



تخمین آبدهی ویژه آبخوان با استفاده از روش‌های مختلف و برآورد حجم آب قابل استحصال

اکبر خدری^{۱*}، نصرالله کلانتری^۲

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی (هیدروژئولوژی)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

۲- استاد زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

* نویسنده مسئول: Khedri.hydro@yahoo.com

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۶/۰۵

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۳/۱۰

چکیده

پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان اهمیت ویژه‌ای در اکثر بررسی‌های هیدروژئولوژیکی دارد. روش‌های مختلفی برای تخمین و تعیین این پارامترها وجود دارد که دقیق‌ترین آن‌ها استفاده از داده‌های آزمون پمپاژ است. روش آزمون پمپاژ بسیار پر هزینه و دامنه پارامترهای هیدرودینامیکی محدود به شعاع تأثیر چاه می‌باشد. در این تحقیق ابتدا محدوده مطالعاتی به ۱۳ چندضلعی بر اساس ۱۳ پیزومتر موجود تقسیم گردید، سپس از سه روش سونداژ الکتریکی قائم (VES)، مدل سازی عددی در محیط نرم‌افزار GMS و روش پوشش خط مستقیم (ESL) مقدار آبدهی ویژه برای هر چندضلعی تعیین گردید. در نهایت آبدهی ویژه حاصل از سه روش مذکور با استفاده از آزمون پمپاژ دو چاه اکتشافی در دو چندضلعی مورد صحت سنجی قرار گرفت. نتایج نشان داد که هر سه روش جهت محاسبه آبدهی ویژه نتایج کاملاً نزدیکی به روش آزمون پمپاژ دارد و از بین سه روش فوق دقت روش ژئوالکتریک کمی بیشتر از دیگر روش‌ها است. بیشترین مقدار آبدهی ویژه حدود ۰/۰۹ در قسمت غرب و شمال غرب منطقه مطالعاتی، همچنین کمترین مقدار حدود ۰/۰۷ تا ۰/۱۶ در قسمت شرق و شمال شرق محدوده مطالعاتی و مقدار میانگین آن نیز در حدود ۰/۰۴ برآورد شده است. حجم تقریبی آب موجود در آبخوان با استفاده از نقشه هم‌ضخامت آبخوان، مساحت آبخوان که حدود ۸۶ کیلومتر مربع است و تخلخل متوسط آبخوان، در حدود ۱/۷ میلیارد مترمکعب به دست می‌آید، که تمام آن قابل استحصال نیست. بنابراین از حاصل ضرب ضریب آبدهی ویژه در حجم تقریبی آب موجود در آبخوان، میزان آب قابل استحصال حدود ۷۴ میلیون مترمکعب به دست می‌آید.

واژه‌های کلیدی: آبدهی ویژه، آزمون پمپاژ، روش ESL، سونداژ الکتریکی، مدل‌سازی.

مقدمه

استفاده از ردیاب‌ها و روش‌های ژئوفیزیکی اشاره کرد. به‌طور معمول روش‌های مبتنی بر آزمون پمپاژ، مهمترین روش تعیین ضرایب هیدرودینامیک هستند، اما با صرف وقت و هزینه فراوان، فقط اطلاعات هیدرولیکی نقاط محدودی در پیرامون چاه پمپاژ را به دست می‌دهند (تاد و میز، ۲۰۰۵). در سال‌های اخیر استفاده از داده‌های مطالعات ژئوالکتریک برای پیش‌بینی خصوصیات آبخوان مورد توجه پژوهشگران بوده است. در مطالعات آب

شناسایی آبخوان و پارامترهای هیدرولیکی آن (هدایت هیدرولیکی، قابلیت انتقال، تخلخل، آبدهی ویژه و مواردی از این قبیل) به منظور ارزیابی و مدیریت درست منابع آب‌های زیرزمینی ضرورت دارد. روش‌های گوناگونی برای اندازه‌گیری ضرایب هیدرودینامیک وجود دارد که می‌توان به روش‌های آزمایشگاهی، مدل‌سازی آب‌های زیرزمینی، آزمون پمپاژ،

زیرزمینی، آبدهی ویژه، پارامتر مهمی در ارزیابی توسعه محلی و منطقه‌ای منابع آب زیرزمینی است (هووانگ و دیگران، ۲۰۱۱). با استفاده از داده‌های سونداژهای ژئوالکتریکی، به روش‌های مختلفی می‌توان پارامترهای هیدرودینامیکی را تخمین زد و تلاش‌های زیادی توسط محققان به منظور به دست آوردن این پارامترها از سونداژهای مقاومت سنجی شده است. برای مثال کلی (۱۹۷۹) و کوینسکی (۱۹۸۱)، با استفاده از تفسیر سونداژهای ژئوالکتریکی قائم در آبرفت‌های یخچالی ایسلند، جنوبی روابط تجربی را بین مقاومت الکتریکی، فاکتور سازند، هدایت هیدرولیکی و ضریب قابلیت آبخوان استخراج کردند. مازاک و کلی (۱۹۸۵) و همچنین چاندر و همکاران (۲۰۰۸)، با قیاس قرار دادن قانون دارسی برای جریان آب زیرزمینی و قانون اهم برای جریان الکتریکی ارتباط ویژگی‌های الکتریکی و هیدرولیکی آبخوان‌ها را مورد بحث قرار دادند و نشان دادند که روابط مستقیم و معکوس بین این ویژگی‌ها برقرار است و در نهایت با استفاده از این روابط ضرایب هیدرودینامیک را استخراج نمودند. خالقی و همکاران (۱۳۹۷) مناطق مستعد آب زیرزمینی واحدهای آذرآواری در منطقه کال واقع در جنوب دماوند را با روش ژئوالکتریک مورد بررسی قرار دادند و سنگ‌های آذرین و آذرآواری منطقه را به‌عنوان منبع جدید نیاز آب شرب معرفی نمودند. طاهری تیزرو و همکاران (۲۰۱۲)، نیز در تحقیقی مجموعه اطلاعات پمپاژ و ۲۹ سونداژ الکتریکی را برای برآورد پارامترهای هیدرولیکی لایه‌های آبدار در دشت چهاردولی استان کردستان مورد تحلیل قرار دادند و پس از مقایسه ضرایب هیدرولیکی به دست آمده از روش ژئوالکتریک با نتایج روش افت پله‌ای تفاوت معنی‌داری را بین دو روش مشاهده نکردند. پردومو و همکاران (۲۰۱۴)، با ترکیب داده‌های هیدروژئولوژیکی کلاسیک نظیر آزمون‌های پمپاژ و داده‌های ژئوفیزیکی پارامترهای هیدرولیکی آبخوان شمال شرق استان بوئنوس آیرس آرژانتین را بدست آوردند. کازاکیس و همکاران (۲۰۱۶)، روش‌های ژئوالکتریک را در یک محیط متخلخل با لیتولوژی و

هیدروشیمی پیچیده بکار بردند و با اندازه‌گیری مقاومت الکتریکی و هدایت الکتریکی در ۳۷ نقطه و چاه با کمک رابطه آرچی پارامترهایی همچون تخلخل، هدایت هیدرولیکی و ضریب قابلیت انتقال را محاسبه نمودند. همچنین آبدهی ویژه با استفاده از روابط تجربی و نیمه تجربی تخمین زده شدند (شیمسکال، ۱۹۸۱؛ فرولیخ و کلی، ۱۹۸۵؛ هانتلی، ۱۹۸۶؛ یوریش، ۱۹۸۷؛ چن و همکاران، ۲۰۰۱؛ سینگ، ۲۰۰۵؛ جیمی جورج و همکاران، ۲۰۱۵). اگر چه مطالعاتی در گذشته به منظور بررسی ارتباط بین پارامترهای ژئوالکتریکی و هیدروژئولوژیکی انجام شده، اما در مناطق با زمین‌شناسی یکنواخت روابط تجربی بدست آمده کاربرد فراوانی دارند و بنابراین روابط کلی بیشتری برای طبیعت وجود دارد که باید مشخص شوند. کروسبی و همکاران (۲۰۰۵)، روش‌های گوناگونی را به منظور تخمین آبدهی ویژه (Sy) در دو منطقه به کار بردند. این روش‌ها شامل تعیین منحنی نگهداشت در آزمایشگاه و آنالیز پاسخ سطح آب زیرزمینی توسط آزمون پمپاژ بود. نتایج بعد از آزمون نشان داد که بهترین تخمین مربوط به روش پاسخ سطح آب زیرزمینی به بارندگی است. وارنی و دیگران (۲۰۱۳)، به منظور تخمین مقدار میانگین آبدهی ویژه (Sy) دشت پامپا با استفاده از روش پوشش خط مستقیم (ESL) و مقایسه با چندین روش دیگر انجام شده به منظور تخمین مقدار Sy در دشت پامپا (شامل: بیلان آب و خاک، روش‌های آزمایشگاهی، بیلان جرمی کلر و استفاده از تصاویر ماهواره‌ای) به این نتیجه رسیدند که رابطه مستقیم و قوی بین میزان بارندگی و تغذیه آب زیرزمینی وجود دارد و می‌توان مقدار Sy را با رسم کردن داده‌های بارش در مقابل مقدار افزایش سطح آب زیرزمینی تخمین زد. مطالعات زیادی جهت تعیین مقدار Sy با استفاده از نوع رسوب در آزمایشگاه انجام شده است. کینگ (۱۸۹۹)، با مطالعات طولانی مدت خود مقدار Sy برای ماسه ریز دانه را برابر ۰/۲ تعیین کرد. مقادیر متغیری برای مقدار Sy ذرات خاک در نمونه‌های ناهمگن بیان شده است و روش‌های مختلفی برای تعیین Sy مورد استفاده قرار گرفته است که برای تعیین آن‌ها

مواد و روش‌ها:

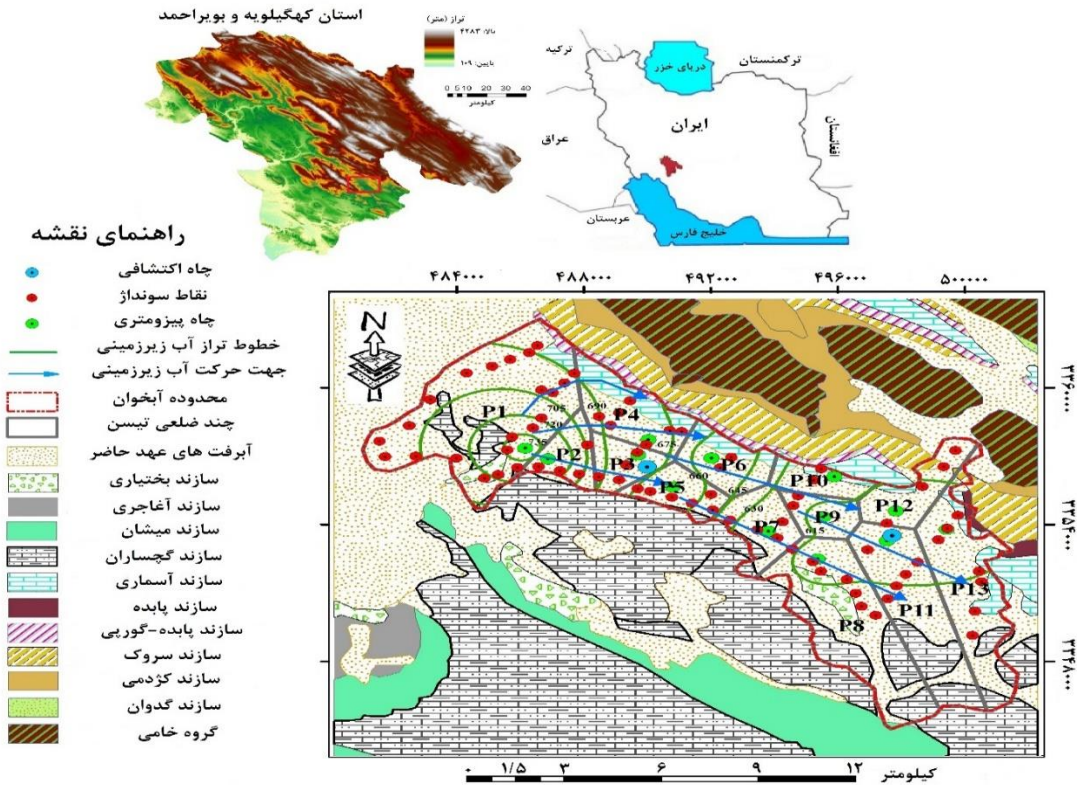
معرفی منطقه مورد مطالعه:

محدوده مطالعاتی، در جنوب استان کهگیلویه و بویراحمد در ۵ کیلومتری شمال شرق شهر گچساران بین مختصات ۵۲-۵۰ الی ۵۱-۰۹ طول شرقی و ۱۵-۳۰ الی ۲۸-۳۰ عرض شمالی و ارتفاع متوسط ۷۰۰ متر از سطح دریا واقع گردیده که از شمال به ارتفاعات کوه خامی، از جنوب به مسیل فصلی خربل (خروجی دشت) منتهی به رودخانه زهره، از شرق به دشت کوچک سربیشه و بیدزد و از غرب به محدوده مطالعاتی دوگنبدان و شهر گچساران محدود می‌شود. از لحاظ چینه‌شناسی حوضه آبریز محدوده مورد مطالعه از نهشته‌های کرتاسه تا کواترنری تشکیل شده است که از قدیم به جدید شامل گروه خامی (فهلین، گدوان، داریان) و سازندهای کژدمی، ایلام-سروک، پابده-گورپی، آسماری، گچساران، میشان، بختیاری و آبرفت‌ها و رسوبات عهد حاضر می‌باشد (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). بر اساس طبقه‌بندی دومارتن، آبخوان شمال شرق شهر گچساران دارای اقلیم نیمه خشک و بر اساس طبقه‌بندی آمبرژه دارای اقلیم نیمه خشک معتدل می‌باشد. امتداد این آبخوان در جهت شمال‌غربی- جنوب شرقی و جهت جریان آب زیرزمینی نیز با توجه به اطلاعات پیژومترها در همین امتداد می‌باشد. مواد تشکیل دهنده آبخوان عمدتاً حاصل فرسایش سازندهای آهکی بالادست بوده که مواد متشکله آن در امتداد مخروط افکنه‌ها غالباً درشت و از نوع قلوه سنگ، گراول، ماسه و رس و در نواحی مرکزی آبخوان با دانه بندی متوسط و در ناحیه خروجی معمولاً ریزدانه و از جنس رس و سیلت می‌باشد. ضخامت متوسط آبخوان با توجه به اطلاعات ۸۶ سونداژ الکتریکی قائم حدود ۱۳۵ متر و جنس سنگ کف، سازند گچساران و در بخش‌هایی از دشت، آهک‌های نابرجای آسماری و گنگلومرای بختیاری بدست آمده است (مهندسین مشاور ژرف پویا، ۱۳۸۲). در شکل ۱ با استفاده از نقشه زمین‌شناسی گچساران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین‌شناسی حوضه و دشت مورد مطالعه تهیه شده و موقعیت پیژومترها، نقاط

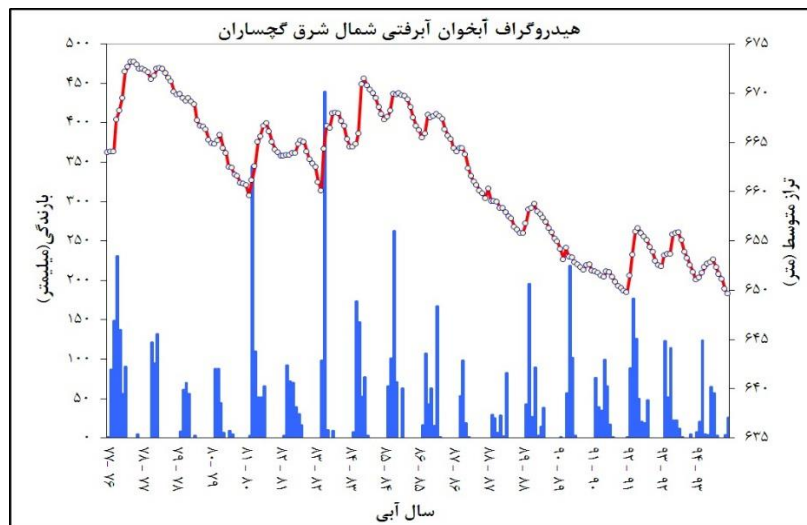
زمان زیادی نیاز می‌باشد. جانسون (۱۹۶۷)، مقادیر Sy در ۱۷ مطالعه انجام شده را جمع‌آوری کرد و نشان داد که مقدار Sy با افزایش سایز دانه‌ها افزایش پیدا می‌کند و همچنین مقدار Sy برای انواع نوع خاک را تعیین کرد. برتا و استونازی (۲۰۱۸)، با استفاده از توزیع دوباره داده‌های خطی و سپس کالیبراسیون آن‌ها با نتایج آزمون‌های پمپاژ در مناطقی با هیدروژئولوژی متفاوت و دانه‌بندی یکسان، اقدام به استخراج یک نقشه کلی از مقادیر آبدهی ویژه برای مناطق شمال غرب میلان و حومه آن در ایتالیا نمودند. دلرز و همکاران (۲۰۱۸)، در منطقه کارستی سالنتو پنینسولای ایتالیا با استفاده از اطلاعات تغذیه آب زیرزمینی، بارش، تبخیر، ترق و نوسانات سطح آب در دو چاه کارستی به ارزیابی آبدهی ویژه پرداختند و حجم آب ذخیره شده را بدست آوردند. محمدی (۱۳۸۹)، پس از بکارگیری روش‌های ژئواستاتستیکی جهت برآورد توزیع مکانی هدایت هیدرولیکی در دشت گل‌گیر خوزستان و صحت‌سنجی نتایج با استفاده از مدل ریاضی، مناسب‌ترین روش جهت تعیین آبدهی ویژه آبخوان را استفاده از داده‌های آزمون پمپاژ معرفی نمود. به همین دلیل در مطالعه حاضر مقادیر آبدهی ویژه بدست آمده از روش‌های مختلف با استفاده از آزمون پمپاژ صحت‌سنجی گردید. جهت حرکت آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی شمال‌شرق گچساران با توجه به اطلاعات درون‌یابی شده از سطح آب ۱۳ پیژومتر موجود در منطقه و شیب گرادیان هیدرولیکی از سمت شمال‌غرب منطقه مطالعاتی به جنوب‌شرق می‌باشد (شکل ۱). این آبخوان آبرفتی تأمین کننده اصلی آب شرب، کشاورزی و صنعت در شهرستان گچساران می‌باشد، هدف از این تحقیق، تعیین مقادیر آبدهی ویژه آبخوان آبرفتی شمال شرق شهرستان گچساران به سه روش ژئوالکتریک، مدل‌سازی آبخوان با استفاده از نرم‌افزار GMS و روش پوشش خط مستقیم (ESL) و صحت‌سنجی این روش‌ها با استفاده از دو چاه پمپاژ موجود در محدوده مطالعاتی می‌باشد. در نهایت نیز حجم تقریبی آب زیرزمینی قابل استحصال با توجه به مقادیر آبدهی ویژه بهینه بدست می‌آید.

گچساران در شکل ۲ نشان داده شده است. سطح آب زیرزمینی توسط شرکت آب منطقه‌ای کهگیلویه و بویراحمد به صورت ماهانه اندازه‌گیری شده است که در این بازه زمانی ۱۹ ساله سطح آب زیرزمینی حدود ۱۵/۲۴ متر افت کرده است.

سونداژ الکتریکی و دو چاه اکتشافی که بر روی آن‌ها آزمایش پمپاژ انجام شده نمایش داده شده است. تحلیل ماهیانه سطح آب زیرزمینی به مدت ۱۸ سال در آبخوان آبرفتی شمال شرق گچساران در ۱۳ پیژومتر (P1 تا P13) انجام شد. هیدروگراف معرف ۱۸ ساله آبخوان آبرفتی شمال شرق



شکل ۱- موقعیت، نقشه زمین‌شناسی، چاه‌های اکتشافی، پیژومترها و محل سونداژها در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲- هیدروگراف معرف و بارندگی آبخوان آبرفتی شمال شرق گچساران.

روش ژئوالکتریک:

در رابطه ۴ نیز F فاکتور سازند، a و m مقادیر ثابتی هستند که به نوع سنگ بستگی دارند و Φ میزان تخلخل است. فاکتور سازند در سفره‌های آبدار فاقد رس، فقط به تخلخل و پیچاپیچی خلل و فرج محیط وابسته است که نشان دهنده میزان تخلخل لایه آبدار است (نخعی و لشکری‌پور، ۲۰۰۳).

مدل‌سازی آبخوان:

به طور کلی هدف از تهیه مدل جریان آب زیرزمینی برای آبخوان شمال شرق شهر گچساران شناخت خصوصیات هیدروژئولوژیکی آبخوان و بررسی پارامترهای هیدرولیکی سفره آب زیرزمینی (K Sy)، می‌باشد. به منظور مدل‌سازی از نرم‌افزار GMS 10.1 استفاده شده است. معادله عمومی حاکم بر جریان آب زیرزمینی (با چگالی ثابت) که در این نرم‌افزار به کار رفته عبارت است از:

$$[\Delta \quad \frac{\partial}{\partial x} [k_{xx} h \frac{\partial h}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [k_{yy} h \frac{\partial h}{\partial y}] + \frac{\partial}{\partial z} [k_{zz} h \frac{\partial h}{\partial z}] - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

در معادله فوق k_{xx} و k_{yy} و k_{zz} مقادیر هدایت هیدرولیکی در راستای x, y, z و h سطح آب زیرزمینی، W شار حجمی جریان در واحد حجم (بیانگر چشمه و چاهک جریان)، S_s ذخیره ویژه آبخوان و t زمان می‌باشد.

برای مدل‌سازی آبخوان آبرفتی شمال شرق شهر گچساران نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، عکس ماهواره‌ای منطقه و نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ را از سازمان نقشه‌برداری کشور و آمار سطح آب ۱۳ حلقه چاه پیرومتری، میزان بارندگی، نرخ پمپاژ ۱۳۶ حلقه چاه بهره‌برداری، تغذیه و تخلیه طبیعی آبخوان از شرکت آب منطقه‌ای کهگیلویه و بویراحمد با هدف تهیه مدل مفهومی مناسب جمع‌آوری شده‌اند. در محدوده مورد مطالعه، آبخوان از طریق ریزش‌های جوی (۲۰ درصد از مقدار بارش)، آب برگشتی از چاه‌های بهره‌برداری (۲۵ درصد میزان برداشت) و رواناب‌های سطحی تغذیه می‌گردد و با توجه به اینکه سطح آب زیرزمینی در محدوده مدل‌سازی پایین‌تر از حدی است که تبخیر بتواند بر روی آن تأثیر بگذارد، لذا این پارامتر در محاسبات بیلان و

از آنجایی که روش‌های ژئوالکتریک ساده و کم هزینه هستند، تخمین پارامترهای هیدروژئولوژیکی با این روش، کمک مؤثری به مطالعات آب‌های زیرزمینی می‌کند. با استفاده از رابطه ۱ می‌توان آبدهی ویژه سفره آبدار (Sy) را بدست آورد (ترک قشقائی نژاد و همکاران، ۱۳۹۵).

$$S_y = \left(\frac{\rho_w}{\rho_{sat}}\right)^{\frac{1}{m}} \left[1 - \left(\frac{\rho_{sat}}{\rho_{unsat}}\right)^{\frac{1}{m}}\right] \quad [1]$$

که در این رابطه ρ_w مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی، ρ_{sat} مقاومت الکتریکی کل در زون‌های اشباع، ρ_{unsat} مقاومت الکتریکی کل در زون‌های غیراشباع، پارامترهای m و n مربوط به درجه سیمانی شدن دانه‌های تشکیل دهنده سفره آبدار و کلیه مقاومت‌ها بر حسب اهم‌متر (Ωm) هستند، مقدار m برای هر نمونه متفاوت است و در بیشتر رسوبات آبرفتی سخت نشده متخلخل، از قانون اولیه آرچی (۱۹۴۲) پیروی می‌کند. رسوبات نهشته شده در آبخوان آبرفتی شمال شرق گچساران از نوع رسوبات آبرفتی سخت نشده با جور شدگی ضعیف هستند از این رو، در این مطالعه مقدار m برابر ۱/۵ و مقدار n برابر ۲ فرض شده است (رستمی و حسنی‌گیو، ۱۳۹۰).

از رابطه ۲ می‌توان مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی را بدست آورد و طبق نظر آرچی از روابط ۳ و ۴ نیز می‌توان فاکتور سازند و میزان تخلخل را بدست آورد.

$$\rho_w = \frac{10^4}{Ec} \quad [2]$$

که در این رابطه ρ_w مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی و EC هدایت الکتریکی بر حسب میکروموس بر سانتی‌متر ($\mu mhos/cm$) می‌باشد.

$$F = \frac{\rho_{sat}}{\rho_w} \quad [3]$$

در رابطه فوق F فاکتور سازند، ρ_w مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی و ρ_{sat} مقاومت الکتریکی کل در زون‌های اشباع است.

$$F = a\phi^{-m} \quad [4]$$

مدل سازی صفر منظور می گردد.

روش خط پوش مستقیم (ESL):

همان طور که گفته شد وارنی و همکاران (۲۰۱۳)، به منظور تخمین مقدار میانگین Sy به این نتیجه رسیدند که رابطه مستقیم و قوی بین میزان بارندگی و تغذیه آب زیرزمینی وجود دارد و می توان مقدار Sy را با رسم کردن داده های بارش در مقابل مقدار صعود سطح آب زیرزمینی تخمین زد. در این روش پس از رسم مقدار بارندگی در مقابل صعود آب زیرزمینی، خطی از نقطه تلاقی محور x و y یعنی نقطه (۰ و ۰) به نحوی که تمامی نقاط را در زیر خود جای دهد رسم می شود. معکوس شیب این خط در واقع مقدار Sy تعیین شده به روش ESL می باشد.

تحلیل آزمون پمپاژ در آبخوان آزاد:

در بین مدل های تحلیلی پمپاژ برای آبخوان آزاد، مدل نویمان (۱۹۷۲) که وقوع پدیده زهکشی تأخیری را وابسته به مؤلفه قائم جریان در آبخوان آزاد معرفی می نماید کاربرد بیشتری دارد و در این پژوهش از روابط تحلیلی این مدل استفاده شده است. نویمان رابطه افت سطح آب در چاه مشاهده ای را به صورت زیر بیان نمود:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_a, u_y, \eta) \quad [6]$$

که در این معادله، s افت سطح آب در چاه مشاهده ای (متر)، Q دبی پمپاژ (مترمکعب بر ثانیه)، T ضریب قابلیت انتقال آبخوان، پارامتر u_a متناظر با زمان های اولیه پمپاژ، پارامتر u_y متناظر با زمان های بلند مدت پمپاژ است و مقادیر عددی تابع $W(u_a, u_y, \eta)$ بر حسب مقادیر مختلف u_a ، u_y و η در قالب منحنی های

نمونه نویمان ارائه شده است.

$$u_a = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad [7]$$

در رابطه فوق، t زمان از شروع پمپاژ (ثانیه)، r فاصله چاه مشاهده ای از مرکز چاه پمپاژ (متر)، پارامتر u_a متناظر با زمان های اولیه پمپاژ، S ضریب ذخیره و T ضریب قابلیت انتقال آبخوان است.

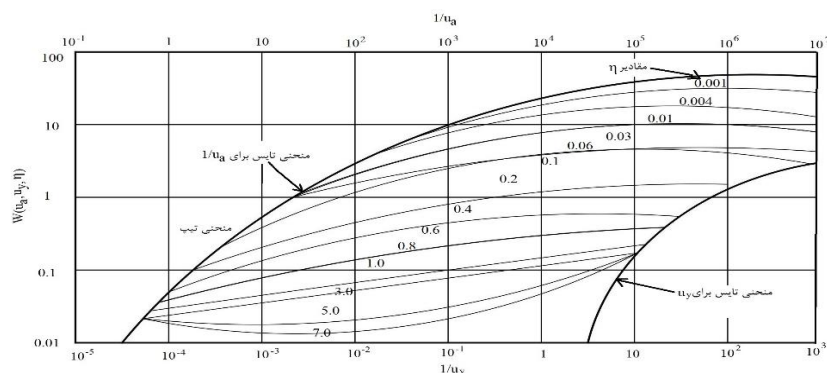
$$u_y = \frac{r^2 S_y}{4Tt} \quad [8]$$

در رابطه بالا، t زمان از شروع پمپاژ (ثانیه)، r فاصله چاه مشاهده ای از مرکز چاه پمپاژ (متر)، پارامتر u_y متناظر با زمان های بلند مدت پمپاژ، S_y آبدهی ویژه و T ضریب قابلیت انتقال آبخوان است.

$$\eta = \frac{r^2 K_z}{b^2 K_r} \quad [9]$$

در این معادله نیز، Kr هدایت هیدرولیکی افقی، Kz هدایت هیدرولیکی عمودی، b ضخامت اشباع آبخوان، r فاصله چاه مشاهده ای از مرکز چاه پمپاژ و پارامتر η از منحنی های نمونه نویمان استخراج می گردد (شکل ۳).

برای برآورد ضرایب هیدرودینامیک آبخوان آزاد بر مبنای روابط ارائه شده توسط نویمان، روش انطباق بر منحنی های نمونه به صورت دو مرحله ای به کار گرفته می شود، بدین صورت که داده های زمان های اولیه پمپاژ بر بخش اول منحنی های نمونه و داده های زمان های بلند مدت پمپاژ بر بخش انتهایی منحنی های نمونه نویمان انطباق می یابند و با انتخاب نقطه تطابق ضرایب هیدرودینامیک آبخوان شامل Kr، Kz، S و Sy برآورد می شوند.



شکل ۳- منحنی نظری تابع چاه $W(u_a, u_y, \eta)$ در برابر $1/u_a$ و $1/u_y$ برای آبخوان آزاد (نویمان ۱۹۷۲).

بحث:

تفسیر داده‌های ژئوالکتریکی جهت تعیین آبدهی ویژه:

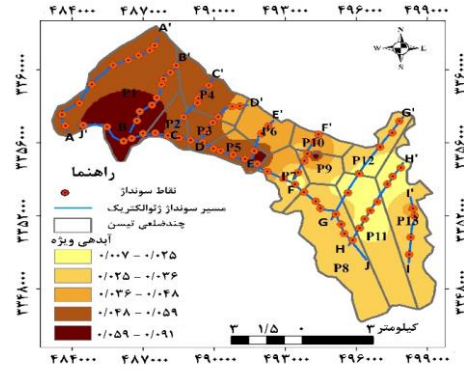
برای تخمین مقادیر آبدهی ویژه (sy)، داده‌های ژئوالکتریک حاصل از ۸۶ سونداژ قائم ژئوالکتریکی (آرایه اشلومبرژه بر اساس ۴ فاصله الکترودهای جریان ۱۰۰، ۲۰۰، ۶۰۰ و ۱۰۰۰ متری) تحلیل و سپس با توجه به عمق سطح ایستابی سفره آبدار، مقاومت در دو زون اشباع (ρ_{sat}) و غیراشباع (Punsat) آبخوان به دست آمد. در ادامه مقادیر مقاومت الکتریکی کل در زون‌های اشباع و غیراشباع آبخوان برای محل چاه‌هایی که مقدار هدایت الکتریکی آب آن‌ها در دسترس است استخراج و با استفاده از رابطه ۱، آبدهی ویژه به دست آمد (جدول ۱). حداقل و حداکثر آبدهی ویژه به ترتیب ۰/۰۰۷ (در نواحی شرق و جنوب شرقی) و ۰/۰۹۱ (در نواحی غرب و شمال غربی دشت) و متوسط آن حدود ۰/۰۴ تخمین زده شد (شکل ۴ و جدول ۲). در نهایت مقدار آبدهی ویژه به روش ژئوالکتریک برای ۱۳ چندضلعی (معرف ۱۳ پیزومتر موجود در آبخوان) مطابق جدول ۲ تهیه گردید.

تفسیر اولیه داده‌های سونداژ الکتریکی قائم با استفاده از نرم‌افزار IP2win و تکنیک یکسان‌سازی منحنی جزئی معمولی انجام شد (بوابچی، ۲۰۰۲). با استفاده از این برنامه مقاومت لایه و ضخامت بدست آمده تخمینی به کمک رایانه تفسیر شد. بنابراین، کمی کردن نتایج سونداژ عمقی ژئوالکتریکی با استفاده از مقاومت لایه مربوطه و ویژگی‌های آب منفذی امکان‌پذیر بود.

با استفاده از روابط ۳ و ۴ فاکتور سازند (F) و مقادیر تخلخل برای نقاط مختلف آبخوان محاسبه شد (جدول ۱). حداقل تخلخل حدود ۰/۱۵ در قسمت شرقی و جنوب شرقی آبخوان و حداکثر مقدار تخلخل حدود ۰/۴۱ در قسمت مرکزی، شمالی و شمال غرب دشت در مجاورت با سازندهای آسماری می‌باشد و مقدار متوسط تخلخل آبخوان حدود ۰/۲۶ تخمین زده شده است.

جدول ۱- آبدهی ویژه، فاکتور سازند و تخلخل آبخوان به روش ژئوالکتریک.

شماره چاه	X	Y	Ec _w (μ mhos/cm)	ρ_{sat}	ρ_{punsat}	ρ_w	F	SY	Φ
W1	۴۸۷۱۴۰	۳۳۵۷۰۳۰	۸۵۷	۶۸/۹	۱۴۰/۴	۱۱/۶۷	۵/۹	۰/۰۷۶	۰/۲۵
W2	۴۸۶۲۹۰	۳۳۵۶۰۳۰	۱۱۳۰	۳۳/۹	۶۱/۳	۸/۸۵	۳/۸	۰/۰۹۱	۰/۳۵
W3	۴۸۸۹۱۰	۳۳۵۶۹۱۰	۴۲۰	۱۳۲/۱	۲۰۰/۰	۲۳/۸۱	۵/۵۴	۰/۰۵	۰/۲۶
W4	۴۹۱۲۰۰	۳۳۵۶۵۰۰	۴۲۸	۱۲۱/۹	۱۶۰/۹	۲۳/۳۶	۵/۲۱	۰/۰۳۶	۰/۲۸
W5	۴۹۲۰۰۰	۳۳۵۶۱۶۰	۵۷۲	۱۱۶/۳	۱۸۰/۴	۱۷/۴۸	۶/۶۵	۰/۰۴۵	۰/۲۳
W6	۴۹۳۶۵۰	۳۳۵۵۳۷۰	۴۰۶	۱۰۰	۱۱۸/۷	۲۴/۶۳	۴/۰۶	۰/۰۲۷	۰/۳۴
W7	۴۹۳۵۰۱	۳۳۵۳۷۱۳	۱۲۲۰	۹۰	۹۳	۸/۲	۱۰/۹۸	۰/۰۰۷	۰/۱۵
W8	۴۹۴۴۰۰	۳۳۵۴۹۸۰	۴۳۸	۱۰۰	۱۸۰	۲۲/۸۳	۴/۳۸	۰/۰۸۱	۰/۳۲
W9	۴۹۸۴۶۰	۳۳۵۲۲۸۰	۷۹۵	۴۳/۹	۵۹/۶	۱۲/۵۸	۳/۴۹	۰/۰۵۴	۰/۳۸
W10	۴۹۶۵۵۰	۳۳۵۴۳۲۰	۶۳۱	۱۵۰	۱۹۴/۶	۱۵/۸۵	۹/۴۶	۰/۰۲۱	۰/۱۷
W11	۴۹۵۴۷۲	۳۳۵۳۵۰۵	۹۰۶	۷۷/۷	۸۳/۶	۱۱/۰۴	۷/۰۳	۰/۰۰۸	۰/۲۲
W12	۴۹۶۸۰۱	۳۳۵۱۶۹۰	۱۶۰۶	۴۲	۴۴	۶/۲۳	۶/۷۴	۰/۰۱	۰/۲۳
W13	۴۹۷۰۱۰	۳۳۵۳۳۵۰	۸۳۷	۹۵	۱۰۰	۱۱/۹۵	۷/۹۵	۰/۰۰۸	۰/۲
W14	۴۹۷۸۱۰	۳۳۵۳۸۷۰	۱۱۲۰	۱۰۰/۳	۱۱۰/۴	۸/۹۳	۱۱/۲۳	۰/۰۰۷	۰/۱۵
W15	۴۹۲۰۰۶	۳۳۵۴۹۰۶	۵۰۸	۶۱/۹	۱۰۰	۱۹/۶۹	۳/۱۴	۰/۰۸۸	۰/۴۱
W16	۴۹۵۳۰۰	۳۳۵۲۱۰۰	۱۰۴۷	۴۳/۹	۵۹/۶	۹/۵۵	۴/۵۹	۰/۰۴۳	۰/۳



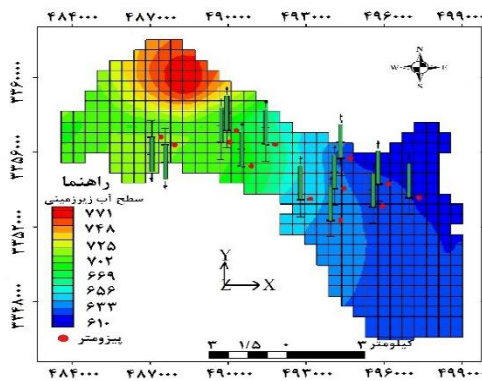
شکل ۴- نقشه آبدهی ویژه آبخوان شمال شرق شهر گچساران به روش ژئوالکترونیک.

جدول ۲- مقدار آبدهی ویژه تخمینی با استفاده از روش ژئوالکترونیک در چندضلعی‌های P1 تا P13 به همراه مقدار حداقل، حداکثر و میانگین.

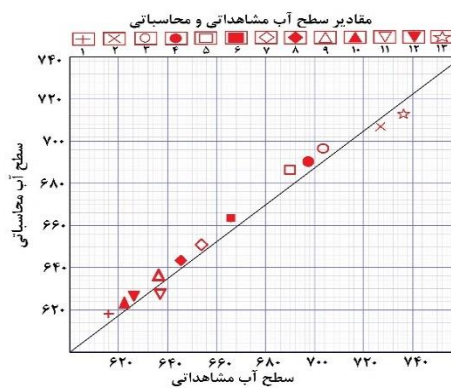
پیزومتر	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	حداقل	حداکثر	میانگین
Sy	۰/۰۹۱	۰/۰۶۷	۰/۰۵	۰/۰۴۹	۰/۰۵	۰/۰۴۶	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۹۱	۰/۰۴۱

تحت کالیبراسیون در شرایط پایدار، تا رسیدن جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) به مقدار ۰/۹ ادامه یافت و مدل در شرایط پایدار واسنجی گردید. از شکل ۵ به سادگی می‌توان دریافت که در پایان دوره واسنجی در حالت پایدار تمام پیزومترها در محدوده خطای قابل قبول واقع شده‌اند.

محاسبه آبدهی ویژه با استفاده از مدل‌سازی آبخوان: مدل منطقه با استفاده از نرم‌افزار GMS 10.1 در شرایط پایدار، برای یک دوره تنش یک ماهه با کمترین نوسان (مهر ۱۳۹۳) و در شرایط ناپایدار برای یک دوره یک ساله از مهر ۱۳۹۳ تا شهریور ۱۳۹۴ با ۱۲ دوره تنش و هر دوره تنش شامل یک گام زمانی، اجرا و واسنجی شده است. تخمین و تصحیح پارامترهای



(ب)



(الف)

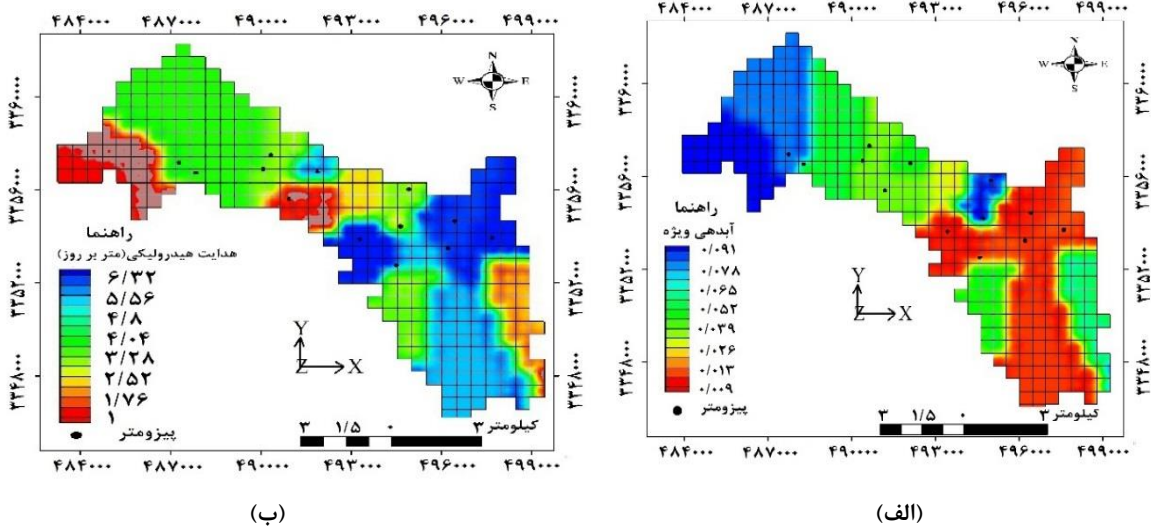
شکل ۵- الف) نقشه سطح ایستابی شبیه‌سازی برای شرایط پایدار (ب) نمودار مقایسه بار آبی محاسباتی و مشاهده‌ای اجرای مدل در شرایط پایدار.

در اثنای واسنجی، بر پارامترهایی تمرکز شد که با صحت کمتری تعیین یا فرض شده‌اند و پارامترهای مطمئن‌تر، فقط به طور

داده‌های سطح آب مربوط به مهر ۱۳۹۳ تا پایان شهریور ۱۳۹۴، برای واسنجی مدل در حالت ناپایدار استفاده شده است و به عبارت دیگر مدل در این بازه زمانی کالیبره شده است. در انجام کالیبراسیون، علاوه بر توجه به شرایط طبیعی، تغییرات بار هیدرولیکی در طول زمان، روند خطوط تراز سطح آب زیرزمینی و شباهت روند کلی هیدروگراف شبیه‌سازی شده با هیدروگراف مشاهده‌ای نیز مورد توجه بوده است. زمانی که روند هیدروگراف محاسباتی و مشاهده‌ای در بازه قابل قبول قرار گرفت، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) حداقل شد، بیان محاسبه‌ای منطبق بر واقعیت گردید و از طرفی خطوط تراز سطح آب زیرزمینی محاسباتی و مشاهده‌ای نیز بر هم منطبق شدند، مدل واسنجی شده نهایی به دست می‌آید. در شکل ۶ ب، مقادیر بهینه ضریب آبدهی ویژه پس از واسنجی در شرایط ناپایدار ارائه شده است بعد از واسنجی در حالت غیر ماندگار باید مدل را برای یک دوره زمانی مورد آزمون قرار داد تا صحت داده‌های خروجی آن اثبات گردد. بدین منظور به مدت ۱۲ ماه از مهر ۱۳۹۴ تا انتهای شهریور ۱۳۹۵ پیش‌بینی سطح آب زیرزمینی در منطقه، به وسیله مدل به عمل آمده و سپس مقادیر مشاهده شده صحرائی با مقادیر پیش‌بینی شده توسط مدل مورد مقایسه قرار گرفت و نتایج قابل قبولی بدست آمد.

در نهایت، پس از واسنجی و بررسی صحت مدل و حصول اطمینان از نتایج آن، مقدار آبدهی ویژه برای ۱۳ چندضلعی (معرف ۱۳ پیژومتر موجود در آبخوان) مطابق جدول ۳ تهیه گردید. همان‌طور که ملاحظه می‌گردد حداقل مقدار آبدهی ویژه ۰/۰۰۹، حداکثر مقدار ۰/۰۹۱ و مقدار میانگین ۰/۰۴۶ می‌باشد.

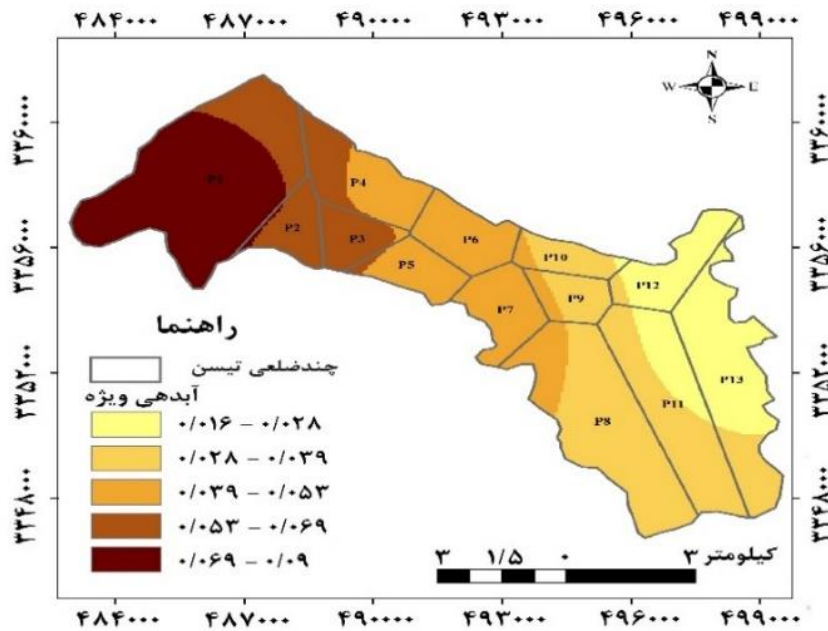
مختصر تغییر داده شدند. از این رو با شروع واسنجی به روش سعی و خطا پس از اولین اجرای مدل، پارامتر هدایت هیدرولیکی، تغییرات مختصری داده شد و پارامترهای دیگر مدل نظیر شرایط مرزی، جریان ورودی و خروجی زیرزمینی (که با تنظیم مقادیر دو پارامتر قابلیت انتقال و بار هیدرولیکی هر سلول کنترل می‌شود)، تراز سنگ کف و تغذیه در طول چندین ده مرتبه اجرای مدل تغییر کردند تا به برازش مناسبی بین بارهای هیدرولیکی محاسبه شده و اندازه‌گیری شده دست یابیم. مقادیر هدایت هیدرولیکی مهم‌ترین پارامتری است که در این مرحله بهینه می‌شود. علاوه بر آن سنگ کف و به تبع آن ضخامت آبخوان نیز در این مرحله بهینه شدند. واسنجی در حالت ماندگار را می‌توان وقت‌گیرترین و طولانی‌ترین مرحله مدل‌سازی دانست. در شکل ۶ الف، مقادیر و منطقه‌بندی هدایت هیدرولیکی بهینه شده پس از واسنجی در حالت پایدار ارائه شده است. این منطقه‌بندی با مشخصات فیزیکی و روند زمین‌شناسی منطقه هماهنگ است به طوری که دانه‌بندی رسوبات از شرق به طرف غرب کاهش می‌یابد و هدایت هیدرولیکی نیز طبعاً کاهش می‌یابد. بعد از واسنجی مدل در حالت پایدار، مدل باید در حالت ناپایدار کالیبره شود چون شرایط حاکم بر آبخوان‌ها اساساً شرایطی ناپایدار می‌باشد. همچنین واسنجی در حالت پایدار باعث حذف اثرات آبدهی ویژه می‌شود و این مسئله برای آبخوان‌های آزاد که تغییرات ذخیره زیاد است خطای قابل توجهی را ایجاد می‌کند. بنابراین باید پس از واسنجی در حالت پایدار، آن را برای حالت ناپایدار نیز کالیبره نمود. در مرحله بعد با اجرای مدل و انجام محاسبات، ضریب آبدهی ویژه بهینه می‌شود و هدایت هیدرولیکی در این مرحله ثابت باقی می‌ماند چون در شرایط پایدار کالیبره شده است. از



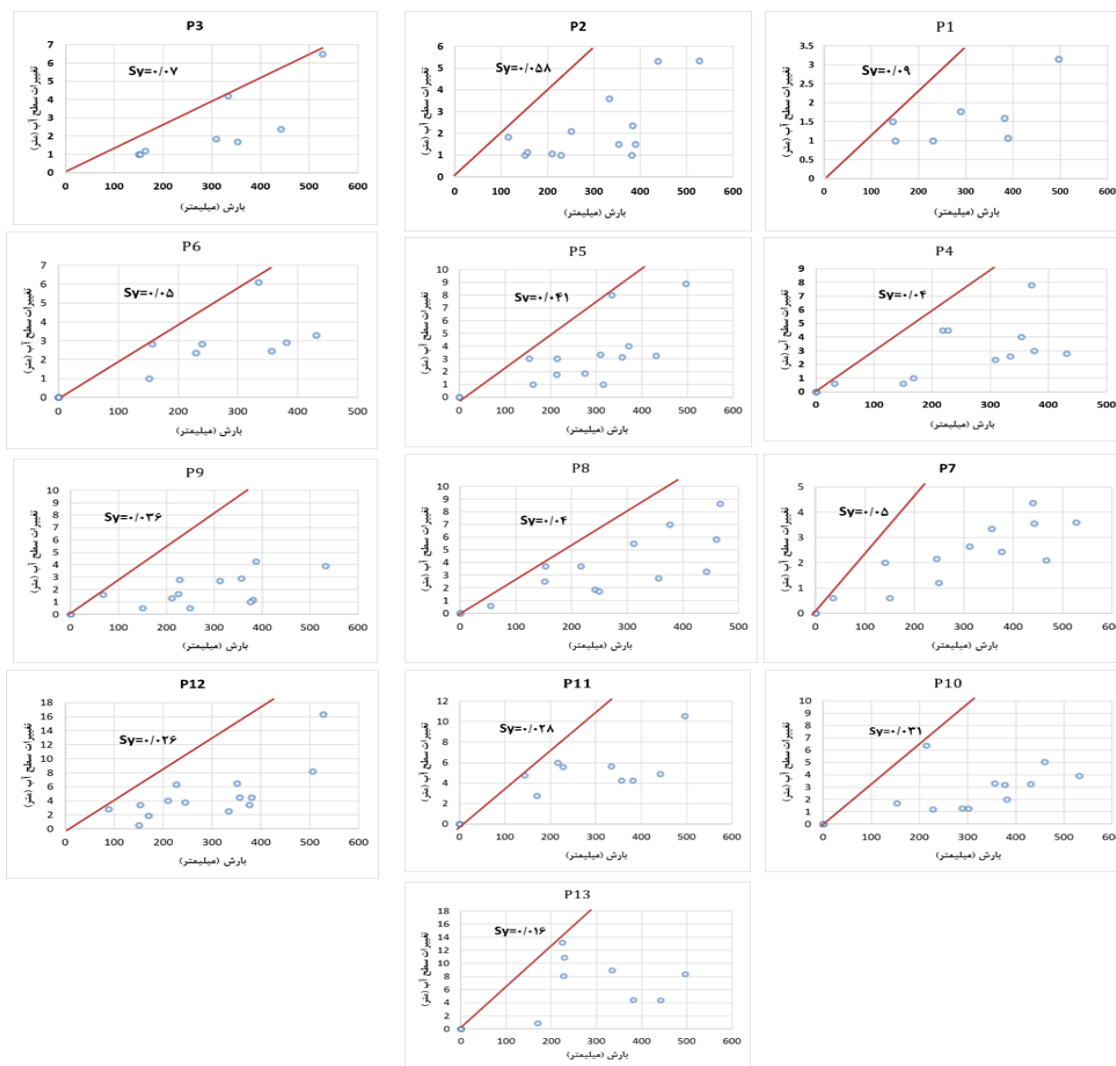
شکل ۶- الف) نقشه هدایت هیدرولیکی (m/day) در شرایط پایدار اجرای مدل ب) نقشه آبدهی ویژه در شرایط ناپایدار برای گستره مورد مطالعه.

جدول ۳- مقدار آبدهی ویژه تخمینی با استفاده از مدل GMS در چندضلعی‌های P1 تا P13 به همراه مقدار حداقل، حداکثر و میانگین.

پیزومتر	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	حداقل	حداکثر	میانگین
Sy	۰/۰۹۱	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴۶	۰/۰۲	۰/۰۲۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۹۱	۰/۰۴۶



شکل ۷- نقشه آبدهی ویژه آبخوان شمال شرق شهر گچساران به روش خط پوش مستقیم



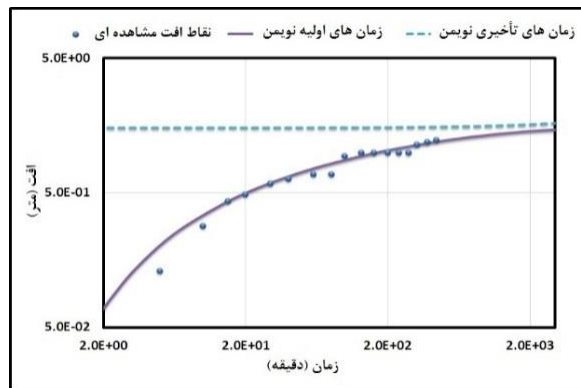
شکل ۸- رابطه بین بارندگی مؤثر و صعود سطح آب زیرزمینی در پیزومترهای P1 تا P13 به منظور تخمین مقدار آبدهی ویژه.

جدول ۴- آبدهی ویژه با استفاده از روش خط پوش مستقیم (ESL) در چندضلعی‌های P1 تا P13 به همراه مقدار حداقل، حداکثر و میانگین.

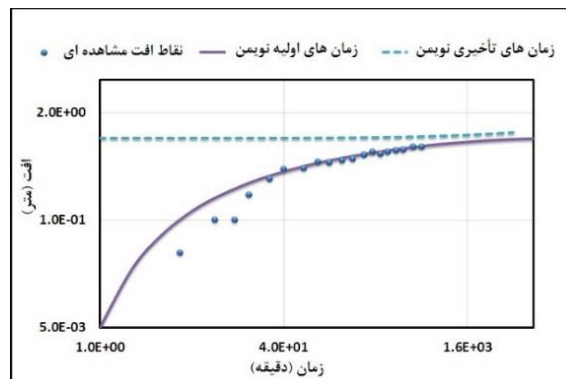
پیزومتر	P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9	P10	P11	P12	P13	حداقل	حداکثر	میانگین
Sy	۰/۰۹	۰/۰۵۸	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۴۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳۶	۰/۰۳۱	۰/۰۲۸	۰/۰۲۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۹	۰/۰۴۴

نوع آزاد می‌باشد، نقش پدیده زهکشی تأخیری و مؤلفه قائم جریان نیز باید در نظر گرفته شود و بنابراین، بر اساس مدل تحلیلی نویمن و با کمک روابط ۶ تا ۹ به وسیله نرم‌افزار Test-Aquifer آبخوان مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۹). و در نهایت ضرایب هیدرودینامیک به وسیله روش نویمن که مختص آبخوان‌های آزاد می‌باشد محاسبه شده است.

صحت‌سنجی آبدهی ویژه با استفاده از تحلیل آزمون پمپاژ: در محدوده مطالعاتی تنها دو چاه اکتشافی به همراه اطلاعات پمپاژ آن موجود است (جدول ۵). بنابراین سعی شد با تحلیل اطلاعات آزمون پمپاژ این دو چاه، صحت سنجی آبدهی ویژه به روش‌های مختلف (ژئوالکتریک، مدل‌سازی، ESL) صورت گیرد. از آنجایی که آبخوان آبرفتی محدوده مطالعاتی از



(الف)



(ب)

شکل ۹- موقعیت نقاط افت - زمان بر روی نمودار لگاریتمی نوین برای چاه پمپاژ (الف) و (ب) ۲.

پس از ترسیم نمودار لگاریتمی افت-زمان نوین، از قسمت اول منحنی مقادیر آبدهی ویژه (S_y) برای چاه پمپاژ شماره یک و دو به ترتیب 0.15 و 0.21 بدست می‌آید. در جدول ۵ مقادیر محاسباتی ضرایب هیدرودینامیک به روش نوین در دو چاه پمپاژ آبخوان آورده شده است. تأخیری می‌باشد. از قسمت دوم منحنی مقادیر ضریب ذخیره

جدول ۵- اطلاعات دو چاه اکتشافی و مقادیر محاسباتی ضرایب هیدرودینامیک در آزمون پمپاژ آبخوان مطالعاتی به روش نوین.

شماره چاه پمپاژ	۱	۲	شماره چاه پمپاژ	۱	۲
UTM X	۴۹۰۱۹۸	۴۹۶۴۲۸	حداکثر افت (m)	۱/۲۳	۰/۷۶
UTM Y	۳۳۵۶۱۵۶	۳۳۵۳۶۴۵	η	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
دبی پمپاژ (m^3/day)	۲۶۷۸/۴	۲۳۷۶	قابلیت انتقال (m^2/day)	۳۲۳	۶۵۵/۵
عمق چاه (m)	۲۰۰	۲۰۰	هدایت	۴/۹	۵/۷
ضخامت اشباع (m)	۶۶	۱۱۵	هیدرولیکی (m/day)	۰/۰۱۵	۰/۰۲۱
فاصله چاه مشاهده‌ای از چاه پمپاژ (m)	۲۰	۲۰	ضریب ذخیره (S)	۰/۰۵	۰/۰۳
			آبدهی ویژه (S_y)		

ژئوالکتریک، مدل سازی به وسیله نرم افزار GMS و روش خط پوش مستقیم (ESL) برای استخراج آبدهی ویژه در محدوده چندضلعی های P3 و P11 نتایج کاملاً نزدیکی به روش آزمون پمپاژ دارد و از بین سه روش فوق دقت روش ژئوالکتریک کمی بیشتر از دیگر روش ها می باشد.

با توجه به اینکه دو چاه اکتشافی که بر روی آن ها آزمون پمپاژ انجام گرفته در محدوده چندضلعی های P3 و P11 قرار گرفته است به بررسی و صحت سنجی آبدهی ویژه (Sy) بدست آمده با روش های مختلف (ژئوالکتریک، مدل سازی و ESL) در این دو چندضلعی با آزمون پمپاژ می پردازیم. با توجه به جدول ۶ که به صورت مقایسه ای می باشد مشاهده می گردد که سه روش

جدول ۶- مقایسه روش های مختلف استخراج آبدهی ویژه (Sy) با نتایج حاصل از آزمون پمپاژ.

نام چندضلعی	آبدهی ویژه (Sy) به روش های مختلف			
	خط پوش مستقیم (ESL)	مدل سازی (GMS)	ژئوالکتریک	آزمون پمپاژ
P3	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵
P11	۰/۰۲۸	۰/۰۱۵	۰/۰۲	۰/۰۳

آن گراول و ماسه دانه متوسط با میانگین تخلخل ۰/۲۶ می باشد. در منطقه مطالعاتی فقط دو چاه اکتشافی وجود دارد که در محدوده چندضلعی های P3 و P11 قرار دارد و بر روی آن ها آزمون پمپاژ انجام گرفته است. صحت سنجی هر سه روش مذکور با آزمون پمپاژ در این دو چندضلعی انجام گرفت. نتایج هر سه روش به نتایج آزمون پمپاژ کاملاً نزدیک است و دقت روش ژئوالکتریک کمی بیشتر از سایر روش ها می باشد.

برآورد حجم آب قابل استحصال آبخوان:

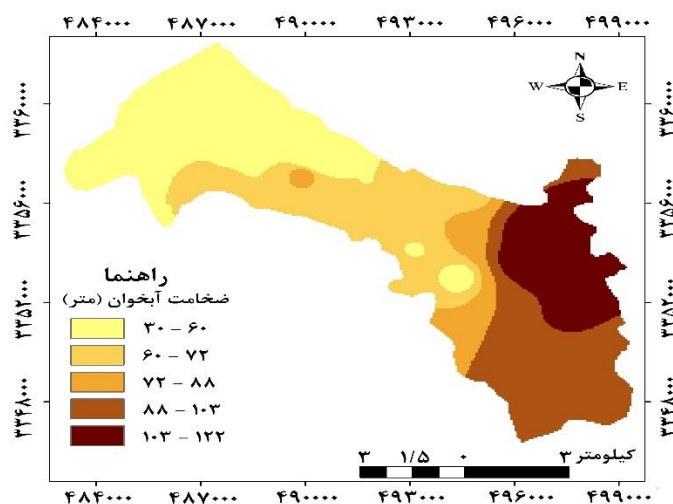
جهت محاسبه حجم آب موجود در آبخوان، ابتدا حجم لایه آبدار، با استفاده از نقشه هم ضخامت آبخوان (شکل ۱۰) و مساحت آبخوان (۸۶ کیلومتر مربع) با کمک نرم افزار (SURFER 10.1) محاسبه شد. بدین منظور سنگ کف به عنوان سطح پایینی و سطح آب زیرزمینی به عنوان مرز بالایی به نرم افزار داده شده است و حجم کل آبخوان حدود ۶/۶۲ میلیارد مترمکعب بدست می آید. برای محاسبه حجم آب موجود در لایه آبدار، تخلخل لایه آبدار را بدست آورده و حاصل را در حجم کل ضرب می کنیم. بنابراین با استفاده از نتایج جدول ۱ تخلخل متوسط منطقه مورد مطالعه ۲۶٪ بدست می آید و از ضرب تخلخل متوسط در حجم تقریبی لایه آبدار، حجم تقریبی آب موجود در لایه آبدار، ۱/۷ میلیارد مترمکعب بدست می آید. باید توجه داشت که تمام این

مقایسه روش های تعیین آبدهی ویژه:

پس از مقایسه مقادیر عددی آبدهی ویژه در ۱۳ چندضلعی موجود در منطقه با استفاده از سه روش ژئوالکتریک، مدل سازی به وسیله نرم افزار GMS و روش خط پوش مستقیم (ESL) مشاهده گردید که این مقادیر عددی و روند تغییرات آن ها کاملاً مشابه یکدیگر است. بیشترین مقدار عددی آبدهی ویژه حدود ۰/۰۹ است که در چندضلعی P1 در غرب و شمال غرب منطقه مطالعاتی واقع شده است و جنس مواد تشکیل دهنده آن دانه درشت از نوع قلوه سنگ، گراول، ماسه و رس می باشد. بیشترین مقدار تخلخل نیز حدود ۰/۴۱ در چندضلعی P1 با استفاده از روش ژئوالکتریک بدست آمده است که گویای مواد دانه درشت و بیشترین مقدار آبدهی ویژه در این چندضلعی می باشد. کمترین مقدار عددی آبدهی ویژه از ۰/۰۱۶ تا ۰/۰۰۹ است که در چندضلعی P13 در شرق و خروجی منطقه مطالعاتی واقع شده است و جنس مواد تشکیل دهنده آن ریز دانه از نوع رس و سیلت می باشد. کمترین مقدار تخلخل نیز حدود ۰/۱۵ در چندضلعی P13 با استفاده از روش ژئوالکتریک بدست آمده است که گویای مواد ریز دانه و کمترین مقدار آبدهی ویژه می باشد. مقدار متوسط آبدهی ویژه از ۰/۰۷ تا ۰/۰۱۵ در چندضلعی P5 تا P10 در مرکز آبخوان متغیر است و جنس مواد تشکیل دهنده

آب موجود در لایه آبدار، میزان آب قابل استحصال بدست خواهد آمد. برای منطقه مورد مطالعه آب قابل استحصال حدود ۷۴ میلیون مترمکعب بدست می آید.

آب قابل استحصال نیست و میزان آن به تراوایی و تخلخل مؤثر محیط بستگی دارد. از آنجا که ضریب آبدهی ویژه معادل تخلخل مؤثر می باشد، از حاصل ضرب ضریب آبدهی ویژه در حجم تقریبی



شکل ۱۰- نقشه هم ضخامت آبخوان آبرفتی شمال شرق گچساران.

مرکزی آبخوان می باشد. جهت محاسبه حجم آب موجود در آبخوان، ابتدا حجم لایه آبدار، با استفاده از نقشه هم ضخامت آبخوان و مساحت آبخوان (۸۶ کیلومتر مربع) حدود ۶/۶۲ میلیارد مترمکعب بدست آمد که با در دست داشتن تخلخل متوسط منطقه مورد مطالعه (۲۶٪) حجم تقریبی آب موجود در لایه آبدار، حدود ۱/۷ میلیارد مترمکعب برآورد گردید در نهایت با اعمال میانگین آبدهی ویژه آبخوان آب قابل استحصال حدود ۷۴ میلیون مترمکعب محاسبه گردید.

منابع

ترک قشقائی نژاد، س.، چیت سازان، م.، میرزایی، ی.، ۱۳۹۵. تخمین پارامترهای هیدرودینامیکی آبخوان با استفاده از مطالعات ژئوالکتریک (مطالعه موردی: آبخوان گلگیر، خوزستان). هیدروژئولوژی، جلد ۱، شماره ۲، ۲۴-۳۷.

خالقی، ف.، حیدریان، م.، فاتح دیزجی، ع.، ۱۳۹۷. مکان یابی مناطق مستعد آب زیرزمینی در واحدهای آذرآواری با روش ژئوالکتریک (مطالعه موردی: منطقه کال واقع در جنوب دماوند). هیدروژئولوژی، جلد ۳، شماره ۲، ۸۲-۹۴.

درویش زاده، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. موسسه انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۳۴ ص.

نتیجه گیری:

با توجه به مقایسه سه روش ژئوالکتریک، مدل سازی به وسیله نرم افزار GMS و روش خط پوش مستقیم (ESL) با اطلاعات آزمون پمپاژ در محدوده چندضلعی های مورد نظر برای استخراج آبدهی ویژه مشاهده گردید که هر سه روش استفاده شده برای محاسبه آبدهی ویژه نتایج کاملاً نزدیکی به روش آزمون پمپاژ دارد و از بین سه روش فوق دقت روش ژئوالکتریک کمی بیشتر از دیگر روش ها می باشد. با توجه به اطلاعات استخراجی از تمامی روش های مذکور بیشترین مقدار آبدهی ویژه حدود ۰/۰۹ در قسمت غرب و شمال غرب منطقه مطالعاتی، کمترین مقدار حدود ۰/۰۷ تا ۰/۰۱۶ در قسمت شرق و شمال شرق محدوده مطالعاتی و مقدار میانگین آن نیز حدود ۰/۰۴ در قسمت مرکزی آبخوان برآورد شده است. تخلخل بدست آمده از روش ژئوالکتریک نیز تأیید کننده مقادیر آبدهی ویژه می باشد به نحوی که بیشترین مقدار حدود ۰/۴۱ در قسمت غرب و شمال غرب منطقه، کمترین مقدار حدود ۰/۱۵ در قسمت شرق و خروجی محدوده مورد نظر و مقدار میانگین آن نیز حدود ۰/۲۶ در قسمت

- Huang, C.S., Chen, Y.L., Yeh, H.D., 2011. A general analytical solution for flow to a single horizontal well by Fourier and Laplace transforms. *Advances in water resources*, 34(5), 640-668.
- Huntly, D., 1986. Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers. *Ground Water Journal*, 24, 466-474.
- Jimmy George, N., Cletus Ibuot, J., Nnaemeka Obiora, D., 2015. Geoelectrohydraulic parameters of shallow sandy aquifer in Itu, Akwa Ibom State Nigeria using geoelectric and hydrogeological measurements. *Journal of African Earth Sciences*, 110, 52-63.
- Johnson, A.I., 1899. Specific yield: compilation of specific yields for various materials. US Government Printing Office, California, Department of Water Resources.
- Kazakis, N., Vargemezis, G., Voudouris, K.S., 2016. Estimation of hydraulic parameters in a complex porous aquifer system using geoelectrical methods. *Science of the Total Environment*, 550, 742-750.
- Kelly, W.E., 1979. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water Journal*, 506, 420 – 425.
- King, F.H., Slichter, C.S., 1899. Principles and conditions of the movements of ground water. Washington, D.C, Govt: Prtg.
- Koinski, W.K., Kelly, W.E., 1981. Geoelectric soundings for predicting aquifer properties. *Ground Water Journal*, 19 (2), 163-171.
- Mazac, O., Kelly, W.E., 1985. A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*, 79, 1-19.
- Neuman, S., 1972. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response of the water table. *Water Resources Research*, 8(4), 1031-1045.
- Perdomo, S., Ainchil, J.E., Kruse, E., 2014. Hydraulic parameters estimation from well logging resistivity and geoelectrical measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 105, 50-58.
- Schimschal, U., 1981. The relationship of geophysical measurements to hydraulic conductivity at the Brantley dam site. *New Mexico, Geoexploration*, 19, 115 – 125.
- Singh, K.P., 2005. Nonlinear estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurements. *Hydrol. Earth Sys. Sci. Discuss*, 2, 917 – 938.
- Taheri Tizro, A., Voudouris, K., Basami, Y., 2012. Estimation of porosity and specific yield by application of geoelectrical method – A case study in western Iran. *Journal of Hydrology*, 454, 160-172.
- Todd, D K., Mays, L W., 2005. *Groundwater Hydrogeology*. New York, John Wiley and Sons, 636p.
- Urish, D.W., 1987. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. *Water Resources Research*, 175, 1401 – 1408.
- رستمی، ع.، حسنی گیو، م.، ۱۳۹۰. بررسی رابطه ضریب سیمان شدگی و تخلخل بدست آمده از آنالیز مغزه و مقایسه آن با روابط تجربی Borai و Shell در یکی از مخازن دولومیتی جنوب غرب ایران. ماهنامه اکتشاف و تولید، شماره ۸۲، ۶۱-۶۵.
- محمدی، ض.، ۱۳۸۹. بکارگیری روش های ژئواستاتیسیتیکی جهت برآورد توزیع مکانی هدایت هیدرولیکی در دشت گل گیر و مقایسه آن با نتایج مدل ریاضی. سازمان آب و برق خوزستان، ۱۹۶ ص.
- مهندسین مشاور ژرف پویا. ۱۳۸۲. مطالعات ژئوفیزیک دشت امامزاده جعفر (کد محدوده مطالعاتی ۲۴۱۷) شهرستان گچساران با روش ژئو الکتریک. سازمان آب منطقه ای فارس، بوشهر و کهکیلویه و بویراحمد.
- نخعی، م.، لشکری پور، غ.، ۱۳۸۲. تخمین تخلخل و آبدهی ویژه در آبخوان دشت شور با استفاده از داده های مقاومت ویژه و روابط تجربی. نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۳، شماره ۱، ۱۹۱-۲۰۲.
- Archie G.E, 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01), 54-62.
- Beretta, G. P., Stevenazzi, S., 2018. Specific yield of aquifer evaluation by means of a new experimental algorithm and its applications. *Acque Sotterranee-Italian Journal of Groundwater*, 7(1).
- Bobachev, C., 2002. IPI2Win: A windows software for an automatic interpretation of resistivity sounding data. Moscow State University, 320.
- Chandra, S., Ahmed, SH., Ram, A., Dewandel, B., 2008. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. *Journal of Hydrology*, 357, 218-227.
- Chen, J., Hubbard, S., Rubin, Y., 2001. Estimating the hydraulic conductivity at the south Oyster site from geophysical tomographic data using Bayesian techniques based on the normal linear regression model. *Water Resources Research*, 37 (6), 1603 - 1613.
- Crosbie, R.S., Binning, P., Kalma, J.D., 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1), Issue1.
- Delle Rose, M., Fidelibus, C., Martano, P., 2018. Assessment of Specific Yield in Karstified Fractured Rock through the Water-Budget Method. *Geosciences*, 8(9), 344.
- Frohlick, R.K., Kelly, W.E., 1985. Estimates of specific yield with the geoelectric resistivity method in glacial aquifers. *Journal of Hydrology*, 97, 33- 44.

- Porkhial, S., Rigor, D.M., Bayrante, L.F., Layugan, D.B. 2010a. Magnetotelluric survey of NW Sabalan geothermal project, Iran. Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.
- Porkhial, S., Ghomshei, M.M., Yousefi, P. 2010b. Stable Isotope and Elemental Chemistry of Mt. Sabalan Geothermal Field, Ardebil Province of North West Iran, Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia, 25-29 April.
- Yousefi, H., Noorollahi, Y., Ehara, S., Itoi, R., Yousefi, A. 2010. Developing the geothermal resources map of Iran. *Geothermics*, 39: 140-151.
- Yousefi, H., Ehara, S., Noorollahi, Y. 2007. Geothermal potential site selection using GIS in Iran. Proceeding of 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, CA, USA, January 22-24: 174-182.
- Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P., Dietrich, S., 2013. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 58(7), 1445-1455.
- Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T., 2008. GIS integration model for geothermal exploration and well siting. *Geothermics*, 37, 107-131.
- Saffarzadeh, A., Noorollahi, Y. 2005. Geothermal development in Iran: A country update. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April.
- Shakeri, A., Moore, F., Kompani-Zare., 2008. Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 829-836.
- Talebi, B., Rezvani, M. (2005). An analysis of well measurements from the Sabalan geothermal area, NW Iran. Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April.