. Allen, Hoori Ajami, Kyle W. Blasch, Andrea E. Brookfield, Christopher L. Castro, Jordan F. Clark, David J. Gochis, Alan L. Flint, Kirstin L. Neff, Rewati Niraula, Matthew Rodell, Bridget R. Scanlon, Kamini Singha, Michelle A. Walvoord, (2016), Implications of projected climate change for groundwater recharge in the western United States, Journal of Hydrology, Vol. 534 124–138

Mikko I., Jyrkama, Jon F. Sykes, (2007), The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario) Journal of Hydrology, Volume 338, Issues 3–4, Pp 237–250.

Goderniaux, P., Hayley J. Fowler, Blenkinsop, S., Therrien, R., Orban, Ph., Dassargues, A. (2009), Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves, Journal of HydrologyVolume 373, Issues 1–2, Pages 122–138.

Sayana, V. B. M., (2010), Groundwater responses to artificial recharge of rainwater in Chennai, India: acase study in an educational institution campus.124-130.

Zaporozee, A., (1980), Drought and groundwater levels in Northern Wisconsin, Geoscience Wisconsin, 5-92.

Zhuoheng Chen, Stephen E Grasby, Kirk G Osadetz, (2002), Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model, Journal of Hydrology, Volume 260, Issues 1–4, Pages 102–117.

Srinivasan, D., Velmurugan, T. (2014), Ground water Evaluation of Chinnar watershed (Koneri sub- watershed) Perambalur Dt With Arc GIS Platform, International Journal of Recent Development in Engineering and Technology, Volume 2, Issue 1, Pp 28-32.