



دوره ۳۲، شماره ۱، شماره پیاپی ۱۲۲، بهار ۱۳۹۸، صفحات ۵۹-۴۲
شناسه‌ی دیجیتال: 10.22092/wmej.2018.123884.1167

پژوهش‌های آب‌نخرداری

ارزیابی فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان دشت ملکان با استفاده از مقاومت الکتریکی

فرحناز عزیزی*

(نویسنده‌ی مسئول)* دکترای هیدروژئولوژی، دانشکده‌ی علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

اصغر اصغری مقدم

استاد هیدروژئولوژی، دانشکده‌ی علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

امیرحسین ناظمی

استاد هیدروژئولوژی، دانشکده‌ی کشاورزی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

*رایانامه‌ی نویسنده‌ی مسئول: fazizi90@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۳ آبان ۱۳۹۷ تاریخ پذیرش: ۶ آذر ۱۳۹۷

چکیده

شناخت آبخوان و تعیین فراسنجه‌های هیدرولیکی آن برای ارزیابی و مدیریت منابع آب‌های زیرزمینی ضروری است. در این پژوهش به بررسی زمین‌آب‌شناسی و برآورد فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان دشت ملکان در استان آذربایجان شرقی با استفاده از داده‌های مقاومت ویژه پرداخته شده است. برای یافتن توزیع مقاومت الکتریکی زیرسطحی واقعی‌تر، مقاومت الکتریکی وارون با استفاده از برنامه‌های وارون‌سازی مقاومت ویژه مدل‌سازی شد. مقاومت حقیقی و ضخامت لایه‌های زیرسطحی با تعیین ساختار منحنی‌های ژرفایمایی مقاومت و تعیین منحنی‌های الکتریکی منطبق با داده‌های صحرایی تعیین شد. ضخامت متوسط آبرفت ۷۵ متر، و مقدار متوسط آب‌دهی ویژه و تخلخل آبخوان به ترتیب ۰/۴۲ و ۰/۳۲ برآورد شد. مقاومت عرضی در هر ژرفایابی محاسبه شد و نتایج همبستگی فراسنجه‌های مقاومت عرضی آبخوان، و توان انتقال به‌دست‌آمده از آزمون آب‌کشی، انطباقی پذیرفتنی بین این فراسنجه‌ها نشان داد. مقایسه‌ی نتایج روش زمین‌فیزیکی و نتایج آزمون آب‌کشی نشان داد که ارزیابی فراسنجه‌های هیدرولیکی با مقطع‌نگاری پرتوی مقاومت ویژه‌ی الکتریکی پذیرفتنی است، به‌طوری‌که می‌توان با تلفیق داده‌های به‌دست‌آمده از زمین‌فیزیک، آزمون آب‌کشی و پژوهش‌های زمین‌شناسی، نتایجی دلخواه را برای ارزیابی و مدیریت بهینه‌ی منابع آب زیرزمینی به‌دست آورد.

واژگان کلیدی: آب‌دهی ویژه، آزمون آب‌کشی، تخلخل، مقاومت الکتریکی

مهم‌ترین مرحله‌ی تفسیر نتایج ژرفایابی عمودی زمین‌الکتریکی^۱ (VES) ارتباط بین مقاومت ظاهری و ویژگی‌های هیدرولیکی آبخوان است. رابطه‌ی بین مقاومت الکتریکی منطقه‌ی نااشباع با مقاومت آب موجود در منفذها، تخلخل، درجه‌ی اشباع، هدایت الکتریکی و سنگ‌شناسی با قانون آرچی^۲ بیان می‌شود (کلی ۱۹۷۷؛ اوریش ۱۹۸۱؛ فرولیخ و پارک ۱۹۸۹؛ نیواز و همکاران ۲۰۱۱).

ناصری و علیجانی (۲۰۱۲) با تلفیق نتایج آزمون آب‌کشی طولانی‌مدت در هفت حلقه‌ی چاه آهکی در سازند آسماری (تاق‌دیس‌های کم‌دراز و چال-خشک) و سازند ایلام-سروک (تاق‌دیس‌های تنوش و شاولیش) و زمین‌الکتریکی سیستم کارست سازندهای آسماری و ایلام سروک در پنج کیلومتری جنوب غرب ایذه را بررسی کردند. پتانسیل آب زیرزمینی مناطق کارستی جنوب باختر ایذه و آهک امام حسن نشان داد که توموگرافی زمین‌الکتریک دوبعدی حفره‌های کارستی را بهتر نمایان می‌کند، بنابراین توانایی آن برای تشخیص لایه‌های آبدار و حفره‌های کارستی ژرفایی زیاد است. بررسی مقاومت زمین‌الکتریک سه‌بعدی با اندازه‌گیری دوبعدی مترکم نیز می‌تواند گسترش زیرسطحی عارضه‌های زمین‌شناسی و حفره‌های کارستی را تشخیص دهد (ناصری و همکاران ۲۰۱۲). الطافی و همکاران (۲۰۱۲) در دشت بجنورد با استفاده از اطلاعات ژرفایابی‌هایی در مجاورت چاه‌های آزمایش آب‌کشی با مقاومت آب اندازه‌گیری‌شده، مقاومت عرضی را اصلاح کردند و توانایی انتقال را محاسبه کردند. همسانی نتایج ایشان با توانایی انتقال آزمایش آب‌کشی پذیرفتنی بود. با محاسبه‌ی عامل سازند از روی کیفیت آب، مقدار متغیر هدایت هیدرولیکی برای سایر نقاط دشت را نیز تعیین کردند. نتایج برآورد روش‌های زمین‌الکتریکی برپایه‌ی داده‌های آزمون آب‌کشی ثابت کرد که روش‌های زمین‌الکتریکی می‌تواند فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان را به خوبی تخمین بزند (نیواز و همکاران ۲۰۱۱).

تخمین صحیح شرایط زمین‌آب‌شناسی آبخوان، هدایت هیدرولیکی، توانایی انتقال، تخلخل، ضریب ذخیره و آب‌دهی ویژه از مهم‌ترین مسائل در مدیریت صحیح منابع آب زیرزمینی است، و همیشه مشکلاتی از جمله کمبود داده‌های مناسب پراکندگی در آبخوان برای بررسی‌هایی از جمله مدل‌سازی کمی و کیفی آبخوان وجود داشته است. بنابراین مدیریت آبخوان و پیش‌بینی درست وضعیت جریان آب‌های زیرزمینی، به برآورد دقیق فراسنجه‌های زمین‌آب‌شناسی و هیدرولیکی آبخوان و به‌دست‌آوردن مدل مفهومی آن بستگی دارد. از این‌رو، کاربرد

مقدمه

برای ارزیابی و مدیریت صحیح منابع آب‌های زیرزمینی، شناسایی آبخوان‌ها و فراسنجه‌های هیدرولیکی آن‌ها (هدایت هیدرولیکی، توانایی انتقال، تخلخل، آب‌دهی ویژه و مواردی از این قبیل) ضرورت دارد. به‌طورمعمول روش‌های مبتنی بر آزمون آب‌کشی، مهم‌ترین روش تعیین ضریب‌های هیدرودینامیک است. این آزمایش‌ها با صرف وقت و هزینه‌ی فراوان، فقط اطلاعاتی در محدوده‌ی شعاع هیدرولیکی آب‌کشی به‌دست می‌دهد (تاد ۱۹۸۰).

جریان سیال و جریان الکتریکی در محیط متخلخل، مسیری با کم‌ترین مقاومت را انتخاب می‌کند و روش اکتشاف‌های زمین‌فیزیکی بر این فرض استوار است که سنگ‌ها متخلخل است، بافت زمینه‌ی آن‌ها عموماً عایق است، و جریان الکتریکی در آن به‌واسطه‌ی وجود آب و رطوبت در منفذهای سنگ است. براین اساس چگونگی رسانش الکتریکی، درون منفذهای ذره‌ها و پیرامون آن‌ها یونی است و مقاومت الکتریکی سازند، تحت تأثیر منفذها و مقاومت سیال در آن‌ها است (نیواز و همکاران ۲۰۱۱). معمولاً روش‌های زمین‌الکتریکی کاربردی است. از میان روش‌های تصویربرداری زیرسطحی، داده‌برداری مقاومت الکتریکی به‌گسترده‌گی به‌کاررفته است (سلطان و مونتروسانتوس ۲۰۰۷؛ لوک و همکاران ۲۰۱۳؛ پاندا و همکاران ۲۰۱۸). در بیش‌تر کاوش‌های مقاومت ویژه‌ی الکتریکی، هدف تعیین گسترش زیرسطحی مقاومت ویژه با انجام اندازه‌گیری‌های سطحی و ایجاد تصویری بر پایه‌ی تغییرات مقاومت ویژه (یا وارون آن هدایت ویژه) است. برای به‌دست‌آوردن تصویر مناسب از زیرزمین، باید شبه‌مقطع داده‌های مقاومت الکتریکی با استفاده از روش وارون‌سازی مبتنی برسلول وارون شود. این بررسی‌ها مقطع‌نگاری پرتوی (توموگرافی) مقاومت الکتریکی نامیده می‌شود (ژو و همکاران ۲۰۰۲، میتا و همکاران ۲۰۱۸). مزیت مهم مدل توموگرافی دوبعدی نسبت به روش ژرفایابی مقاومت ویژه (مدل یک‌بعدی) این است که علاوه بر نشان‌دادن تغییرات مقاومت ویژه در جهت عمودی، تغییرات را در جهت افقی، در امتداد یک خط پیمایش، نیز نشان می‌دهد. در این حالت فرض می‌شود که مقاومت ویژه در جهت عمود بر خط پیمایش بی‌تغییر می‌ماند (گریفیت و بارکر ۱۹۹۳؛ بلاناوا و همکاران ۲۰۱۸). پیمایش مدل‌سازی یا مقطع‌نگاری پرتوی دوبعدی، از پیشرفت‌های جدید است. با وجود پیشرفت‌های بسیار در زمینه‌ی ابزارهای سنجش مقاومت ویژه و نرم‌افزارهای تصویرسازی الکتریکی، تفسیر داده‌های زمین‌الکتریک به فراسنجه‌های بسیاری نیاز دارد (کارادارلی و فیشنگور ۲۰۰۶؛ دیواراج و همکاران ۲۰۱۸).

1- Vertical electrical sounding

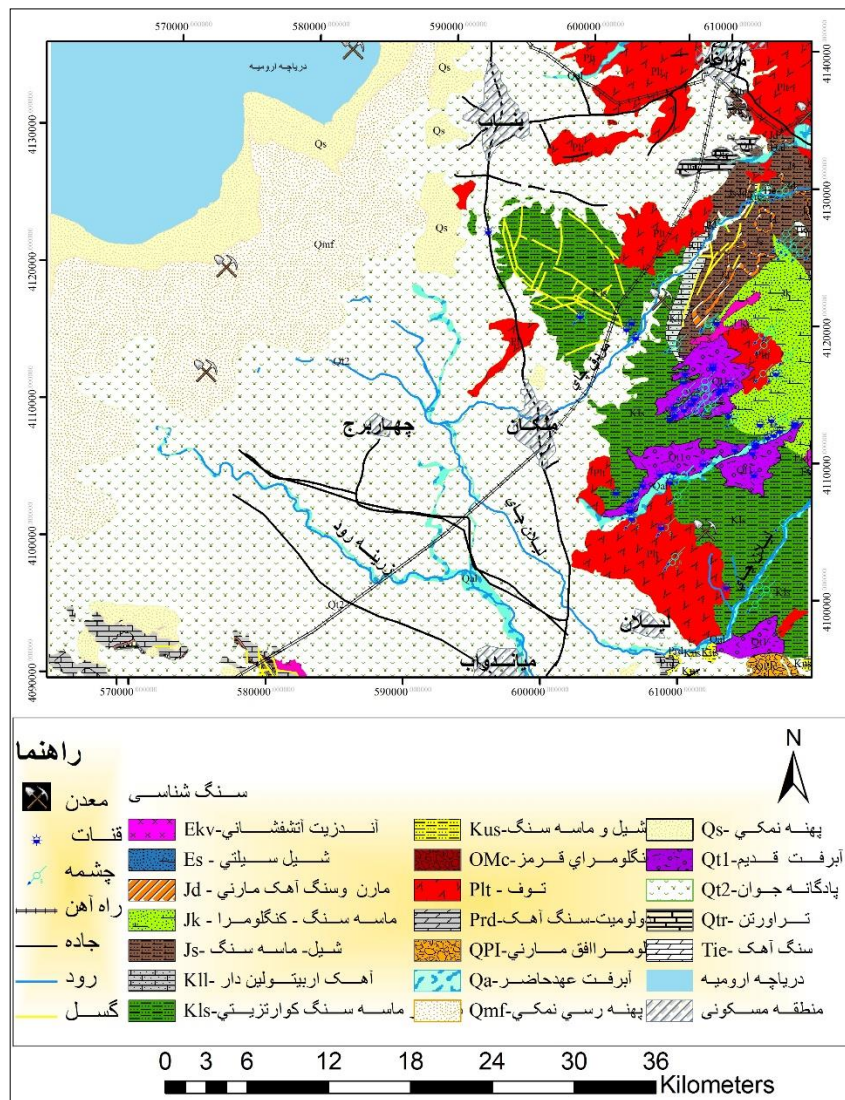
2- Archie

آبخیز دریاچه‌ی ارومیه است. مردق چای و لیلان چای از مهم‌ترین زه‌کش‌های سطحی دشت است که از دامنه‌های جنوبی کوه سهند سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از دشت به دریاچه‌ی ارومیه می‌ریزد. وسعت این آبخیز ۱۸۴۵ کیلومتر مربع و مساحت دشت ملکان در حدود ۵۱۵ کیلومتر مربع است. تشکیلات زمین‌شناسی مختلفی از رسوب‌های دوره‌ی اینفراکامبرین تا دوران چهارم (کواترنری) در این محدوده رخ‌نمون دارد (عزیزی و همکاران ۲۰۱۷) (شکل ۱).

روش‌های زمین‌فیزیک همراه با آزمون آب‌کشی برای برآورد فراسنجه‌های آبخوان در نقاط متعدد بسیار مؤثر است. هدف از این پژوهش بررسی زمین‌آشناسی و ارزیابی فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان دشت ملکان از جمله تخلخل و آب‌دهی ویژه با استفاده از روش مقطع‌نگاری پرتوی مقاومت ویژه الکتریکی و مقایسه‌ی نتایج آن با داده‌های آزمون آب‌کشی است.

مواد و روش‌ها

منطقه‌ی بررسی دشت ملکان در شمال‌غرب ایران و جنوب‌غرب استان آذربایجان شرقی است. آبخیز این دشت زیرمجموعه‌ی



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه‌ی زمین‌شناسی دشت ملکان.

دوبعدی به دست آوردن مقطع مقاومت ویژه‌ی مدل وارون است که تغییرات زیرسطحی مقاومت ویژه را نشان می‌دهد (شارما و ورما ۲۰۱۵). با اتکا به مقطع مقاومت ویژه‌ی مدل وارون، به تنهایی نمی‌توان در مورد لایه‌های زمین‌شناسی و وضعیت آب‌دار بودن آن‌ها نظر داد (تیاگراجان و همکاران ۲۰۱۸). برای تصمیم‌گیری در مورد سنگ‌شناسی و وضعیت آب زیرزمینی نیاز به اطلاعاتی در مورد وضعیت زمین‌شناسی زیرسطحی منطقه است، که از راه ستون زمین‌شناسی چاه‌های اکتشافی و بهره‌برداری به دست می‌آید.

تخمین فراسنجه‌های زمین‌آب‌شناسی با روش توموگرافی مقاومت ویژه‌ی الکتریکی و تلفیق نتایج آن با بررسی‌های آزمون آب‌کشی (انجام شده توسط شرکت آب منطقه‌ای استان آذربایجان شرقی)، بررسی آب‌های زیرزمینی را در محدوده‌ی وسیع ممکن می‌سازد. با توجه به تشابه خصوصیت‌های جریان آب زیرزمینی و جریان الکتریکی در محیط متخلخل (تشابه قانون‌های اهم و داریسی) و ارتباط بین فراسنجه‌های زمین‌الکتریکی و هیدرولیکی، می‌توان سایر فراسنجه‌های هیدرولیکی را تخمین زد. با داشتن مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاها خالی (ρ_w) و مقاومت الکتریکی کل در منطقه‌های اشباع (ρ_{sat}) و غیراشباع آبخوان، و با استفاده از معادله‌ی ۱، می‌توان آب‌دهی ویژه‌ی سفره (S_y) را به دست آورد (آرچی ۱۹۴۲).

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

در این رابطه‌ها مقاومت‌ها برحسب اهم متر (Ωm)، و فراسنجه‌های m و n مربوط به اندازه‌ی سیمانی شدن دانه‌های تشکیل‌دهنده‌ی سفره است (جدول ۱). مقدار m برای هر نمونه متفاوت، و با توجه به ویژگی‌های محیط متخلخل متغیر است، و در بیش‌تر رسوب‌های آبرفتی سخت‌نشده‌ی متخلخل از قانون اولیه‌ی آرچی (۱۹۴۲) پی‌روی می‌کند.

مقطع‌نگاری پرتوی مقاومت الکتریکی ابزاری ارزشمند در بررسی‌های زیرسطحی است. اصول این روش بر تقسیم‌بندی سطح دوبعدی به تعدادی سلول برای تعیین مقاومت درون هر سلول است، به طوری که بتواند پاسخ مدل را به خوبی با داده‌های اندازه‌گیری شده، مطابقت دهد. این روش بر این پایه استوار است که جریان الکتریکی به‌طور پیوسته با افزایش فاصله‌ی الکترودهای جریان به‌عمق بیش‌تر نفوذ می‌کند. بدین ترتیب

منحنی‌های تغییرات مقاومت ویژه‌ی ظاهری (ρ_a) برحسب تابعی از فاصله‌ی الکترودی به دست می‌آید. شبه مقاطع مقاومت ویژه‌ی الکتریکی ظاهری دیدی کلی از توزیع مقاومت زیرسطحی به دست می‌دهد. برای گرفتن توزیع مقاومت زیرسطحی واقعی‌تر، باید وارون‌سازی شبه مقاطع انجام شود (زانگ و همکاران ۲۰۱۶؛ کازیکز و همکاران ۲۰۱۶).

برای مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت ویژه‌ی ظاهری حاصل از بازدید صحرایی و نرم‌افزارهای وارون‌سازی مقاومت ویژه یعنی $Res2dinv$ ، $Res3dinv$ و $IPI2WIN$ استفاده شده است. روش وارون پیش‌فرض که این نرم‌افزار به کار می‌برد، بر اساس روش بهینه‌سازی غیرخطی و روش کم‌ترین مربع‌ها است. این روش وارون مربع اختلاف‌های بین مقاومت ویژه‌ی ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه‌ی را کاهش می‌دهد، و مدل‌های مقاومت ویژه‌ی زمین با تغییرات تدریجی در امتداد منطقه‌های مقاومت ویژه‌ی مختلف را تولید می‌کند (موریرا و همکاران ۲۰۱۶).

چندین روش تفسیر شامل روش‌های نموداری و عددی برای تفسیر داده‌های ژئوالکتریک وجود دارد. تفسیرهای انجام‌شده براساس منحنی‌های معیار سه یا چهار لایه‌ی برای برآورد اولیه‌ی فرآیند وارون‌سازی انجام می‌شود. برنامه‌ی $IPI2WIN$ با تعیین ساختار خودکار منحنی‌های ژرفاپیمایی مقاومت، و منحنی‌های الکتریکی منطبق با داده‌های صحرایی مقاومت حقیقی و ضخامت لایه‌های زیرسطحی را تعیین می‌کند. نتیجه‌ی نهایی مقطع‌نگاری پرتوی

جدول ۱- فراسنجه‌های درجه‌ی سیمانی شدن مواد تشکیل‌دهنده‌ی محیط اشباع و ناشباع آبخوان.

مرجع	N	M	مواد و رسوب‌های زمین شناسی
(آرچی ۱۹۴۲؛ دانوسکی و همکاران ۱۹۹۹)	۲	۱/۳ - ۱/۵	ماسه‌های سخت‌نشده
(آرچی ۱۹۴۲؛ آتینکس و اسمیت ۱۹۶۱)	۲	۱/۸ - ۲	ماسه‌سنگ‌های سخت‌نشده
(داوتون ۱۹۸۶)		۱/۴ - ۱/۵	ماسه‌سنگ با سیمان‌شدگی خیلی کم
		۱/۵ - ۱/۷	ماسه‌سنگ با سیمان‌شدگی کم
		۱/۸ - ۱/۹	ماسه‌سنگ با سیمان‌شدگی متوسط
(وانگ و همکاران ۱۹۸۴؛ فرولیخ و پارک ۱۹۸۹)	۲	۲ - ۲/۲	ماسه‌سنگ با سیمان‌شدگی زیاد
		۱/۵	مواد دانه‌ی سخت‌نشده و ماسه‌های سخت‌نشده با $> 20\% \Phi$
(تیلور ۱۹۷۱)		۱/۵	رسوب‌های دریایی نجسینده‌ی ماسه‌ی $< 0.06\% \Phi$
(ویندل و ورث ۱۹۷۵)		۲	رسوب‌های دریایی چسبنده نظیر رس‌ها $> 0.06\% \Phi$
(فرولیخ و کلی ۱۹۸۸)	۲	۱/۴ - ۱/۶	ماسه‌های کوارتزی و دولومیتی
(هیگلد و همکاران ۱۹۷۹؛ آتینکس و اسمیت ۱۹۶۱)		۱/۵	ماسه‌های سخت‌نشده در یک سفره‌ی یخچالی
		۱/۳	رسوب‌های متخلخل سخت‌نشده با جورشدگی ضعیف

(زوههمکاران ۲۰۱۶).

$$F = \frac{\rho_{sat}}{\rho_w} \quad (3)$$

$$F = \phi^{-m} \quad (4)$$

در سفره‌های بی‌رس، عامل سازند فقط به تخلخل و پیچاپیچی روزنه‌های محیط وابسته است (آرچی، ۱۹۴۲). به عقیده‌ی هانتلی (۱۹۸۶) در لایه‌های آبداری که از آب شور اشباع‌است و رس ندارد، فرض بر این است که تمامی هدایت الکتریکی به‌صورت سیال انجام می‌شود، و بر این اساس می‌توان عامل سازند را از نسبت بین مقاومت کل لایه‌ی آبدار به مقاومت آب بین منفذی به‌دست آورد (آرچی ۱۹۴۲، هانتلی ۱۹۸۶)؛ اما با وجود رس، ممکن است قسمتی از جریان الکتریکی به‌وسیله‌ی هدایت سطحی ذرات رس انتقال یابد، و این موضوع را باید در تفسیر مقطع‌ها در نظر داشت. با توجه به محدودیت‌های ذاتی در تفسیر اولیه‌ی یک‌بعدی ژرفایابی‌های الکتریکی، مقطع‌نگاری پرتوی الکتریکی دوبعدی داده‌های ژرفایابی‌های عمودی زمین‌الکتریکی در ۱۴ مقطع (۵) مقطع با امتداد شمال غربی جنوب شرقی، ۹ مقطع با امتداد شمال شرقی جنوب غربی) انجام گرفته‌است. رسوب‌های نهشته‌شده در دشت ملکان، رسوب‌های آبرفتی سخت‌نشده با جورشدگی ضعیف است. از این‌رو، با توجه به نوع رسوب‌های نهشته‌شده و جدول ۱ به‌ترتیب اندازه‌های ۱/۳ و ۲ برای عامل‌های m و n در نظر گرفته‌شده، و سپس با استفاده از روابط ۳ و ۴، عامل سازند (F) و مقادیر تخلخل برای بخش‌های مختلف آبخوان محاسبه‌شد. مقدار عددی مقاومت آب از رابطه‌ی ۲ به‌دست آمد، و با توجه به ضخامت اشباع سفره‌ی (b) به‌دست‌آمده از اطلاعات ژئوفیزیکی و مقاومت ویژه‌ی ظاهری، مقاومت عرضی (RT = ρaxb) برای نقطه‌های ژرفایابی نیز محاسبه و تصحیح شد. رابطه‌ی تحلیلی بین توانایی انتقال (T) و مقاومت عرضی (RT) برای آبخوان متخلخل،

به‌طور کلی در بررسی‌های زمین‌الکتریکی، زمانی که محیط بررسی آواری باشد، نهشته‌های رسی، رس ماسه‌ی و ماسه‌ی رسی مقاومت ویژه‌ی کمتری از نهشته‌های ریگ و ماسه دارند، و اگر در محیط نهشته‌های کربناته نیز باشد، مقاومت ویژه‌ی سنگ‌های کربناته بیش‌تر از نهشته‌های آواری است. مقاومت ویژه‌ی آب زیرزمینی از یک تا ۲۰ اهم متر (بسته به غلظت مواد محلول و لیتولوژی محل) متغیر است. اما باید در نظر داشت که در اندازه‌های مقاومت ویژه‌ی رده‌های مختلف سنگ‌ها و خاک‌ها هم‌پوشانی است (لوک ۱۹۹۹). مسئله‌ی مهمی که به‌ویژه در این پژوهش نیز به آن توجه شده است، همراهی لایه‌های پلمه‌سنگ (شیل) و آهک‌رس (مارن) با لایه‌های آهکی و نفوذ آب شور به آبخوان است، که می‌تواند در تفسیر نتایج ابهام ایجاد کند. با وجود رس، ممکن است قسمتی از جریان الکتریکی به‌وسیله‌ی هدایت سطحی ذرات رس انتقال یابد. در نتیجه، با نبود ذره‌های رس، ذره‌های دانه‌درشت هدایت‌کننده‌ی سطحی نیز نقش خود را از دست می‌دهد و جریان الکتریکی کاملاً به‌شکل سیال هدایت می‌شود، که نشان‌دهنده‌ی میزان تخلخل لایه‌ی آبدار است (نخعی و لشکری پور ۲۰۰۳).

مقاومت الکتریکی آب موجود در فضاهای خالی (ρw) را می‌توان با اندازه‌گیری هدایت الکتریکی (EC) در چاه‌های آب مجاور نقاط ژرفایابی‌های زمین‌الکتریکی و با استفاده از رابطه‌ی ۲ محاسبه کرد (فرولیخ و کلی ۱۹۸۸).

$$\rho_w = \frac{10^4}{EC} \quad (2)$$

با محاسبه‌ی عامل سازند (F) می‌توان میزان تخلخل را تخمین زد. برای اولین بار آرچی (۱۹۴۲) عامل سازند را با استفاده از رابطه‌ی ۳ برای محیط‌های اشباع از آب شور و نسبتاً تمیز (مانند ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و کربنات‌ها) محاسبه کرد، و با استفاده از رابطه‌ی ۴ میزان تخلخل (ϕ) را تخمین زد

مناسب در مجاورت چاه‌های آب‌کشی و چاه‌هایی که کیفیت آب در آن‌ها اندازه‌گیری شده است، انتخاب شد. با برقراری همبستگی بین داده‌های مقاومت عرضی لایه‌ی آب‌دار و نتایج آزمایش‌های آب‌کشی می‌توان فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان را برآورد کرد (موندال و همکاران ۲۰۱۶).

نتایج

بر اساس شواهد زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، نگارهای حفاری و بررسی‌های زمین‌فیزیکی و تحلیل نتایج حاصل از ۷۰ ژرفایابی عمودی زمین‌الکتریکی با آرایه‌ی اشلومبرژه، تراز سنگ کف آبخوان و ضخامت آبرفت مشخص شد. در شکل ۲ موقعیت نقاط ژرفایابی، نیم‌رخ‌های زمین‌الکتریکی و محل گمانه‌های اکتشافی نشان داده شده است. آبخوان دشت ملکان از نوع سفره‌ی آزاد است و عمدتاً از رسوب‌های آبرفتی قدیمی، پادگانه‌های آبرفتی جدید، رسوب‌های مخروط افکنه‌یی و رودخانه‌یی تشکیل شده است، که بیش‌تر از جنس ماسه، لای و رس است. متوسط ضخامت اشباع آبخوان حدود ۶۰ متر است (جدول ۲). سنگ کف محدوده را واحدهای رسی و آهک‌رسی (مارنی) تشکیل می‌دهد. بر مبنای نتایج تفسیر داده‌های زمین‌الکتریکی ضخامت آبرفت تعیین، و با تفریق از نقشه‌ی هم‌عمق سطح ایستابی (شکل ۲-الف) نقشه‌ی هم‌ضخامت منطقه‌ی اشباع آبخوان (شکل ۲-ب) تهیه شد.

همگن و همسان به صورت زیر است (نیواز و سینگال ۱۹۸۱).

$$T = K\sigma R_T \quad (5)$$

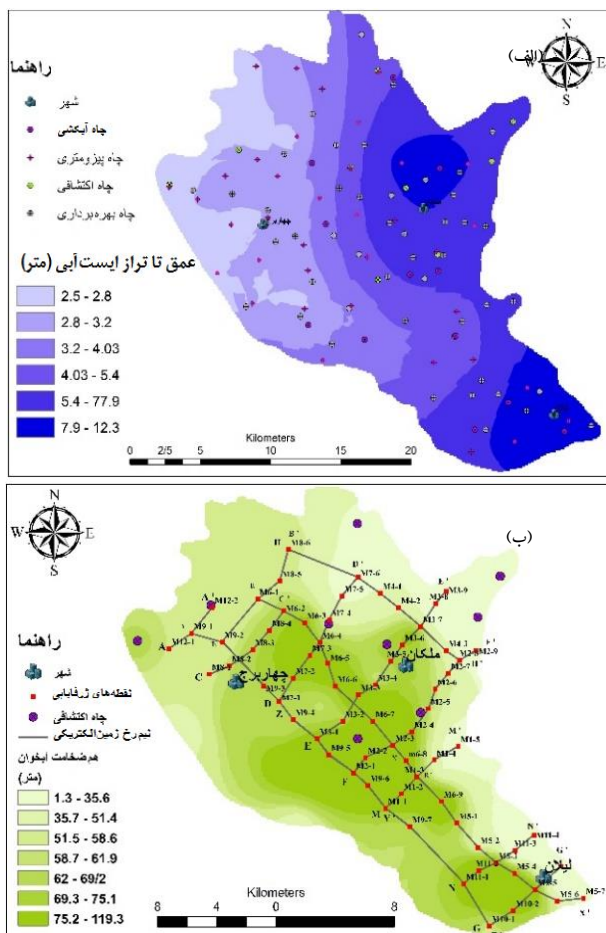
که در آن K هدایت هیدرولیکی آبخوان، و σ هدایت ویژه آبخوان است.

باتوجه به این‌که مقاومت سازنده‌های زمین‌شناسی بیشتر تحت تاثیر تخلخل و مقاومت آب است، با دخالت‌دادن تغییرات مقاومت آب، مقاومت عرضی اصلاح (رابطه‌ی ۶)، و با جای‌گزینی در رابطه‌ی (۵) رابطه‌ی ۷ به دست آمد (نیواز و سینگال ۱۹۸۵).

$$R'_T = R_T (\bar{\rho}_w / \rho_w) \quad (6)$$

$$T = K\sigma'R'_T \quad (7)$$

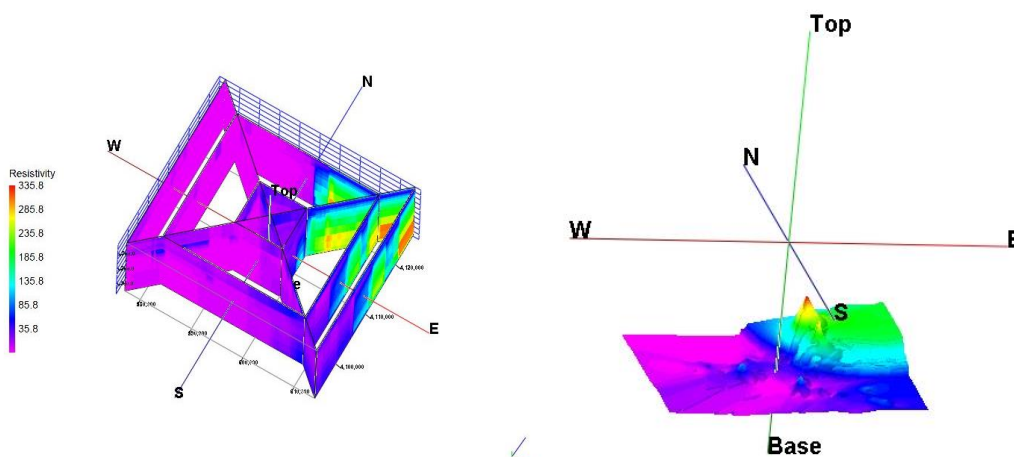
که در آن R'_T مقاومت عرضی اصلاح‌شده، σ' هدایت ویژه اصلاح‌شده، مقاومت متوسط آب در آبخوان، و $\bar{\rho}_w$ مقاومت آب در محل است. برای ارزیابی فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان دشت ملکان، از ترکیب نتایج روش زمین‌الکتریکی و اطلاعات زمین‌آب‌شناسی و نتایج تحلیل داده‌های آزمون آب‌کشی ۵ حلقه چاه استفاده شد. سی و چهار ژرفایابی در دشت با پراکندگی



شکل ۲- نقشه‌ی هم‌عمق سطح ایست آبی (الف) و نقشه‌ی هم‌ضخامت آبخوان و موقعیت نقطه‌های ژرفایابی و نیم‌رخ زمین-الکتریکی (ب).

تهیه شد. شکل ۳ نمودارهای تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی را در آبخوان دشت ملکان نشان می‌دهد.

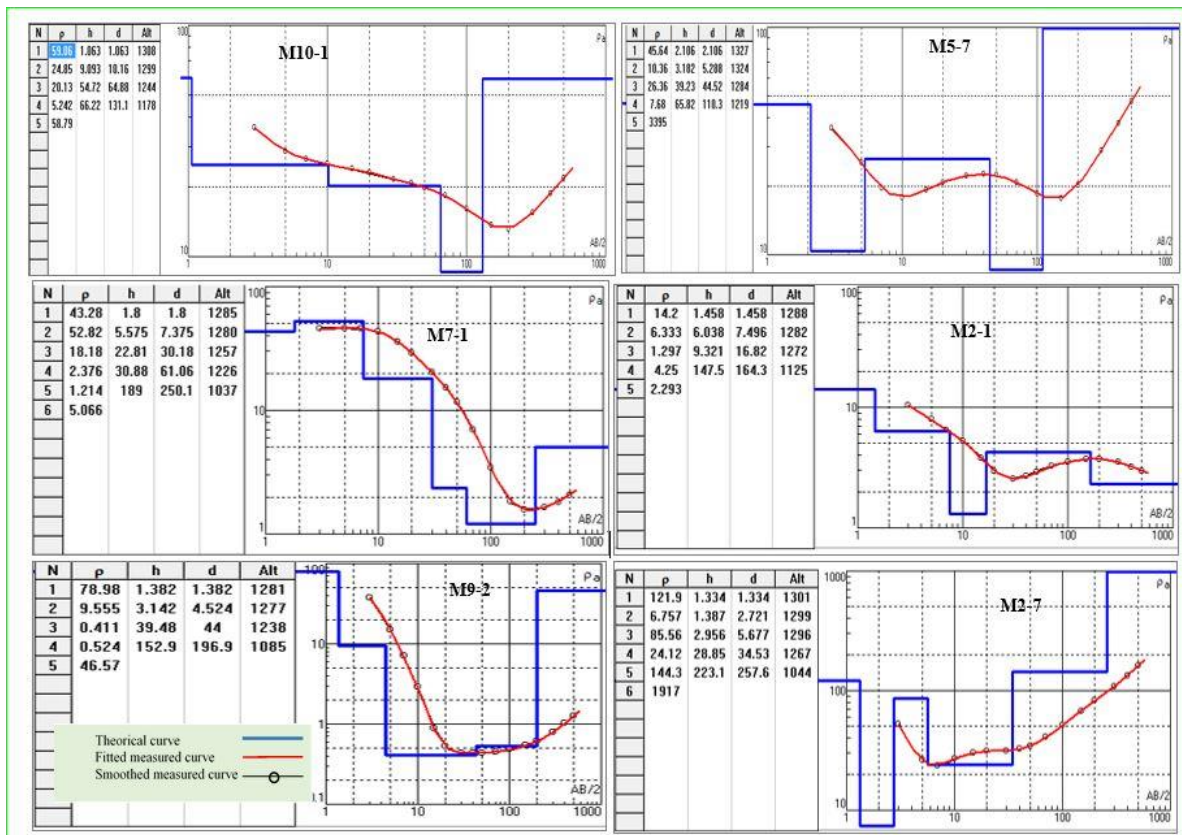
با استفاده از نتایج زمین‌الکتریکی برای ارزیابی فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان دشت ملکان نقشه‌های هم‌مقاومت آبخوان



شکل ۳- نمودارهای تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در دشت ملکان.

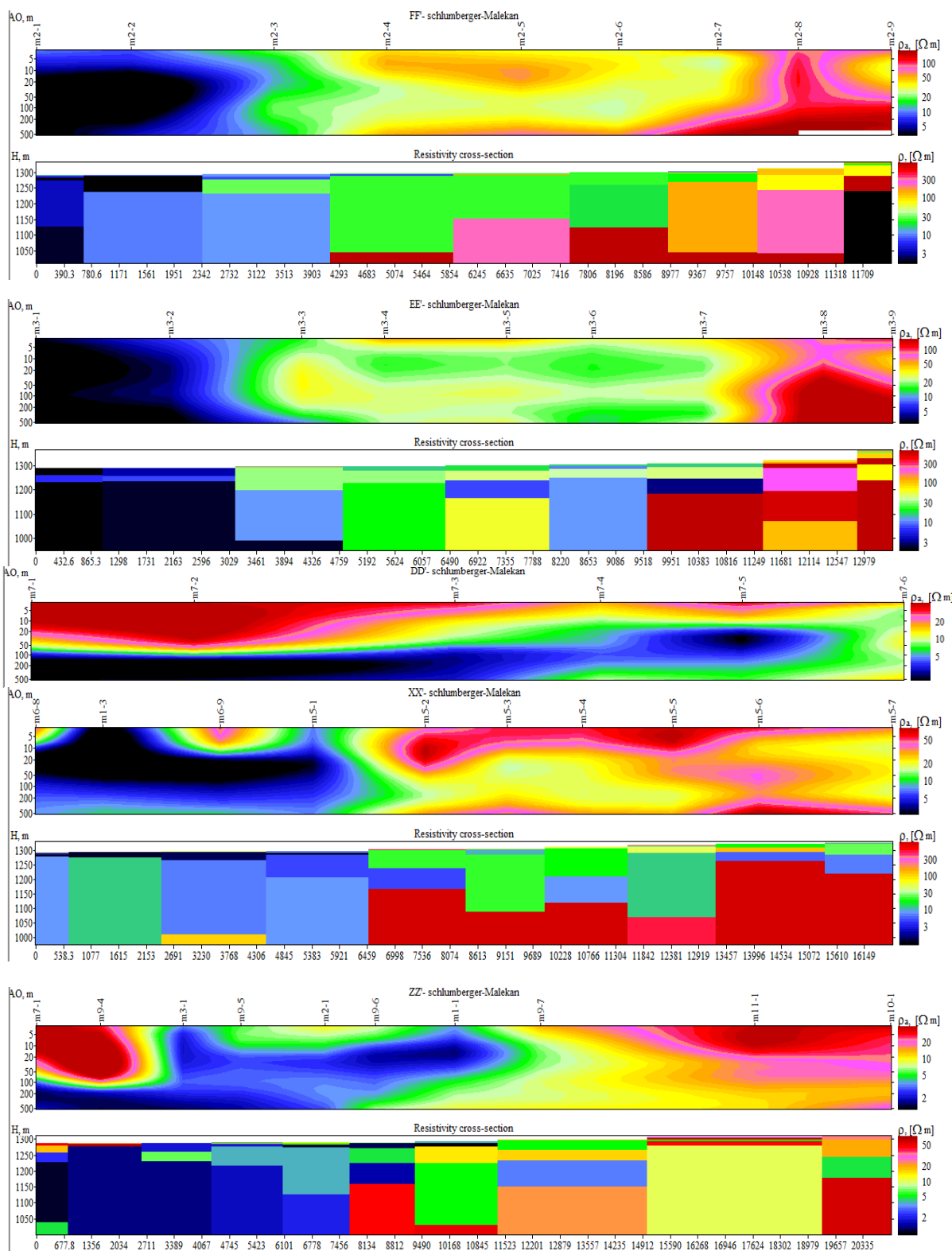
منحنی‌های الکتریکی منطبق با داده‌های صحیسی، مقاومت حقیقی و ستبرای لایه‌های زیرسطحی تعیین و خروجی‌ها به صورت مقطع‌های عرضی در مدل دوبعدی به دست آمد. در شکل ۵ نتایج مقطع‌نگاری پرتوی زمین‌الکتریکی شبه‌مقاطع E، F، D (با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی) و Z و X (با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی) نشان داده شده است.

با فرض مدل زمین لایه‌یی، داده‌های مقاومت ویژه‌ی ظاهری برای تعیین ضخامت و مقاومت لایه‌های زیرین، تفسیر شد. اصول تفسیر لایه‌های مقاومت الکتریکی یک‌بعدی بر داده نگارهای حفاری چاه‌ها و تجربه‌های شناخت مقاومت الکتریکی استوار است. در شکل ۴ منحنی‌های تفسیر یک‌بعدی برای ۶ ژرفایابی نشان داده شده است. با تعیین ساختار منحنی‌های ژرفایابی مقاومت و تعیین



(نام ژرفایابی یا شناسه‌ی مربوط مشخص شده است: برای مثال M9-2)

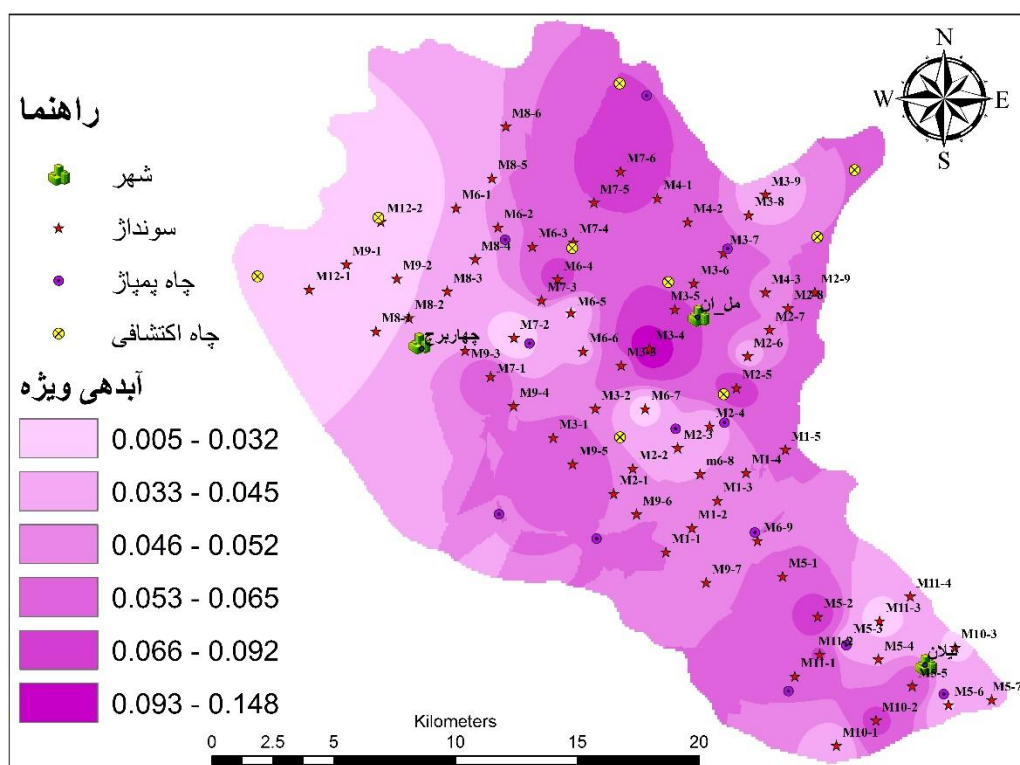
شکل ۴ - تفسیر یک‌بعدی ژرفایابی‌های زمین‌الکتریکی.



شکل ۵- مقطع نگاری پرتوی مقاومت الکتریکی VES در نیمرخ های X و Z و E, D, F

شده است، براساس داده‌های عمق سطح ایستابی (D)، نیم‌رخها و مقطع‌های زمین‌شناسی آبرفت‌ها محاسبه شد (جدول ۲). آبردهی ویژه با استفاده از رابطه ۱ به دست آمد. کمینه و بیشینه‌ی آبردهی ویژه ۰/۰۰۵ (در نواحی غرب و شمال-غربی دشت) و ۰/۱۴۸ (در نواحی شرق و جنوب‌شرقی)، و متوسط آن حدود ۰/۰۴۲ (۴/۲٪) تخمین زده شد. شکل ۶ توزیع آب دهی ویژه‌ی آبخوان دشت را نشان می‌دهد.

کمیت تخلخل در مواد رسوبی به شکل، اندازه و وضعیت قرارگیری ذره‌ها نسبت به هم، اندازه‌ی سیمانی‌شدن و تراکم رسوب‌ها بستگی دارد. کمینه و بیشینه‌ی تخلخل در دشت به ترتیب ۱۲/۴ و ۴۸/۲٪ (متوسط ۳۲٪) بود (جدول ۲). برای تخمین آبردهی ویژه با تعیین ضخامت آبرفت (B)، ضخامت اشباع آبخوان (b) و مقاومت لایه‌های زیرین، اندازه‌های مقاومت الکتریکی کل در منطقه‌های اشباع و غیراشباع آبخوان برای محل چاه‌هایی که مقدار هدایت الکتریکی آن‌ها اندازه‌گیری



شکل ۴- نقشه‌ی پهنه‌بندی آبردهی ویژه‌ی آبخوان دشت ملکان.

جدول ۲- فراسنجه‌های هیدرولیکی محاسبه شده برای آبخوان دشت ملکان (مقاومت‌ها بر حسب اهم‌متر).

هدایت هیدرولیکی (m/day)	توانایی انتقال (m ² /day)	R _T ¹ (Ω/m ²)	b(m)	B(m)	D(m)	f	تخلخل	دهی ویژه	ρ _w	ρ _{unsat}	ρ _{sat}	هدایت الکتریکی (μmhos/cm)	ژرفایابی
۱/۹۵	۲۱۶	۲۵۷۲/۹	۱۱۱	۱۱۷/۸	۶/۸	۵/۶	-/۰.۳۹	۳/۴	۱۴/۶	۱۹/۱	۲۹۳۵	M2-3	
۲/۳۹	۲۲۸	۲۷۳۹/۸	۹۵/۳	۱۰۳/۳	۸	۳/۹	-/۰.۳۶	۶/۲	۳۰/۱	۲۴/۲	۱۶۰۵	M2-4	
۲/۴۹	۱۷۴	۱۹۸۶/۷	۶۹/۸	۷۸/۹	۹/۱	۳/۷	-/۰.۸۱	۷/۹	۴۸	۲۹/۲	۱۲۶۰	M2-5	
۲/۳۱	۱۳۳	۱۴۲۰/۴	۵۷/۸	۶۵/۸	۸/۵	۳/۷	-/۰.۳۸	۶/۸	۳۱/۱	۲۵	۱۴۷۵	M2-6	
۲/۱۸	۲۱۸	۲۵۹۵/۶	۱۰۰	۱۰۸	۸	۷/۲	-/۰.۵۲	۴/۹	۲۳/۱	۳۵/۵	۲۰۳۷	M3-3	
۱/۳۸	۹۷	۹۲۹/۱	۷۰/۱	۷۹/۲	۹/۱	۲/۶	-/۰.۴۸	۹/۳	۵۱/۲	۲۴/۴	۱۰۷۲	M3-4	
۲/۲۸	۱۷۶	۲۰۱۸/۵	۷۷/۲	۸۷/۸	۱۰/۶	۵/۳	-/۰.۶۹	۵	۴۷/۱	۲۶/۶	۲۰۰۲	M3-5	
۱/۶۹	۱۲۶	۱۳۳۹/۴	۷۴/۷	۸۵/۸	۱۱/۱	۵	-/۰.۵۲	۵/۳	۱۸/۸	۲۶/۲	۱۹۰۱	M3-6	
۷/۵۵	۳۳۲	۴۱۶۷/۲	۴۳/۹	۵۲/۴	۸/۵	۱۵/۱	-/۰.۳۷	۶/۷	۵۹/۳	۱۰۰/۴	۱۵۰۲	M3-9	
۳/۹۹	۲۱۹	۲۶۲۰/۲	۵۴/۹	۶۳/۳	۸/۴	۵/۶	-/۰.۵	۵/۷	۲۲/۵	۳۱/۷	۱۷۶۹	M4-3	
۳/۷۹	۲۰۵	۲۴۲۰/۹	۵۴	۶۱/۱	۷/۱	۵/۳	-/۰.۸۱	۴/۴	۴۷/۴	۲۳/۷	۲۲۵۰	M5-2	
۳/۰۱	۲۹۸	۳۶۹۸/۱	۹۸/۹	۱۰۷/۱	۸/۲	۵	-/۰.۳۷	۴	۲۶/۶	۲۰/۲	۲۴۷۷	M5-3	
۲/۷۹	۲۶۷	۳۲۷۶/۱	۹۵/۹	۱۰۴/۷	۸/۸	۵	-/۰.۴۵	۴	۲۸	۲۰	۲۴۹۲	M5-4	
۲/۸۸	۲۹۰	۳۵۸۹/۱	۱۰۰/۸	۱۱۰/۲	۹/۴	۳/۹	-/۰.۶۶	۵/۵	۳۲/۵	۲۱/۴	۱۸۳۳۳	M5-5	
۲/۵۵	۱۵۰	۱۶۶۳/۱	۵۸/۹	۶۸/۸	۹/۹	۴/۸	-/۰.۳۱	۷/۴	۴۴/۲	۳۵/۴	۱۲۵۹	M5-6	
۲/۲۲	۹۶	۹۱۲/۵	۴۳	۵۴/۱	۱۱/۱	۳/۲	-/۰.۳۹	۵/۸	۲۲/۵	۱۸/۵	۱۷۱۰	M5-7	
۳/۰۹	۲۲۷	۲۷۲۲/۷	۷۳/۵	۸۰/۱	۶/۶	۳/۹	-/۰.۷۵	۴	۲۵/۱	۱۵/۵	۲۵۱۹	M6-4	
۱/۲۲	۱۰۹	۱۰۹۷/۱	۸۹/۴	۹۶/۹	۷/۵	۲/۶	-/۰.۳	۱۲	۳۵/۲	۳۱	۸۳۴	M6-5	
۱/۶۴	۱۳۵	۱۴۵۳/۵	۸۲	۸۹/۳	۷/۳	۳	-/۰.۴۲	۸/۳	۲۹/۹	۲۴/۴	۱۲۱۰	M6-6	
۱/۷۹	۱۸۸	۲۱۸۷/۲	۱۰۵	۱۱۲/۵	۷/۵	۴/۵	-/۰.۱۸	۵/۷	۲۸/۵	۲۵/۳	۱۷۵۹	M6-7	
۵/۶۲	۴۲۹	۵۵۰۸/۲	۷۶/۴	۸۱/۴	۵	۱۲	-/۰.۶۲	۱/۳	۴۷/۳	۱۶/۱	۷۴۱۰	M7-1	
۳/۵۱	۲۸۰	۳۴۵۵/۹	۷۹/۷	۸۵/۶	۵/۹	۱۰/۶	-/۰.۱۶	۳/۲	۳۹	۳۴/۲	۳۱۱۴	M7-2	
۱/۵۶	۷۰	۵۵۲/۳	۴۴/۷	۵۱/۵	۶/۸	۴/۱	-/۰.۷۶	۴/۵	۳۰/۵	۱۸/۳	۲۲۳۱	M7-6	
۱/۲۸	۱۴۴	۱۱۹۴/۵	۶۷/۵	۷۲/۳	۴/۸	۵/۹	-/۰.۴۴	۲/۲	۱۹/۱	۱۳/۱	۴۵۴۱	M8-4	
۱/۲۸	۱۴۴	۱۵۷۶/۵	۱۱۲/۱	۱۱۷	۴/۹	۳	-/۰.۶	۱/۳	۵/۲	۳/۹	۷۸۰۰	M9-5	
۱/۶۳	۱۱۴	۱۱۵۹/۷	۶۹/۷	۷۵/۷	۶	۳/۱	-/۰.۵	۲/۵	۶/۲	۷/۸	۳۹۸۰	M9-7	
۱/۶۸	۱۰۹	۱۱۰۱/۲	۶۵/۱	۷۲/۷	۷/۶	۳/۶	-/۰.۳۶	۶/۳	۲۷/۵	۲۲/۵	۱۵۸۳	M10-1	
۱/۹۶	۱۷۱	۱۹۴۴/۶	۸۷	۹۵/۵	۸/۵	۳/۸	-/۰.۳۵۶	۵/۹	۳۵/۷	۲۲/۶	۱۶۹۷	M10-2	
۱/۰۳	۶۹	۵۴۱	۱۷	۲۷/۴	۱۰/۴	۵/۷	-/۰.۲۷	۶/۳	۴۴/۹	۳۶/۱	۱۵۸۸	M10-3	
۱/۰۷	۲۲۳	۲۶۷۴/۷	۱۰۷/۹	۱۱۵/۵	۷/۶	۴/۱	-/۰.۶۷	۴/۷	۳۰/۱	۱۹/۴	۲۱۰۶	M11-2	
۱/۰۵	۶۷	۵۲۲۲/۸	۱۳/۴	۲۲/۲	۸/۸	۷/۳	-/۰.۱۴	۳	۱۹/۵	۲۲/۲	۳۲۹۹	M11-3	
۱/۶۱	۷۸	۶۷۴/۸	۱۷	۲۶/۲	۹/۲	۴/۳	-/۰.۳۴	۳/۳	۱۷/۵	۱۴/۱	۳۰۵۶	M11-4	
۰/۷۱	۴۶	۲۲۸/۶	۶۴/۸	۶۸/۳	۳/۴۷	۰/۴	-/۰.۰۵	۱/۷	۱	۰/۷	۵۸۰۰	M12-1	
۰/۶۲	۴۰	۱۴۰/۲	۶۲	۶۵/۱	۳/۱۳	۰/۴	-/۰.۰۶	۱/۱	۰/۵	۰/۵	۹۴۵۰	M12-2	
۲/۶۳	۱۷۲	۱۹۶۱/۱	۶۵	۷۵	۷/۷۵	۴/۹	-/۰.۴۲۹	۵	۲۹/۱	۲۳/۸	۲۷۵۵	میانگین	

ضخامت آبرفت (B)، ضخامت اشباع آبخوان (b)، عمق سطح ایستایی (D)، عامل سازند (f)، مقاومت آب (ρ_w)، مقاومت الکتریکی در منطقه‌های اشباع (ρ_{sat}) و غیراشباع (ρ_{unsat}) و مقاومت عرضی (R_T¹).

انجام می‌دهند و داده‌های مستند این آزمایش‌های پرهزینه، به پژوهشگران داده می‌شود.

همبستگی بین این فراسنجه‌ها پذیرفتنی است (R₂=۰/۹) و روش زمین‌الکتریکی می‌تواند تخمینی پذیرفتنی از فراسنجه‌های آبخوان بدهد (شکل ۷). توانایی انتقال در جاهای دیگر ژرفایابی با استفاده از رابطه‌ی خطی به‌دست‌آمده (رابطه‌ی ۸) محاسبه شد و هدایت هیدرولیکی (K=T/b) با تقسیم توانایی انتقال بر ضخامت لایه‌ی آبدار برآورد شد (جدول ۲).

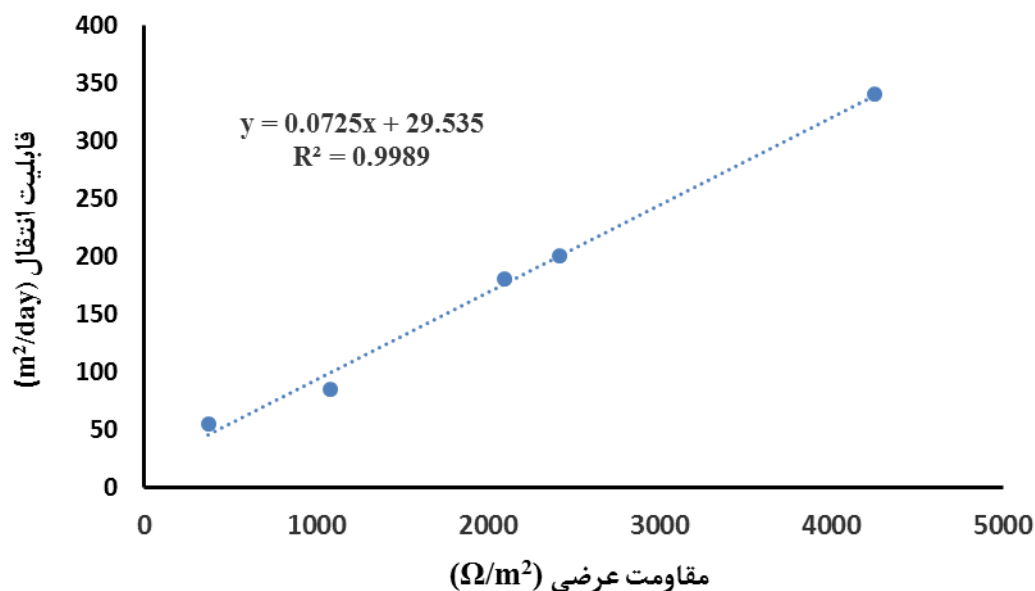
با توجه به این‌که آزمایش‌های آب‌کشی فقط اطلاعاتی در محدوده‌ی شعاع هیدرولیکی چاه آب‌کشی می‌دهد، استفاده از اطلاعات مربوط به چاه‌های مجاور نقاط ژرفایابی، انطباق بین توانایی انتقال آبخوان (T) و مقاومت عرضی (RT) در ۵ نقطه‌ی مجاور چاه-های آب‌کشی بررسی شد (جدول ۳). برای تهیه‌ی اندازه‌ی توانایی انتقال، از آزمون آب‌کشی انجام‌شده‌ی شرکت آب منطقه‌ی استان آذربایجان شرقی استفاده شد. این آزمایش‌ها را متخصصان خُبره و با رعایت کامل اصول آزمون آب‌کشی

$$T = 0.0725 \times (R'_T) + 29.535 \quad (۸)$$

جدول ۳- فراسنجه‌های هیدرولیکی محاسبه‌شده با روش زمین‌الکتریکی و آزمون آب‌کشی.

x	Y	T(m ² /day)	*T(m ² /day)	% Error
۵۹۱۰۰۰	۴۱۱۰۲۵۰	۸۵	۸۰	-۵/۵
۵۹۶۲۵۰	۴۱۱۱۷۵۰	۱۸۱	۱۸۲	۰/۳
۵۹۷۰۰۰	۴۱۰۶۷۵۰	۳۴۰	۳۳۸	-۰/۷-
۵۹۲۷۵۰	۴۱۱۱۲۵۰	۲۰۰	۲۰۵	۲/۴
۶۰۰۲۵۰	۴۱۰۲۵۰۰	۵۵	۵۷	۳/۱

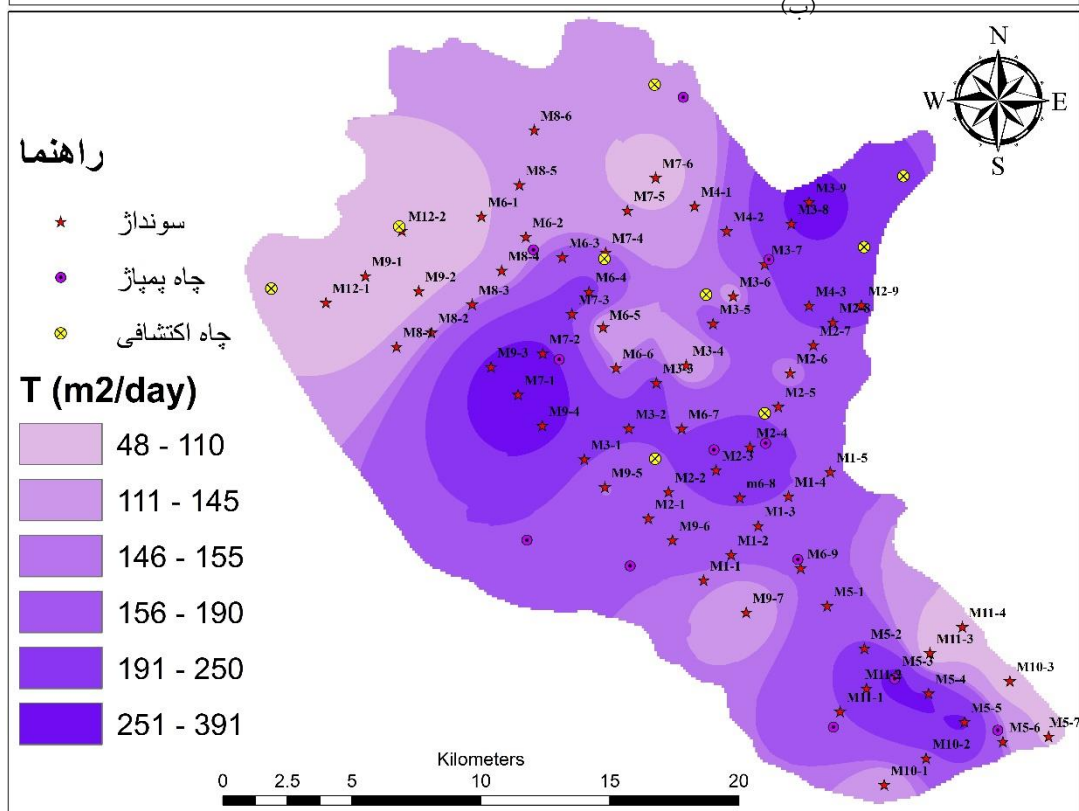
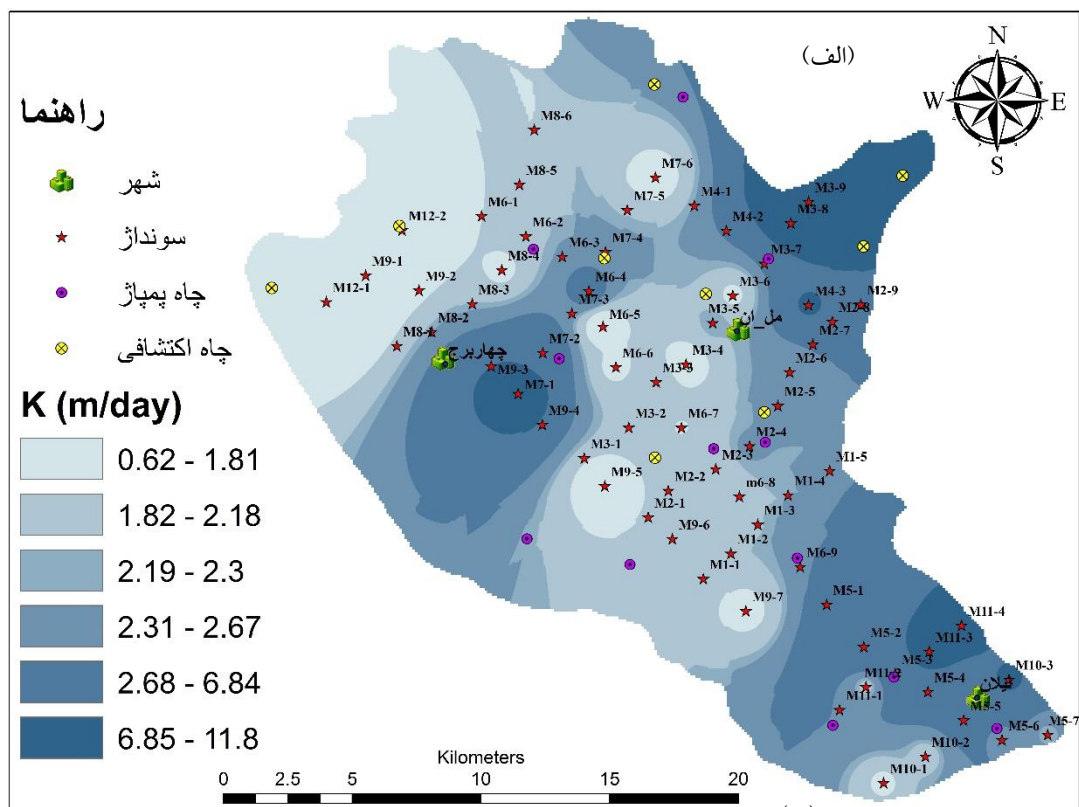
* توانایی انتقال محاسبه‌شده با روش زمین‌الکتریک



شکل ۷- رابطه‌ی بین توانایی انتقال (T) و مقاومت عرضی (R'_T).

آبخوان (شکل ۲- ب) نقشه، تغییرات هدایت هیدرولیکی دشت به‌دست‌آمد (شکل ۸- ب).

نقشه‌ی پهنه‌بندی توانایی انتقال (T) آبخوان دشت ملکان ترسیم شد (شکل ۸- الف) و با تقسیم آن بر نقشه‌ی هم‌ضخامت



شکل ۵- نقشه‌ی هم‌توانی انتقال (الف) و نقشه‌ی تغییرات هدایت هیدرولیکی (ب) آبخوان دشت ملکان.

در بالادست، ذره‌های تشکیل‌دهنده‌ی سفره دانه‌درشت، و توانایی انتقال آبخوان در این مناطق زیاد است، و هر چه به سمت مرکز دشت، نواحی خروجی و دریاچه‌ی ارومیه نزدیک شویم رسوب‌ها دانه‌ریزتر می‌شود، به طوری که در قسمت شوره‌زار رسوب‌های ریز دریاچه‌ی است و هدایت هیدرولیکی و توانایی انتقال کاهش می‌یابد. وضعیت نفوذپذیری در بخش شمال‌غربی دشت کم، و در بخش‌های شرقی و جنوبی بسیار زیاد است. زیاد بودن توانایی انتقال در قسمت مرکزی به دلیل زیاد بودن ضخامت رسوب‌های آبرفتی است.

با مقایسه‌ی نتایج روش زمین‌فیزیکی و نتایج آزمون آب‌کشی، معلوم شد که روش مقاومت الکتریکی می‌تواند تخمینی پذیرفتنی از فراسنجه‌های زمین‌آب‌شناسی آبخوان بدهد. نتایج این پژوهش با نتایج دیگر پژوهشگران مبنی بر این که روش‌های زمین-الکتریکی می‌تواند فراسنجه‌های هیدرولیکی آبخوان را به دقت تخمین بزند، مقایسه شده است، و تأییدی بر نظر سایر پژوهشگران است. به طور معمول روش‌های مبتنی بر آزمون آب‌کشی، مهم‌ترین روش برای تعیین ضریب‌های آب‌پویایی است، اما این آزمایش‌ها با صرف وقت و هزینه‌ی فراوان حفر چاه‌های آب‌کشی و مشاهده‌ی، فقط اطلاعاتی در محدوده‌ی شعاع هیدرولیکی چاه آب‌کشی می‌دهند. بنابراین، با توجه به این که تخمین صحیح شرایط آب‌زمین‌شناسی آبخوان و تغییرات مکانی توانایی انتقال، هدایت هیدرولیکی، تخلخل، ضریب ذخیره و آب‌دهی ویژه از مهم‌ترین جنبه‌های مدیریت صحیح منابع آب زیرزمینی است، با تلفیق داده‌های به‌دست‌آمده از روش زمین-الکتریک و داده‌های آزمون آب‌کشی، می‌توان تعداد آزمون‌های آب‌کشی نیازداشته را کاهش داد، و نتایج مطلوبی در سطحی وسیع (تغییرات مکانی مناسب) برای مدیریت بهتر آبخوان و پیش‌بینی درست وضعیت جریان آب‌های زیرزمینی در آینده، به دست آورد.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد زمین‌شناسی، چینه‌شناسی، نگارهای حفاری و بررسی‌های ژئوفیزیکی، تحلیل نتایج ژرفایابی عمودی زمین الکتریکی، و با تعیین ساختار منحنی‌های ژرفایابی مقاومت و تعیین منحنی‌های الکتریکی منطبق با داده‌های صحرایی، مقاومت حقیقی و ستبرای لایه‌های زیرسطحی تعیین شد. آبخوان دشت ملکان از نوع سفره‌ی آزاد است و عمدتاً از رسوب‌های آبرفتی قدیمی، پادگانه‌های آبرفتی جدید، رسوب‌های مخروط افکنه‌ی و رودخانه‌ی (بیش‌تر از جنس ماسه، لای و رس) تشکیل شده است. جهت جریان آب‌های زیرزمینی در دشت ملکان، از جنوب‌شرق به شمال غرب است و در نتیجه‌ی حرکت آب در آبخوان با سرعت بسیار اندک، آب فرصت کافی برای واکنش، انحلال و تبادل یونی با سازندهای زمین‌شناسی مختلف دارد. اختلاف ویژگی‌های زمین‌الکتریکی دشت ناشی از میزان املاح در آب و تفاوت اندازه‌ی دانه‌های تشکیل‌دهنده‌ی رسوب‌ها است. با توجه به مقطع نگاری‌های پرتوی مقاومت الکتریکی در نواحی شرق و جنوب‌شرقی دشت، رسوب‌های دانه‌درشت مخروط افکنه‌ی، و در نواحی شمال‌غربی (خروجی دشت) به سمت دریاچه‌ی ارومیه رسوب‌های دانه‌ریزتر از جنس سیلت و رس است. ضخامت‌های متوسط آبرفت و آبخوان (به ترتیب حدود ۷۵ و ۶۰ متر)، کمینه و بیشینه‌ی تخلخل در دشت ملکان بر اساس معادله‌ی آرچی، به ترتیب حدود ۱۲/۴ و ۴۸/۲٪ و مقدار متوسط آن ۳۲٪ تخمین زده شد. متوسط آب‌دهی ویژه حدود ۴/۲٪ (کمینه و بیشینه به ترتیب ۰/۰۵ و ۰/۰۵ در نواحی غرب و شمال‌غربی و ۰/۱۴۸ در نواحی شرق و جنوب‌شرقی دشت) برآورد شد.

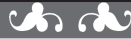
بر پایه‌ی مطالعات و نتایج این پژوهش همبستگی بین توانایی انتقال حاصل از نتایج آزمایش آب‌کشی و مقاومت عرضی آبخوان پذیرفتنی است. توانایی انتقال در جاهای دیگر ژرفایابی با استفاده از رابطه‌ی خطی $T = 0.0725 (R>T) \times 29.535$ به دست آمد.

فهرست منابع

- Altafi Ddadgar M, Mohammadzade H, Bahrami R. 2012. Estimation of bojnourd aquifer hydraulic parameters using vertical electrical sounding (VES) data. 6(20): 75–85. (In Persian).
- Archie GE. 1942. The Electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. American Instrument of Mining and Metallurgical Engineering. 146: 54–62.
- Atkins ER, Smith GH. 1961. The significance of particle shape in formation resistivity factor-porosity relationships. Journal of Petroleum Technology. 13(03): 285–291.
- Azizi F, Asghari Moghaddam A, Nazemi AH. 2017. Evaluation of groundwater salinization and delineation of ion offspring in Malekan Plain Coastal Aquifer Using Ionic Ratios. Journal of Environmental Studies. 43(3): 437–454. doi: 10.22059/jes.2018.226676.1007391. (In Persian).
- Bellanova J, Calamita G, Giocoli A, Luongo R, Macchiato M, Perrone A, Piscitelli S. 2018. Electrical resistivity imaging for the characterization of the Montaguto landslide (Southern Italy). Engineering Geology. 243: 272–281.
- Cardarelli E, Fischanger F. 2006. 2D data modelling by electrical resistivity tomography for complex subsurface geology. Geophysical Prospecting. 54(2): 121–133.
- Dannowski G, Yaramanci U. 1999. Estimation of water content and porosity using combined radar and geoelectrical measurements. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics. (4): 1–13.
- Devaraj N, Chidambaram S, Panda B, Thivya C, Thilagavathi R, Ganesh N. 2018. Geo-electrical approach to determine the lithological contact and groundwater quality along the KT boundary of Tamilnadu, India. Modeling Earth Systems and Environment. 4(1): 269–279.
- Dovetone JH. 1986. Log analysis of subsurface geology. New York: Wiley & Sons.
- Frohlich RK, Kelly WE. 1988. Estimates of specific yield with the geoelectrical resistivity method in glacial aquifers. Journal of Hydrology. 97(1–2): 33–44.
- Frohlich RK, Parke CD. 1989. The electrical resistivity of vadose zone – field survey. Ground Water. 27 (4): 524–530.
- Griffith DH, Barker RD. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology. Journal of Applied Geophysics. 29: 211–226.
- Heigold C, Gilkeson P, Robert H, Keros C, Philip CR. 1979. Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. Ground Water. 17(4): 338–345.
- Huntley D. 1986. Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers. Ground water. 24(4): 466-474. doi: 10.1111/j.1745-6584.1986.tb01025.
- Kazakis N, Pavlou A, Vargemezis G, Voudouris KS, Soulios G, Pliakas F, Tsokas G. 2016. Seawater intrusion mapping using electrical resistivity tomography and hydrochemical data. An application in the coastal area of eastern Thermaikos Gulf, Greece. Science of the Total Environment. 543: 373–387.
- Kelly WE. 1977. Geoelectrical sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. Ground Water. 15: 420–424.
- Loke MH, Chambers JE, Rucker DF, Kuras O, Wilkinson PB. 2013. Recent developments in direct-current geoelectrical imaging method, Journal of Applied Geophysics. 95: 135–156.
- Loke MH. 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A prac-

- tical guide to 2D and 3D surveys; the theory and practice of electrical imaging. EEGS European Section 5th Meeting, Badapast Hungary.
- Mita, M, Glazer M, Kaczmarzyk R, Dąbrowski M, Mita K. 2018. Case study of electrical resistivity tomography measurements used in landslides investigation, Southern Poland. *Contemporary Trends in Geoscience*. 7(1): 110–126.
- Mondal NC, Devi AB, Raj PA, Ahmed S, Jayakumar KV. 2016. Estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurement in a granitic area in Tamil Nadu. *Current Science*. 111(3): 524–534.
- Moreira CA, Montenegro Lapola M, Carrara A. 2016. Comparative analyzes among electrical resistivity tomography arrays in the characterization of flow structure in free aquifer. *Geofísica Internacional*. 55(2): 119–129.
- Nakhaei M, Lashkaripour G. 2004. Estimation of porosity and specific yield of Shooru aquifer by resistivity method. *Materials & Energy*. 18 (57): 191–202. (In Persian).
- Nasseri HR, Alijani F. 2012. Analysis of karst formation systems in Asmari and Ilam-Sarvak formations in southwest of Izeh. *Advanced Geology Journal*. 2 (3): 94–104. (In Persian).
- Nasseri HR, Alijani F, Nakhaei M. 2012. Ground water exploration in karst terrains using geoelectrical tomography, South West Izeh. *Journal of Geoscience*. 22(86): 107–118. doi: 10.22071/gsj.2012.54074. (In Persian).
- Niwas S, Singhal DC. 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar Zarrouk parameters in porous media. *Hydrology*. 50: 393–399.
- Niwas S, Singhal DC. 1985. Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data, *Hydrology*. 82: 143–153.
- Niwas S, Tezkan B, Israil M. 2011. Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site. *Hydrogeology Journal*. 19: 307–315.
- Panda KP, Sharma SP, Jha MK. 2018. Mapping lithological variations in a river basin of West Bengal, India using electrical resistivity survey: Implications for artificial Recharge. *Environmental Earth Sciences*. 77 (17): 626–637.
- Sharma S, Verma GK. 2015. Inversion of electrical resistivity data: A Review. *World Academy of Science, Engineering and Technology. International Journal of Environmental, Chemical, Ecological, Geological and Geophysical Engineering*. 9(4): 392–398.
- Sultan SA, Santos FAM. 2007. 1D and 3D resistivity inversions for geotechnical investigation. *Journal of Geophysics and Engineering*. 5(1): 1–11.
- Taylor-Smith D. 1971. Acoustic and electric techniques for sea-floor sediment identification: Proceedings of the International Symposium on Engineering Properties of the Sea-Floor and their Geophysical Identification. Seattle, Washington. pp. 253–267.
- Thiagarajan S, Rai SN, Kumar D, Manglik A. 2018. Delineation of groundwater resources using electrical resistivity tomography. *Arabian Journal of Geosciences*. 11(9): 212–228.
- Todd DK. 1980. *Groundwater Hydrology*. New York: John Wiley.
- Urish DW. 1981. Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial out-wash aquifers. *Water Resources Research*. 17(5): 1401–1408.
- Windle D, Wroth CP. 1975. Electrical resistivity method for determining volume changes that occur during a pressuremeter test. In *Situ Measurement of Soil Properties*. 1(4): 497–510.
- Wong P Z, Koplík J, Tomanic JP. 1984. Conductivity and permeability of rocks. *Physical Review B*. 30(11): 6606–6614.
- Zhang X, Zhao M, Wang K, Liu P, Liu H. 2016. Application of 3D electrical resistivity tomography for diagnosing leakage in earth rock-fill

- dam. Engineering. 8(05): 269–275.
- Zhou W, Beck BF, Adams AL. 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. Environmental Geology. 42(8): 922–928.
- Zhu L, Gong H, Chen Y, Li X, Chang X, Cui Y. 2016. Improved estimation of hydraulic conductivity by combining stochastically simulated hydrofacies with geophysical data. Scientific Reports. 6.1.-8. 22224. DOI: 10.1038/srep22224.



Watershed Management Research

VOL. 32, No. 1, Ser.No: 122, Spring 2019, pp. 42-59
DOI: 10.22092/wmej.2018.123884.1167

Evaluation of Malekan Plain Aquifer Hydraulic Parameters Using Electrical Resistivity

Farahnaz Azizi

(Corresponding Author)* Ph.D. of Hydrogeology, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Asghar Asghari Moghaddam

Professors of Hydrogeology, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Amirhossein Nazemi

Professors of Hydrogeology, Department of Irrigation & Drainage, Faculty of Agriculture, University of Tabriz, Tabriz, Iran

*Corresponding Email: fazizi90@yahoo.com

Received: 25 October 2018 Accepted: 27 November 2018

Abstract

Estimating aquifer hydraulic parameters is essential for the assessment and management of groundwater resources. In this paper, the hydraulic parameters of Malekan Plain Aquifer were estimated using the resistivity data. The inverse electrical resistivity model to provide the best distribution of subsurface electrical resistance, using the inverse resistivity programs has been carried out. The relative thickness of subsurface layers using the characterization of electrical resistance curves was determined. The average thickness of, the alluvial aquifer and its porosity (ϕ) and specific yield (S_y) were estimated at 75 meters, 0.32 and 0.042, respectively. Results indicate a strong correlation between aquifer transmissivity and the transverse presence of resistance. The estimated values from both geoelectrical and pumping test methods indicate that the results of electrical resistivity tomography method are acceptable. Therefore, using suitable results may be obtained a combination of pumping test, geological studies and geophysical methods. The aquifer parameters obtained from the resistivity sounding and pumping test data may be used for an optimal management and assessment of groundwater resources.

■ **Keywords:** Electrical resistivity, porosity, pumping test, specific yield ■