



تعیین ضخامت نهشته‌های آبرفتی دشت شهریار با استفاده از سونداژ ژئوالکتریکی و روش درونیابی

کریجینگ در محیط GIS

داود مختاری*^۱، امیر حشمتی^۲

۱- استاد گروه ژئومورفولوژی، دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- دانش‌آموخته‌ی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۷/۲۶

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۴/۱۸

چکیده

شناخت ساختارهای سطحی یکی از راه‌های دستیابی به منابع زیرزمینی است که در این میان شناخت خصوصیات رسوبات آبرفتی برای بهره‌برداری، مدیریت و کنترل آب‌های زیرزمینی از اهمیت فراوانی برخوردار است، دشت شهریار که سهم مهمی از آب‌های مصرفی شهر تهران را تأمین می‌کند پوشیده از آبرفت‌های کواترنری است. دشت شهریار در غرب شهر تهران و در منتهی‌الیه ضلع جنوبی البرز مرکزی قرار گرفته که باید اقداماتی برای تعیین ضخامت این نهشته‌ها صورت پذیرد، هدف از این پژوهش تعیین ضخامت نهشته‌های این دشت است. روش‌های ژئوفیزیکی مختلفی برای برآورد میزان ضخامت لایه‌های مختلف زمین وجود دارد که کاربردهای بسیاری دارند. برای تعیین خصوصیات نهشته‌های آبرفتی از جمله جنس، عمق، ضخامت و ... در منطقه مورد مطالعه از داده‌های سونداژهای الکتریکی که شامل ۱۲ پروفیل و تعداد ۱۸۶ مقطع از سازمان آب منطقه‌ای دریافت شد و نقشه آن در محیط نرم‌افزار GIS تهیه گردید و از نظر جنس و ضخامت مورد تحلیل و بررسی قرار گرفتند. سایر اطلاعات لازم شامل داده‌های اقلیمی، نقشه‌های زمین‌شناسی، داده‌های و نقشه DEM دریافت و پس از بررسی و صحت‌سنجی داده‌ها در محیط GIS با انتخاب روش درونیابی کریجینگ معمولی با سعی واریوگرام نمایی انتخاب گردید و نقشه‌های ضخامت آبرفت و توپوگرافی لایه‌های زیرین شامل: نقشه هم‌ضخامت آبرفت، نقشه توپوگرافی سطح رسوبات تبخیری، نقشه توپوگرافی توف و سنگ‌های آذرین، نقشه توپوگرافی سنگ کف منطقه، نقشه هم‌ضخامت رسوبات تبخیری و نقشه توپوگرافی سطح کنگلومرا منطقه با بالاترین دقت ممکن تهیه و ویژگی‌های افقی و عمودی این نهشته‌ها مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از پژوهش نشان داد که میزان ضخامت حداکثر آبرفت تا ۳۵۰ متر در مرکز است و هرچه به سمت حاشیه دشت نزدیک‌تر می‌شویم از ضخامت آبرفت کاسته می‌شود، این کاهش ضخامت در ناحیه غرب و شمال غربی دشت به حداکثر خود رسیده به طوری که در ناحیه غربی و جنوب غربی منطقه در حدود ۱۰ متر تشخیص داده شد.

کلمات کلیدی: تعیین ضخامت نهشته‌ها، روش درونیابی کریجینگ، روش‌های ژئوفیزیک، ژئوالکتریک، دشت شهریار استان تهران.

۱- مقدمه

امروزه تلاش‌های فراوان و مطالعات زیادی برای شناخت ساختارهای زیرسطحی زمین انجام می‌شود که روش‌های ژئوفیزیک یکی از بهترین راه‌های شناخت این ساختارهاست. برای شناسایی و کشف مخازن آب‌های زیرزمینی اولین و مهم‌ترین فاکتور شناسایی جنس، نوع، نحوه‌ی تشکیل و ابعاد نهشته‌های آبرفتی و در مرحله دوم شناخت ابعاد و حجم این مخازن است. برای این کار از روش‌های مختلف ژئوفیزیکی شامل: ژئوالکتریک، مغناطیس‌سنجی، لرزه‌نگاری و گرانی‌سنجی استفاده می‌شود. در این میان روش ژئوالکتریک از لحاظ سرعت دقت و صرفه‌جویی در هزینه و کارایی در تخمین پارامترهای ژئوفیزیکی به‌عنوان ابزاری دقیق و کارآمد شناخته شده است. علم زمین‌آمار به بررسی پدیده‌های متغیر در زمان، مکان و آنالیز نقاط نمونه‌برداری شده با موقعیت‌های متفاوت به‌منظور تولید یک سطح پیوسته می‌پردازد. آنالیزهای زمین‌آمار می‌توانند برای مدل‌سازی‌های مکانی در کاربردهای مختلف سیستم‌های اطلاعات مکانی نیز به‌کاربرده شوند که از مزایای این روش‌ها، برازش سطح مدل به نقاط نمونه‌برداری شده است (علوی‌پناه و همکاران، ۱۳۸۷: ۳۷). استفاده از آنالیزهای مختلف ریاضی و آماری نیز منجر به اخذ نتایج متفاوتی شده که از این‌رو انتخاب روش مناسب بسیار حائز اهمیت بوده و می‌بایست مدنظر قرار گیرد (عبدالقادری بوکانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۸۷). پهنه‌های آبرفتی دشت شهریار که قسمت‌های مهمی از کاربری‌های مسکونی کشاورزی و صنعتی بر روی آن گسترده شده‌اند سفره آب‌های زیرزمینی را در خود جای داده که سهم زیادی از آب موردنیاز تهران را تأمین می‌کند. دانش جغرافیا به‌عنوان علم فضایی-مکانی، همواره در جهت شناخت دقیق روابط انسان و محیط جغرافیایی تلاش کرده و امروزه سیستم اطلاعات جغرافیایی به‌عنوان یکی از دستاوردهای فنی نوین، توان دانش جغرافیا را در شناخت محیط جغرافیایی بالا برده است (جمعه‌پور، ۱۳۸۵: ۵۸). این سیستم برای جمع‌آوری و تجزیه و تحلیل کلیه اطلاعاتی که به نحوی با موقعیت جغرافیایی در ارتباط هستند به کار برده می‌شوند (هاکسپلد، ۱۳۸۰: ۲۶). عملاً این سیستم برای طراحی کاربردی اراضی و مدیریت منابع طبیعی در سطوح محلی و منطقه‌ای به وجود آمده و توسعه‌یافته است (ابراهیم‌زاده و همکاران، ۱۳۸۷: ۳۲). ژئوفیزیک، به یاری پدیده‌های فیزیکی و با کمک روش‌ها و ابزار تجربی می‌تواند ناشناخته‌های زیرزمین را که از نظر زمین‌شناسی مخفی است، آشکار نماید. روش مقاومت ویژه الکتریکی در اوایل ۱۹۰۰ میلادی توسعه یافت؛ اما به سبب اهمیت دسترسی کامپیوتر به پردازش و آنالیز داده‌ها از سال ۱۹۷۰ به بعد به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار گرفت (جعفری، ۱۳۹۲: ۳۴). که با توجه به مطالعات انجام شده از دقت بالایی برخوردار است که نسبت به سایر روش‌ها نیاز به هزینه و زمان کمتر دارد. درونیایی روش برآورد ارزش پدیده‌ها در مکان‌های نمونه‌برداری نشده با استفاده از مقادیر معلوم در نقاط همسایه است، نقاط همسایه ممکن است به‌طور منظم یا نامنظم در آن ناحیه پراکنده شده باشند؛ بنابراین برای تبدیل داده‌ها از نقاط مشاهده شده در موضوعات پیوسته از درونیایی استفاده می‌شود (قهرودی تالی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۳).

روش درونیابی در پژوهش حاضر کریجینگ معمولی با سمی‌واریوگرام نمایی است که با توجه به بررسی‌های انجام شده و مطالعات پیشین در پژوهش‌های از این دست دقیق‌ترین نتیجه را ارائه داده است. طباطبایی و غزالی، (۱۳۹۰) طی پژوهشی در مورد آبخوان‌های فارسان- جونقان و سفیددشت در چهارمحال بختیاری، هشت روش درونیابی و نحوه کار و دقت آن‌ها را مورد بررسی قرار دادند. نکوآمال کرمانی و همکاران، (۱۳۹۱)؛ روش‌های درونیابی سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) را برای تخمین سطح آب زیرزمین در دشت سرخون هرمزگان مورد ارزیابی قرار دادند. کماسی و گودرزی (۱۳۹۸) با استفاده از آنتروپی و کریجینگ بیزین تجربی به درونیابی تراز آب‌های زیرزمینی دشت سیلاخور پرداختند. رجایی و پوراصلان (۱۳۹۴) با استفاده از روش پرسپترون چندلایه شبکه عصبی و برای پیش‌بینی مکانی از روش کریجینگ و داده‌های پیرومتری به پیش‌بینی زمانی و مکانی تراز آب زیرزمینی دشت داورزن پرداختند. جعفری، (۱۳۹۲)؛ برای پهنه‌بندی نهشته‌های آبرفتی دشت مرند با استفاده از داده‌های ژئوفیزیکی، زمین‌شناسی و تحلیل این داده‌ها در محیط GIS به بررسی مشخصه‌ها و پارامترهای رسوب‌شناسی دشت مرند پرداخته‌اند. افخمی نهند، (۱۳۹۴)؛ در بررسی زمین‌شناسی دشت شیر امین، بررسی وضعیت و تعیین خصوصیات فیزیکی و مکانیکی لایه‌ها را تحلیل کرده‌اند. نگارش و همکاران، (۱۳۹۵)؛ تأثیر عوامل هیدروژئومورفولوژی آبخوان بر آب‌های زیرزمینی در دشت نورآباد ممسنی داشتند. روش‌های میدانی و تحلیل‌های آماری و استفاده از روش درونیابی مورد بررسی قرار گرفت. نباتی و همکاران، (۱۳۹۵)؛ به مطالعه دشت کیوی و فیروزآباد برای استحصال آب‌های زیرزمینی با بررسی در مطالعات ژئوفیزیکی منطقه با استفاده از روش ژئوالکتریک با تلفیق و تفسیر داده‌های سطحی و زیرسطحی پرداخته‌اند. برنارد تی^۱ و همکاران، (۱۹۹۸)؛ طی پژوهش خود در قسمت جنوبی جکسون هول، وایومینگ^۲، امریکا برای تعیین عمق آبخوان از روش سونداژهای الکتریکی و الکترومغناطیس در ۷۷ مقطع استفاده کردند. فیلیپ کاسنزا^۳ و همکاران، (۲۰۰۶)؛ طی پژوهشی در نیبور^۴ فرانسه داده‌های ژئوفیزیک و ژئوالکتریک را باهم مقایسه کرده بودند. داکیت و همکاران، (۲۰۰۸)؛ در بررسی یک منطقه گرانیته برای اکتشاف آب شیرین در منطقه آندراپرادش^۵ در هند، با استفاده از تفسیر داده‌های سنجش‌ازدور، داده‌های ژئوفیزیک و تصاویر ماهواره‌ای منطقه موردنظر را بررسی کردند. سینگ پی کی^۶ و همکاران، (۲۰۱۱)؛ در پژوهش خود در منطقه قلعه گوالیور^۷ هند برای ارزیابی منابع آب‌های زیرزمینی با استفاده از داده‌های ژئومورفولوژی، داده‌های ماهواره‌ای و داده‌های ژئوفیزیک برای شناسایی منطقه اقدام کردند. آندو جی و همکاران^۸، (۲۰۱۱)؛ در پژوهش خود در اطراف اونیپ^۹ و مناطق مجاور، جنوب

1- Bernard T. Nolan

2- Jackson Hole, Wyoming

3- Philippe Cosenzaata

4- Nièvre

5- Andhra Pradesh

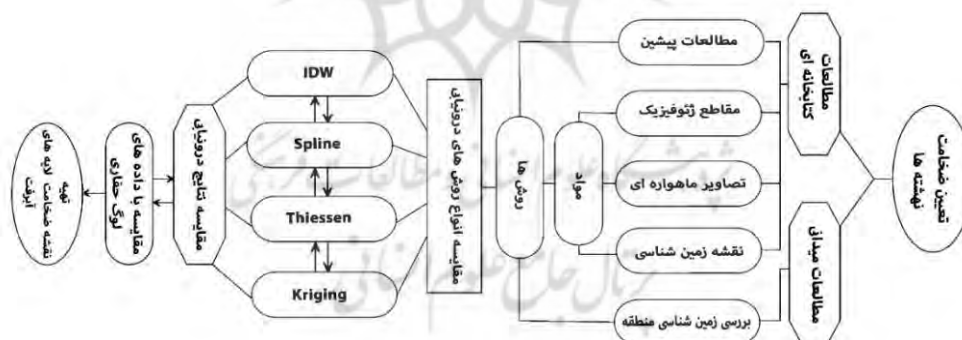
6- Singh, P.K.

7- Gwalior

8- Anudu, G.K

9- Onipe

غربی نیجریه برای کشف سفره آب‌های زیرزمینی در لایه پرکامبرین و انواع سنگ‌های غالب گنیس و کوارتزیت با استفاده از تعداد ۱۶ سونداژ الکتریکی و روش ژئوالکتریک (VES) پرداخته‌اند. اکپن^۱ و همکاران، (۲۰۱۳)؛ بخش‌های فروافتاده مجاور رودخانه ایکم-مامفه^۲ در نیجریه از داده‌های ژئوفیزیکی، ژئوشیمیایی، داده‌های شلومبرژه سونداژهای الکتریکی و چاه‌های پیرومتری، برای ارزیابی توان‌های بالقوه منابع آب زیرزمینی در منطقه یادشده استفاده کردند. در مطالعات انجام‌شده پیشین، اکثراً با استفاده از داده‌های مقاطع ژئوفیزیک، ژئوالکتریک و داده‌های هیدرولوژی و استفاده از روش‌های مختلف درونیابی زمین‌آماری در GIS به شناخت و بررسی مناطق پرداخته شده و در تعیین ضخامت و عمق آبرفت‌ها بیشتر از داده‌های سونداژهای الکتریکی استفاده شده است. نتایج مطالعات پیشین نشان می‌دهد که یک روش مشخص درونیابی در تمامی موارد برای تعیین عمق یا ضخامت آبرفت‌ها وجود ندارد، بلکه باید با توجه به پراکندگی و نوع این داده‌ها باید از روش‌های مختلفی باید استفاده کرد، همچنین نشان می‌دهد داده‌های مقاطع ژئوفیزیک با اندکی تفاوت به نسبت داده‌های مشاهداتی از ذقت بالاتری برخوردار هستند، باین‌حال برای درک بهتر فرایند تحقیق و چگونگی انجام درونیابی مدل مفهومی تحقیق در شکل (۱) آورده شده است.



شکل (۱): مدل مفهومی تحقیق

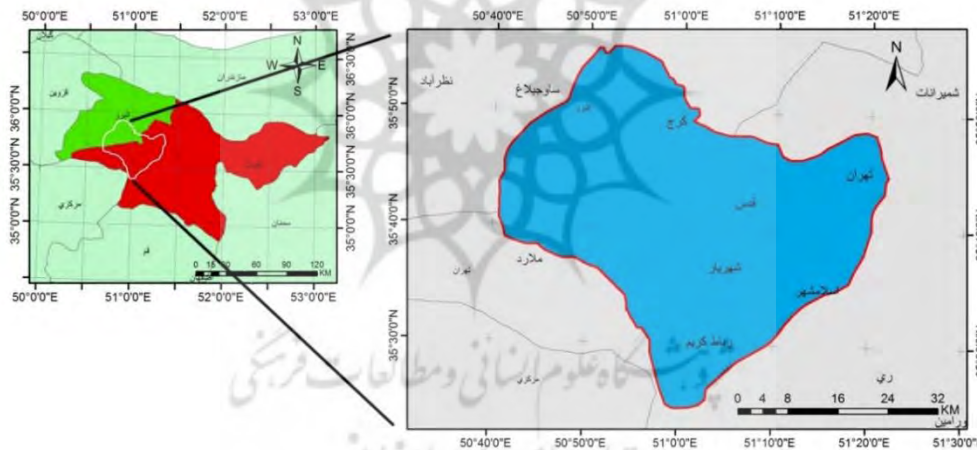
Figure (1): Conceptual model of the research

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه دشت شهریار (شکل شماره ۲) در شهرستان شهریار است که در موقعیت جغرافیایی بین عرض جغرافیایی ۰۳° ۲۷' تا ۳۵° ۵۷' ۵۹" شمالی و طول جغرافیایی ۱۷° ۴۱' ۵۰" تا ۱۲° ۵۱' ۰۸" شرقی قرار گرفته است. مساحت منطقه وسعتی معادل ۱۹۱۳ کیلومترمربع دارد که بلندترین نقطه

ارتفاعی حوضه دارای ارتفاع معادل ۲۵۳۲ متر در شمال و پست‌ترین نقطه ارتفاعی آن دارای ارتفاعی معادل ۱۰۰- متر پایین‌تر از سطح دریا در جنوب منطقه مورد مطالعه است. شهرستان شهریار بانام قدیمی (علیشاه عوض) با فاصله ۱۳۰ کیلومتری از دریای خزر در شمال کشور قرار دارد و یکی از شهرستان‌های استان تهران به شمار می‌رود که با فاصله ۳۳ کیلومتری از مرکز شهر تهران در غرب آن و در منتهی‌الیه ضلع جنوبی سلسله جبال البرز مرکزی قرار گرفته است و از شمال و غرب به شهرستان کرج، از شرق به شهر تهران و شهرستان اسلامشهر و از جنوب و جنوب غرب به رباط کریم و ساوه محدود می‌شود. و در حال حاضر شهرستان شهریار نزدیک به ۴/۸ درصد از مساحت استان تهران و حدود ۰/۰۰۸ درصد از مساحت کل کشور را به خود اختصاص می‌دهد.



شکل (۲): موقعیت منطقه مورد مطالعه (دشت شهریار)

Figure (2): The location of the studied area (Shahriar plain)

۲-۲- مواد

مواد استفاده شده در این تحقیق شامل: تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ دانلود شده از سایت زمین‌شناسی آمریکا، DEM با قدرت تفکیک ۱۰ متری اخذ شده از سازمان نقشه‌برداری کشور، داده‌های لوگ حفاری چاه‌های مشاهداتی اخذ شده از سازمان آب منطقه‌ای تهران، داده‌های پروفیل و مقاطع زمین‌شناسی اخذ شده از سازمان آب منطقه‌ای تهران.

۲-۳- روش‌های تعیین ضخامت

روش‌های ژئوفیزیکی برای افزایش کارایی اکتشافات زیرسطحی مورد استفاده قرار می‌گیرند (قاسم العسکری، ۱۳۹۰: ۳۸). روش‌های الکتریک سنجی (ژئوالکتریک): برحسب نوع مطالعات و کاربردها روش‌های متفاوتی دارد.

۱. روش مقاومت ویژه الکتریکی: برای شناسایی ناپیوستگی‌های افقی و عمودی لایه‌ها استفاده می‌شود.
۲. روش القاء قطبی: در مقیاس کوچک برای شناسایی کانی‌های هادی الکتریسیته در سنگ‌ها استفاده می‌شود. پدیده‌های حرکت الکترون‌ها و یون‌ها با این روش قابل بررسی است.
۳. روش پتانسیل خودزا: از جریان‌های الکتریکی طبیعی و یا القائی استفاده می‌شود. عبور این‌گونه جریان‌ها باعث تغییرات الکتروشیمیایی در کانی‌ها و سنگ‌ها می‌کند.

تئوری مقاومت ویژه: روش‌های مقاومت سنجی الکتریکی از جمله روش‌های ژئوفیزیکی هستند که در بررسی‌های لایه‌های زیرسطحی در مطالعات آب‌شناسی، زمین‌شناسی، معدن و محیط‌زیست مورد استفاده قرار می‌گیرد. روش ثبت مقاومت ویژه الکتریکی که توسط ایجاد جریان مستقیم در داخل زمین بین الکترودها صورت می‌گیرد، بهترین وسیله برای دقت روی قسمت‌های مخصوص زمین است. این روش ابزار مناسبی جهت متمایز کردن و جدا کردن لایه‌های زیرسطحی از نظر مقاومت ویژه و ضخامت آن‌ها و همچنین تعیین محل و اکتشاف آب‌های زیرزمینی است. در این روش با استفاده از داده‌های سونداژ الکتریکی قائم به تفسیرهای کمی و با پردازش داده‌های پروفیل زنی به تفسیر کیفی پرداخته می‌شود و مقاطع مقاومت ویژه جهت بررسی و شناخت لایه‌های زیرسطحی ترسیم می‌شود. هدف کاوش‌های مقاومت ویژه تعیین گسترش زیرسطحی مقاومت ویژه با انجام یک سری اندازه‌گیری‌های سطحی است. از طریق این اندازه‌گیری‌ها می‌توان مقاومت ویژه واقعی مواد زیرسطحی را تخمین زد. مقاومت ویژه زمین تحت تأثیر پارامترهای زمین‌شناسی مختلفی قرار دارد. از جمله محتوی سیالی و کانی، تخلخل و درجه اشباع آب در سنگ است (جعفری، ۱۳۹۰: ۴۴).

جدول (۱): مقاومت ویژه لایه‌های مختلف (جعفری، ۱۳۹۰)

Table (1): Specific resistance of different layers (jasari, 2011)

مقاومت مخصوص برحسب اهم‌متر	جنس لایه‌ها
۱۰۰ تا بیش از ۳۰۰ اهم‌متر	واریزه‌های خشک دامنه‌ای
۵۰ تا ۱۰۰ اهم‌متر	رسوبات آبرفتی نسبتاً درشت‌دانه
۲۰ تا ۵۰ اهم‌متر	رسوبات آبرفتی نسبتاً ریزدانه
تا ۲۰ اهم‌متر	رسوبات رسی یا مارن (ریزدانه)

روش‌های زمین‌آمار کاربرد زیادی را در تحقیقات هیدرولوژی دارند (دلهم، ۱۹۷۸: ۲۵۷). روش‌های زمین‌آمار توابع ریاضی و آماری را در درون‌یابی به کار می‌گیرند و بر پایه ویژگی‌های آماری داده‌ها می‌باشند. این تکنیک نقاط مجهول را بر اساس خودهمبستگی بین نقاط اندازه‌گیری شده و ساختار فضایی آن‌ها پیش‌بینی می‌کند. درواقع درون‌یابی زمین‌آمار، یک درون‌یابی غیردقیق یا احتمالی است که در آن نقاط پیش‌بینی شده با

اندازه‌های واقعی تفاوت دارد، این روش، می‌تواند از تأثیر داده‌های نادر مثل حداکثرها و حداقل‌های مطلق جلوگیری کند (قهرودی تالی و بابایی فینی، ۱۳۹۱: ۸۸).

۲-۳- روش‌های درونیابی

برای درونیابی چهار روش کلی وجود دارد که عبارت‌اند از: ۱، IDW، اسپلاین^۲ و روش کریجینگ^۳.

مدل کریجینگ در حالت کلی شبیه مدل IDW به شرح رابطه‌ی ۱ است:

$$Z(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i) \quad (1)$$

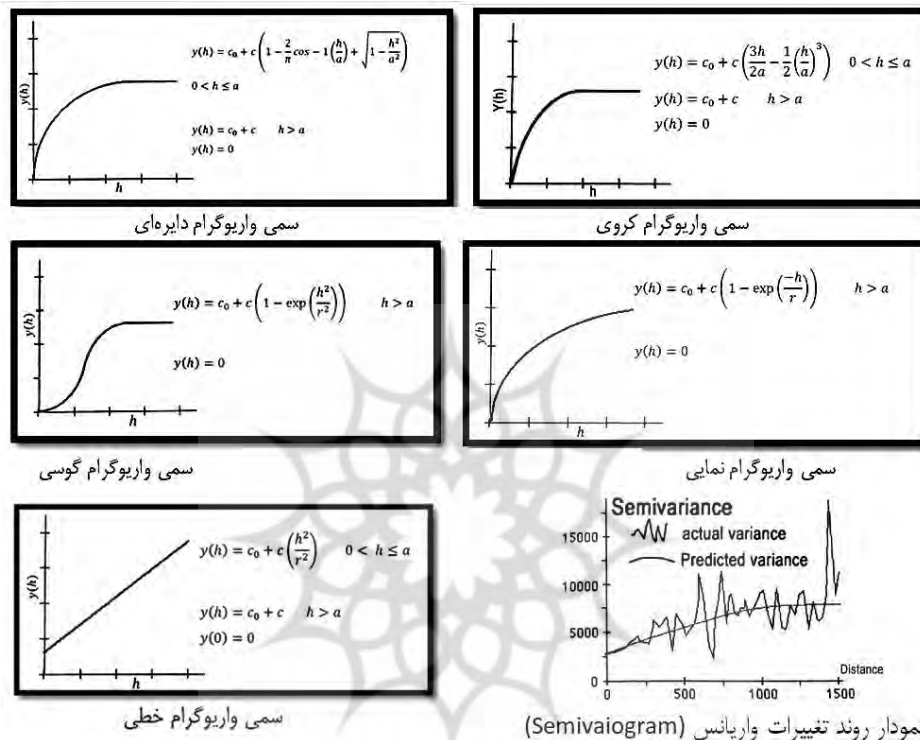
که در آن $Z(s_i)$ مقدار اندازه‌گیری شده در موقعیت i^{th} و λ_i وزن مقدار اندازه‌گیری شده در موقعیت i^{th} است. s_0 موقعیت پیش‌بینی و N تعداد نقاط اندازه‌گیری شده یا معلوم است. در مدل IDW، λ_i تابعی از فاصله است، اما در مدل کریجینگ وزن نه فقط تابع فاصله بین نقاط مشاهده‌شده و پیش‌بینی شده است، بلکه به ساختار فضایی نقاط نیز وابسته است؛ به این دلیل درون‌یابی کریجینگ از مدل‌های درون‌یابی زمین‌آمار است. اساس مدل کریجینگ بر تئوری متغیر ناحیه‌ای استوار است. متغیر ناحیه‌ای، متغیری تصادفی است که مقدار آن در هر نقطه از فضا، تابع مختصات آن نقطه باشد. به عبارت دیگر، تفاضل مقدار متغیر ناحیه‌ای در دو نقطه از فضا، به فاصله آن دو از هم‌بستگی دارد. بنابراین طبق رابطه‌ی ۲ تغییرات آن در فضا به ۳ مؤلفه تجزیه می‌شود.

$$Z(x) = m(x) + \varepsilon'(x) + \varepsilon'' \quad (2)$$

که در آن $m(x)$ تابع مشخص‌کننده‌ی مؤلفه ساختاری Z در نقطه x است، $\varepsilon'(x)$ تابع بیان‌کننده‌ی مؤلفه تصادفی است که از نظر فضایی وابسته و از نظر محلی متغیر است و ε'' ، باقیمانده یا خطای تصادفی است که میانگین آن صفر و واریانس آن ثابت بوده و از نظر فضایی مستقل است. (قهرودی تالی، ۱۳۹۱: ۹۳). برای تخمین درون‌یابی از دو مدل کریجینگ معمولی و کریجینگ فراگیر استفاده می‌شود. کریجینگ معمولی^۴ بیانگر مدل‌های کروی^۵، دایره‌ای، نمایی (Exponential)، گوسی (Gaussian) و خطی (Linear) در سمی‌واریوگرام است. شکل (۳) نمودار و معادلات مربوط به سمی‌واریوگرام‌ها را نشان می‌دهد. به بیانی دیگر، روند تغییرات فضایی یا ساختار فضایی داده‌ها بر اساس مدل‌های برازش شده به سمی‌واریوگرام تعیین می‌شود. (جعفری ۱۳۹۰: ۴۹)

1- Alfered Thiessen
2- Spline

3- Kriging
4- Ordinary Kriging
5- Universal Kriging



شکل (۳): نمودار روند تغییرات واریانس (سمی واریوگرام) و حالت‌های مختلف نمودار سمی واریوگرام خطی

Figure (2): The diagram of variance changes (semivariogram) and different states of the linear variogram diagram

۲-۴-مدل‌های مختلف کریجینگ

کریجینگ به مدل‌های ریاضی و آماری وابسته است. در مدل کریجینگ پیش‌بینی‌ها با احتمال آماری همراه است، به عبارت دیگر قطعی نیست؛ بنابراین می‌توان میزان احتمال و مقدار خطای ممکن را برآورد نمود. مدل‌های کریجینگ به خودهمبستگی‌ها استناد می‌کنند و همبستگی نیز گرایش دو متغیر به هم وابسته را نشان می‌دهد. این یک اصل جغرافیایی است که چیزهای نزدیک‌تر به هم شباهت بیشتری دارند. این همبستگی می‌تواند به عنوان تابع فاصله به کار رود؛ به بیانی دیگر خودهمبستگی تابعی از فاصله است. در آمار کلاسیک مشاهدات مستقل از یکدیگر فرض می‌شوند، یعنی همبستگی ندارند؛ در حالی که در زمین‌آمار داده‌ها در موقعیت‌های مکانی اجازه محاسبه فاصله را می‌دهند و خودهمبستگی‌ها به عنوان تابعی از فاصله مدل می‌شوند و تغییرات آن جهت‌دار است که روند نامیده می‌شود و برای داده‌های زمین‌آماري توسط رابطه‌ی ۳ محاسبه می‌شود:

$$Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s) \quad (۳)$$

که $Z(s)$ متغیر موردنظر به $\mu(s)$ روند قطعی و $\varepsilon(s)$ روند تصادفی یا خطای خودهمبستگی می‌باشد. موقعیت داده‌هایی که دارای خطا می‌باشند به راحتی قابل شناسایی است. متغیرها در این معادله اساس مدل‌های مختلف کریجینگ را تشکیل می‌دهند. در معادله فوق $\mu(s)$ به طور دقیق پیش‌بینی نمی‌شود، فرضیاتی در مورد $\varepsilon(s)$ ساخته می‌شود؛ بدین معنا که انتظار می‌رود که میانگین خطای آن‌ها صفر باشد و خودهمبستگی آن‌ها بین $\varepsilon(s)$ و $\varepsilon(s+h)$ باشد و فقط وابسته به موقعیت واقعی s نباشد بلکه به جابجایی بین آن دو (h) نیز بستگی داشته باشد. اگر معادله روند چندجمله‌ای درجه ۲ باشد، مدل کریجینگ فراگیر است و اگر پارامترهای روند کاملاً شناخته شده باشد، مدل کریجینگ ساده است، (قهرودی تالی، بابایی فینی، ۱۳۹۱). در کریجینگ معمولی از رابطه‌ی ۴ استفاده می‌شود.

$$Z(s) = \mu + \varepsilon(s) \quad (۴)$$

که در آن π با ضریب ثابت مجهول می‌باشد. این مدل فرض می‌کند که میانگین ضریب مدل ثابت و قابل قبول است. این مدل به عنوان روش پیش‌بینی ساده انعطاف قابل توجهی دارد.

کریجینگ فراگیر: در معادله این مدل از رابطه‌ی ۵ استفاده می‌شود که به شرح زیر است.

$$Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s) \quad (۵)$$

که $\mu(s)$ تابع قطعی می‌باشد (قهرودی تالی و بابایی فینی، ۱۳۹۱: ۹۲).

شیوه‌های مختلفی برای درونیابی وجود دارد که روش کریجینگ مهم‌ترین و گسترده‌ترین روش می‌باشد. کریجینگ روش درونیابی پیشرفته‌ای است که برای داده‌هایی که دارای روند موضعی تعریف شده‌ای باشند، مناسب است. این روش با کمترین واریانس تخمین، درونیابی می‌کند و میزان خطای آن تابع مشخصات تغییرنا است. اگر مطالعات مربوط به تشخیص مدل تغییرنا با دقت کافی انجام شود درونیابی با روش کریجینگ از دقت بالایی برخوردار خواهد بود (قهرودی تالی، ۱۳۸۴: ۲۱).

پژوهش حاضر کاربردی بوده و به صورت کتابخانه‌ای و میدانی مبتنی بر آنالیز داده‌های ژئوفیزیکی که از طریق سونداژهای الکتریکی (ژئوالکتریک) و درونیابی با روش کریجینگ ساده با سعی واریوگرام نمایی استفاده شده است. به طور کلی ژئوفیزیک به مطالعه خصوصیات فیزیکی زمین و محیط اطراف آن می‌پردازد. در پژوهش حاضر داده‌های موجود سونداژهای الکتریکی و مقاطع برداشت شده در مسیر پروفیل‌ها که از سازمان آب منطقه‌ای تهران دریافت شده بود بر روی نقشه محدوده مورد مطالعه محدود شد، سپس با توجه به جدول مقاومت ویژه لایه‌ها، جنس هر کدام از آنها شناسایی گردید. در مراحل بعد با روش آزمون و خطا به این گونه که ابتدا با

انتخاب یکی از روش‌های درونیابی نتایج را ذخیره کردیم و سپس با حذف عمدی ۹ داده سونداژ از سه پروفیل (A-A, G-G, J-J) که یک نمونه از آنها در شکل ۷ آورده شده است، در سه منطقه با تراکم پراکنش داده زیاد، متوسط و کم درونیابی مجدد انجام شد، سپس داده به دست آمده از روش درونیابی در همان ۹ نقطه را، با داده واقعی که به عمد حذف شده بود را مقایسه کردیم و در نهایت پس از انجام بیش از ۱۰ روش مختلف درونیابی، روش کریجینگ ساده با سمی واریوگرام نمایی نزدیک‌ترین داده به داده‌های حذف شده را ارائه داد. برای تعیین میزان صحت نتایج و مقایسه روش‌ها از آزمون (RMSE) انحراف خطا و آزمون (MDE) انحراف نتایج استفاده شد که طبق روابط ۶ و ۷ محاسبه می‌شود.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Esi - Eot)^2}{n}} \quad (6)$$

$$MDE = \frac{\sum_{i=1}^n (Esi - Eot)}{n} \quad (7)$$

که در آن Esi مقدار برآورد شده نقاط آزمون با روش‌های میانمایی و Eoi مقادیر واقعی آن نقاط است پارامتر ارزیابی MDE نشان می‌دهد که آیا مدل مقدار متغیر مورد نظر را کم یا زیاد برآورد می‌کند و دوم مقدار کمی آن چقدر است زمانی که MDE برابر صفر است مدل فضای مطالعه شده را خوب برآورد کرده و هیچ‌گونه انحرافی وجود ندارد (انصاری و داوری، ۱۳۸۶). مقدار صفر شاخص RMSE نیز نشان‌دهنده عدم وجود خطا در برآورد مدل است نتایج حاصل از تحلیل روش‌های مختلف درونیابی با استفاده از شاخص‌های میزان خطا RMSE و انحراف نتایج MDE در جدول ۲ نشان داده شده است. در نهایت روش کریجینگ ساده با سمی واریوگرام نمایی، کمترین مقدار خطا برابر ۰/۶۵ و کمترین انحراف نتایج برابر با ۰/۴۳ به عنوان روش درونیابی انتخاب گردید.

جدول (۲): نتایج حاصل از مقایسه روش‌های درونیابی

Table (2): Results from the comparison of interpolation methods

انحراف نتایج MDE	میزان خطا RMSE	روش درونیابی	R
0/043	0/65	Kriging_Ordinary_Exponentil	۱
0/21	0/86	Kriging_Ordinary_Spherical	۲
2/28	0/72	Kriging_Ordinary_Circular	۳
0/33	0/88	Kriging_Ordinary_Gaussian	۴
0/39	0/83	Kriging_Ordinary_Linear	۵
1/11	2/01	Kriging_Universal_Liner with Liner drift	۶
2/01	2/34	Kriging_Universal_Liner with Quadratic drift	۷
2/09	1/5	IDW	۸
2/33	1/75	Spline_regularized	۹
2/57	1/69	Spline_Tension	۱۰

در ادامه برای اطمینان از دقت و صحت درونیابی‌های انجام شده از ۲ عدد لوگ چاه‌های حفاری شده که در شکل‌های ۴ و ۵ آمده است، کمک گرفته شده. چاه شماره (۲) با ۱۰۱ عمق و ۴۳۹ متر فاصله با سونداژ شماره ۵ پروفیل H-H و چاه شماره (۹) با ۷۷ متر عمق و ۵۱۷ متر فاصله با سونداژ شماره ۱۵ پروفیل J-J، طبق نقشه محل چاه‌های مشاهداتی شکل ۶ آورده شده که نتایج مقایسه آنها در جداول ۳ و ۴ آورده شده است. با توجه به نزدیکترین فاصله چاه‌های حفاری از سونداژها اختلاف اعداد آنها منطقی به نظر می‌رسد و صحت و تحقیقات انجام شده را تأیید می‌نماید.

جدول (۳): مقایسه داده‌های چاه شماره ۲ با سونداژ شماره ۵ پروفیل H-H

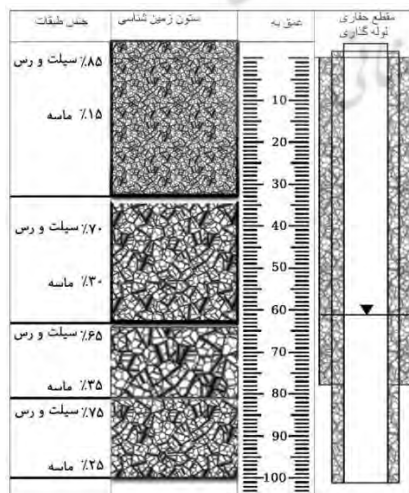
Table (3): Comparing the data of well number 2 with sounding number 5 of profile -H-H

نوع داده	عمق آبرفت عهد حاضر	عمق آب	نوع رسوب لایه دوم	عمق لایه دوم
لوگ حفاری	۶۲	۶۲	سیلت و رس، شن و ماسه	۶۳
نمودار پروفیل	۵۲	۷۵	توف و سنگ‌های آذرین	۵۳
درونیابی	بین ۴۵ تا ۶۰	۷۱ تا ۷۶	توف و سنگ‌های آذرین	بین ۴۵ تا ۵۰

جدول (۴): مقایسه داده‌های چاه شماره ۲ با سونداژ شماره ۱۵ پروفیل J_J

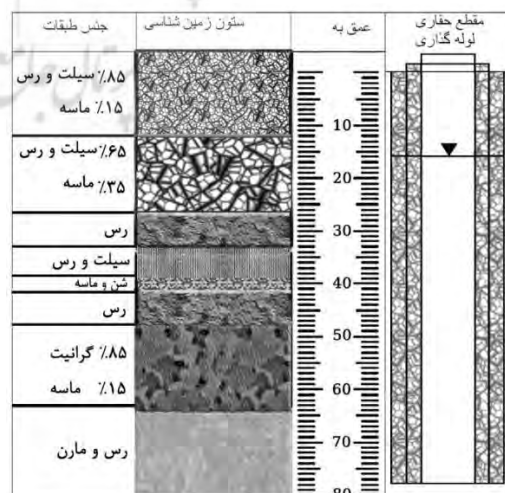
Table (4): Comparing the data of well number 2 with sounding number 15 of profile J_J

نوع داده	عمق آبرفت عهد حاضر	عمق آب	نوع رسوب لایه دوم	عمق لایه دوم
لوگ حفاری	تا حداکثر عمق چاه	۱۶	به دلیل عمق کم چاه نامشخص	نامعلوم
نمودار پروفیل	۱۷۵	۲۵	رسوبات تبخیری	۱۲۰
درونیابی	بین ۱۵۸ تا ۱۷۰	۲۵ تا ۳۰	رسوبات تبخیری	بین ۱۲۴ تا ۱۷۳



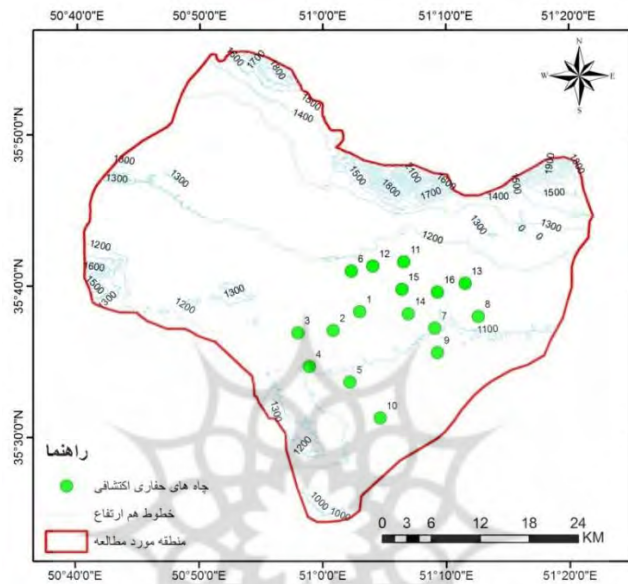
شکل (۵): لوگ حفاری چاه شماره ۹

Figure (5): Well drilling log No. 9



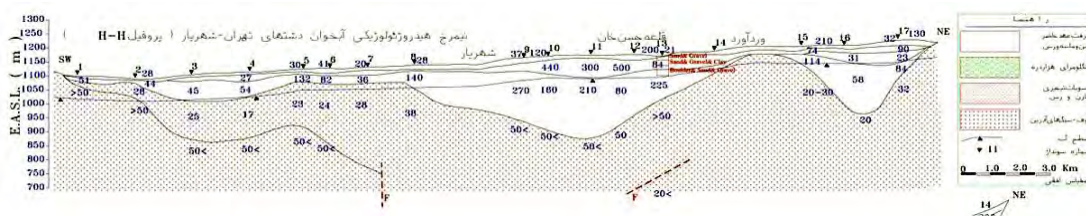
شکل (۴): لوگ حفاری چاه شماره ۲

Figure (4): Well drilling log No. 2



شکل (۶): نقشه محل حفاری چاه‌های مشاهداتی
 Figure (6): Map of the observation wells drilling site

سیس برای نقاط مختلف منطقه ستون‌های رسوبی موجود مطالعه و تغییرات جانبی و عمودی رسوبات (علاوه بر تعیین ضخامت رسوبات روی سنگ کف) مشخص گردیده و نقشه کلی پراکنش ضخامت و جنس آبرفت منطقه و همچنین نقشه‌های توپوگرافی سازندهای زیرین ترسیم شد. در این مطالعه، هدف از مطالعات ژئوالکتریک، برآورد الگوی پراکنش ضخامت رسوبات روی سنگ کف و همچنین تعیین عمق سطح آب‌های زیرزمینی به جهت مدیریت بهتر این منابع است.



شکل (۷): نمونه پروفیل سونداژهای الکتریکی
 Figure (7): Sample profile of electric soundings

۳- یافته‌ها و بحث

۳-۱- شرح مقاطع ژئوالکتریک

پروفیل A-A: این مقطع با امتداد جنوب غربی-شمال شرقی در منتهی الیه بخش غربی دشت کرج و توسط مشاوری C.G.G مطالعه شده است. در راستای آن ۱۲ عدد سونداژ ژئوالکتریکی انجام شده که سه لایه آبرفتی اصلی و ۵ لایه آبرفتی در طول این نیمرخ دیده می‌شود. مقاومت مخصوص الکتریکی لایه‌های خشک سطحی تا ۴۰۰ اهم‌متر و لایه‌های آبدار ۵۹ تا ۵۰ اهم‌متر است. به نظر می‌رسد که سنگ کف در طول این پروفیل به دلیل نزدیکی مقاومت لایه آبرفتی به خوبی تفکیک نشده است.

پروفیل B-B: این نیمرخ در امتداد جنوب غربی-شمال شرقی از جنوب کرج آغاز گردیده و به سمت مشکین‌دشت و صفادشت امتداد می‌یابد، تعداد ۱۲ سونداژ با حداکثر عمق ۶۰۰ متر توسط مشاوری C.G.G مطالعه شده است. لایه آبرفتی در راستای این پروفیل از ۳ لایه با مقاومت‌های متفاوت تشکیل شده است. با توجه به درون‌یابی‌های انجام شده ارتفاع رسوبات آبرفتی این لایه بین ۱ تا ۴۰ متر است.

پروفیل C-C: این نیمرخ در امتداد جنوب غربی-شمال شرقی از جنوب کرج آغاز شده، تعداد ۱۳ سونداژ با حداکثر عمق ۶۰۰ متر توسط مشاوری C.G.G مطالعه شده است، لایه آبرفتی در راستای این پروفیل از ۳ لایه با مقاومت‌های متفاوت تشکیل شده است. با توجه به درون‌یابی‌های انجام شده ارتفاع رسوبات آبرفتی این لایه بین ۵ تا ۲۰ متر متغیر است.

پروفیل D-D: این نیمرخ در امتداد جنوب غربی-شمال شرقی از ابتدای امیرآباد شروع شده و به سمت شمال شرق امتداد دارد که شامل ۱۰ سونداژ با حداکثر عمق ۶۰۰ متر است. ضخامت لایه‌های آبرفتی آن بین ۵ تا ۱۵۰ متر است که در محل سونداژهای ۶ تا ۸ کمترین ضخامت را دارد و از دو لایه رسوبات آبرفتی عهد حاضر و لایه زیرین متشکل از نهشته‌های تبخیری است

پروفیل F-F: این پروفیل در راستای شمال شرق به جنوب غرب از جنوب کرج به سمت مشکین‌دشت است و توسط مشاوری C.G.G مطالعه و لایه آبرفتی در راستای آن دارای ۴ لایه با مقاومت‌های مختلف است، مقاومت لایه خشک سطحی حداکثر ۴۰۰ و لایه آبدار اصلی آبخوان بین ۵۰ تا ۲۵۰ لایه زیرین نیز عموماً کمتر از ۱۰ اهم‌متر به‌عنوان سنگ کف هادی شناخته می‌شود.

پروفیل G-G: این نیمرخ که در راستای شمال شرقی- جنوب غربی با تعداد ۱۲ سونداژ با حداکثر عمق ۶۰۰ متر از غرب مارلیک آغاز و به سمت شمال شرق ادامه می‌یابد. بر اساس نتایج مطالعات توده‌های کنگلومرای

هزاردره از شمال به سمت جنوب دشت به موازات مسیر پیمایش این پروفیل به عنوان لایه‌ی دوم شناخته شده است، ضخامت آبرفت این پروفیل به طور میانگین ۸۰ متر می‌باشد.

پروفیل H-H: این پروفیل با امتداد شمال شرقی جنوب غربی با ۱۷ سونداژ الکتریکی به فاصله تقریباً ۲ کیلومتر در بخش غربی دشت و در امتداد روستاهای وردآورد، رضی آباد انجام یافته است. بهترین ناحیه در طول مقطع بین سونداژهای ۹ تا ۱۳ با مقاومت مخصوص الکتریکی ۸۰ تا ۲۷۰ اهم‌متر مربوط به لایه‌های آبدار و ۸۴ تا ۵۰۰ اهم‌متر مربوط به لایه‌های خشک و حداکثر ضخامت برابر ۳۰۰ متر در محل سونداژ شماره ۱۱ است. ضخامت آبرفت بین سونداژهای ۱۴ و ۱۵ بدلیل بیرون‌زدگی بخش غربی بین کاوسیه - وردآورد کمتر از سایر نواحی است و بین سونداژهای شماره ۱۶ و ۱۷ حداکثر ضخامت آبرفت برابر ۱۴۵ متر است. مقاومت مخصوص الکتریکی لایه‌های رسی متراکم و غیرقابل نفوذ به عنوان سنگ کف برابر ۱۷ تا ۵۰ اهم متر می‌باشد.

پروفیل I-I: این مقطع با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی در امتداد کن، مهدی‌آباد، با ۱۴ سونداژ بیشترین ضخامت آبرفت را در محل سونداژ شماره ۹ برابر با ۲۶۵ متر دارد و مقاومت مخصوص الکتریکی لایه‌های آبرفتی آبدار برابر ۲۸/۵ تا ۸۵ و لایه مقاوم رسی یا مارنی به عنوان سنگ کف معمولاً کمتر از ۲۰ اهم متر است و در لایه‌های خشک سطحی برابر ۲۰ تا ۳۰۰ اهم متر است.

پروفیل J-J: این مقطع با امتداد شمال شرقی-جنوب شرقی از ابتدای اتوبان تهران-کرج می‌گذرد، و دارای ۲۳ سونداژ ژئوالکتریکی است در حوالی سونداژهای شماره ۹ و بین سونداژهای ۱۷ و ۱۸ گسل تشخیص داده شده که به موجب آن سنگ کف مارنی کمی جابجا شده است. بین سونداژهای شماره ۲ و ۳ احتمال وجود لایه‌های رسی، شنی همراه با آبخوان‌های لب‌شور و نسبتاً شور است. مقاومت مخصوص الکتریکی سنگ کف بین ۱۰ تا ۵۰ اهم متر متغیر است که در لایه‌های خشک سطحی برابر ۲۰ تا ۲۲۰ و در لایه‌های آبدار ۱۰ تا ۱۴۰ اهم متر و بیشترین ضخامت آبرفت در محدوده دشت شهریار بین سونداژهای شماره ۱۷ تا ۱۹ برابر ۲۵۰ متر است.

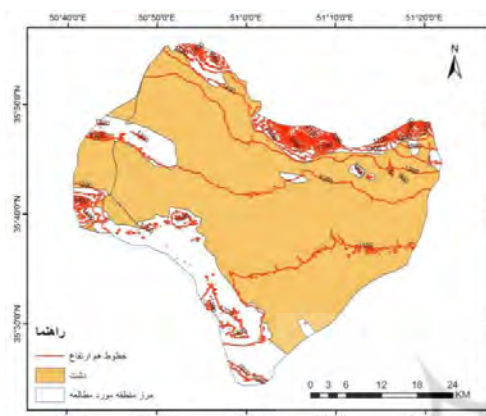
پروفیل L-L: این مقطع با امتداد شمال شرقی - جنوب غربی از حوالی فیروزآباد به طرف رباط کریم شهریار ادامه داشته و در راستای آن ۲۳ سونداژ ژئوالکتریکی انجام شده که مقاومت مخصوص الکتریکی لایه‌های خشک سطحی برابر ۹ تا ۱۱۲ و لایه‌های آبدار برابر ۱۰ تا ۶۴ اهم متر و سنگ کف آبرفت بر حسب نوع و نواحی مورد نظر در راستای مقطع برابر ۳ تا ۱۲ و ۳ تا ۴۵ اهم متر است. در ۳ محل به ترتیب حوالی سونداژ شماره ۶، بین سونداژ شماره ۱۰ و ۱۱ و حوالی سونداژ شماره ۲۲، احتمال وجود گسل داده شده و بر پایه همین فرایند تکتونیکی سنگ کف آبرفت بالا آمده و یا کمی جابجا شده است

پروفیل P-P': این مقطع با جهت شمالی در امتداد تقریبی رودخانه کن قرار دارد که سه لایه با مقاومت‌های مخصوص متفاوت و ضخامت‌های ۵ تا ۱۵ متر از جنس رسوبات آبرفتی و واریزه‌های خشک و چهارمین لایه به ضخامت حداکثر ۷۰ متر و مقاومت مخصوص ۱۰۵ تا ۲۲۰ اهم متر که مربوط به شن و ماسه خشک است. پنجمین لایه دارای مقاومت مخصوص ۲۰ تا ۵۵ اهم متر و مربوط به رسوبات آبرفتی (ماسه و شن ریز) آبدار است. آبرفت مابین سونداژهای ۷ الی ۱۲ که جزئی از مخروط‌افکنه کن به شمار می‌آید، دارای شرایط بسیار خوبی از نظر آبدهی می‌باشد. (۵ لایه ذکر شده به‌عنوان آبرفت‌های عهد حاضر نشان داده شده است). ششمین لایه دارای مقاومت مخصوص ۱۰ تا ۲۲ اهم متر می‌باشد که مربوط به رسوبات سری A (پلیوسن) است. آخرین لایه دارای مقاومت مخصوص کمتر از ۵ اهم متر که احتمالاً مربوط به رسوبات مارنی میوپلیوسن است.

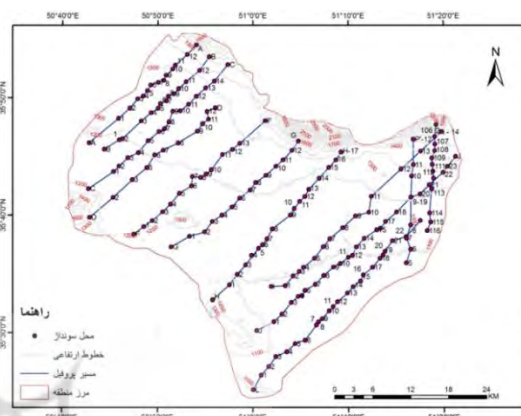
پروفیل شماره ۱۲: این پروفیل با راستای تقریبی شمالی-جنوبی و در امتداد رودخانه کن، توسط مشاور C.G.G مورد مطالعه قرار گرفته که دارای ۱۲ سونداژ با سه لایه است که بالایی از نهشته‌های رسوبی عهد حاضر در فاصله سونداژهای ۱۰۵ تا ۱۰۸ منطبق بر محدوده سفره‌های سطحی ضخامت نسبتاً کمی دارد و در محدوده مخروط‌افکنه کن (سونداژ شماره ۱۱۱) به حداکثر خود تا ۳۰۰ متر می‌رسد. ضخامت رسوبات عهد حاضر به تدریج به سمت نواحی جنوبی دشت کاهش می‌یابد. لایه دوم از کنگلومرای هزار دره تشکیل شده و سنگ کف مخزن آبرفتی تا نیمه میانی دشت ادامه دارد. لایه سوم با رسوبات مارنی سطح سنگ کف مخزن را پوشانده است.

۳-۲- تفسیر لایه‌ها

دشت تهران-کرج، شکل ۸ از شمال غرب شهر تهران که جنوب شهر کرج می‌باشد شروع شده و در نواحی غربی و جنوب غربی تهران گسترده شده است که شهر شهریار در مرکز این دشت قرار گرفته است که ۷۴٪ منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود که دشت را به دو قسمت تقسیم کرده است، شمال آن، دشت شهریار-کرج و جنوب آن دشت تهران-شهریار نامیده می‌شود. محدوده مورد مطالعه بر اساس پراکنش مقاطع ژئوالکتریکی و مسیر پروفیل‌ها انتخاب شد که تمامی دشت شهریار را شامل می‌شود. بررسی‌های ژئوفیزیکی با استفاده از روش مقاومت ویژه، مجموعاً شامل ۱۸۶ اندازه‌گیری بود که با طول خط جریان حداکثر عمق ۵۵۰ متر توسط شرکت CGG انجام شده است. همانطور که در شکل ۹ دیده می‌شود پروفیل‌های ناحیه مورد مطالعه در مجموع شامل ۱۲ سونداژ الکتریکی قائم شلومبرژه می‌باشد که تعداد ۱۰ خط پیمایش با راستای جنوب غربی - شمال شرقی (با فاصله سونداژ تقریبی ۱۵۰۰ متر) و دو خط پیمایش شمالی جنوبی (با فاصله سونداژ تقریباً ۱۱۰۰ متر) است.



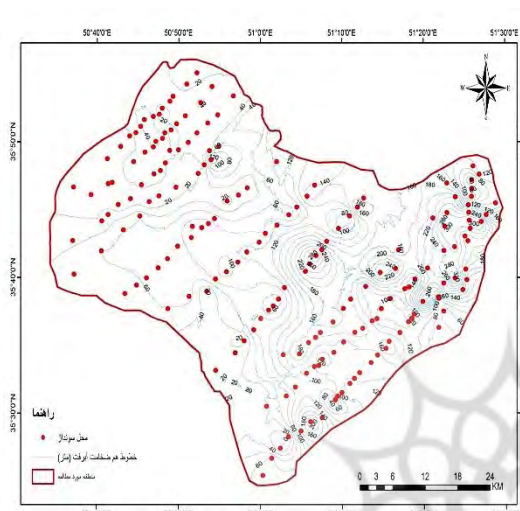
شکل (۹): پروفیل‌ها و مقاطع سونداژهای الکتریکی
Figure (9): Profiles and sections of electric soundings



شکل (۸): نقشه محدوده دشت شهریار-کرج
Figure (8): Shahriar-Karaj plain area map

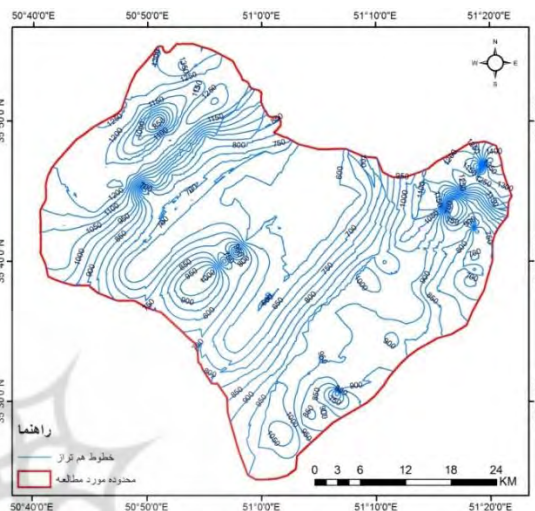
پس از تجزیه و تحلیل‌های سونداژها و استخراج داده‌ها از نمودار نیمرخ‌های دریافتی از سازمان مربوطه لایه رقومی آنها به صورت Point ساخته شد و پس امتحان کرده روش‌های مختلف از درونیابی با انتخاب روش کریجینگ و سمی واریوگرام نمایی استفاده کردیم و نقشه توپوگرافی سطح آبرفت مورد نظر بدست آمد (شکل ۱۰). برای صحت سنجی ضخامت لایه بدست آمده در مرحله اول با کم کردن ارتفاع DEM از سطح رسوب لایه دوم ضخامت آبرفت بدست آمد و مشاهده شد که به‌طور میانگین ارتفاع آبرفت بین ۵ تا ۱۵ متر بیشتر از حد انتظار می‌باشد، پس از بررسی مشخص شد به علت مسکونی بودن بیش از ۷۰٪ منطقه مورد مطالعه ارتفاع ساختمان‌ها به لایه DEM اضافه گردیده، بنابراین ارتفاع سطح آبرفت را از ارتفاع لایه رسوبی دوم کم کردیم و در مرحله دوم برای صحت‌سنجی مطالعات، ضخامت و جنس لایه سطحی را با لوگ حفاری چاه‌های مشاهداتی منطقه تطبیق دادیم که نتایج بدست آمده را تأیید می‌کرد، در نهایت نقشه هم ضخامت آبرفت تهیه شد که در شکل ۸ آمده است.

رسوبات تبخیری شامل سنگ نمک، گچ، هالیت و سنگ‌های آهکی و عمدتاً مارن و رس بیشترین سطح لایه زیرین آبرفت منطق را پوشانده است. به علت بالا بودن این لایه نسبت به عمق ۶۰۰ متری سونداژ پس از درونیابی سطح این لایه مشخص گردید، شکل ۱۱ نقشه توپوگرافی سطح رسوبات تبخیری را نشان می‌دهد. پس از مشخص شدن سطح این لایه ارتفاع آن در محیط نرم‌افزاری GIS از سطح زیرین که متشکل از توف و سنگ‌های آذرین است کسر شد و ضخامت رسوبات تبخیری نیز بدست آمد که در شکل ۱۲ نمایش داده شده است.



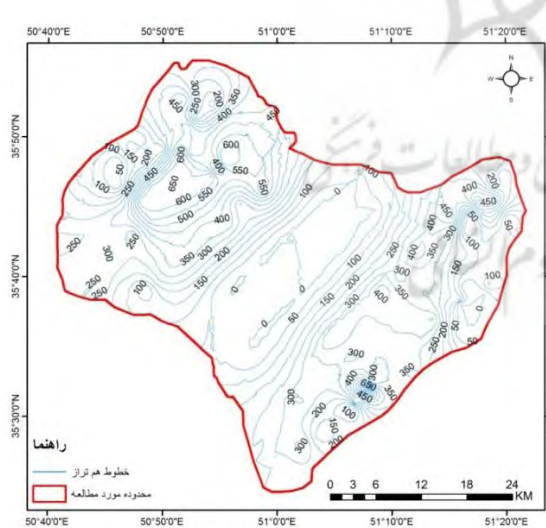
شکل (۱۱): نقشه توپوگرافی سطح رسوبات تبخیری دشت شهریار

Figure (11): Topographic map of evaporite sediments in Shahriar plain



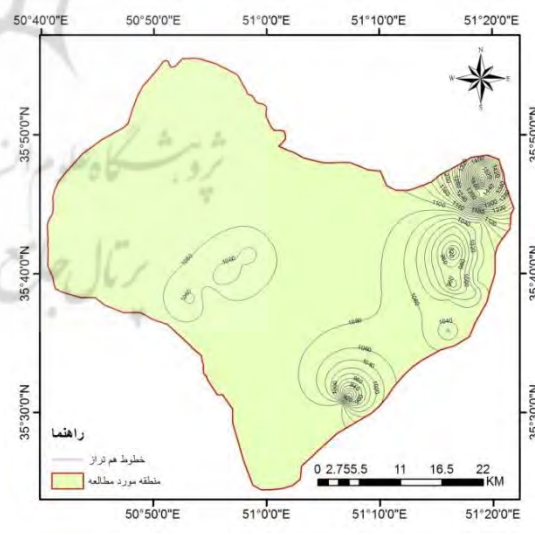
شکل (۱۰): نقشه هم ضخامت آبرفت دشت شهریار

Figure (10): Iso-thickness map of alluvium in Shahriar plain



شکل (۱۳): نقشه توپوگرافی سطح کنگلومرا (عمق ۶۰۰ متری)

Figure (13): Topographic map of the conglomerate surface (600 meters deep)



شکل (۱۲): نقشه هم ضخامت رسوبات تبخیری

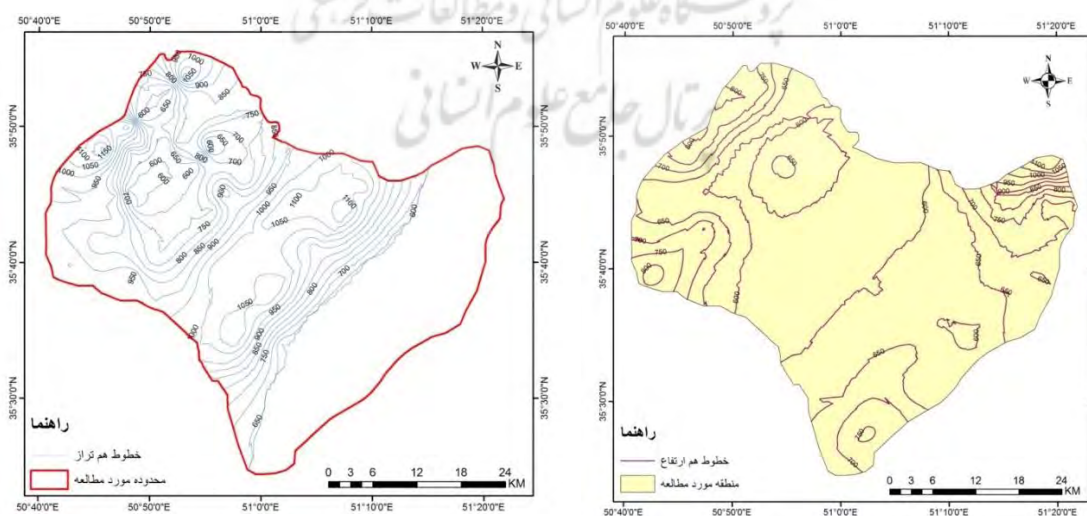
Figure (12): Iso-thickness map of evaporite sediments

کنگلومرا یا رسوبات دانه‌درشت موجود در منطقه پراکندگی کمی در منطقه دارد و می‌توان از آن به‌عنوان لایه سوم در دشت شهریار نام برد که به‌صورت یک توده نواری از مرکز منطقه به سمت جنوب غرب با یک برونزد

اندک خودنمایی می‌کند همانطور که از شکل ۱۳ پیداست تجمع این لایه در شرق منطقه از ارتفاع بیشتری برخوردار است.

لایه‌ی چهارم منطقه که متشکل از سنگ‌های آذرین و توف می‌باشد در برخی مناطق بالاتر از سطح ۶۰۰ متری کف سونداژ قرار گرفته است. پس از درون‌یابی داده‌های این لایه، نقشه توپوگرافی این سازند نسبت به سطح ژئوئید تهیه شد که در شکل ۱۴ قابل مشاهده است. این لایه از شمال به سمت جنوب با دامنه ارتفاعی نامنظمی قرار گرفته که در ناحیه مرکز به سمت شمال نقشه با کاهش ارتفاع روبرو شده و در حاشیه شمال شرق و جنوب غربی نقشه تا ارتفاع ۱۰۰۰ متری بالا آمده است این افزایش ارتفاع به صورت کمربندی از شمال شرقی به سمت جنوب غربی با ارتفاعی بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۶۰ متر بالآمدگی دارد بالاترین ارتفاع آن در غرب منطقه با ارتفاع نزدیک به ۱۲۳۰ متر و ناحیه شرقی در انتهای محدوده مورد مطالعه به سمت جنوب با حداقل ارتفاع ۵۸۰ متر جای خود را به کنگلومرای هزار دره داده است. که به نظر می‌رسد رودخانه کن لایه کنگلومرا را روی لایه‌ی توف مذکور روانه کرده باشد.

با توجه به داده‌های دریافتی از سازمان آب منطقه‌ای تهران به جنس سنگ کف این سازند درجایی اشاره نشده بود. درون‌یابی این لایه همانند سایر لایه‌ها پس از استخراج عدد از تصاویر نمودار مقاطع در نرم‌افزار GIS درون‌یابی گردید که نقشه توپوگرافی سنگ کف با در نظر گرفتن سطح سونداژ در پایین‌ترین نقطه (۵۵۰ متر بالاتر از سطح دریاهای آزاد) در شکل ۱۵ ارائه گردیده است.



شکل (۱۴): نقشه توپوگرافی توف و سنگ‌های آذرین دشت شهریار شکل (۱۵): نقشه توپوگرافی سنگ کف دشت شهریار

Figure (15): Topographic map of Shahriar plain floor rock

Figure (14): Topographic map of tuff and igneous rocks of Shahriar plain

۴- نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه تا زمان انجام پژوهش حاضر که از پایان‌نامه استخراج شده، تعداد انگشت شماری پژوهش‌هایی با عنوان مشابه در کشور و خارج از کشور صورت گرفته و دسترسی به متن کامل بعضی از آنها مقدور نبوده باین حال مقایسه نتایج با نتایج برخی از پژوهش‌هایی که در بخش پیشینه آمده است حاکی از صحت درونیابی انجام شده است. همچنین با توجه به نتایج بدست آمده از پژوهش حاضر و مقایسه داده‌های درونیابی با پروفیل‌های سونداژهای الکتریکی که تعداد ۱۲ عدد بود که یکی از آنها به‌عنوان نمونه در شکل (۲) آورده شده است. در آخر همانطور که در پاراگراف قبل به روش برآورد میزان خطا برای صحت‌سنجی داده‌های بدست آمده در درونیابی اشاره شد. نتایج بدست آمده حاکی از صحت و دقت درونیابی انجام شده با روش یاد شده را دارد.

همانطور که در مقدمه به اهداف تحقیق اشاره شد هدف اصلی از انجام این تحقیق تعیین ضخامت نهشته‌های آبرفتی بوده است، نتایج بدست آمده از نقشه هم ضخامت آبرفت و نقشه دشت منطقه نشان می‌دهند که هرچه به سمت حاشیه دشت نزدیک‌تر می‌شویم از ضخامت آبرفت کاسته می‌شود، این کاهش ضخامت در ناحیه غرب و شمال غربی دشت به حداکثر خود رسیده به‌طوری‌که در ناحیه غربی به علت وجود یک برجستگی تاقدیس مانند از سازندهای تراکی آندزیتی و مارن گچ‌دار همراه با گل‌سنگ و کنگلومرا با ارتفاع حدود ۱۰۰ متر بالاتر از ارتفاع دشت ضخامت آبرفت را به کمتر از ۱۰ متر رسانده است. در مقابل هر چه به ناحیه مرکزی دشت نزدیک‌تر می‌شویم با ضخامت آبرفت روبرو می‌شویم، به‌طوری‌که در مرکز دشت که شمال شرقی شهر شهریار را در برمی‌گیرد فرورفتگی لایه‌ی زیرین که از توف و سنگ‌های آذرین تشکیل شده ضخامت آبرفت را به ۳۵۰ متر می‌رساند. این افزایش ضخامت در امتداد خود به سمت جنوب با کاهش ناگهانی حدود ۱۶۰ متر و با ادامه به سمت جنوب شرق در مرز محدوده به میانگین ضخامت ۱۱۰ متر می‌رسد. فرورفتگی دیگری در حاشیه شرقی با وسعت تقریبی ۱۰۰ کیلومترمربع ضخامت آبرفت را از ۲۰۰ تا ۳۵۰ کیلومتر افزایش داده است، سطح آب در این فرو رفتگی با ارتفاع میانگین ۵۰ متر ذخیره آبی خوبی را در خود جای داده است.

به‌طور کلی نتایج حاکی از آن است که ضخامت لایه‌های آبرفتی در این منطقه پراکندگی یکسانی ندارد که علت آن ناهمواری سطح لایه زیرین و فرسایش‌های لایه سطحی است، باین‌حال توپوگرافی سنگ کف که لایه چهارم است در ناحیه مرکز ناحیه دشتگون در ارتفاع ۶۰۰ تا ۷۵۰ متری از یکنواختی خوبی برخوردار است اما در حاشیه‌های دشت این ارتفاع افزایش می‌یابد به‌طوری‌که در ناحیه شمال شرقی که به دامنه‌های جنوبی البرز منتهی می‌شود به‌سرعت تا ۱۲۰۰ متر افزایش پیدا می‌کند.

از نتایج بدست آمده می‌توان برای مدیریت منابع آب زیرزمینی این آبخوان‌ها استفاده کرد و همچنین با توجه به مشخص شدن جنس و ضخامت در هر نقطه از دشت و با توجه به نقشه‌های کاربری اراضی منطقه، می‌توان

محل‌هایی را برای هدایت سیلاب و تغذیه مصنوعی آبخوان استفاده کرد. از دیگر موارد استفاده این پژوهش می‌توان به کاربرد آن برای حفاری‌های مختلف از جمله توسعه خطوط انرژی، مترو و ... استفاده کرد. همچنین این نتایج در برخی موارد می‌تواند نیاز زمین‌شناسان، محققان و دانشجویان رشته‌های مرتبط را نیز برآورده کند.



۵-منابع

- Abdul Qadri Bukani, N., Seyed Ali, H., Al Sheikh, A.1. (2007). modeling of groundwater pollution through geostatistical analyzes (case study: Shiraz city), 87th Geomatics Conference and the 4th Conference on Unification of Geographical Names, Tehran.
- Afkhami Nahand, A. (2014). Geology and morphology study of Shiramin plain for underground water storage in Ajabshir city, East Azarbaijan province, 2nd national conference on solutions for water crisis in Iran and the Middle East, Shiraz, 2015.
- Akpan, A.E., Ugbaja, A.N., & George, N.J. (2013). Integrated geophysical, geochemical and hydrogeological investigation of shallow groundwater resources in parts of the Ikom-Mamfe Embayment and the adjoining areas in Cross River State, Nigeria. *Environmental earth sciences*, 70(3), 1435-1456.
- Alavipanah, K., Metinfar, H.R., Rafiei Imam, A. (2008). Application of information technology in soil science (digital geology), radar, hyperspectral and multispectral remote sensing, geographic information systems, neural networks, spatial collections and geostatistics, first edition, Tehran University Press.
- Ansari, H., Davari, K. (2016). zoning of dry periods using standardized rainfall index in GIS environment (Khorasan Province), *Geographical Research Journal*, Institute of Geography, University of Tehran, 60 (1) 97-108
- Anudu, G. K., Onuba, L. N., & Ufondu, L. S. (2011). Geoelectric sounding for groundwater exploration in the crystalline basement terrain around Onipe and adjoining areas, southwestern Nigeria. *Journal of Applied Technology in Environmental Sanitation*, 1(4), 343-354.
- Cosenza, P., Marmet, E., Rejiba, F., Cui, Y.J., Tabbagh, A., & Charlery, Y. (2006). Correlations between geotechnical and electrical data: A case study at Garchy in France. *Journal of Applied Geophysics*, 60(3), 165-178.
- Dhakate, R., Singh, V.S., Negi, B.C., Chandra, S., & Rao, V.A. (2008). Geomorphological and geophysical approach for locating favorable groundwater zones in granitic terrain, Andhra Pradesh, India. *Journal of environmental management*, 88(4), 1373-1383.
- Ebrahimzadeh, A., Rafiei, Q. (2007). Optimum location of urban development directions using geographic information system (case study: Morvdasht city). *Journal of Geography and Development*, 7(15), 45-70
- Ghahrodi Tali, M. (2014). Geographical Information Systems in Arc GIS three-dimensional environment, Jihad University Publications, Tarbiat-e-Molemem Unit, p. 21.
- Ghahrodi Tali, M. Babai Finney, A. (2012). Introduction to Geographical Information System, Payam Noor University Publications, third edition, 77-112.

- Huxheld, W. (1380). An introduction to urban geographic information system. Translated by Farshad Noorian. Geographic Information Center of Tehran.
- Jafari, M. (2012). Zoning of alluvial deposits using geophysical sections in GIS environment (Marand Plain), Master's thesis, Tabriz University, Faculty of Geography.
- Jumapour, M. (2007). Application of geographic information system in the feasibility of environmental capabilities and determining the optimal spatial pattern in rural areas. *Geographical researches* (not published), 38.(۲)
- Komasi, M., Guderzi, H. (2018). Using entropy and experimental Bayesian kriging in the optimization and spatial interpolation of water level in the underground water monitoring network (case study of Silakhor Plain). *Hydrogeomorphology*, 6(19), 145-162.
- Nabati, M., Tagvi, B., Khaleghi, R. (2016). Extraction of underground water for water resources management using modeling of subsurface layers based on geoelectrical data of a case study of Dasht Kiwi and Firozabad-Ardebil, regional conference on the pathology of mining-environmental challenges.
- Nagaresh, H., Shafiei, N., Duraninejad, M.p. (2016). The effect of hydrogeomorphology of Noorabad Mamsani plain aquifer on the groundwater of the region using GIS, *Hydrogeomorphology Journal*, 3(6), 55-73.
- Nekoamal Kermani, M., Pour Asgharian, A., Nahovi, M., Dehghani, A. (2013). Evaluation of the accuracy of geographic information system (GIS) interpolation methods in estimating the groundwater level (case study: Serkhon plain), the first national desert conference.
- Nolan, B. T., Campbell, D.L., & Senterfit, R.M. (1998). Depth of the base of the Jackson aquifer, based on geophysical exploration, southern Jackson Hole, Wyoming, USA. *Hydrogeology Journal*, 6(3), 374-382.
- Qasim al-Askari, M.K. (2010). Principles of exploratory geophysics (measurement methods and geophysical well surveys). Aizh Publications, first edition.
- Rajaei, T., Pouraslan, F. (2014). Temporal and spatial prediction of underground water level in Davrzen plain. *Hydrogeomorphology*, 2(4), 1-19.
- Singh, P.K., Kumar, S., & Singh, U.C. (2011). Groundwater resource evaluation in the Gwalior area, India, using satellite data: an integrated geomorphological and geophysical approach. *Hydrogeology Journal*, 19(7), 1421-1429.
- Tabatabai, H., Ghazali, M. (2018). Evaluation of interpolation methods in estimating the groundwater level (Mori study: Farsan-Jonghan and Sefidasht aquifers), *Journal of Agricultural Sciences and Techniques and Natural Resources, Water and Soil Sciences*, Year 15, No. 57(15) 11-22.