Archive of SID

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۳، شماره ۱، فروردین – اردیبهشت ۱۳۹۸، ص. ۴۹-۳۷

Journal of Water and Soil
Vol. 33, No. 1, Mar.-Apr. 2019, p. 37-49

تخمین تغذیه به آبخوان الشتر در استان لرستان

زیبا عربی جوانمرد[۱]- هادی جعفری[۲*]

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۱۹
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۰۶

چکیده

تخمین تغذیه یکی از مباحث اساسی در مدیریت منابع آب زیرزمینی می‌باشد. در این تحقیق میزان تغذیه به آبخوان آزاد آبرفتی الشتر با مساحت ۱۲۸ کیلومتر مربع با سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب، محاسبه شده است. به‌منظور تخمین تغذیه در روش نوسانات سطح ایستابی مقدار آبدهی ویژه بر اساس بافت غالب خاک در لاگ‌های حفاری، حدود ۵ درصد در نظر گرفته شد و متوسط مقدار تغذیه‌ی سالانه با استفاده از این روش حدود ۲۸/۳ میلیون متر مکعب تخمین زده شد. افزایش تغذیه‌ی سالانه‌ی آبخوان الشتر با زمان که بر اساس نتایج حاصل از روش نوسان سطح ایستابی استنباط شد، به افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای مربوط شده که در اثر افت ممتد سطح آب زیرزمینی در آبخوان ایجاد شده است. میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی ۴۰/۲۳ میلی‌گرم بر لیتر و متوسط غلظت کلر بارش برابر ۶/۴ میلی‌گرم بر لیتر اندازه‌گیری شد و بنابراین مقدار تغذیه با استفاده از روش بیلان جرمی کلر حدود ۱۰ میلیون مترمکعب برآورد شده است. مقدار تغذیه‌ی سالانه با استفاده از روش بیلان آب حدود ۳۲/۴ میلیون متر مکعب تخمین زده شده است. نتایج حاصل از دو روش نوسان سطح ایستابی و بیلان آب نسبتاً مشابه بوده که تأیید کننده‌ی میزان تغذیه کل به آبخوان (یعنی مجموع تغذیه ناشی از بارش و آب برگشتی کشاورزی) می‌باشند. با کسر آب برگشتی از تغذیه کل، تغذیه ناشی از بارش حدود ۱۰ تا ۲۲ (متوسط ۱۷) میلیون متر مکعب برآورد شده که بیانگر ضریب تغذیه ۲۸ درصد می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: الشتر، بیلان آب، بیلان جرمی کلر، نوسانات سطح ایستابی

مقدمه

استفاده از آب‌های زیرزمینی مهم و اساسی بوده و اغلب در توسعه اقتصادی و اجتماعی در محدوده گسترده‌ای از جهان به خصوص در نواحی نیمه‌خشک جایی که منابع آب سطحی غیرقابل اعتماد و دارای توزیع نامناسب هستند، اهمیت دارند (۲). ارزیابی منابع آب زیرزمینی وابسته به چندین فاکتور بوده که در بین آنها تخمین تغذیه آب زیرزمینی یک فاکتور مهم می‌باشد. درک فرآیند تغذیه و تعیین نرخ تغذیه‌ی طبیعی برای مدیریت منابع آب زیرزمینی مفید می‌باشد (۱۸). تغذیه معرف جریان رو به پایین به سمت سطح ایستابی و اضافه شدن آب به ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد (۶ و ۱۱). تکنیک‌های مختلف تخمین تغذیه بر اساس مناطق هیدرولیکی به سه گروه تکنیک‌های آب سطحی، منطقه غیراشباع و منطقه اشباع تقسیم می‌شوند. در هر کدام از این مناطق، تغذیه به روش‌های فیزیکی، ردیابی و مدل‌سازی عددی قابل تخمین می‌باشد (۱۷). هر یک از این روش‌ها برای به کارگیری و درستی نتایج دارای محدودیت‌هایی می باشند (۱۵).

در میان روش‌های موجود برای تخمین تغذیه، روش نوسانات سطح ایستابی (WTF[۳]) یکی از روش‌هایی است که به طور گسترده برای تخمین تغذیه در شرایط آب و هوایی مختلف استفاده می‌شود (۱۷). استفاده از این روش نیازمند شناخت آبدهی ویژه و تغییرات سطح ایستابی در زمان می‌باشد. روش نوسانات سطح ایستابی مبتنی بر بالا آمدن سطح آب در آبخوان آزاد در نتیجه‌ی تغذیه‌ی آب نفوذ یافته به سطح ایستابی می‌باشد (۱۷). روش نوسانات سطح ایستابی نتایج قابل اعتمادی در مناطق با شیب هیدرولیکی کم دارد (۵).

روش بیلان جرمی کلر (CMB[۴]) یک روش ساده و ارزان، برای تخمین تغذیه می‌باشد. از این روش به طور گسترده برای تخمین تغذیه در نواحی خشک و نیمه‌خشک جهان استفاده می‌شود (۲۰). روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه در مقیاس مکانی و زمانی

۱ و ۲- دانشجوی کارشناسی ارشد و استادیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
(*- نویسنده مسئول: Email: h_jafari@shahroodut.ac.ir)
DOI: 10.22067/jsw.v33i1.74869

3- Water table fluctuation
4- Chloride mass balance

www.SID.ir

Archive of SID

مختلف استفاده می‌شود. از این روش در محدوده‌ی زمانی یک سال تا هزاران سال و مقیاس مکانی متر تا چندین کیلومتر مربع می‌توان استفاده نمود. استفاده از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه مبتنی بر میزان کلر در بارش و رسوب خشک اتمسفر بوده که به وسیله جریان پایین‌رو آب به سطح آب زیرزمینی انتقال داده می‌شود (۱۹). تخمین تغذیه از اندازه‌گیری مستقیم غلظت کلر در رابطه با آب تغذیه شده به دست می‌آید.

از روش‌های دیگر تخمین تغذیه روش بیلان آب می‌باشد. روش بیلان آب برای تخمین تغذیه می‌تواند در منطقه‌ی اشباع و غیراشباع استفاده شود. یکی از مزایای استفاده از روش بیلان آب این است که تغذیه معمولاً از اطلاعات در دسترس (یعنی بارش، رواناب و سطح آب) به آسانی و با سرعت تخمین زده می‌شود. بیلان جرمی آب در یک دوره زمانی که به صورت اختلاف بین کل ورودی‌ها و کل خروجی‌ها بیان می‌شود، برابر تغییرات در حجم ذخیره بیلان می‌باشد.

مطالعات زیادی در زمینه‌ی تخمین تغذیه با روش‌های مختلف انجام شده است. میزان تغذیه ناشی از بارش به آب زیرزمینی در حوضه توری (Turi) با مساحت ۱۶۰ کیلومتر مربع در شمال چین با روش بیلان جرمی کلر تقریباً ۱۵۵۰۰ متر مکعب در روز برآورد شده است (۷). از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه در شمال غربی چین در حوضه وایت ولتا (White Wolta) در سال ۲۰۰۶ استفاده شده و مقدار تغذیه در این ناحیه با میانگین بارش سالانه ۹۹۰ میلی‌متر حدود ۳۴ تا ۱۸۲/۸ میلی‌متر به ترتیب برابر ۳/۴ تا ۱۸/۵ درصد میانگین بارش سالانه برآورد شده است (۱۳). از روش بیلان جرمی کلر برای تخمین تغذیه آب زیرزمینی در شمال شرقی غنا برای یک دوره ۱۰ ماهه استفاده شده است. مقدار تغذیه‌ی سالانه آب زیرزمینی در این ناحیه در حدود ۳۴ تا ۱۸۲ میلی‌متر (۳/۱۹ درصد میانگین بارش سالانه) محاسبه شده است (۱۴). مقدار تغذیه در آبخوان جیجو (Jeju) کره با استفاده از سه روش نوسانات سطح ایستابی، موازنه‌ی جرمی کلر و زمان ماندگاری تریتیوم در آب‌های زیرزمینی حدود ۴۲۹ تا ۶۸۷ میلی‌متر در سال برآورد شده است (۵). تغییرات زمانی و مکانی در حوضه ناشی از تغییرات زمانی و مکانی بارش، تبخیر و تعرق و همین‌طور محدوده گسترده‌ی مقدار تخلخل و آبدهی ویژه آبخوان می‌باشد. در منطقه تیاروی (Thiaroye) از روش بیلان جرمی کلر و ایزوتوپ‌های محیطی و همین‌طور نوسانات سطح ایستابی برای تخمین تغذیه در طول دوره زمانی ۲۰۱۱-۲۰۱۰ استفاده شده است. مقدار تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی بین ۱۸ تا ۱۴۴ میلی‌متر در سال در طول فصل بارندگی و با استفاده از روش بیلان جرمی کلر حدود ۸/۷ تا ۷۳ میلی‌متر در سال محاسبه شده است. در این مطالعه روش نوسانات سطح ایستابی مقدار نفوذ از باران و آب‌های برگشتی را نشان می‌دهد، درحالی‌که روش بیلان جرمی کلر فقط تغذیه‌ی ناشی از بارش را محاسبه نموده است (۴). میزان تغذیه‌ی آب زیرزمینی برای حوضه‌ی آبریز واقع در اتیوپی (Ethiopia) با آب و هوای گرمسیری با استفاده از روش بیلان جرمی کلر ۲۷۳ میلی‌متر یا ۲۵ درصد میانگین بارش در حوضه محاسبه شده است (۳).

منطقه‌ی مورد مطالعه در این تحقیق در استان لرستان واقع شده است. بخش اعظم آب زیرزمینی در این منطقه به مصرف کشاورزی می‌رسد، که این موضوع ضمن اعمال فشار زیاد به آبخوان، افت ممتد سطح آب زیرزمینی را در پی داشته است (۱). بنابراین برآورد تغذیه آب زیرزمینی برای ارزیابی و چگونگی بهره‌برداری از این آبخوان ارزشمند لازم و ضروری می‌باشد. لذا هدف از مطالعه حاضر تخمین تغذیه به آبخوان الشتر با استفاده روش‌های مختلف شامل نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب می‌باشد.

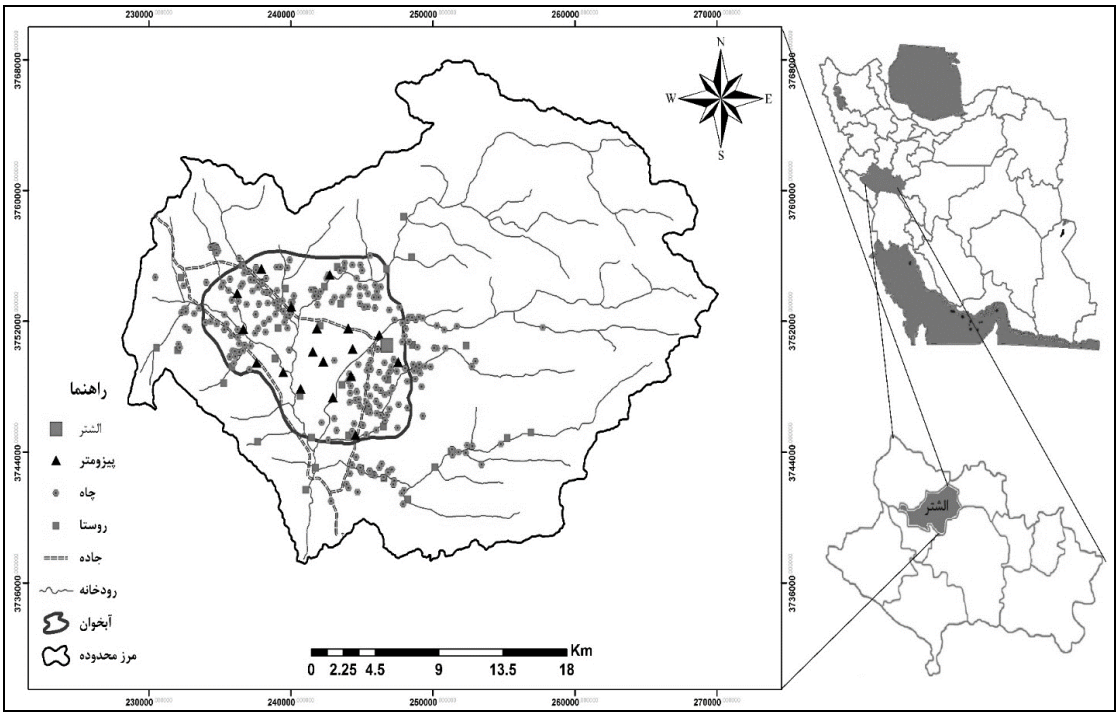
مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

محدوده‌ی مطالعاتی الشتر (شکل ۱) در بخش مرکزی شهرستان سلسله (الشتر) در استان لرستان در جنوب غربی ایران بین طول جغرافیایی ´۰۲ °۴۸ تا ´۳۱ °۴۸ شرقی و عرض جغرافیایی ´۴۳ °۳۳ تا ´۰۵ °۳۴ شمالی واقع شده است. وسعت حوضه آبریز الشتر ۷۹۹/۶ کیلومتر مربع می‌باشد که از این مقدار ۲۰۰/۶ کیلومتر مربع دشت با متوسط ارتفاع ۱۶۲۵/۸ متر و ۵۹۹ کیلومتر مربع ارتفاعات با متوسط ارتفاع ۲۲۶۰/۹ متر می‌باشد. رودخانه‌ی دائمی و مهم در این منطقه رودخانه‌ی الشتر می‌باشد. رودخانه‌ی الشتر از ناحیه‌ی شمال شرقی وارد دشت الشتر شده و محل خروجی این رودخانه ناحیه جنوبی دشت می‌باشد. با توجه به انحنای خطوط هم‌پتانسیل ترسیم شده برای آبخوان الشتر (شکل ۲) این رودخانه گیرنده بوده و به وسیله آبخوان تغذیه می‌شود (۱). طبق مطالعات ژئوفیزیک و هیدروژئولوژی انجام شده در دشت الشتر (۱۶) یک آبخوان دایره‌ای شکل آزاد آبرفتی با مساحت حدود ۱۲۸ کیلومتر مربع تقریباً در غرب محدوده‌ی مطالعاتی تشکیل شده است (شکل ۱). ضخامت رسوبات آبرفتی در دشت بین ۲۵ تا ۱۵۰ متر متغیر می‌باشد. در محدوده مطالعاتی الشتر ۳۲۲ حلقه چاه وجود دارد که به منظور تأمین آب در بخش‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرند (شکل ۱). بر اساس اطلاعات اخذ شده از ایستگاه‌های هواشناسی موجود در این محدوده، میانگین بارندگی سالانه برابر ۴۷۱ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه برابر ۱۲ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. حداکثر بارش در بهمن ماه برابر با ۲۱۹/۵ میلی‌متر اندازه‌گیری شده است. از نظر زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه الشتر در منطقه‌ی (زون) زاگرس قرار دارد (۱۶).

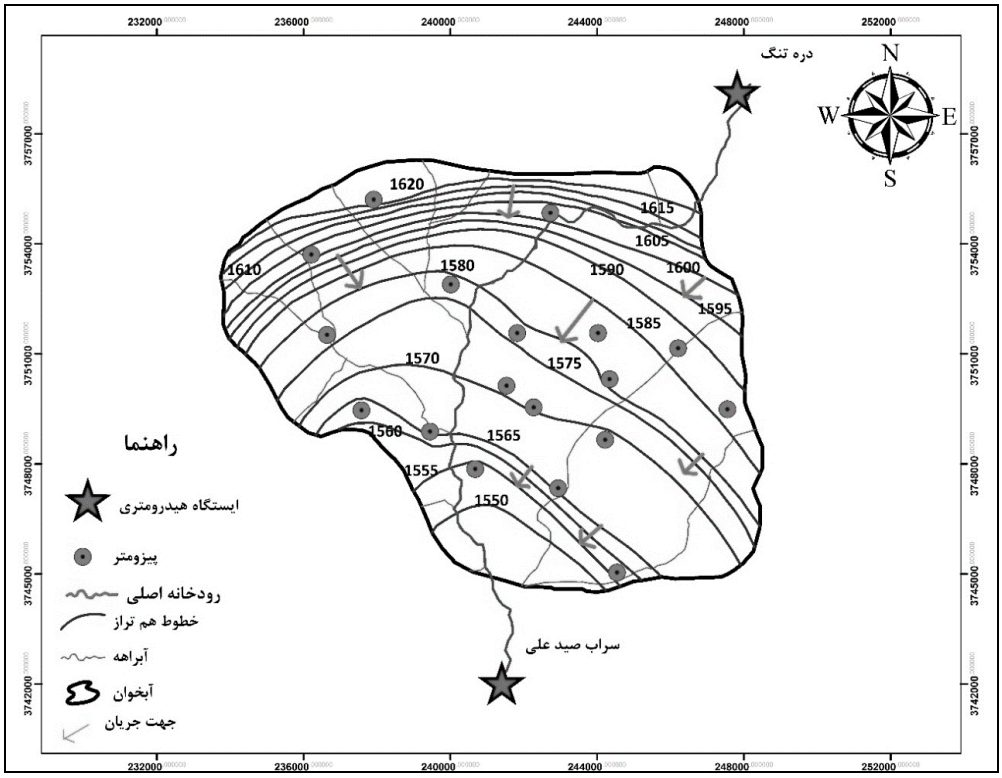
www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱- موقعیت محدوده مطالعاتی الشتر

Figure 1– Location map of the Aleshtar study area



شکل ۲- نقشه هم‌پتانسیل آبخوان الشتر (مهر۹۳)

Figure 2- Groundwater equi-potential map of the Aleshtar aquifer (Oct. 2014)

www.SID.ir

Archive of SID

روش‌شناسی

در این مطالعه داده‌های سطح آب زیرزمینی در ۱۸ حلقه پیزومتر (شکل ۲) که به صورت ماهانه توسط آب منطقه‌ای شهرستان الشتر اندازه‌گیری می‌شوند، در دوره‌ی زمانی ۱۱ ساله (۱۳۹۳-۱۳۸۲) جمع آوری و بررسی شده است. مقدار آبدهی ویژه آبخوان براساس بافت غالب خاک در لاگ حفاری پیزومترها در آبخوان تعیین گردید. آبدهی ویژه در محدوده هر پیزومتر براساس مقادیر آبدهی ویژه رسوبات در منابع معتبر و با عنایت به تجربیات صحرایی اندازه‌گیری آبدهی ویژه براساس نتایج آزمون‌های پمپاژ (۹ و ۱۰) در نظر گرفته شد.

به منظور تخمین تغذیه از سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب استفاده گردید.

برای محاسبه‌ی تغذیه با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی، ابتدا مقدار بالاآمدگی (خیز) سطح آب (ΔH) که برابر با اختلاف بین نقطه‌ی اوج هیدروگراف و نمودار بازگشت می‌باشد محاسبه شد و سپس با استفاده از معادله‌ی (۱) مقدار تغذیه برای دوره‌ی زمانی (Δt) یک ساله برای هر پیزومتر به صورت جداگانه محاسبه گردید.

$$R = S_y \Delta H / \Delta t \qquad (۱)$$

در این معادله R تغذیه بر حسب متر در سال و S_y آبدهی ویژه می‌باشد.

به منظور محاسبه‌ی تغذیه با استفاده از روش بیلان جرمی کلر مقدار بارش سالانه، غلظت کلر در آب زیرزمینی و غلظت کلر در بارش اندازه‌گیری شده و با استفاده از معادله‌ی (۲) مقدار تغذیه تخمین زده شد. میزان کلر در آب زیرزمینی در آبخوان الشتر در ۳۳ حلقه چاه (شکل ۳) به روش تیتراسیون اندازه‌گیری و میانگین غلظت کلر آبخوان تعیین گردید (۱۲). بارش در ۵ نقطه از آبخوان نمونه‌برداری و مقدار کلر اندازه‌گیری شد.

(شکل ۳). در ادامه میزان تغذیه به روش بیلان جرمی کلر با استفاده از معادله زیر محاسبه گردید:

$$R = \frac{PC_p}{C_{gw}} \qquad (۲)$$

در این معادله R تغذیه سالانه آب زیرزمینی (mm)، P بارش سالانه (mm)، C_p غلظت کلر در بارش (mg/l) و C_{gw} غلظت کلر در آب زیرزمینی (mg/l) می‌باشد.

در این مطالعه به منظور تخمین تغذیه با استفاده از روش بیلان آب از معادله (۳) استفاده گردید.

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + P^{gw} + ET^{gw} + \Delta s^{gw} \qquad (۳)$$

R تغذیه به آب زیرزمینی، Q_{off}^{gw} جریان زیرزمینی خروجی، Q_{on}^{gw} جریان زیرزمینی ورودی، Q^{bf} زهکشی از آب زیرزمینی، P^{gw} پمپاژ از آب زیرزمینی، ET^{gw} تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی و Δs^{gw} تغییرات به وجود آمده در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. تغییرات در ذخیره آبخوان با استفاده از معادله (۴) محاسبه شد.

$$\Delta V = A \times S_y \times \Delta h \qquad (۴)$$

A مساحت آبخوان (km^2)، S_y آبدهی ویژه، Δh میزان بالا آمدن (خیز) یا پایین رفتن (افت) سطح ایستابی (m) و ΔV تغییرات حجم ذخیره آبخوان (m^3/y) می‌باشد.

نتایج و بحث

تخمین تغذیه

در این مطالعه به منظور تخمین تغذیه از سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب استفاده گردید.

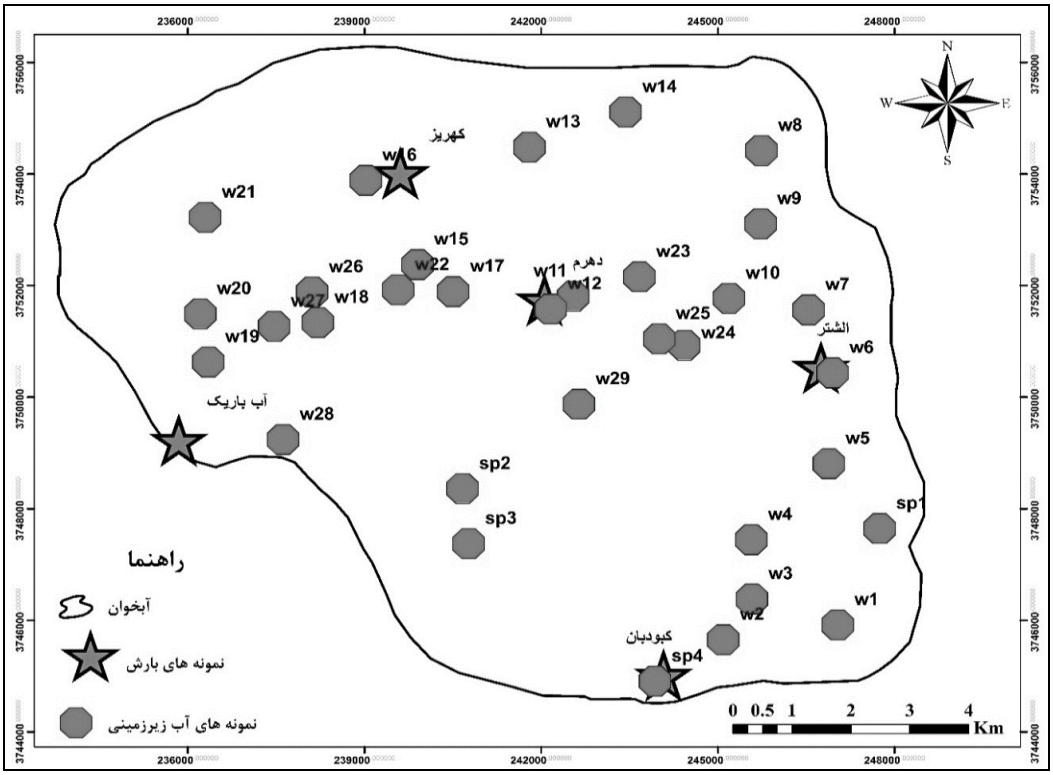
۱- روش نوسانات سطح ایستابی

به دلیل عدم انجام آزمونهای پمپاژ در دشت الشتر، در این تحقیق آبدهی ویژه بر اساس بافت غالب خاک در لاگ حفاری پیزومترها تخمین زده شده است. با توجه به نتایج دانه‌بندی در لاگ حفاری پیزومترها، رسوبات در حاشیه‌ی آبخوان ماسه‌ای با آبدهی ویژه تخمینی حدود ۸ درصد بوده که به سمت خروجی آبخوان به رسی و سیلتی با آبدهی ویژه حدود ۴ درصد تغییر می‌یابد. با توجه به محاسبات (۱)، میانگین آبدهی ویژه در آبخوان الشتر برابر با ۵ درصد تخمین زده شد.

مقدار تغذیه در دوره ۱۱ ساله (۸۳-۸۲ تا ۹۳-۹۲) با استفاده از داده‌های سطح آب در ۱۸ حلقه پیزومتر حفر شده در آبخوان الشتر بر اساس معادله (۱) محاسبه شد. بدین منظور بالاآمدگی (خیز) سالانه‌ی سطح ایستابی ناشی از تغذیه در هر یک از پیزومترها در دوره‌ی مورد بررسی با استفاده از هیدروگراف آن‌ها اندازه‌گیری شد. شکل ۴ متوسط بالاآمدگی سطح ایستابی در پیزومترهای حفر شده در آبخوان الشتر در دوره‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود بیشترین بالاآمدگی در سطح ایستابی در محدوده‌ی پیزومترهای واقع در بخش غربی آبخوان دیده می‌شود. پس از محاسبه‌ی بالاآمدگی سالانه در هر پیزومتر، مقدار تغذیه از حاصلضرب بالاآمدگی در آبدهی ویژه محاسبه شده و از جمع جبری مقادیر تمامی پیزومترها، تغذیه‌ی سالانه به آبخوان تعیین شده که در جدول ۱ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود بیشترین مقدار تغذیه در سال آبی ۸۹-۸۸ با بارش ۶۰۵ میلی‌متر برابر با ۳۸/۲۵ میلیون متر مکعب و کمترین تغذیه در سال آبی ۸۷-۸۶ با بارش ۳۸۳/۵ میلی‌متر برابر با ۱۸/۴ میلیون متر مکعب رخ داده است. مقدار میانگین تغذیه سالیانه به آبخوان الشتر بر اساس روش نوسان سطح ایستابی برابر با ۲۸/۳ میلیون متر مکعب می‌باشد.

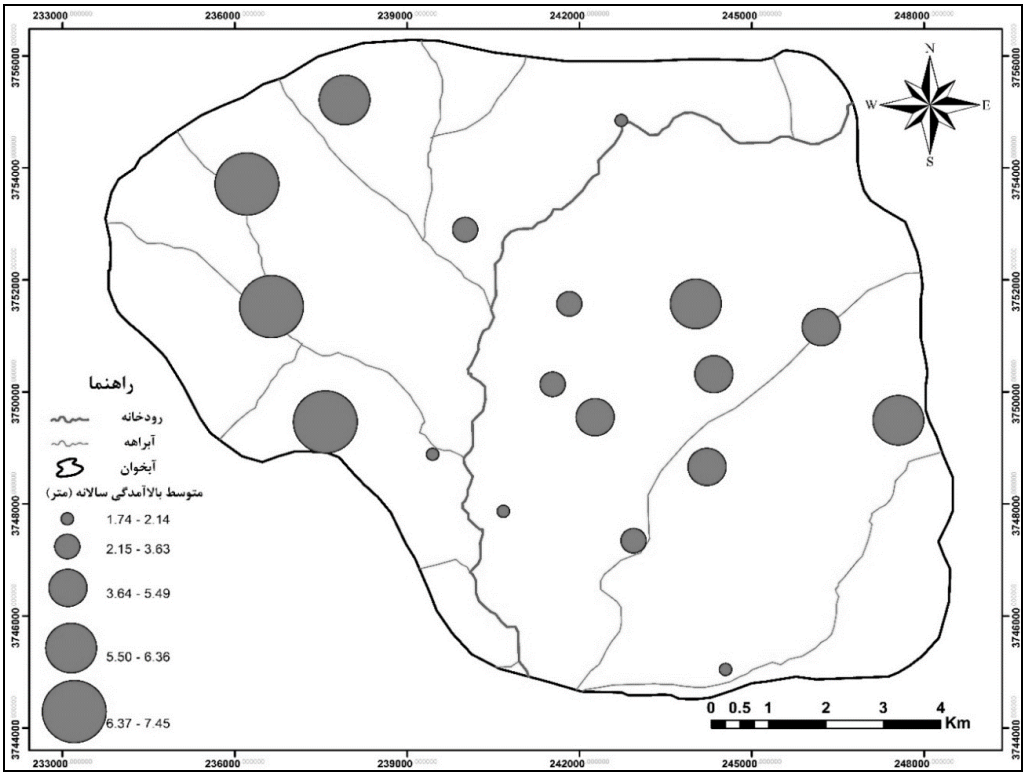
www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۳- موقعیت نقاط نمونه برداری از آب زیرزمینی و بارش در محدوده آبخوان الشتر برای اندازه‌گیری کلر

Figure 3- Groundwater and rainfall sampling points throughout the Aleshtar aquifer area for chloride measurement



شکل ٤- متوسط بالاآمدگی سالانه سطح ایستابی در دوره تغذیه در پیزومترهای آبخوان الشتر

Figure 4-The average annual rise of water table in piezometers of the Aleshtar aquifer during the recharge period

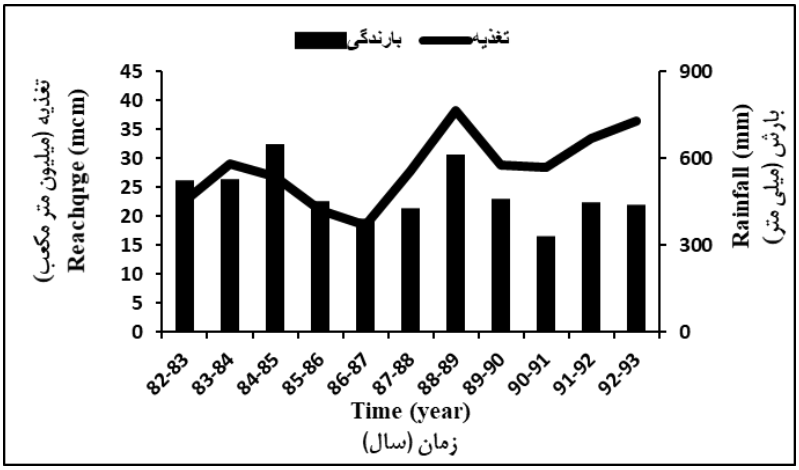
www.SID.ir

Archive of SID

جدول ۱- تخمین تغذیه سالانه به آبخوان الشتر بر اساس روش نوسان سطح ایستابی

Table 1- Estimating annual recharge to Aleshtar aquifer using the water-table fluctuation (WTF) method

سال آبی Water-year	بارش Precipitation (mm)	تغذیه Recharge (million cubic meter)
82-83	518.5	22.70
83-84	522.0	28.98
84-85	639.0	26.79
85-86	443.0	21.08
86-87	383.5	18.40
87-88	420.0	27.92
88-89	605.0	38.25
89-90	453.5	28.90
90-91	324.0	28.54
91-92	441.0	33.48
92-93	434.0	36.38
میانگین سالانه Annual average	**471.0**	**28.30**



شکل ۵-سری زمانی مقدار بارش و تغذیه به آبخوان الشتر (محاسبه شده به روش نوسان سطح ایستابی)

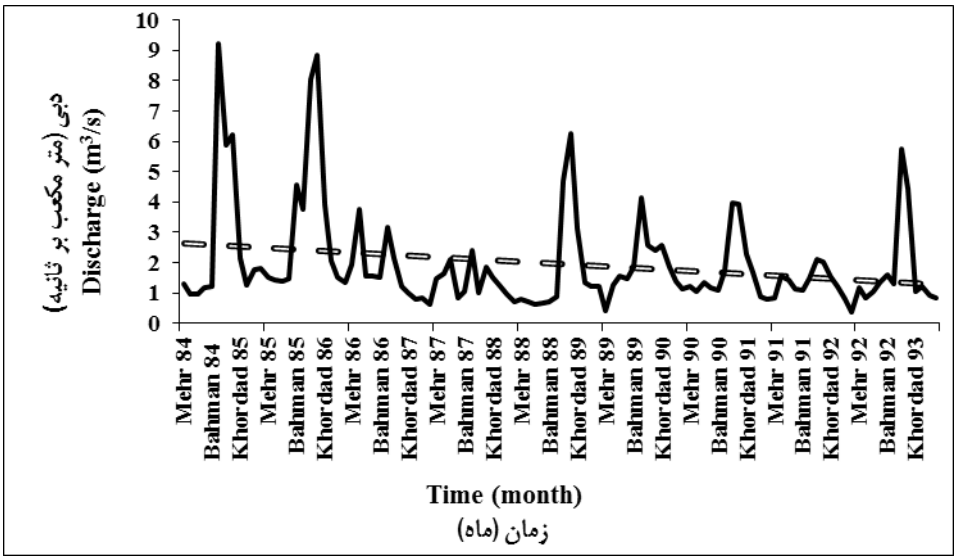
Figure 5- Time series of precipitation and groundwater recharge to Aleshtar aquifer (calculated by WTF method)

تغییرات تغذیه‌ی سالانه در دوره آماری ۸۳-۸۲ تا ۹۲-۹۳ در شکل ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود تغذیه در طول دوره آماری ۱۱ ساله روند افزایشی دارد. رابطه‌ی بین بارش و تغذیه‌ی سالیانه نیز در شکل ۵ بررسی شده که نشان‌دهنده‌ی هماهنگی و انطباق نسبتاً خوب بین تغییرات بارش و تغذیه‌ی سالیانه می‌باشد.

مطابق نتایج این تحقیق میزان تغذیه‌ی سالانه به آبخوان الشتر در دوره‌ی مورد بررسی (۹۳-۸۲) روند افزایشی نشان می‌دهد که این موضوع به افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای به دلیل افت ممتد سالیانه حدود یک متر در آن نسبت داده شده است. به نظر می‌رسد به دلیل ارتباط آبخوان و رودخانه در دشت الشتر و زهکشی آب زیرزمینی توسط رودخانه، افزایش سطح ایستابی ناشی از تغذیه در هر سال فقط تا حدی می‌تواند اتفاق افتد. به عبارت دیگر در شرایطی که سطح آب زیرزمینی بالا باشد، آبخوان فقط توانایی پذیرش بخشی از تغذیه را داشته و مابقی آب تغذیه شده به رودخانه زهکشی می‌شود. با افت سطح ایستابی در آبخوان به تدریج ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای بیشتر شده که این موضوع افزایش تغذیه سالیانه به آبخوان را در پی داشته است. آنچه از موضوع فوق می‌توان استنباط نمود کاهش تدریجی سهم آب زیرزمینی در دبی رودخانه‌ی گیرنده الشتر به دلیل افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه شونده از یک سو و از سوی دیگر افت سطح آب زیرزمینی در آبخوان می‌باشد. جهت تأیید این موضوع تغییرات سهم آب زیرزمینی در آبدهی رودخانه الشتر مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور داده‌های آبدهی در دو ایستگاه کهمان (دره تنگ) واقع در بالادست و قبل از ورود رودخانه به محدوده آبخوان و سراب صیدعلی واقع در پایین دست و خارج آبخوان بررسی شد. تغییرات آبدهی در ایستگاه هیدرومتری کهمان در دوره آماری (۸۴ تا ۱۳۹۳) در شکل ۶ نشان داده شده است. با توجه به شکل آبدهی رودخانه در محل این ایستگاه در طول دوره آماری (۸۴ تا ۱۳۹۳) کاهش‌یافته که این کاهش می‌تواند ناشی از کاهش بارش در طول دوره آماری باشد.

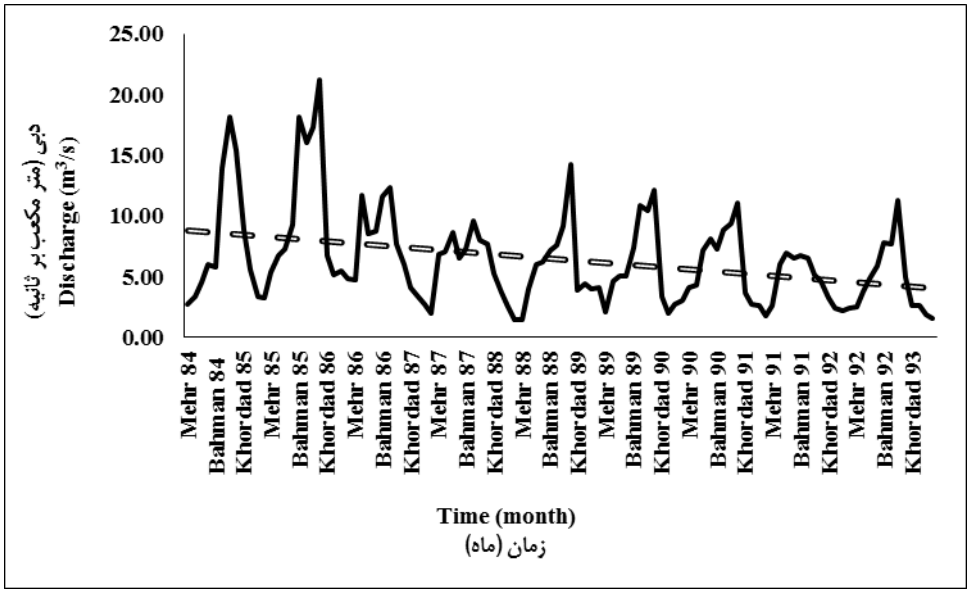
www.SID.ir

Archive of SID



شکل ٦- هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه کهمان در بالادست

Figure 6- Aleshtar river hydrograph in Kahman upstream station



شکل ۷- هیدروگراف رودخانه الشتر در محل ایستگاه هیدرومتری سراب صیدعلی در پایین‌دست

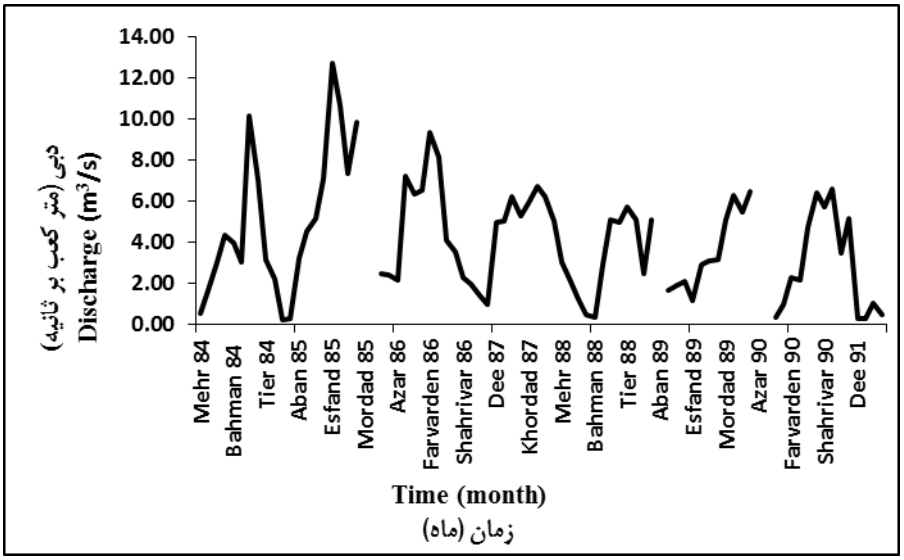
Figure 7- Aleshtar river hydrograph in Sarab-Seyd-Ali downstream station

هیدروگراف مربوط به ایستگاه هیدرومتری سراب صیدعلی که در محل خروجی رودخانه از دشت الشتر قرار گرفته، در شکل ۷ نشان داده شده است. با توجه به شکل دبی خروجی در ایستگاه هیدرومتری سراب صیدعلی در طول دوره آماری (۸۴ تا ۹۳) نیز کاهش‌یافته است که بخشی از این کاهش دبی خروجی مربوط به کاهش دبی رودخانه در بالادست و بخشی دیگر احتمالاً به دلیل کاهش دبی پایه رودخانه و سهم آب زیرزمینی مطابق توضیحات ارائه شده در بالا می‌باشد.

دبی پایه رودخانه‌ی الشتر (سهم آب زیرزمینی) از اختلاف دبی دو ایستگاه هیدرومتری در محل ورودی و خروجی منطقه‌ی مورد مطالعه تعیین شده و تغییرات زمانی آن ترسیم شده است (شکل ۸). همان‌طور که مشاهده می‌شود دبی پایه در طول دوره آماری کاهش‌یافته است که این کاهش به کاهش سهم آب زیرزمینی در تغذیه رودخانه و افت سطح آب زیرزمینی نسبت داده می‌شود. این موضوع تأییدی بر افزایش ظرفیت آبخوان برای پذیرش آب تغذیه‌ای و بنابراین نقش کمتر آن در تأمین دبی پایه رودخانه با زمان می‌باشد. بنابراین همانطور که بیان شد افزایش ظرفیت آبخوان در پذیرش آب تغذیه‌ای دلیل احتمالی افزایش تغذیه سالیانه با گذشت زمان در محدوده آبخوان الشتر می‌باشد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۸- اختلاف آبدهی رودخانه در بالادست و پایین دست رودخانه الشتر (دبی پایه یا سهم آب زیرزمینی)

Figure 8- Difference between Aleshtar river discharges at upstream and downstream (base flow or groundwater contribution)

روش بیلان جرمی کلر

تغییرات غلظت کلر آب زیرزمینی در آبخوان الشتر در شکل ۹ ارائه شده است. غلظت کلر در آب زیرزمینی از حداقل ۲۴/۸۵ میلی گرم در لیتر تا حداکثر ۹۲/۳۰ میلی‌گرم در لیتر متغیر بوده و میانگین غلظت کلر در آب زیرزمینی برابر با ۴۰/۳۳ میلی‌گرم بر لیتر می‌باشد.

غلظت کلر بارش از ۳/۵۵ تا ۱۰/۶۵ میلی‌گرم بر لیتر متغیر بوده و میانگین آن برابر با ۶/۴۶ میلی‌گرم بر لیتر تعیین شده است (۱۲). با توجه به بارش سالانه برابر ۴۷۱ میلی‌متر، مقدار تغذیه‌ی سالانه به آبخوان الشتر به روش بیلان جرمی کلر (معادله ۲) حدود ۱۰ میلیون متر مکعب تخمین زده شد.

روش بیلان آب

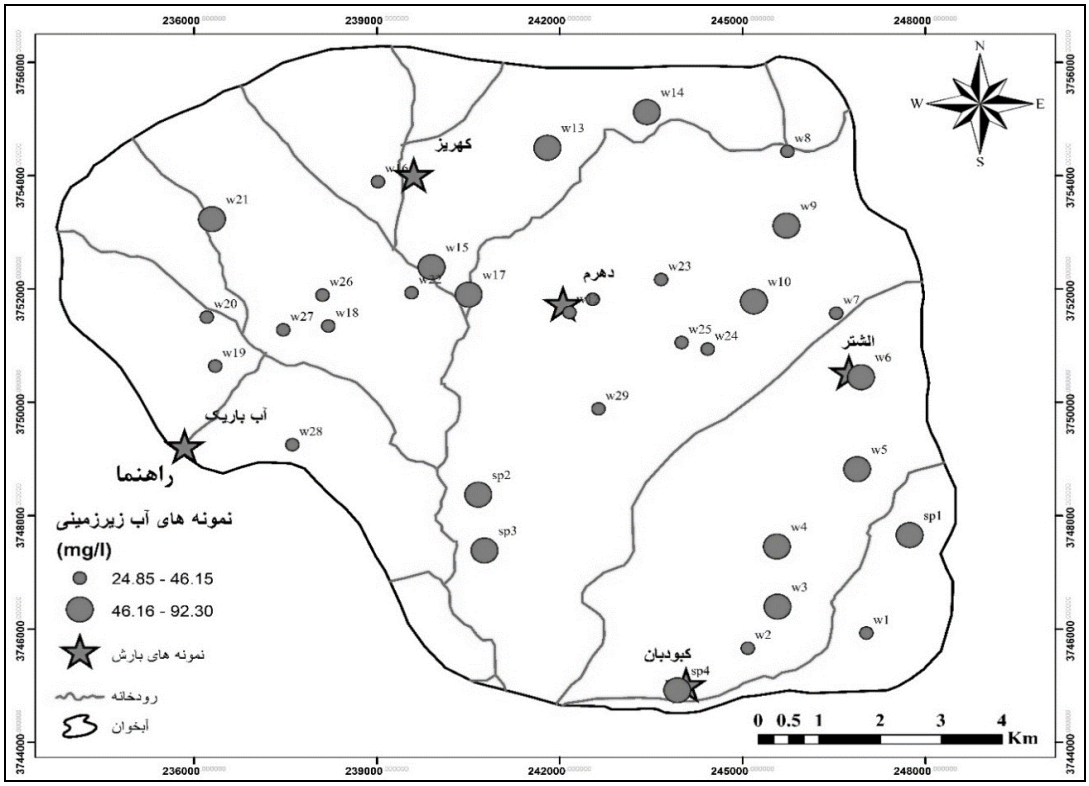
بیلان هیدرولوژی (توازن ورودی‌ها و خروجی‌ها) برای آبخوان الشتر با مساحت حدود ۱۲۸ کیلومتر مربع مورد بررسی قرار گرفته است (۱). مؤلفه‌های مهم در معادله‌ی بیلان شامل جریان‌های زیرزمینی ورودی و خروجی به آبخوان، خروجی ناشی از زهکشی آب زیرزمینی به داخل رودخانه الشتر، تغذیه، پمپاژ و تغییرات در ذخیره آب زیرزمینی می‌باشد. لازم به ذکر است با توجه به اینکه عمق سطح آب زیرزمینی در آبخوان الشتر بیش از ۵ متر می‌باشد (حدود ۷ تا ۴۰ متر) تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی امکان‌پذیر نبوده و بنابراین مقدار آن در معادله بیلان لحاظ نشده است. جریان‌های ورودی و خروجی زیرزمینی به/از آبخوان الشتر بر اساس کانال‌های جریان ترسیم شده در نقشه هم پتانسیل (شکل ۲) با استفاده از فرمول دارسی ($Q = TiW$) محاسبه شد. در این معادله Q دبی ورودی یا خروجی در هر کانال، i گرادیان هیدرولیکی، W عرض کانال جریان و T قابلیت انتقال آبخوان می‌باشند. بر این اساس حجم جریان ورودی زیرزمینی به آبخوان الشتر برابر ۳۲/۴۶ میلیون متر مکعب در سال و حجم جریان خروجی از آبخوان برابر ۶/۲۵ میلیون متر مکعب در سال محاسبه شد. حجم جریان خروجی ناشی از زهکشی آبخوان به رودخانه الشتر بر اساس تحلیل هیدروگراف رودخانه در بالادست و پایین دست (شکل ۶ و ۷) و محاسبه سهم آب زیرزمینی (شکل ۸) حدود ۱۵/۷۶ میلیون متر مکعب در سال برآورد شده است. حجم برداشت سالیانه از آبخوان توسط چاه‌های بهره‌برداری نیز بر اساس اطلاعات اخذ شده از آب منطقه‌ای لرستان برابر ۴۹/۲۲ میلیون متر مکعب می‌باشد. با توجه به نرخ افت سالیانه حدود ۱ متر و آبدهی ویژه حدود ۵ درصد، تغییر حجم ذخیره سالانه آبخوان حدود ۶/۴۱- میلیون متر مکعب تعیین شده است. مقادیر محاسبه شده مربوط به هر یک از پارامترهای بیلان در جدول ۲ نشان داده شده است. پس از تعیین مؤلفه‌های بیلان، مقدار میانگین تغذیه سالانه به آبخوان الشتر با استفاده از معادله (۳) برابر با ۳۲/۴ میلیون متر مکعب تخمین زده شده است.

نتیجه‌گیری

مقدار میانگین تغذیه سالانه به آبخوان الشتر با استفاده از سه روش نوسانات سطح ایستابی، بیلان جرمی کلر و بیلان آب محاسبه شد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۹- تغییرات مکانی غلظت کلر آب زیرزمینی در محدوده آبخوان الشتر

Figure 9- Spatial variations of groundwater chloride concentration in Aleshtar aquifer

جدول ۲- مقادیر مربوط به مولفه‌های بیلان آبخوان الشتر

Table 2- Values of groundwater balance components of Aleshtar aquifer

مؤلفه‌های بیلان (میلیون متر مکعب در سال) Balance Components (million cubic meter per Year)	جریان زیرزمینی ورودی Groundwater Inflow	جریان زیرزمینی خروجی Groundwater Outflow	زهکشی آب زیرزمینی Groundwater Drainage	تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی Evapo-transpiration from Groundwater	برداشت (پمپاژ) Withdrawal (Pumping)	تغییرات ذخیره Change in Storage	تغذیه Recharge
	32.46	6.25	15.76	0	49.22	-6.41	**32.4**

مقدار میانگین تغذیه‌ی سالیانه به آبخوان الشتر با استفاده از روش نوسانات سطح ایستابی برابر با ۲۸/۳ میلیون متر مکعب، با استفاده از روش بیلان جرمی کلر حدود ۱۰ میلیون متر مکعب و براساس روش بیلان آب حدود ۳۲/۴ میلیون متر مکعب برآورد گردید. بیشترین تخمین تغذیه سالیانه مربوط به روش بیلان آب و کمترین آن‌ها مربوط به روش بیلان جرمی کلر می‌باشد.

مقایسه روش‌های مختلف تخمین تغذیه به آبخوان الشتر بیانگر مقادیر نسبتاً مشابه حاصل از روش‌های نوسان سطح ایستابی و بیلان آب بوده، ولی این مقادیر تفاوت قابل توجه‌ای با نتایج حاصل از روش بیلان جرمی کلر دارد. با توجه به ماهیت روش‌های مورد استفاده در این تحقیق، تخمین تغذیه سالیانه با استفاده از روش‌های نوسانات سطح ایستابی و بیلان آب معرف تغذیه کل به آبخوان بوده که شامل هر دوی تغذیه ناشی از بارش و آب برگشتی کشاورزی در فصل زمستان می‌باشد. ولی نتایج مربوط به روش بیلان جرمی کلر تنها معرف تغذیه ناشی از بارش می‌باشد. نتایج مشابه دو روش نوسانات سطح ایستابی و بیلان آب تأییدی بر درستی آنها در تخمین تغذیه کل به آبخوان الشتر می‌باشد. در صورت محاسبه میزان آب برگشتی به آبخوان الشتر که بر اساس نرم استاندارد و رایج مورد استفاده در ایران

www.SID.ir

Archive of SID

و با عنایت به سیستم غالب آبیاری غرقابی، بافت خاک و مدیریت فعالیت‌های کشاورزی در این منطقه حدود ۲۰ درصد آب کشاورزی در نظر گرفته می‌شود (۸)، مقدار تغذیه‌ی آبخوان ناشی از آن حدود ۹/۸ میلیون متر مکعب در سال خواهد بود. با کسر این مقدار از تغذیه کل محاسبه شده به روش‌های نوسان سطح ایستابی و بیلان، تغذیه‌ی ناشی از بارش به ترتیب حدود ۱۸/۵ و ۲۲/۶ میلیون متر مکعب در سال تخمین زده می‌شود. بنابراین با توجه به عدم قطعیت‌های رایج در محاسبه تخمین تغذیه به روش‌های مختلف، در مجموع بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق مقدار تغذیه سالانه ناشی از بارش به آبخوان الشتر از حداقل ۱۰ تا حداکثر ۲۲ میلیون متر مکعب در سال متغیر بوده و میانگین آن حدود ۱۷ میلیون متر مکعب در سال برآورد می‌گردد. با توجه به حجم کل بارش در محدوده آبخوان (حدود ۶۰ میلیون متر مکعب در سال) این مقدار تغذیه معادل ۲۸ درصد بارش کل بوده و بنابراین ضریب تغذیه ناشی از بارش برای آبخوان الشتر حدود ۲۸ درصد معرفی می‌گردد.

منابع

1- Arabi Javanmard Z. 2017. Temporal variations of recharge to Aleshtar alluvial aquifer, Lorestan province. MSc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran. (In Persian with English Abstract)
2- Clarke R., Lawrence A., and Foster S.S. 1996. Groundwater: a threatened resource (No. 15). United Nations Environment Programme.
3- Demlie M. 2015. Assessment and estimation of groundwater recharge for a catchment located in highland tropical climate in central Ethiopia using catchment Soil Water Balance (SWB) and Chloride Mass Balance (CMB) techniques. Environmental Earth Sciences 74: 1137–50.
4- Diouf O.C., Faye S.C., Diedhiou M., Kaba M., Faye S., Gaye C.B., and Wohnlich S. 2012. Combined uses of water-table fluctuation (WTF), chloride mass balance (CMB) and environmental isotopes methods to investigate groundwater recharge in the Thiaroye sandy aquifer (Dakar, Senegal). African Journal of Environmental Science and Technology 6(11): 425-437.
5- Hagedorn B., El-Kadi A.I., Mair A., Whittier R.B., and Ha K. 2011. Estimating recharge in fractured aquifers of a temperate humid to semiarid volcanic island (Jeju, Korea) from water table fluctuations, and Cl, CFC-12 and 3H chemistry. Journal of Hydrology 409(3-4): 650-662.
6- Healy R.W. 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.
7- Houston J. 2007. Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: an evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. Journal of Hydrology 334(3-4): 534-544.
8- Jafari H., Raeisi E., Zare M., and Haghighi, A.A.K. 2012. Time series analysis of irrigation return flow in a semi-arid agricultural region, Iran. Archives of Agronomy and Soil Science 58(6): 673-689.
9- Karami G.H. 2010. Studies on the estimation of hydrodynamic coefficients of Semnan-Ivanakei Plain, Semnan regional water authority report. (In Persian)
10- Karami G.H. 2011. Investigating pumping tests of Qom province, Qom regional water authority report. (In Persian)
11- Lerner D.N., Issar A.S., and Simmers I. 1990. Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge. Hannover: Heise 8: 99-228.
12- Nadri F., and Jafari H. 2016. Study of the hydrogeochemical properties of the groundwater in Aleshtar plain aquifer. First International Conference of Water, Environment and Sustainable Development, Ardebil University. (In Persian)
13- Obuobie E. 2008. Estimation of groundwater recharge in the context of future climate change in the White Volta River Basin. Ecology Series, 153.
14- Obuobie E., Bernd D., and Reichert B. 2010. Use of chloride mass balance method for estimating the groundwater recharge in northeastern Ghana. International Journal of River Basin Management 8(3-4): 245–53.
15- Saghravani S.R., Yusoff I., Tahir W.Z.W.M., and Othman Z. 2015. Comparison of water table fluctuation and chloride mass balance methods for recharge estimation in a tropical rainforest climate: a case study from Kelantan River catchment, Malaysia. Environmental Earth Sciences 73(8): 4419-4428.
16- Sangab Zagros Consulting Engineers. 2012. Report on water resources allocation in Aleshtar study area. Lorestan regional water authority. (In Persian)
17- Scanlon B.R., Healy R.W., and Cook P.G. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal 10(1): 18–39.
18- Simmers I. 1990. Aridity, groundwater recharge and water resources management. In Groundwater Recharge, A guide to understanding and estimating natural recharge. International Contributions to Hydrogeology Vol. 8, ed. D. N. Lerner, A. S. Isaar and I. Simmers. Hanover: Verlag Heinz Heise, 3–22.
19- Sumioka S.S., and Henry H.B. 2003. Estimating ground-water recharge from precipitation on Whidbey and Camano Islands, Island County, Washington, Water Years 1998 and 1999. US Department of the Interior, US

www.SID.ir

Archive of SID

Geological Survey.
20- Tindall J.A., James R.K., and Dean E.A. 1999. Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers. Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.

www.SID.ir

Archive of SID

Journal of Water and Soil
Vol. 33, No. 1, Mar.-Apr. 2019, p. 37-49

نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)
جلد ۳۳، شماره ۱، فروردین – اردیبهشت ۱۳۹۸، ص. ۴۹-۳۷

Estimating Recharge to the Aleshtar Aquifer in Lorestan Province

Z. Arabi Javanmard[1]- H. Jafari[2*]

Received: 10-09-2018
Accepted: 25-02-2019

Introduction: Recharge estimation is one of the major issues in management of groundwater resources. Many methods have been applied to calculate the groundwater recharge, among which the water table fluctuation, chloride mass balance and water balance methods have been widely used. In this study the recharge quantity into alluvial unconfined aquifer of Aleshtar in Lorestan province with an area of about 128 km^2 was estimated using three methods of water table fluctuation, chloride mass balance and water balance. The aquifer is more important, as it supplies the water for agricultural consumptions. The aquifer is discharged by 322 pumping wells. It is also drained by the gaining river of Aleshtar which crosses the plain in a general trend of the north to the south.

Materials and Methods: Three methods of water table fluctuation (WTF), chloride mass balance (CMB) and water balance were used to calculate the recharge to Aleshtar aquifer in Lorestan province.

In water table fluctuation (WTF) method, water table data from 18 piezometers installed in Aleshtar aquifer during an 11-year period (2003-2014) were collected and analyzed. The values of groundwater rise (ΔH) which is equal to the difference between the peak of the rise and low point of the extrapolated antecedent recession curve at the time of the peak were calculated and then multiplied by the specific yield to determine the value of recharge based on the following equation:

$$R = S_y \Delta h/\Delta t \qquad (1)$$

In which R is recharge, S_y is the specific yield and Δt stands for the time.

Recharge value was also calculated by chloride mass balance (CMB) method. In this regard chloride concentrations were measured in 33 groundwater samples and 5 rainfall samples and then recharge was calculated by the following equation:

$$R = \frac{PC_p}{C_{gw}} \qquad (2)$$

Where R is annual groundwater recharge (mm), P is annual precipitation (mm), C_p is mean chloride concentration in rainfall (mg/l) and C_{gw} is average chloride concentration of groundwater (mg/l).

Recharge estimates were also performed by the water balance method based on the following equation:

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + P^{gw} + ET^{gw} + \Delta s^{gw} \qquad (3)$$

In which R denotes groundwater recharge, Q_{off}^{gw} is groundwater outflow, Q_{on}^{gw} is groundwater inflow, Q^{bf} is groundwater drainage, ET^{gw} is evapotranspiration from the groundwater table, P^{gw} is groundwater pumping and Δs^{gw} is change in groundwater volume storage.

Results and Discussion: Investigating 11-year groundwater hydrograph of Aleshtar aquifer shows a decreasing trend against time. In the current situation, the annual rate of water table decline is about one meter. In order to estimate recharge value using water-table fluctuation method, the value of 0.05 was considered for specific yield based on dominant soil texture in drilling logs and the value of annual recharge into the aquifer was estimated at 28.3 million cubic meters. Temporal variations of recharge showed an increasing trend with time. This is probably related to capacity increase of the aquifer to receive recharging water due to the decline in water table. It was further confirmed by investigating the upstream and downstream hydrographs of the Aleshtar

1 and 2- M.Sc. Student of Hydrogeology and Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran
(*- Corresponding Author Email: h_jafari@shahroodut.ac.ir)

www.SID.ir

Archive of SID

River which showed a decreasing trend in contribution of the groundwater (base flow) at the river discharge with the time. The average concentration of chloride ion in groundwater and rainfall samples were measured as 40.23 and 6.4 mg/l, respectively. Then, recharge value was calculated about 10 million cubic meters using chloride mass balance method. The annual water balance of the Aleshtar aquifer was investigated considering the main components of groundwater inflows (32.46 million cubic meters), groundwater outflows (6.25 million cubic meters), groundwater drainage by the Aleshtar river (15.76 million cubic meters), discharge by pumping wells (49.22 million cubic meters) and change in aquifer storage (-6.41 million cubic meters). The evapotranspiration was not considered as the depth to water table is more than 5 meters, anywhere. Then, the amount of annual recharge using water balance method was estimated about 32.4 million cubic meters.

Conclusion: The similarity of the recharge values calculated by water table fluctuation and water balance methods confirm the accuracy of the calculated total recharge by the both rainfall and irrigation return flows to the Aleshtar aquifer. By subtracting the irrigation return flows, the annual rainfall recharge is estimated at 18.5 and 22.6 million cubic meters by the water table fluctuation and water balance methods, respectively. Due to the uncertainties in recharge estimation by different methods, rainfall recharge to the aquifer was determined in the range of 10 to 22 million cubic meters per year and the rainfall recharge coefficient of 28% was introduced for Aleshtar aquifer.

Keywords: Aleshtar, Chloride mass balance, Recharge, Water table fluctuation, Water balance

www.SID.ir