

وارونسازی مقید دادههای RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان

مهدی محمدی ویژه'، بهروز اسکویی^{۲®}، مهرداد باستانی^۳ و توماس کالچوئر[†]

۱- دانشجوی دکتری؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران ۲- دانشیار؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران ۳- دانشیار؛ دانشگاه اپسالا و سازمان زمین شناسی سوئد ۴- دانشیار؛ دانشگاه اپسالا سوئد

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۲۱؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۷/۲۰

* نویسنده مسئول مکاتبات: boskooi@ut.ac.ir

چکیدہ	واژگان کلیدی
روشهای رادیومگنتوتلوریک (RMT) و رادار نفوذی به زمین (GPR) از جمله روشهای شناخته شده در مطالعه و اکتشاف	
آبهای زیرزمینی میباشند. روش RMT به منظور بررسی تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در ساختارهای زیرسطحی (عموماً	
کمتر از ۱۰۰ متر) مورد استفاده قرار می گیرد. همچنین از مقاطع پردازش یافته GPR، اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک	
بالا از اعماق کم زمین قابل اکتساب است. از این رو ترکیب اطلاعات به دست آمده از روش های فوق در مدلسازی آبخوان های	
زیر سطحی منجر به نتایج مفیدی خواهد شد. برای این منظور با تحلیل سرعت دادههای نقطه میانی مشترک (CMP) و	
ترکیب روابط تجربی تاپ و آرچی، یک قید جدید به منظور وارونسازی دادههای RMT معرفی شده است. برای ارزیابی	
وارونسازی مقید دادهها و مقایسه آن با تفسیر تلفیقی نتایج، یک آبخوان شناخته شده در شمال محدوده هبی (Heby) واقع	آیهای زیرزمینی
در غرب شهر اپسالا (Uppsala) در سوئد در نظر گرفته شد. بر روی این آبخوان دو پروفیل با طولهای ۸۷۰ و ۵۵۰ متر با	دورافت مشترک
روشهای مذکور برداشت و مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از این تحقیق نشان میدهند که تفکیک نواحی اشباع و	رادار نفوذی به زمین
غیراشباع با ضخامت قابل توجه (بیشتر از ۱۰ متر)، در مقاطع RMT به خوبی صورت گرفته است. در این نواحی نتایج نشانگر	راديومگنتوتلوريک
انطباق مناسبی با مقاطع GPR است و تفسیر تلفیقی آنها منطقی به نظر میرسد. مشکل عمده مقاطع نهایی RMT در این	
شرایط، عدم نمایش مرزهای ناگهانی است؛ که به واسطه هموارسازی مدل در فرایند وارونسازی دادهها بوجود آمده است. با	قيد
مشارکت دادن اطلاعات به دست آمده از مقاطع GPR در قالب ماتریس کواریانس مدل و اطلاعات پیشینی، وارونسازی مقید	نقطه میانی مشترک
دادههای RMT به خوبی هدایت شده است. به نحوی که سطح ایستابی در اعماق ۱۰ الی ۲۰ متری و به تبع آن ناحیه اشباع	وارونسازى مقيد
به خوبی آشکارسازی شده و منطبق به اطلاعات چاه میباشد. روش RMT به دلیل قدرت تفکیک پایین، قابلیت تفکیک	
نواحی اشباع و غیراشباع کم ضخامت را نداشته است؛ به نحوی که سطح ایستابی مربوط به یک آبخوان محلی در اعماق ۱۰	
الی ۱۵ متری و به تبع آن ناحیه اشباع کم ضخامت به ویژه در مود دترمینان آشکارسازی نشده است. برای نشان دادن این	
موضوع، یک مدل مصنوعی مشابه با محیط مورد مطالعه نیز ارزیابی شد. به دلیل قدرت تفکیک متفاوت روشهای RMT و	
GPR، تفسیر تلفیقی آنها در آشکارسازی آبخوان محلی گمراه کننده است. در چنین شرایطی، وارونسازی مقید دادههای	
RMT با استفاده از مقاطع دورافت مشترک ((common-offset(CO)) برخلاف قید معرفی شده، نا امید کننده بوده است. در	
صورتی که با استفاده از رویکرد ارائه شده و مشارکت دادن قیدهای سختتر، أبخوان محلی آشکارسازی شده است.	

۱– مقدمه

اكتشاف منابع آب زيرزميني و بدست آوردن اطلاعات دقيق از مشخصات آبخوان به منظور بهره برداری و مدیریت آن یکی از چالشهایی است که آبشناسان با آن روبرو هستند. روشهای ژئوفیزیکی از جمله مفیدترین ابزارها در بررسیهای غیر مخرب بوده و میتوانند اطلاعات پیوستهای را از منابع آب زيرزميني ارائه كنند (Juhlin et al., 2002, Kafri and .(Goldman, 2005, Ismail et al., 2011, Afshar et al., 2015 مطالعات الكتريكي و الكترومغناطيسي از جمله مهمترين راهكارها در مطالعات آبهای زیرزمینی میباشند. از جمله مهمترین این روشها میتوان به روشهای مقاومت ویژه، رادیو مگنتوتلوریک و GPR اشاره کرد. مقاومت-ویژه بدست آمده از ساختارهای زیر سطحی که با استفاده از روشهای الكتريكي يا الكترومغناطيسي بدست ميآيد، همواره نمايشگر دقيق ساختارهای زیر سطحی نیست (Doetsch et al., 2012,) Siripunvaraporn and Egbert, 2000, Yan et al., 2017, Candansayar and Tezkan, 2006). این مساله به ویژه ناشی از قدرت تفکیک پایین روشهای الکترومغناطیس، عدم یکتایی جواب و اصل هم ارزی در وارونسازی دادهها می باشد (deGroot- Hedlin and Constable, 1990, Kalscheuer et al., 2010, Takougang et al., 2015, Yogeshwar et al., 2012). این مشکل در استفاده از روش رادیو مگنتوتلوریک به واسطه استفاده از گستره محدود فرکانسهای مورد استفاده (۱۰-۲۵۰کیلوهرتز) بسیار جدیتر است. استفاده از چنین باند فرکانسی در روش RMT قدرت تفکیک عمودی این روش را به ویژه در نزدیک سطح کاهش میدهد ,Demirci et al., 2017, Bastani et al., میدهد) .(2012, Candansayar and Tezkan, 2006

از دیگر روشهای ژئوفیزیک که به صورت گستردهای در مطالعات آب شناسی مورد استفاده قرار گرفته، روش GPR میباشد (.Doolittle et al. میباشد (.GPR میباشد) معارفته، روش ساختارهای موجود در زمین با قدرت تفکیک بالایی قابل آشکارسازی میباشند. علی رغم تمام قابلیتها، استفاده از GPR در محیطهای با رسانندگی الکتریکی بالا بی فایده است (محمدی ویژه و کامکار روحانی، ۱۳۹۰). هرچند استفاده از آن در سازندهای تمیز (شن و ماسه) و آبهای شیرین معمولاً این مشکل حاد نیست؛ ولی حتی در این گونه محیطها میرایی امواج در زیرسطح ایستابی زیاد بوده و به ندرت بازتابی از سنگ کف در مقطع GPR قابل مشاهده است.

با در نظر گرفتن محدودیتهای موجود در هر یک از روشهای ژئوفیزیک، به نظر استفاده از اطلاعات مستقیم و یا دیگر روشهای ژئوفیزیکی به منظور کاهش ابهام در تفسیر آنها اجتناب ناپذیر است. مطالعات متعددی در خصوص تلفیق نتایج حاصل از دادههای مختلف ژئوفیزیک در مطالعه آبهای Afshar et al., 2015, Costabel et al., است (مطالعه آبهای 2017, Perttu et al., 2011, Shah et al., 2008, Turesson, 2006, 2002 (ژئوفیزیکی به مشخصه فیزیکی خاصی حساسیت نشان میدهند؛ این نوع

تفسير بالاخص زمانی که قدرت تفکيک آنها متفاوت باشد، بسيار گمراه کننده خواهد بود. از این رو در سالهای اخیر الگوریتمهای وارونسازی تركيبى توسعه يافته است (Candansayar and Tezkan, 2008,) Bastani et al., 2012, Kalscheuer et al., 2015, Gunther and Rucke, 2006). در این روش مجموعه دادههای مختلف به صورت همزمان وارونسازی میشوند؛ تا مدلی حساس به یک یا چند خاصیت فیزیکی را ایجاد نمایند. وارونسازی ترکیبی دادههای الکتریکی و الکترومغناطیسی با دادههای بازتابی (لرزه نگاری بازتابی یا GPR) به راحتی امکان پذیر نیست. از این رو عموماً دادههای الکتریکی و الکترومغناطیس با استفاده از اطلاعات موجود در مقاطع بازتابی به صورت مقید وارونسازی می شوند. برای مثال Zhou et al. (2014) اطلاعات ساختاری موجود در مقاطع GPR و لرزه نگاری بازتابی را به ترتیب در وارونسازی دادههای مقاومت ویژه و MT بكار برده اند. آنها با استفاده از يک الگوريتم پردازش تصوير، ضرايب هموارسازی ۴ جهتی را در غالب ماتریس کواریانس مدل وارد وارونسازی دادههای الکتریک و الکترومغناطیس کردهاند. به این ترتیب در حین وارونسازی دادههای مقاومت ویژه و MT هموارسازی با ضریب بزرگی در امتداد فصل مشتر کهای مشاهده شده در مقطع متناظر بازتابی و با ضریب کمتری در جهت عمود بر فصل مشتر کهای بازتابی انجام شده است. Yan et al. (2017) یک رویکرد جدید و موثر در وارونسازی دادههای مگنتوتلوریک با استفاده از مقطع لرزه نگاری بازتابی ارائه کردند. به این ترتیب که در این روش، ضرایب هموارسازی افقی و عمودی هر سلول از مقطع مقاومت ویژه MT با استفاده از میزان تغییرات مکانی پوش رد لرزه نگاری در همان جهت بدست میآید. از این رو هموارسازی به صورت مؤثری در امتداد رویدادهای بازتابی و متناسب با میزان تغییرات پوش رد لرزه نگاری صورت می پذیرد. (Demirci et al. (2017) یک الگوریتم وارونسازی ترکیبی برای روشهای مقاومت ویژه، رادیو مگنتوتلوریک و لرزه نگاری انکساری را توسعه دادهاند. آنها با استفاده از تابع -cross gradient معرفي شده به وسيله (Gallardo and Meju (2004) و Gallardo and Meju (2003) و ارائه یک ماتریس وزن دهی جدید برای دادهها، روشهای مذکور را به صورت همزمان وارونسازی کردهاند. لازم به ذکر است که در این رویکرد هیچ نوع رابطه پتروفیزیکی مابین مقاومت ویژه و کندی سرعت لرزهای وجود ندارد و تنها قید ساختاری مورد استفاده به این صورت تعریف می شود که تغییرات ناگهانی سرعت موج لرزهای و مقاومت ویژه در مرزهای یکسان رخ میدهد. از این رو در صورتی که مرزی فقط در یکی از روشها قابل تشخیص باشد، در مدل نهایی حاصل از وارونسازی ترکیبی نیز مشاهده میشود.

روشهای ارائه شده به منظور وارون سازی مقید دادههای الکتریکی با استفاده از مقاطع بازتابی (لرزه نگاری و GPR) با توجه به محاسن و قابلیتهای مختلف دارای عیب عمدهای هستند. ایجاد مشکلات مصنوعی بر روی مقاطع نهایی حاصل از وارونسازی مقید را میتوان به عنوان مهمترین نقطه ضعف آنها نام برد. این مساله از آنجا ناشی میشود که لزوماً تمام مرزهای بازتابی در مقاطع GPR ناشی از تباین بارز مقاومتویژه

نیستند و یا ممکن است پاسخ ناشی از میان لایههای نازک در یک محیط همگن باشند. از این رو در این تحقیق به منظور وارد کردن اطلاعات ساختاری و با استفاده از روابط پتروفیزیک موجود، برای وارونسازی مقید دادههای RMT رویکرد جایگزینی ارائه شد. در این رویکرد از مقطع GPR تنها مرزهایی که در آنها تباین مقاومتویژه به شکل محسوسی مشاهده میشود، به عنوان قید وارد مساله وارونسازی دادههای RMT میشوند. با استفاده از رویکرد ارائه شده اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک بالای بدست آمده از GPR برای اولین بار به عنوان قیدهای سخت و نرم در فرایند وارونسازی دادههای RMT مشارکت داده میشوند. علاوه بر این فرایند وارونسازی دادههای RMT مشارکت داده میشوند. این فرایند وارونسازی با استفاده از تتایج حاصل از تفسیر تلفیقی روشهای مذکور در مقایسه با وارونسازی مقید دادههای RMT ارزیابی میشود. در نهایت وارونسازی با استفاده از مقید معرفی شده در مقایسه با روش معمول وارونسازی مقید با استفاده از قید معرفی شده در مقایسه با روش معمول وارونسازی مقید با استفاده از مقاطع GPR مورد بررسی قرار میگیرد؛ که هدف اصلی این مطالعه است.

۲- محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ۲۳ کیلومتری شمال هبی (Heby) و ۶۵ کیلومتری شمال غرب شهر اپسالا (Uppsala) در شرق کشور سوئد واقع شده است (شکل ۱). از نظر زمین شناسی، رسوبات سطحی این ناحیه شامل رسوبات يخچالى-رودخانەاى، ماسەھاى يخچالى-رودخانەاى، زغالسنگ نارس، توالی تخته سنگ و قلوه سنگ میباشد. در این محدوده مطالعات گستردهای به منظور تهیه نقشه منابع آب زیرزمینی توسط شهرداری هبی صورت گرفته است. از مهمترین فعالیتهای صورت گرفته می توان اندازه-گیریهای ژئوفیزیک با روشهای GPR (در طول ۳۵ پروفیل) و لرزه نگاری (در طول ۱۷ پروفیل) اشاره کرد. علاوه بر این، اطلاعات ۱۳۲ چاه موجود تفسیر شده و همچنین حفاریهای اکتشافی و مطالعه چاههای مشاهدهای در ۲۶ منطقه جدید و به طول کل ۵۶۷ متر صورت گرفته است. در این محدوده نمونه هایی از آب چاههای مشاهدهای برای آنالیز شیمیایی مطالعه شده است. هدف مورد مطالعه قسمتی از مخازن آب زیرزمینی شناخته شده از منابع آب شهرداری هبی است؛ که دارای آبدهی مناسبی است (شکل ۲). علاوه بر اطلاعات قبلی ژئوفیزیک، چاهها و چشمهها، عمق و نوع سنگ کف، انواع اطلاعات زمین شناسی و ... تعداد ۲ پروفیل با طول های ۸۷۰ و ۵۵۰ متر با استفاده از روشهای GPR و RMT در این محدوده برداشت شد؛ که نتایج آن در این مطالعه مورد بررسی قرار خواهد گرفت. موقعیت این پروفیل ها با خطوط سیاه رنگ بر روی نقشه زمین شناسی و آب شناسی در شکلهای ۱ و ۲ مشخص شدهاند. همان طور که در شکل ۱ مشاهده می شود، این پروفیل ها بر روی رسوبات یخچالی-رودخانه ای قرار گرفته اند. حفاریهای صورت گرفته در فاصله تقریبی ۵۰۰ متری الی ۱ کیلومتری از محدوده مورد مطالعه بر روی این رسوبات (واحد سبز رنگ)، توالی از رسوبات ماسهای ریزدانه تا درشت دانه را در این واحد نشان میدهند.

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.



شکل ۱: نقشه زمینشناسی محدوده مورد مطالعه (SGU) همراه با موقعیت پروفیلهای برداشت، چاههای مشاهدهای و حفاری



شکل ۲: نقشه آبخوان محدوده مورد مطالعه (SGU) همراه با موقعیت پروفیلهای برداشت، چاههای مشاهدهای و حفاری

۳- روشها

RMT -۳-1

روش های الکترومغناطیس با چشمه طبیعی نظیر مگنتوتلوریک (MT) عموماً به منظور به نقشه درآوردن تغييرات مقاومت ويژه پوسته زمين در اعماق زیاد مورد استفاده قرار می گیرند. با توجه به گستره فرکانس های مورد استفاده در MT، حتى مطالعات گوشته زمين نيز امكان پذير است. چشمه طبيعي در اين روش، جريان هاي الكتريكي موجود در يونسفر و اتمسفر هستند؛ که به ترتیب در ارتباط با فعالیت های خورشیدی و آذرخش میباشند. در صورتی که روشهای الکترومغناطیس با منبع مصنوعی (نظیر VLF و RMT) عمدتاً برای مطالعات کم عمق استفاده می شود. به نحوی که امروزه استفاده از روش RMT در مطالعه آبهای زیرزمینی به خوبی توسعه يافته است (Bastani et al., 2012, Ismail et al., 2011, Perttu et al., 2012). در روش RMT نظیر روش VLF، فرستنده های رادیویی (دوقطبی های الکتریکی) واقع در فواصل دور به عنوان چشمه مورد استفاده قرار می گیرند. در این روش برخلاف روش VLF از آنتنهای رادیویی با فرکانس های متفاوت (۱۰-۲۵۰ کیلوهرتز) که در جهات مختلفی پراکنده شدهاند، به منظور اندازه گیریها استفاده می شود. Pedersen et al. (2006) نشان دادند که توزيع اين فرستنده ها در اروپا به نحوى است که برداشت دادههای تانسوری RMT را به سهولت ممکن می سازد. از این رو قدرت تفکیک آن در مقایسه با روش VLF به مراتب بیشتر بوده و برای مطالعه ساختارهای کم عمق مناسب تر است. در اندازه گیری داده های RMT نظیر MT، دو مولفه افقی میدان الکتریکی ((ey(t) و (t) و سه مولفه میدان مغناطیسی (h_x(t) ، h_y(t) و (h_z(t) به صورت همزمان اندازه-گیری می شوند. فاصله دور فرستندهها نسبت به عمق نفوذ این روش در فرکانسهای مورد استفاده، امکان استفاده از شرایط موج تخت را برای تخمین توابع تبدیل الکترومغناطیس فراهم می سازد. به این ترتیب در حوزه فرکانس مولفههای میدان مغناطیسی و الکتریکی به صورت خطی و مطابق رابطه زیر به یکدیگر وابسته هستند (Pedersen, 1982).

$$\begin{bmatrix} E_x(f) \\ E_y(f) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{bmatrix}$$
(1)

که در رابطه فوق E و H به ترتیب تبدیل فوریه مولفههای الکتریکی و مغناطیسی، f، فرکانس و Z تانسور امپدانس میباشد. تانسور امپدانس که شامل اطلاعاتی از تغییرات مقاومت ویژه زیرسطحی است؛ در هر فرکانس یک ماتریس مختلط ۲ در ۲ است. در حالت ایده آل در صورتی که محیط مورد بررسی دوبعدی باشد، با در نظر گرفتن جهت یکی از محورهای مختصات (به عنوان مثال x) در جهت امتداد ساختارها، مولفههای قطری تانسور امپدانس برابر صفر خواهد بود. به این ترتیب Z_{xy} امپدانس مود TE تانسور امپدانس مود TM را نشان میدهند. در شرایطی که زمین سه بعدی باشد و یا اطلاعات دقیقی از امتداد ساختارها وجود نداشته باشد، سعی بر این است که امپدانس موثر استفاده شود؛ که به صورت زیر تعریف میشود (Pedersen and Engels, 2005)

$$Z_{det} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \tag{(7)}$$

ولی در خصوص زمین دوبعدی، وارونسازی همزمان مودهای TE و TM از قدرت تفکیک بالاتری برخوردار است. در نهایت با استفاده از امپدانس الکترومغناطیس در هر مود، فاز و مقاومتویژه الکتریکی ظاهری از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$\rho_a(f) = \frac{1}{\omega_a} |Z(f)|^2 \tag{(7)}$$

$$\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z(f))}{Re(Z(f))} \right) \tag{f}$$

در رابطه فوق In و Ie به ترتیب نشان دهنده مولفههای حقیقی و موهومی المانهای امپدانس، @ فرکانس زاویهای و µ تراوایی مغناطیسی خلاء میباشد. در نهایت فاز و مقاومتویژه ظاهری بدست آمده، با روشهای وارونسازی به مقاومتویژه حقیقی ساختارهای زیر سطحی قابل تبدیل است. از روش های مدل سازی وارون و پیشرو که برای مطالعات عمیق (نظیر (MT) توسعه یافته؛ میتوان مستقیماً بر روی دادههای کم عمق (نظیر (RMT) بهره برد.

GPR - 3 - 7

در روش GPR از امواج الکترومغناطیسی فرکانس بالا به منظور آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی استفاده میشود. در محیطهای کم اتلاف (با رسانندگی الکتریکی پایین) مانند شن و ماسههای خالص و همچنین محیطهای غیر مغناطیسی، سرعت امواج الکترومغناطیس تنها تابعی از گذردهی دی الکتریک محیط زیرسطحی بوده و به صورت زیر تعریف می شود (Davis and Annan, 1989, Neal, 2004).

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\varepsilon_r}} \tag{(a)}$$

در رابطه بالا $_{0}^{0}$ سرعت موج الکترومغناطیس در هوا و $_{7}$ گذردهی نسبی محیط نسبت به هوا میباشند. سرعت امواج الکترومغناطیس درون زمین در برداشتهای GPR عموماً با برداشتهای CMP محاسبه میشود و به منظور تبدیل مقطع زمانی به مقطع عمقی مورد استفاده قرار می گیرد. Dix میاز (1955) نشان داد که میتوان در برداشتهای CMP با استفاده از سرعت میانگین (RMS) بدست آمده تا لایههای زیرسطحی، سرعت امواج در هر لایه را محاسبه نمود. از این رو با دانستن سرعت متوسط در هر لایه، میتوان گذردهی دی الکتریک آن لایه را تخمین زد. (1980) and را تلاف گذردهی دی الکتریک آن لایه را تخمین زد. (1980) محاسب میتوان ممان گذردهی مؤثر است؛ عمدتاً به محتوی آب حجمی حساس بوده و ارتباط زیادی به نوع خاک و دانسیته آن ندارد (Knight, 2001). به این ترتیب رابطه تجربی مابین گذردهی دی الکتریک نسبی و محتوای آب به شکل زیر معرفی شد؛ که یکی از روشهای مناسب برای تخمین محتوای

آب میباشد (Topp et al., 1980, Garambois et al., 2002) آب میباشد ($\theta_v = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \varepsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \varepsilon_r^3$ (۶) که در رابطه فوق θ_v محتوای آب حجمی است و در زیر سطح ایستابی تخمینی از تخلخل ارائه میدهد.

$$\theta_v = \varphi S_w$$

(Y)

RMT -۳-وارونسازی مقید دادههای

 $m{m} = {
m RMT}$ موضوع یافتن یک مدل بهینه $m{m} = {
m RMT}$ موضوع یافتن یک مدل بهینه شود $(m_1.m_2....m_M)^T$ است؛ که تابع هدفی به شکل زیر کمینه شود (Siripunvaraporn and Egbert, 2000, Yan et al., 2017).

 $U(\boldsymbol{m},\boldsymbol{\lambda}) = \{(\boldsymbol{d} - \boldsymbol{F}[\boldsymbol{m}])^T \boldsymbol{C}_d^{-1} (\boldsymbol{d} - \boldsymbol{F}[\boldsymbol{m}]) - \boldsymbol{Q}_d^*\} + (\boldsymbol{\lambda}) \\ \lambda \{(\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m}_r)^T \boldsymbol{C}_m^{-1} (\boldsymbol{m} - \boldsymbol{m}_r)\} \}$

که در قسمت اول رابطه فوق D برداری شامل N داده مشاهدهای صحرایی، P[m] پاسخ مدل پیشرو، Q_a^* عدم برازش مطلوب دادهها و پاسخ مدل و C_a ماتریس کواریانس دادهها (دربرگیرنده اطلاعاتی نظیر وزن دهی و عدم قطعیت دادهها) است؛ که عملاً ماتریسی قطری است. در قسمت دوم رابطه (۸) m_r مدل اولیه، m_a ماتریس کواریانس مدل و λ ضریب لاگرانژ میباشد. به علت عدم یکتایی جواب در مسائل وارون Hedlin deGrootdeGroot- Hedlin عملگر زبری را معرفی کردند؛ که میتواند جایگزین ماتریس کواریانس مدل در رابطه (۹) شود. آنها با این دید که تغییرات پارامترهای فیزیکی در درون زمین به صورت هموار تغییر میکند، این فرض را برای سادهسازی مساله در نظر گرفتند. این رویکرد در وارونسازی برخی مسائل ژئوفیزیک به صورت کارآمدی موثر بوده است؛ ولی در به نقشه درآوردن مرزهای ناگهانی عملاً ناموفق است.

در این مطالعه سعی بر این است که اطلاعات موجود در مقاطع GPR از طریق مدل اولیه و ماتریس کواریانس مدل، وارد فرایند وارونسازی دادههای RMT شوند. از طرفی تمام ساختارهای موجود در مقطع CO لزوماً ناشی از تباین بارز مقاومتویژه نیستند و در صورت وجود هم ممکن است در حد قدرت تفکیک روش RMT نباشند. از این رو سعی بر این است که تنها مرزهایی که در آنها مقاومت ویژه به صورت محسوسی تغییر می کند، در وارونسازی مقید دادههای RMT مشارکت داده شوند.

مقاومت ویژه ساختارهای زیرسطحی در سازندهای تمیز (فاقد رس) توسط رابطه آرچی به صورت زیر بیان میشود (Archie, 1942, Ward, 1990). $ho = \alpha
ho_w \varphi^{-m} S_w^{-n}$ (۹)

که در رابطه فوق ho، مقاومتویژه توده سنگ ho، ضریب پیچاپیچی، ho، مقاومتیژه آب (مایع داخل منافذ)، ho، تخلخل، m ضریب سیمان شدگی، S_w ، میزان اشباع از آب و n توان اشباع از آب میباشد.

همان طور که از روابط (۶) و (۹) مشاهده می شود، مهمترین عامل کنترل کننده مقاومت ویژه و گذردهی دی الکتریک در رسوبات کم اتلاف، محتوای آب می باشد. از این رو قید ساختاری به این صورت تعریف می شود که تغییرات مقاومت ویژه و محتوای آب در مرزهای یکسانی رخ می دهد. برای پایه گذاری این قید از تحلیل سرعت داده های CMP همراه با ترکیب روابط تاپ و آرچی استفاده شد. به این ترتیب که مدل دو بعدی سرعت امواج الکترومغناطیس از کنار هم قرار دادن تحلیل یک بعدی داده های CMP در هر ایستگاه بدست می آید. سپس با تبدیل مدل سرعت به مدل دی الکتریک، مدل محتوای آب از طریق رابطه (۶) قابل اکتساب است. در نهایت

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

با استفاده از رابطه آرچی و محتوای آب بدست آمده، یک مدل دوبعدی مقاومتویژه از ساختارهای زیرسطحی ساخته می شود. نتایج بدست آمده در قالب ماتریس کواریانس مدل و مدل پیشین در وارونسازی دادههای RMT مورد استفاده قرار می گیرند. استفاده از مدل سرعت و تبدیل آن به یک مدل اولیه مقاومتویژه تخمینی به عنوان قید نرم (soft)، وارونسازی را به خوبی هدایت میکند. به عبارت دیگر حتی استفاده از مدلهای متفاوت اوليه كه تنها مرزها و نسبت تغييرات مقاومتويژه به درستي معرفي شدهاند، وارون سازی را به نتایج مشابهی خواهد رساند. از این رو نگرانی خاصی در خصوص ماهیت تجربی روابط مورد استفاده و تخمین نادقیق پارامترهای آرچی احساس نمیشود. تخمین دقیقتر پارامترهای آرچی به ویژه زمان وارد کردن قیدهای سخت (فریز کردن قسمتی از مقطع) در مقادير اوليه مقاومتويژه، بسيار با اهميت است. علاوه بر اين، همواره ابهاماتی در خصوص استفاده از روابط تجربی تاپ و آرچی در محیطهای حاوی رس وجود دارد. با توجه به عمق نفوذ پایین روش GPR در حضور نهشتههای رسی، این مساله خللی در استفاده از قید معرفی شده ایجاد نمی کند. به عبارت دیگر با گسترش رسوبات رسی استفاده از روش GPR امکان پذیر نیست. از این رو در صورتی که عمق نفوذ روش GPR استفاده از آن را ممکن سازد، به خودی خود فرض عدم حضور قابل توجه رسوبات رسی برقرار شده و به همین ترتیب امکان استفاده از رویکرد ارائه شده در كنار روش RMT وجود دارد.

۴– تفسیر تلفیقی دادهها

پروفیل ۱ به طول ۸۷۰ متر از دو قسمت شرقی (P1-1) و غربی (P1-2) در دو طرف جاده N67 تشکیل شده است (شکلهای ۱ و ۲). P1-1 شامل ایستگاههای ۰ تا ۳۲۰ و P1-2 شامل ایستگاههای ۳۸۰ تا ۸۷۰ متری پروفیل میباشد. لازم به ذکر است که در فاصله ایستگاههای ۳۲۰ تا ۳۸۰ متری پروفیل به دلیل حضور احتمالی کابلها و ساختارهای فلزی اطراف جاده و نوفه آنها، دادههای RMT برداشت نشدهاند. دادههای RMT در طول این پروفیل با استفاده از دستگاه Enviro-MT دانشگاه اپسالا برداشت شده است (Bastani and Pedersen, 2001). فاصله ایستگاههای برداشت RMT در فاصله ایستگاهی ۰ تا ۶۳۰ متری پروفیل برابر ۱۰ متر و از فاصله ایستگاهی ۶۳۰ تا ۸۷۰ متری پروفیل برابر ۲۰ متر بوده است. در این منطقه با نسبت سیگنال به نوفه بزرگتر از ۹ تا ۱۰ دسیبل، حدود ۱۸ تا ۲۳ فرستنده برای قرائت دادههای RMT موجود بوده است. دادهها با برانبارش ۲۰ اندازه گیری شده و سریهای زمانی مولفههای الکتریکی و مغناطیسی به مقاومت ویژه و فاز تبدیل شدهاند. سپس با استفاده از روش میانگین گیری باند (Band averaging) (Band averaging) 2001)، ۹ فرکانس از ۱۴ تا ۲۲۶ کیلوهرتز به منظور وارونسازی دادههای دوبعدی مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت وارون سازی دادههای RMT با استفاده از كد EMILIA (نسخه تغيير يافته REBOCC) صورت پذيرفت .(Kalscheuer et al., 2008, Siripunvaraporn and Egbert, 2000) دادههای CO با استفاده از آنتن ۵۰ مگاهرتز غیر پوششی Pulse EKKO،

محمدی ویژه و همکاران/ وارونسازی مقید دادههای RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان ، صفحات263-267

شرکت Sensors & software برداشت شد. به منظور حذف نوفههای پیشا و همچنین افزایش عمق نفوذ تا حداکثر ممکن، برداشت دادهها به صورت ایستا و با انبارش بالا صورت گرفته است. فاصله ایستگاههای برداشت در این پروفیل ۱ متر بوده و در فاصله ایستگاهی ۰ تا ۸۲۵ متری پروفیل اکتساب شدهاند. درنهایت برداشت دادههای CMP با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی شرکت Mala و به فاصله ایستگاهی ۱۰ متر صورت گرفت.

در شکل ۳ مقطع عمقی دادههای CO همراه با مقاطع مقاومت ویژه حاصل از وارونسازی هموار دادههای RMT در طول پروفیل ۱ آمده است. لازم به ذکر است که تنها ۸۲۵ متر ابتدایی پروفیل که دادههای هر دو روش موجود بوده، آورده شده است. مقطع عمقی GPR (شکل۳-الف) با استفاده از نرمافزار RelexW و با اعمال پردازشهایی نظیر فیلتر میان گذر، جابه جایی صفر زمانی، حذف مقدار زمینه، بهره اتوماتیک (AGC)، میانگین-گیری افقی و صحیح توپوگرافی به نمایش درآمده است. به منظور تبدیل عمقی از مدل سرعت به دست آمده از دادههای CMP استفاده شد. از آنجایی که پراش و بازتابهای با شیب تند بارزی در این مقطع مشاهده نمی شود، از اعمال پردازش مهاجرت بر روی دادهها خودداری شده است (Fisher et al., 1992, Bradford, 2015). همان طور که مشاهده می شود، در مقطع GPR شکل (۳-الف) دو بازتاب بارز تقریباً افقی، قابل تشخيص است. اين بازتابها كه با واژههاى RWT و LWT مشخص شدهاند، به ترتیب بازتابهای ناشی از سطح ایستابی آب ناحیهای و محلی را نشان میدهند. چاههای مشاهدهای ۲۳۰۲۴ و ۲۳۰۲۵ که در ۱۸۰ متری این پروفیل واقع شدهاند، حضور سطح ایستابی آب در این ناحیه را تأیید مى كنند. سطح ايستابى دوم (LWT) در تراز ارتفاعى بالاترى از سطح ایستابی ناحیه ای قرار دارد. همان طور که در شکل ۲ مشاهده می شود، قسمت غربی این پروفیل و پروفیل ۲ بر روی تپهای مرتفعتر از نواحی اطراف قرار گرفتهاند. وجود چشمه کانگسگالن (Kungsgallan) در ارتفاع ۸۷ متری در حاشیه این تپه و بالاتر از تراز ارتفاعی سطح ایستابی ناحیهای (۶۵ تا ۷۰ متر)، حضور آب در این منطقه را تأیید می کند. علاوه بر این با بررسی ویژگیهای پالس GPR (پلاریته و شدت دامنه) (محمدیویژه و کامکار روحانی، ۱۳۹۲) و همچنین مقایسه آن با پالس GPR در ۱۸۰ مترى مقطع، مي توان از حضور آب در اين ناحيه اطمينان حاصل كرد. دليل جدایش سفرههای آب در این ناحیه، می تواند ناشی از بالا آمدگی سنگ

کف در قسمت غربی مقطع می باشد. این مساله احتمالاً ناشی از عملکرد گسلی است که در شکل ۳ با خط چین آبی رنگ مشخص شده است. علاوه بر بازتابهای ناشی از سطح ایستابی و اطلاعات چاه مشاهدهای، پاسخهای بازتابی ناشی از سنگ کف در این شکل به نمایش درآمدهاند.

در شکلهای ۳-ب و ۳-ج مقاطع مقاومتویژه حاصل از وارونسازی دادههای RMT به ترتیب برای مودهای دترمینان و TE+TM آمده است. با توجه به هدف مورد مطالعه که عمدتاً افقی است، وارونسازی دادهها با اعمال ضرایب ۵ و ۱ به ترتیب برای هموارسازی در جهات افقی و عمودی و با روش اکام صورت گرفت. برای مقایسه بهتر، بازتابهای بارز موجود در مقطع GPR در شکل ۳-الف بر روی این مقاطع آورده شده است. در شکلهای ۳-ب و ۳-ج پاسخ ناشی از سطح ایستابی آب در فاصله ایستگاهی ۱۲۰ تا ۳۰۰ متری مقطع با دقت خوبی به نمایش درآمده است. همان طور که مشاهده می شود، روش RMT به ویژه در مود TE+TM قدرت تفکیک بالاتری به منظور آشکارسازی سطح ایستابی آب دارد (Mehta et al., 2017, Ismail et al., 2011). با این وجود، در هر دو مقطع به ویژه در مود دترمینان، در فاصله ایستگاهی صفر تا ۱۵۰ متری پروفیل، سطح ایستابی به خوبی تفکیک نشده است. این مساله در خصوص سطح ایستابی محلی (LWT) بر روی تپه، بسیار حادتر و به شکلی است که در مود دترمینان اصلاً اثری از آن قابل تشخیص نیست. در مود TE+TM سطح ایستابی و به تبع آن ناحیه اشباع از آب به ویژه در فاصله ۷۵۰ متری تا انتهای پروفیل بهتر به نمایش درآمده است. امتداد پروفیلهای برداشتی در این محدوده تقریباً در جهت عمود بر امتداد ساختارهای زمین شناسی بوده است (شکل ۱ و ۲)؛ از این رو نیازی به چرخش محورهای مختصات به منظور تصحیح مقادیر مقاومتویژه و فاز بدست آمده از مودهای TE و TM احساس نمی شود. با این حال با توجه به ویژگی دادههای مود دترمینان در عدم وابستگی به چرخش محورهای مختصات و تأثیر پذیری کمتر از ساختارهای سه بعدی (Pedersen and Engels, 2005) در شکل ۴ دادههای مشاهدهای این مود، پاسخ مدل و عدم برازش آنها برای پروفیل ۱ به نمایش درآمده است. سلولهای سفید رنگ دادههایی را نشان میدهد که به علت عدم کیفیت مناسب و یا تولید RMS بالا از فرآیند وارونسازی کنار گذاشته شدهاند. همان طور که مشاهده می شود، مابقی دادهها از برازش نسبتاً مطلوبي برخوردارند. نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.



شکل ۳: مقطع عمقی پردازش یافته دادههای CO با استفاده از آنتن ۵۰ مگاهر تز غیرپوششی (الف)، مقاطع مقاومتویژه حاصل از وارونسازی دوبعدی دادههای مود دترمینان (ب) و مود TE+TM (ج) همراه با باز تابهای بارز CO برای پروفیل ۱.



پروفیل ۲ به طول ۵۵۰ متر تقریباً موازی با قسمت غربی پروفیل ۱ و به فاصله تقریبی ۳۰۰ متر از آن در نظر گرفته شد (شکلهای ۱ و ۲). دادههای RMT در ۲۶ ایستگاه همانند پروفیل ۱ ولی با فاصله ایستگاهی ۲۰ متر از فاصله صفر تا ۵۰۰ متری پروفیل، برداشت شد. برخلاف پروفیل ۱، برداشت ماهمه صفر تا ۵۰۰ متری پروفیل، ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی شرکت Mala مورت گرفته است. دادهها به صورت پیوسته و با فاصله ایستگاهی ۲۰ سانتیمتر برداشت شدهاند. برداشت دادههای CMP نیز از با استفاده از و به ازاء هر ۵۰ متر در فاصله ایستگاهی ۲۰ متری پروفیل و به ازاء هر ۲۰ متر در فاصله ایستگاهی ۲۰ متری پروفیل و به ازاء هر ۲۰ متر در فاصله ایستگاهی متا ۲۵۰ متری پروفیل شکل ۵ مقطع عمقی دادههای CO همراه با مدل مقاومتویژه حاصل از وارونسازی هموار دادههای مود دترمینان آمده است. به منظور پردازش

دادهها از نرمافزار یکسان و روال پردازشی مشابه با پروفیل ۱ استفاده شد. همانطور که مشاهده می شود، این مقاطع نیز بسیار شبیه به مقاطع متناظر در قسمت دوم پروفیل ۱ (شکل۳-الف) می باشند. این مساله از آنجا ناشی می شود که یک سفره آب محلی بر روی تپه محصور شده است. گسل احتمالي (خط چین آبي رنگ) در مقاطع مربوط به هر دو پروفیل و تغییرات ناگهانی توپوگرافی (شکل ۲) در سطح زمین در یک امتداد مشاهده می-شوند. سطح ایستابی آب همانند پروفیل ۱ ولی در تراز ارتفاعی بالاتر به خوبی در مقطع CO قابل تشخیص است. با در نظر گرفتن تراز ارتفاعی آب در محل پروفیل ۲ (۹۲ متر)، پروفیل ۱ (۸۸ متر) و چشمه کانگسگالن (۸۶ متر) و موقعیت نسبی آنها در شکل ۲، جهت حرکت آب زیرزمینی در آبخوان محلی قابل استنباط است. جهت حرکت آبهای زیرزمینی در این آبخوان بر خلاف جهت آن در آبخوان ناحیهای و به سمت جنوب است؛ که باید در نقشه مربوطه در شکل ۲ اصلاح شود. همان طور که در شکل ۵-ب مشاهده مي شود، سطح ايستابي و به تبع آن ناحيه اشباع، همانند قسمت غربی پروفیل ۱ در مود دترمینان آشکارسازی نشده است. ناحیه اشباع از آب، تنها در قسمت انتهای پروفیل در فاصله ایستگاهی ۴۷۰ تا ۵۰۰ متری به دلیل افزایش ضخامت رسوبات غیر اشباع قابل تشخیص است. با توجه به بالاترین فرکانس مورد استفاده در روش RMT (۲۲۶ کیلوهرتز)، مقاومتویژه بالای رسوبات غیر اشباع و به تبع آن عمق پوسته بزرگتر (Candansayar and Tezkan, 2008)، باعث درهم آميختگي لايه اول و دوم شده است. درصورتی که با افزایش ضخامت رسوبات در انتهای پروفیل، ناحیه اشباع تفکیک می شود. در شکل ۶ دادههای برداشتی، یاسخ مدل و عدم برازش آنها برای مود دترمینان این پروفیل به نمایش درآمده است. همان طور که مشاهده می شود، به غیر از دادههای حذف شده مابقی آنها از

محمدی ویژه و همکاران/ وارونسازی مقید دادههای RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان ، صفحات۲۵۳-۲۶۷

برازش مطلوبی برخوردارند.



شکل ۵: مقطع عمقی پردازش یافته دادههای CO با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیرپوششی با مقیاس عمقی بزرگتر (الف) و مقطع مقاومت ویژه حاصل از وارونسازی دوبعدی دادههای مود دترمینان همراه با بازتابهای بارز CO (ب) برای پروفیل ۲.



مقاومت ویژه (الف) و فاز (ب) دادههای مود دترمینان برای پروفیل ۲

۵- مدل مصنوعی

به منظور راستی آزمایی نتایج حاصل در تفسیر تلفیقی دادهها و ارزیابی قدرت تفکیک روش RMT در آشکارسازی نواحی اشباع از آب، یک مدل مصنوعی مشابه با عوارض زیر سطحی در طول پروفیل ۲ در نظر گرفته شد (شکل۷). این مدل از دو لایه رسوبات ماسهای و سنگ کف تشکیل شده است. قسمتی از رسوبات ماسهای اشباع از آب بوده (پایین سطح ایستابی) و در بالای سطح ایستابی دارای درصد کمی از آب میباشد. به این ترتیب سه لایه با مقاومتویژه مختلف یعنی ماسههای مرطوب، ماسههای اشباع از آب و سنگ کف (همانند محدوده مورد مطالعه) قابل تشخیص است. لازم به توضیح است که در قسمت مرکزی مدل همانند پروفیل ۲، بالا آمدگی سنگ کف سبب جدایش سفرههای آب شده است. تولید دادههای مصنوعی

نيز با كد EMILIA و با آلوده كردن آنها به ۵ درصد نوفه گوسی صورت گرفته است. دادههای حاصل با استفاده از همین کد وارونسازی شده و نتایج حاصل در شکل ۷ به نمایش درآمده است. در این شکل مقطع دوبعدی مقاومت ویژه مدل مصنوعی به همراه مقاطع حاصل از وارونسازی دوبعدی دادههای مود دترمینان و TE+TM آورده شده است. در قسمت راست مدل مصنوعي (شكل ٧-الف) ناحيه مقاوم بالاي سطح ايستابي داراي ضخامت تقریبی ۸ تا ۱۰ متری و آبخوان مربوطه دارای ضخامت ۲ تا ۳/۵ متری است. وارون سازی با استفاده از روش اکام و با ضرایب ۵ و ۱ به ترتیب برای هموارسازی دادهها در جهات افقی و عمودی صورت گرفته است. خطای کمینه مورد استفاده برای دادههای مقاومت ویژه و فاز به ترتیب ۶/۶ و ٢/٣ براي تمام مودها مي باشد. همان طور كه انتظار مي رفت، آبخوان ناحیه ای در فاصله ۰ تا ۲۰ متری پروفیل در مود TE+TM (شکل ۷-ب) نسبت به مود دترمینان (شکل ۷-ج) بهتر آشکارسازی شده است. با این حال در هر دو مدل آبخوان محلی کم ضخامت در فاصله ۳۰۰ متری تا انتهای پروفیل آشکارسازی نشده است. در شرایط واقعی به علت وجود محدودیتهایی نظیر عدم پوشش مناسب فرستندههای رادیویی، نسبت پایین سیگنال به نوفه، ناهمگنیهای ۳ بعدی و عوامل دیگر، شرایط به مراتب حادتر بوده و ممکن است، آشکارسازی آبخوان های با ضخامت بیشتر هم دچار مشکل شود. به عنوان مثال در محدوده مورد مطالعه عمده دادههای مرتبط با فرکانس ۱۱۳ کیلوهرتز از کیفیت نامطلوبی برخوردارند و از فرایند وارونسازی کنار گذاشته شدهاند (شکلهای ۴ و ۶). از این رو استفاده از اطلاعات ثانویه به منظور همگرا کردن وارونسازی دادههای RMT به مدل واقعیتر، ضروری به نظر میرسد.



شکل ۷: مقطع دوبعدی مقاومتویژه مدل مصنوعی (الف) و مقاطع حاصل از وارونسازی دوبعدی دادههای مود دترمینان (ب) و TE+TM (ب)

۶– وارونسازی مقید

از آنجایی که دادههای مود دترمینان از قدرت تفکیک پایینتری در مقایسه با مود TE+TM برخوردارند؛ برای نمایش تأثیر وارونسازی مقید، تنها دادههای این مود مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین برای نمایش بیشتر جزییات، قسمتهای اول و دوم پروفیل ۱ به صورت جداگانه مورد بررسی قرار می گیرند. در شکل ۸ نتایج حاصل از وارونسازی دادههای مود دترمینان P1-1 به نمایش درآمده است. خطای کمینه مورد استفاده برای دادههای مقاومتویژه و فاز به ترتیب ۰/۰۹ و ۰/۰۳ بوده است. در شکل ۸-الف مقطع مقاومتویژه حاصل از وارونسازی دوبعدی هموار دادههای آن آورده شده است. در شکل ۸-ب مدل اولیه به دست آمده از تحلیل سرعت دادههای CMP و قید معرفی شده، به نمایش در آمده است. به منظور پایه-گذاری این قید با استفاده از اطلاعات گمانههای حفاری، چاههای مشاهدهای و آنالیز شیمیایی آب، مقادیر میانگین ۱، ۱/۵، ۲ و ۳۳ به ترتیب برای n ،m و n p_w در رابطه آرچی در نظر گرفته شد. همان طور که مشاهده n ،n ،aمی شود، سطح ایستابی آب در این مقطع به مراتب بهتر از شکل ۸-الف به نمایش درآمده و منطبق به اطلاعات چاههای مشاهدهای ۲۳۰۲۴ و ۲۳۰۲۵ می باشد. علاوه بر این یک ناحیه با مقاومتویژه پایین در سطح زمین و در فاصله صفر تا ۵۰ متری مقطع قابل تشخیص است. تحلیل سرعت بدست آمده از دادههای CMP، سرعت امواج الکترومغناطیس در این ناحیه را بسیار پایین نشان میدهد. در شکل ۹ نمونهای از تحلیل سرعت مزبور در ايستگاه ۲۰ آمده است. همانطور كه مشاهده می شود، امواج الکترومغناطیس در رسوبات سطحی این ناحیه نیز سرعت پایینی (۱۰/۸

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

متر بر نانوثانیه) دارند. این پدیده عمدتاً ناشی از حضور درصد قابل توجه آب در رسوبات نزدیک سطح میباشد. هرچند که وجود کمی از رسوبات ریزدانه رسی و سیلتی نیز در این ناحیه دور از انتظار نیست. این امر از توپوگرافی محدوده مطالعه و به تبع آن جهت جریان آبهای سطحی و زیرسطحی به سمت این ناحیه ناشی شده است. وجود چشمه فاگرهدن (Ragerheden) با فاصله حدود ۶۰۰ متری و در تراز ارتفاعی ۶۵ متری در قسمت شرقی این ناحیه، این مطلب را تأیید میکند. در شکل ۸-ج تنها مرز شاخص مشاهده شده از دادههای CO، در وارونسازی مقید دادههای RMT لحاظ شده است. در نهایت در شکل ۸-د وارونسازی مقید دادهها





همان طور که در شکل ۸ مشاهده می شود، سطح ایستابی آب در وارون سازی مقید داده ها به خوبی در مدل های ۸-ج و ۸-د آشکار سازی شده است. با این تفاوت که سطح ایستابی در قسمت های ابتدایی پروفیل (۰ تا ۱۰۰ متری) به خوبی در شکل ۸-ج قابل تشخیص نیست. این مساله از آنجا ناشی می شود که سطح ایستابی آب در این فاصله به خوبی در مقطع CO قابل تفکیک نیست. به عبارت دیگر به دلیل نزدیک سطح بودن سطح ایستابی و وجود بازتاب های مختلف ناشی از توالی رسوبگذاری در این ناحیه، تشخیص سطح ایستابی در مقطع CO (شکل ۴-الف) از دیگر رویداده ای بازتابی به راحتی امکان پذیر نبوده است. از آنجا که تنها مرز با تباین بارز مقاومت ویژه از داده های CO در وارون سازی مشارکت داده شده اند، در شکل ۸-ج نیز سطح ایستابی به خوبی به نمایش درآمده است. با این حال

محمدی ویژه و همکاران/ وارونسازی مقید دادههای RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان ، صفحات263-267

در شکل ۸-د، سطح ایستابی آب در فاصله ۰ تا ۸۵ متری پروفیل با دقت بهتری آشکارسازی شده است. هرچند که در فواصل ابتدایی پروفیل (۰ تا ۴۰ متری) به دلیل کم عمق بودن سطح آب نیاز به وارد کردن قیدهای سخت ر در فرایند وارونسازی احساس می شود؛ تا مدل واقعی تری حاصل



شکل ۹: مدل یک بعدی سرعت (الف)، برازش هذلولیها (ب) و مقطع شباهت (sembelence) آن (ج) در تحلیل سرعت دادههای CMP در ایستگاه ۲۰ پروفیل ۱.

در شکل ۱۰ نتایج حاصل از وارونسازی دادههای مود دترمینان P1-2 به نمایش درآمده است. خطای کمینه مورد استفاده برای دادههای مقاومت-ویژه و فاز به ترتیب ۲۰۹۹ و ۲/۰۳ می باشد. در شکل ۱۰ الف مدل مقاومت-ویژه حاصل از وارونسازی هموار دادهها آمده است. همان طور که مشاهده می شود، سطح ایستابی و آبخوان محلی در این مقطع اصلاً قابل تشخیص نیست. این مساله به خوبی قدرت تفکیک پایین روش RMT در نزدیک سطح را نمایان میسازد. شکل ۱۰-ب مدل اولیه مقاومتویژه بدست آمده از قید ساختاری معرفی شده، آمده است. در این مقطع در نواحی که سطح ایستابی آب در دادههای GPR مشاهده نمی شود، تنها اطلاعات مربوط به لایه اول در نظر گرفته شده است. به عبارت دیگر فرض بر این است که در این نواحی (۳۸۰ تا ۶۳۰ متری پروفیل) اطلاعاتی از حضور آب وجود ندارد. در شکل ۱۰-ج تنها مرز مشاهده شده در دادههای CO، در وارونسازی مقید دادهها لحاظ شده است. هرچند با استفاده از دادههای CMP از تغییر مقاومتویژه در این مرز می توان اطمینان حاصل کرد؛ ولی نتیجه برخلاف شکل ۸-ج مطلوب نیست. این مقطع مثال خوبی از ناکارآمدی وارونسازی مقید روش های الکتریکی تنها با استفاده از اطلاعات ساختاری موجود در مقاطع بازتابی (لرزه نگاری و GPR) است. لذا باید در استفاده از این رویکرد که از روشهای معمول در وارونسازی مقید دادههای الکتریکی است، با احتیاط عمل نمود. لازم به ذکر است که RMS دادهها در این مقطع اندکی نسبت به مقطع شکل ۱۰-الف کاهش یافته است. این مساله به خوبی نشان میدهد که کاهش RMS دادهها، لزوماً به معنای بهبود نتایج وارونسازی نمیباشد. نهایتاً در شکل ۱۰–د وارونسازی مقید داده ها با فریز کردن قسمتی از پارامترهای مدل در مقادیر متناظر آنها در شکل ۱۰-ب نتیجه قابل قبولی ارائه کرده است. همان طور که در این مقطع مشاهده می شود، سطح ایستابی منطبق بر دادههای GPR (شکل ۳-الف) در عمق تقریبی

۱۴ متری بوده و به تبع آن آبخوان محلی کم ضخامت به خوبی تفکیک شده است. لازم به ذکر است که در این شکل مقادیر مقاومتویژه بیشتر سلولهای مدل در لایه غیراشباع (بالای سطح ایستابی)، در فاصله ایستگاهی ۵۳۰ متری تا انتهای پروفیل به صورت اطلاعات پیشین در وارونسازی مشارکت داده شدهاند. همان طور که انتظار می فت، فریز کردن قسمتهایی از مدل، سبب بالارفتن RMS در مدل مقاومت ویژه شکل ۱۰-د شده است. این مساله از سلب درجه آزادی از مدلهای فریز شده ناشی می شود. با وارد کردن قیدهای ناصحیح سخت در حین وارونسازی ممکن است مشکلات مصنوعی بر روی مدل نهایی ایجاد شود. لذا هنگام استفاده از این گونه قیود باید دقت و احتیاط بیشتری لحاظ شود.



شکل ۱۰: مقاطع مقاومتویژه حاصل از وارونسازی دوبعدی هموار (الف)، قید معرفی شده (ب)، وارونسازی مقید با مقطع CO (ج) و فریز کردن قسمتی از پارامترهای مدل با استفاده از قید شکل ۱۰–ب (د) برای مود دترمینان پروفیل 2-P1

۷- نتیجهگیری

با وارونسازی مقید دادههای RMT با استفاده از مقاطع GPR و همچنین تفسیر تلفیقی آنها، یک آبخوان شناخته شده در منطقه هبی سوئد مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از تحقیق نشان میدهند که سطح ایستابی آب در اعماق تقریبی ۱۰ الی ۲۰ متری و سایر فصل مشتر کهای رسوبی با دقت مناسبی با روش GPR آشکارسازی شده است. به دلیل افزایش رسانندگی رسوبات در زیر سطح ایستابی، عمدتاً آشکارسازی سنگ کف

آبخوان با روش GPR امکان پذیر نیست. با استفاده از روش RMT زمانی که آبخوان در عمق بیشتری واقع و از ضخامت قابل توجهی برخوردار است، سطح ایستابی، ناحیه اشباع و سنگ کف به ویژه در مود TE+TM با دقت مناسبی آشکارسازی شدهاند (نظیر پروفیل I-IP). مشکل عمده مدل نهایی در این شرایط، تغییر تدریجی مرزها از لایهای به لایه دیگر است. معرفی مرزهای ناگهانی از مقطع CO و یا قید ساختاری معرفی شده در قالب ماتریس کواریانس مدل، وارونسازی را به خوبی همگرا کرده است؛ به نحوی که حتی در مقاطع مود دترمینان سطح ایستابی در اعماق ۱۰ تا ۲۰ متری و به تبع آن ناحیه اشباع به خوبی تفکیک شده است. لازم به توضیح است که وارونسازی مقید دادههای RMT با استفاده از قید معرفی شده نسبت به استفاده از مقطع CO نتایج بهتری داشته است.

با استفاده از دادههای صحرایی و مدل مصنوعی نشان داده شد که روش RMT در نزدیک سطح از قدرت تفکیک پایینی برخوردار است. به نحوی که آشکارسازی یک آبخوان محلی کم ضخامت (کمتر از ۴ متر) به ویژه در مود دترمینان امکان پذیر نیست. در چنین شرایطی استفاده از روشهای دیگر و اطلاعات جانبی به منظور کاهش ابهام در تفسیر مقاطع آن ضروری به نظر می سد. روش GPR به واسطه قدرت تفکیک بالا، به ویژه در نزدیک سطح (کمتر از ۲۰ متر)، روشی بسیار مناسب به منظور کاهش ابهام در تفسیر مقاطع RMT در محیطهای کم اتلاف (با رسانندگی پایین) می باشد. هر چند که با همراه کردن روش مقاومتویژه میتوان تا حدی قدرت تفکیک پایین روش RMT را جبران نمود. با این حال استفاده از روش GPR علاوه بر سرعت و سهولت در برداشت دادهها و عدم نیاز به اتصال گالوانیک با سطح زمین دارای مزایای بیشتری نیز میباشد. اول این که با استفاده از الگوریتمهای موجود در وارونسازی دادههای RMT و مقاومت ویژه، تنها یک پارامتر فیزیکی (مقاومتویژه) مدلسازی میشود. در صورتی که در استفاده از روش GPR علاوه بر مقاومتویژه، تغییرات گذردهی دی الكتريك و تا حدى تراوايي مغناطيس محيط، مورد بررسي قرار مي گيرد. علاوه بر این روش GPR بر خلاف سایر روشهای الکتریکی، اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک بالا از اهداف مورد مطالعه ارائه می کند. در مناطقی که قدرت تفکیک روش RMT به منظور آشکارسازی و تفکیک لایههای نازک اشباع، کافی نیست، تفسیر ترکیبی مقاطع GPR و RMT گمراه کننده است (نظیر پروفیل P1-2 و P2). در چنین شرایطی وارونسازی مقید دادههای مود دترمینان با استفاده از مقطع CO نیز نتایج نا امید کنندهای داشته است. در صورتی که استفاده از قید معرفی شده و وارد کردن قیدهای سختتر در قالب ماتریس کواریانس مدل و اطلاعات پیشین، وارونسازی را به خوبی هدایت کرده است. به نحوی که با استفاده از رویکرد ارائه شده آبخوان محلی کم ضخامت به خوبی آشکارسازی شده است.

لازم به ذکر است که وارونسازی سایر روشهای الکتریکی و الکترومغناطیسی با استفاده از قید معرفی شده نیز امکان پذیر است. علاوه بر این، با توجه به امکان تهیه مدل محتوای آب با روشهای RMT و GPR، هدف مطالعات آتی تهیه این مشخصه مهم با ترکیب نتایج بدست

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸. محمد با نیامی

آمده از دیگر روشها خواهد بود.

۸- سپاس گزاری

از دانشگاه تهران برای حمایت مالی نویسنده اول در زمان اقامت در کشور سوئد، دانشگاه اپسالا به عنوان میزبان فرصت مطالعاتی شش ماهه ایشان و سازمان زمین شناسی سوئد برای دسترسی به دادههای مورد نیاز سپاسگزاری می شود. همچنین از دکتر حمزه صادقی، مهندس لورا اشمیت به منظور کمک در برداشت دادههای صحرایی مورد نیاز و دکتر شونگو وانگ برای مشاوره در استفاده از کد وارون سازی قدردانی می شود.

۹- منابع

محمدی ویژه، م. و کامکار روحانی، ۱.، ۱۳۹۰، بررسی ساختارهای مدفون نزدیک سطح زمین با استفاده از روشهای GPR و مقاومت ویژه: یک مطالعه موردی، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۰ (۸۰)، ۱۳۰–۱۷۰. محمدی ویژه، م. و کامکار روحانی، ۱.، ۱۳۹۲، آشکارسازی تأسیسات زیرسطحی و تحلیل مشخصههای تپ GPR، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷ (۴)، ۱۱۷–۱۳۳.

- Afshar, A., M. Abedi, G.-H. Norouzi, and M.-A. Riahi. 2015, Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: A case study in Hesarak-Karaj, Iran. Engineering Geology, **196**,183-193. doi: 10.1016/j.enggeo.2015.07.022.
- Archie, G. E. 1942, The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. doi: 10.2118/942054-G.
- Bastani, M., J. Hübert, T. Kalscheuer, L. B. Pedersen, A. Godio, and J. Bernard. 2012, 2D joint inversion of RMT and ERT data versus individual 3D inversion of full tensor RMT data: An example from Trecate site in Italy. GEOPHYSICS, 77, no. 4,WB233-WB243. doi: 10.1190/geo2011-0525.1.
- Bastani, M., and L. B. Pedersen. 2001, Estimation of magnetotelluric transfer functions from radio transmitters. GEOPHYSICS, 66, no. 4,1038-1051. doi: 10.1190/1.1487051.
- Bradford, J. H. 2015, Reverse-time prestack depth migration of GPR data from topography for amplitude reconstruction in complex environments. Journal of Earth Science, **26**, no. 6,791-798. doi: 10.1007/s12583-015-0596-x.
- Candansayar, M. E., and B. Tezkan. 2006, A comparison of different radiomagnetotelluric data inversion methods for buried waste sites. Journal of Applied Geophysics, 58, no. 3,218-231. doi: 10.1016/j.jappgeo.2005.07.001.
- Candansayar, M. E., and B. Tezkan. 2008, Two-dimensional joint inversion of radiomagnetotelluric and direct current resistivity data. Geophysical Prospecting, **56**, no. 5,737-749. doi: 10.1111/j.1365-2478.2008.00695.x.

محمدی ویژه و همکاران/ وارونسازی مقید دادههای RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان ، صفحات۲۵۷-۲۶۷

Environmental Problems 2006. 1196-1202.

- Ismail, N., G. Schwarz, and L. B. Pedersen. 2011, Investigation of groundwater resources using controlled-source radio magnetotellurics (CSRMT) in glacial deposits in Heby, Sweden. Journal of Applied Geophysics, **73**, no. 1, 74-83. doi:10.1016/j.jappgeo.2010.11.008.
- Juhlin, C., H. Palm, C.-F. Müllern, and B. Wållberg. 2002, Imaging of groundwater resources in glacial deposits using high-resolution reflection seismics, Sweden. Journal of Applied Geophysics, **51**, no. 2,107-120. doi:10.1016/S0926-9851(02)00216-1.
- Kafri, U., and M. Goldman. 2005, The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. Journal of Applied Geophysics, 57, no. 3,167-178. doi:10.1016/j.jappgeo.2004.09.001.
- Kalscheuer, T., S. Blake, J. E. Podgorski, F. Wagner, A. G. Green, H. Maurer, A. G. Jones, M. Muller, O. Ntibinyane, and G. Tshoso. 2015, Joint inversions of three types of electromagnetic data explicitly constrained by seismic observations: results from the central Okavango Delta, Botswana. Geophysical Journal International, **202**, no. 3,1429-1452. doi:10.1093/gji/ggv184.
- Kalscheuer, T., M. De LosÁngeles García Juanatey, N. Meqbel, and L. B. Pedersen. 2010, Non-linear model error and resolution properties from two-dimensional single and joint inversions of direct current resistivity and radiomagnetotelluric data. Geophysical Journal International, **182**, no. 3, 1174-1188. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04686.x.
- Kalscheuer, T., L. B. Pedersen, and W. Siripunvaraporn. 2008, Radiomagnetotelluric two-dimensional forward and inverse modelling accounting for displacement currents. Geophysical Journal International, **175**, no. 2,486-514. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03902.x.
- Knight, R. 2001, Ground Penetrating Radar for Environmental Applications. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29, no. 1, 229-255. doi:10.1146/annurev.earth.29.1.229.
- Mehta, S., M. Bastani, A. Malehmir, and L. B. Pedersen. 2017, Resolution and sensitivity of boat-towed RMT data to delineate fracture zones – Example of the Stockholm bypass multi-lane tunnel. Journal of Applied Geophysics, **139**, no. Supplement C, 131-143. doi:10.1016/j.jappgeo.2017.02.012.
- Neal, A. 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Science Reviews, 66, no. 3,261-330. doi:10.1016/j.earscirev.2004.01.004.
- Pedersen, L. B. 1982, the magnetotelluric impedance tensor—its random and bias errors*. Geophysical Prospecting, **30**, no. 2, 188-210. doi:10.1111/j.1365-2478.1982.tb01298.x.
- Pedersen, L. B., M. Bastani, and L. Dynesius. 2006, Some characteristics of the electromagnetic field from radio transmitters in Europe. GEOPHYSICS, 71, no. 6, G279-G284. doi:10.1190/1.2349222.

- Costabel, S., B. Siemon, G. Houben, and T. Günther. 2017, Geophysical investigation of a freshwater lens on the island of Langeoog, Germany – Insights from combined HEM, TEM and MRS data. Journal of Applied Geophysics, 136, no. Supplement C, 231-245. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.11.007.
- Davis, J. L., and A. P. Annan. 1989, ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy1. Geophysical Prospecting, 37, no. 5, 531-551. doi:10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x.
- deGroot- Hedlin, C., and S. Constable. 1990, Occam's inversion to generate smooth, two- dimensional models from magnetotelluric data. GEOPHYSICS, **55**, no. 12, 1613-1624. doi:10.1190/1.1442813.
- Demirci, İ., M. E. Candansayar, A. Vafidis, and P. Soupios. 2017, Two dimensional joint inversion of direct current resistivity, radio-magnetotelluric and seismic refraction data: An application from Bafra Plain, Turkey. Journal of Applied Geophysics, **139**, no. Supplement C,316-330.doi: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.03.002.
- Dix, C. H. 1955, seismic velocities from surface measurements. geophysics, **20**, no. 1, 68-86. doi:10.1190/1.1438126.
- Doetsch, J., N. Linde, M. Pessognelli, A. G. Green, and T. Günther. 2012, Constraining 3-D electrical resistance tomography with GPR reflection data for improved aquifer characterization. Journal of Applied Geophysics, **78**, no. Supplement C, 68-76. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.04.008.
- Doolittle, J. A., B. Jenkinson, D. Hopkins, M. Ulmer, and W. Tuttle. 2006, Hydropedological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. Geoderma, **131**, no. 3,317-329. doi:10.1016/j.geoderma.2005.03.027.
- Fisher, E., G. A. McMechan, A. P. Annan, and S. W. Cosway. 1992, Examples of reverse- time migration of single- channel, ground- penetrating radar profiles. GEOPHYSICS, 57, no. 4,577-586. doi:10.1190/1.1443271.
- Gallardo, L. A., and M. A. Meju. 2003, Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. Geophysical Research Letters, 30, no. 13, doi:10.1029/2003GL017370.
- Gallardo, L. A., and M. A. Meju. 2004, Joint twodimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 109, no. B3, doi:10.1029/2003JB002716.
- Garambois, S., P. Sénéchal, and H. Perroud. 2002, On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations. Journal of Hydrology, **259**, no. 1, 32-48. doi:10.1016/S0022-1694(01)00588-1.
- Gunther, T., and C. Rucker. 2006, A New Joint Inversion Approach Applied to the Combined Tomography of DC Resistivity and Seismic Refraction Data, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and

نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

Measurements in coaxial transmission lines. Water Resources Research, **16**, no. 3, 574-582. doi:10.1029/WR016i003p00574.

- Turesson, A. 2006, Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity. Journal of Applied Geophysics, 58, no. 2, 99-111. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.04.004.
- van Overmeeren, R. A. 1998, Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. Journal of Applied Geophysics, 40, no. 1, 1-18. doi:10.1016/S0926-9851(97)00033-5.
- Ward, S. H. 1990, 6. Resistivity and Induced Polarization Methods, Geotechnical and Environmental Geophysics. 147-190.
- Yan, P., T. Kalscheuer, P. Hedin, and M. A. Garcia Juanatey. 2017, Two-dimensional magnetotelluric inversion using reflection seismic data as constraints and application in the COSC project. Geophysical Research Letters, 44, no. 8, 3554-3563. doi:10.1002/2017GL072953.
- Yaramanci, U., G. Lange, and M. Hertrich. 2002, Aquifer characterisation using Surface NMR jointly with other geophysical techniques at the Nauen/Berlin test site. Journal of Applied Geophysics, 50, no. 1, 47-65. doi:10.1016/S0926-9851(02)00129-5.
- Yogeshwar, P., B. Tezkan, M. Israil, and M. E. Candansayar. 2012, Groundwater contamination in the Roorkee area, India: 2D joint inversion of radiomagnetotelluric and direct current resistivity data. Journal of Applied Geophysics, **76**, no. Supplement C, 127-135. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.11.001.
- Zhou, J., A. Revil, M. Karaoulis, D. Hale, J. Doetsch, and S. Cuttler. 2014, Image-guided inversion of electrical resistivity data. Geophysical Journal International, 197, no. 1, 292-309. doi:10.1093/gji/ggu001.

- Pedersen, L. B., and M. Engels. 2005, Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. GEOPHYSICS, 70, no. 2, G33-G41. doi:10.1190/1.1897032.
- Perttu, N., L. Persson, M. Erlström, and S.-Å. Elming. 2012, Magnetic resonance sounding and radiomagnetotelluric measurements used to characterize a limestone aquifer in Gotland, Sweden. Journal of Hydrology, 424-425, 184-195. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.042.
- Perttu, N., K. Wattanasen, K. Phommasone, and S.-Å. Elming. 2011, Characterization of aquifers in the Vientiane Basin, Laos, using Magnetic Resonance Sounding and Vertical Electrical Sounding. Journal of Applied Geophysics, **73**, no. 3, 207-220. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.01.003.
- Geological Survey of Sweden. Aquifers map (digital).
- Geological Survey of Sweden. Quaternary deposits map (digital), 1:25000-1:100000.
- Shah, S. D., W. H. Kress, and A. Legchenko. 2008, Application of Magnetic Resonance Soundings and Other Surface Geophysical Methods to Enhance Subsurface Ananlysis of a Ground- Water Availability Model — A Pilot Study, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2008. 896-915.
- Siripunvaraporn, W., and G. Egbert. 2000, An efficient data- subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. GEOPHYSICS, 65, no. 3, 791-803. doi:10.1190/1.1444778.
- Takougang, E. M. T., B. Harris, A. Kepic, and C. V. A. Le. 2015, Cooperative joint inversion of 3D seismic and magnetotelluric data: With application in a mineral province. GEOPHYSICS, 80, no. 4, R175-R187. doi:10.1190/geo2014-0252.1.
- Topp, G. C., J. L. Davis, and A. P. Annan. 1980, Electromagnetic determination of soil water content:



JOURNAL OF RESEARCH ON APPLIED GEOPHYSICS

(JRAG) 2019, VOL 5, NO 2 (DOI): 10.22044/JRAG.2018.6877.1188



Constrained inversion of RMT data using GPR sections versus their joint interpretation in investigation of an aquifer

Mehdi Mohammadi-Vizheh¹, Behrooz Oskooi^{2*}, Mehrdad Bastani³, Thomas Kalscheuer⁴

¹Ph.D. candidate, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
 ²Associate professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
 ³Associate professor, Geological Survey of Sweden, Uppsala, Sweden.
 ⁴Associate professor, Uppsala University, Uppsala, Sweden

Received: 12 March 2018; Accepted: 12 October 2018

Corresponding author: boskooi@ut.ac.ir

Keywords	Extended Abstract	
СМР	Summary	
Common-Offset	Radio magnetotelluric (RMT) and ground penetrating radar (GPR) are known	
Constrained Inversion	as the near-surface geophysical methods in groundwater investigations. The	
Constraint	RMT method provides information about the variation of the electrical	
GPR	resistivity of 50 m of the uppermost part of the ground. High-resolution	
Groundwater	structural information can be extracted from the GPR processed sections of the	
RMT	very shallow ground. Combining the obtained data using these two methods	
	lead to valuable results on the identification of near-surface layers and	

structures. In this study, we propose a new constraint for the two dimensional (2D) inversion of the RMT data. We have investigated a known aquifer located in Heby, Sweden, to assess the constrained inversion results using a joint interpretation approach. RMT and GPR surveys have been carried out along two survey lines having the lengths of 870 m and 550 m, respectively. The results show that thick saturated zones are distinguished quite well either in the joint interpretation results or when using the constrained inversion approach. In such cases, the main problem is to locate the water table in the inverted RMT sections. Imposing smooth regularization in the inversion results turns rather sharp boundaries into the gradual transition zone in the final resistivity models. Thus, using the GPR common-offset (CO) reflections as constraints in the inversion of the RMT can recover the water table as a sharp interface in the RMT inverted model. Thin saturated zone has not been recognized in the RMT sections, due to low resolution of the RMT method. For verification of the results, we have evaluated a synthetic model with similar physical properties to the study area. In such circumstances, the results need to be improved either in the joint interpretation or the constrained inversion approach using CO sections. Hence, harder constraints through our proposed scheme have been incorporated into the inversion routine to detect a thin aquifer and achieve a more realistic model.

Introduction

The RMT and GPR methods are among the most useful non-invasive methods, which can provide continuous data for groundwater exploration. The RMT method due to its limited range of frequencies (10-250 KHz) has low resolution, especially at very shallow depth, and the GPR method itself suffers from its limited penetration depth. Hence, it seems that combining the modeling results of these two methods leads to a more accurate anomaly definition. Reflection (seismic or GPR) data are usually used as constraints in electromagnetic data inversion. Although all reflectors in seismic and GPR sections are not attributed to the distinct resistivity contrasts, in GPR they are mainly related to the dielectric contrast or may occur due to the thin layers embedded in homogenous geological formations. Thus, we propose an alternative scheme to incorporate interfaces with distinct resistivity contrast in the RMT data inversion.

Methodology and Approaches

Using all GPR reflections as constraints in the RMT data inversion may cause some artifacts in the final inverted model. In low clay content formations, such as clean sand and gravel formations, dielectric constant and resistivity are mainly

JRAG, 2019, VOL 5, NO 2.

related to the volumetric water content. Therefore, we propose a new structural constraint based on the assumption that the resistivity and water content contrasts occur at the same boundaries. To establish this constraint, we have used common mid-point (CMP) velocity analysis as well as the combination of Topp's and Archie's relationships. As a result, an initial resistivity model has been deduced from the CMP velocity analysis that can be used as a priori information in the RMT data inversion.

Results and Conclusions

Thick saturated zones (having thicknesses of more than 10 m) have been distinguished quite well by applying smooth constraint inversion of the RMT data as the joint interpretation of The RMT and GPR data leads to a reasonable outcome in this regard. Although sharp boundaries are mapped as gradual interfaces in the inverted resistivity section of the RMT data, such interfaces are recovered well by incorporating the GPR result as a priori information in the constrained inversion of the RMT data. The water table at a depth of 10 to 20 m, and consequently, the saturated zone is resolved well in this constrained inversion method. It correlates to the borehole log information. On the other hand, thin saturated layers could not be distinguished in the RMT sections due to its low resolution. It means that the water table at a depth of 10 to 15 m is not mainly detected when only the determinant mode data are used. In such areas, the constrained inversion of the RMT data using the water table location deduced from the CO GPR data also fails. However, we have incorporated harder constraints through the model covariance matrix and prior information in our proposed constrained inversion routine. Using this approach, a local thin aquifer has been recognized well. Furthermore, our proposed technique can be used in the inversion of other electric and electromagnetic data.