

توموگرافی الکتریکی دو بعدی، روشی مناسب در شناخت ویژگی‌های زمین‌شناسی عرصه‌های پخش سیلاب، مطالعه موردی: ایستگاه هرات-یزد

مهدی رحمانی جوینانی^{۱*}، رحیم کاظمی^۲ و سید رضا امام جمعه^۳

^۱ و ^۳ کارشناس ارشد، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران و ^۲ مربی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۰۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۳/۲۰

چکیده

در مکان‌یابی عرصه پخش سیلاب مطالعات توموگرافی الکتریکی در شناخت ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه شامل تعیین عمق سنگ بستر، ضخامت آبرفت، سطح ایستابی، گسل و لایه نفوذناپذیر نقش اساسی ایفا می‌کند. مواردی که روش‌های توموگرافی به آن‌ها پاسخ می‌دهد از پارامترهای مهم در مکان‌یابی عرصه پخش سیلاب محسوب می‌شوند. روش توموگرافی الکتریکی بر مبنای روش معکوس‌سازی جدیدی استوار است که قادر به مدل‌سازی توزیع مقادیر مقاومت ویژه تحت هر گونه شرایط توپوگرافی می‌باشد. در این پژوهش، مطالعات توموگرافی الکتریکی در یک شبکه مستطیلی شکل با سه پروفیل موازی، عمود بر آبراهه و با فواصل ۶۰۰ متری و طول متوسط ۱۲۵۰ متر که عرصه پخش سیلاب ایستگاه هرات-یزد و مناطق مجاور آن را تحت پوشش قرار می‌داد، طراحی شد. روی پروفیل‌ها جمعاً ۱۸ سونداز شلومبرژه با پهن شدگی AB/2، ۱۰۰ و ۱۴۷ متر به فاصله ۲۵۰ متر از یکدیگر در نظر گرفته شد. با تهیه مقاطع دو بعدی حاصل از مدل‌سازی معکوس با نرم‌افزار RES2DINV 3.53 محل دقیق گسل تعیین شد. با استخراج داده‌های مدل شده در فرمت نرم‌افزار SURFER 7 و تهیه شبه مقاطع مقاومت ویژه در عمق‌های مختلف، نوع گسل، میزان جابه‌جایی طبقات رسوبی و ضخامت آبرفت مشخص شد. با مقایسه مقادیر مقاومت ویژه با لوگ چاه‌های موجود در منطقه نفوذپذیری نسبی لایه‌های زیرین مشخص شد. نتایج نشان داد که کرانه راست رودخانه فصلی مناسب‌ترین مکان برای توسعه سامانه پخش سیلاب کنونی است.

واژه‌های کلیدی: گسل، لایه نفوذناپذیر، مطالعات توموگرافی، RES2DINV، SURFER

مقدمه

و ملاحظات مهندسی طرح‌ریزی و احداث شود تا با انحراف، هدایت، انباشت و نفوذ جریان‌های سیلابی، اجزاء مختلف سامانه حداقل آسیب را داشته و مقاوم باشند. به منظور احداث سامانه پخش سیلاب در مناطق خشک و نیمه‌خشک باید دو نکته مهم شامل حداقل دو و سه بار وقوع سیل در سال به منظور

مهار سیلاب و پخش آن به وسیله عملیات مکانیکی در سطح زمین به نحوی که بتواند در افزایش پوشش گیاهی و تغذیه آبخوان‌ها موثر واقع شود و مانع هرز رفتن آب شود، پخش سیلاب نامیده می‌شود (Kamali و همکاران، ۲۰۰۸). سامانه پخش سیلاب باید با دقت

(Loke و Barker, ۱۹۹۶). از این رو بایستی در کنار دیگر مطالعات قبل از اجرای طرح صورت بگیرد. زیرا مواردی که توموگرافی الکتریکی به آن‌ها پاسخ می‌دهد، از پارامترهای مهم در مکان‌یابی عرصه پخش سیلاب محسوب می‌شود.

Amiri و Yaghobi (۲۰۰۶)، با روش مقاومت ویژه مخصوص با آرایش شلومبرژه (بدون مدل‌سازی)، وضعیت گسترش جانبی و عمقی لایه‌های ریزدانه و ضخامت رسوبات در عرصه پخش سیلاب علی‌آباد دمق-دهنو را مورد بررسی قرار دادند. سودمندی روش توموگرافی الکتریکی بر روش مقاومت ویژه متداول^۱ (بدون مدل‌سازی) را می‌توان در سه مورد ذکر کرد، (۱) از مدل‌های مقاومت ویژه دو بعدی سازندهای زمین‌شناسی، می‌توان به صورت کمی آنومالی‌های ژئوفیزیکی را تفسیر کرد، (۲) می‌توان مقادیر مقاومت ویژه حقیقی را از مدل‌های معکوس مقاومت ویژه استخراج کرد و (۳) داده‌های بیشتر برای تفکیک‌پذیری بهتر و زمان کمتر برای کسب داده‌های بیشتر از دیگر مزیت‌های استفاده از این روش می‌باشد (Kumar, ۲۰۱۲).

با توجه به هدف اکتشاف و نوع ساختار زمین‌شناسی می‌توان از آرایه‌های الکترودی متفاوتی از قبیل آرایه مربعی^۲، دو قطبی-دو قطبی^۳، دو قطبی-دو قطبی^۴، ونر^۵ و شلومبرژه^۶ استفاده کرد که هر کدام دارای مزایا و محدودیت‌های مربوط به خود می‌باشند (Habberjam, ۱۹۷۲, Loke و Barker, ۱۹۹۶). Hafizi و همکاران (۲۰۰۹)، از آرایه شلومبرژه و مدل‌سازی بلوکی^۷ آن در شکل آرایه عمومی برای بررسی زمین‌لغزش استفاده نمودند. Halajfard و Bagheri در سال ۲۰۱۲ از توموگرافی الکتریکی حاصل از آرایش شلومبرژه برای تعیین مشخصات آبخوان مخلص‌آباد-فراهان استفاده کردند. Kumar (۲۰۱۲)، از توموگرافی الکتریکی حاصل از آرایش ونر برای شناسایی آنومالی‌های سطحی استفاده نمود.

پخش و وجود دشت‌های سیل‌گیر با شیب ملایم و نفوذپذیر (رسوبات کواترنری) مورد توجه قرار گیرد (Kamali و همکاران، ۲۰۰۸).

پهنه نهشته‌های درشت دانه کواترنر و به‌طور خاص مخروط افکنه‌ها با کاربری غیرکشاورزی در واقع بستر کلی و اولیه هرگونه عملیات پخش سیلاب می‌تواند محسوب شود. بدیهی است، همه مناطق مشخص شده، در این پهنه‌ها کاملاً مناسب و مستعد برای پخش سیلاب نمی‌باشند و لازم است، سایر ضوابط و عوامل محدود کننده را به منظور اولویت‌بندی آن‌ها در نظر گرفت و حتی ممکن است، برخی از این مناطق، در نهایت غیرمناسب تشخیص داده شود. بدین منظور در مکان‌یابی طرح‌های پخش سیلاب بر انجام مطالعات پایه شامل مطالعات هوا-اقلیم، هیدرولوژی، زمین‌شناسی، خاک‌شناسی، هیدروژئولوژی، پوشش گیاهی، فرسایش و رسوب، مهندسی رودخانه، زیست محیطی، اجتماعی و اقتصادی تأکید می‌شود (Kamali و همکاران، ۲۰۰۸).

توموگرافی به معنی تشخیص یک توده ناهنجار در زیر یک سطح است. توموگرافی در واقع روشی است که می‌توان با آن گسترش فضایی یک خاصیت را از راه عبور یک جریان الکتریکی در همان فضا تعیین کرد. بنابراین اولین مرحله توموگرافی الکتریکی، فرستادن یک جریان الکتریکی به درون زمین و اندازه‌گیری پاسخ زمین به این جریان است که معمولاً برحسب ولتاژ اندازه گرفته می‌شود (Hafizi و همکاران، ۲۰۰۹).

از روش توموگرافی الکتریکی می‌توان در آشکارسازی مناطق آلوده به مشتقات نفتی (Daily و همکاران، ۱۹۹۸، Goes و Meekes، ۲۰۰۴)، تعیین خصوصیات زمین‌شناسی (Meads و همکاران، ۲۰۰۳)، ساختارهای زمین‌شناسی (Daily و Ramires، ۲۰۰۰) و همچنین، مطالعات هیدروژئولوژی (Biley و همکاران، ۲۰۰۲) بهره گرفت.

روش توموگرافی الکتریکی بر اساس خصوصیات فیزیکی مواد زیرسطحی، مدل‌های دو بعدی و سه بعدی از ساختارهای زیرسطحی فراهم می‌کند که برای تعیین ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه از قبیل تعیین عمق سنگ بستر، حجم آبرفت، سطح ایستابی، احتمال وجود گسل و لایه نفوذپذیر بسیار سودمند است

¹ Conventional Resistivity

² Square Array

³ Dipole-Dipole

⁴ Pole-Dipole

⁵ Wenner

⁶ Schlumberger

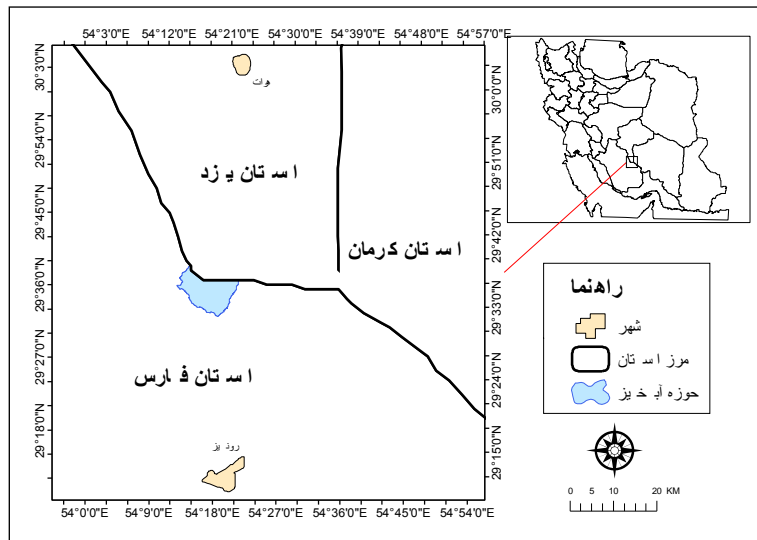
⁷ RobustInversion

جنوب شهرستان هرات و ۳۲ کیلومتری شمال شهرستان نیریز در استان فارس با مختصات $۱۳^{\circ} ۵۴'$ تا $۲۲^{\circ} ۵۴'$ طول جغرافیایی و $۲۹^{\circ} ۳۲'$ تا $۲۹^{\circ} ۴۲'$ عرض جغرافیایی واقع شده است. مناطق مسکونی حوضه شامل هفت روستا بوده که از آن‌ها می‌توان به روستاهای شهریار علیا، مزارع آزادی، حیدری، جعفری، علیجان و ... اشاره نمود.

هدف از این پژوهش بررسی عرصه پخش سیلاب هرات-یزد از دیدگاه ساختارهای زمین‌شناسی (تعیین محل دقیق گسل، نوع و نفوذپذیری لایه‌ها) با استفاده از مطالعات توموگرافی الکتریکی می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش: حوزه آبخیز شهریار یزد با مساحت $۱۵۷۱۴/۵۴$ هکتار در فاصله ۳۸ کیلومتری



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی حوزه آبخیز شهریار

رسوبات ماسه‌ای، گراولی با ماتریکس و زمینه سیلتی و رسی تشکیل شده که عموماً در بخش‌های مرکزی حوضه در حد فاصل بستر آبراه‌ها تا بلندای تپه ماهورها و پای ارتفاعات از این رسوبات پوشیده شده است این واحد $۴۲۷۲/۴۲$ هکتار مساحت دارد و $۲۷/۱۹$ درصد از کل حوضه را شامل می‌شود (Rowshanravan و Eshraghi, ۱۹۹۴).

واحد چینه رسوبی Qt_2 : شامل نهشته‌های پادگانه‌های آبرفتی جوان است که بیشتر در حاشیه آبراه‌های اصلی حوضه مشاهده می‌شود. این رسوبات از رس، سیلت، ماسه و گاهی گراول تشکیل شده است. رسوبات Qt_2 از لحاظ ظاهری بسیار شبیه به واحد Qt_1 است، با این تفاوت که در تراز ارتفاعی پایین‌تری قرار گرفته و حد فاصل بستر فعلی آبراه‌ها تا پای تپه ماهورها و ارتفاعات را شامل می‌شود. این واحد $۴۴۵۹/۲۴$ هکتار مساحت دارد و $۲۸/۳۸$ درصد از کل

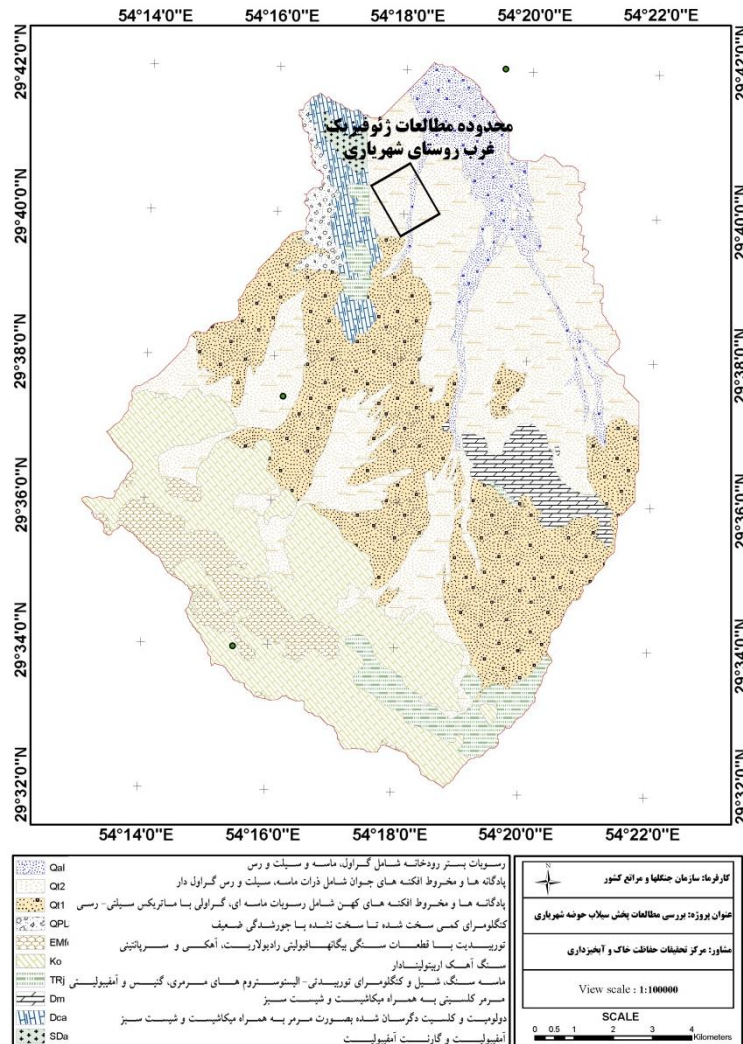
چینه‌شناسی حوزه آبخیز شهریار: محدوده مورد مطالعه برای عملیات ژئوفیزیک در غرب روستای شهریار واقع شده است (شکل ۲) و واحدهای لیتولوژی این ناحیه شامل Q_{al} و Qt_2 , Qt_1 , Dm است. **واحد چینه سنگی Dm :** این واحد از سنگ آهک دگرسان شده، به صورت مرمر کلسیتی به همراه میکاشیست و شیست سبز تشکیل شده است. سن این واحد دونین بالایی است. کنتاکت زیرین آن در محل حوضه دقیقاً مشخص نیست و کنتاکت بالایی آن با واحدهای کواترنر به خصوص Qt_1 می‌باشد. این واحد $۴۷۹/۹۴$ هکتار مساحت دارد و $۳/۰۶$ درصد از کل حوضه را شامل می‌شود (Rowshanravan و Eshraghi, ۱۹۹۴).

واحد چینه رسوبی Qt_1 : این واحد که از نهشته شدن رسوبات کوه‌رفتی ناشی از تخریب و فرسایش واحدهای قدیمی‌تر تشکیل شده است. عمدتاً از

نشانه‌ای از سنگ منشا متفاوت و چورشدگی بد این رسوبات است. منشاء این رسوبات از واحدهای سنگی بالادست شامل سنگ آهک، مرمر، آمفیبولیت و شیست می باشد که در ماتریکس ماسه‌ای و رسی قرار گرفته‌اند. این واحد ۸۵۳/۴۴ هکتار مساحت دارد و ۵/۴۳ درصد از کل حوضه را شامل می‌شود (Eshraghi و Rowshanravan, ۱۹۹۴).

حوضه را شامل می‌شود (Rowshanravan و Eshraghi, ۱۹۹۴).

واحد چینه رسوبی Qal: رسوبات این واحد شامل نهشته‌های درشت‌دانه تا ریزدانه بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها است. این رسوبات جوان‌ترین رسوبات حوضه را تشکیل می‌دهند و ذرات رسوبی در اندازه‌های قلوه‌سنگ، گراول، ماسه و سیلت و رس است که



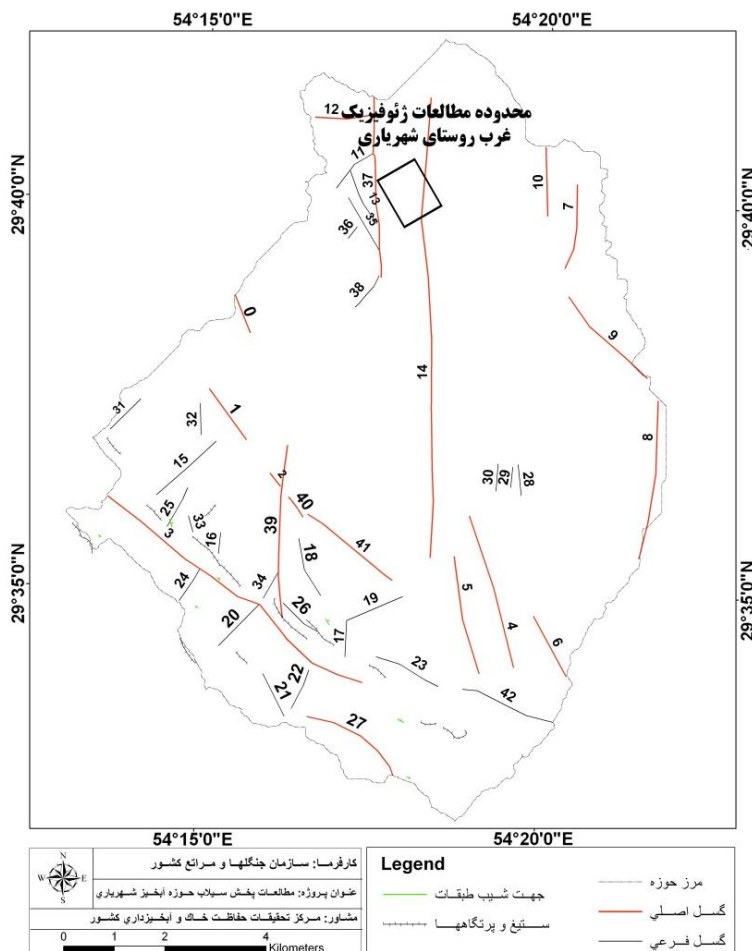
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی و محدوده مطالعات ژئوفیزیک حوضه آبخیز شهریاری

گز واقع شده است. گسل قوری-چاهک حد مرزی زون سنندج-سیرجان و زون زاگرس است و گسل چاه گز مرز شرقی زون افیولیتی-رادبولاریتی زاگرس محسوب می‌شود. بدین ترتیب حد فاصل این دو گسل منطقه‌ای ایجاد شده که زون فلیش زاگرس یا تراست زاگرس نامیده می‌شود (Eshraghi و Rowshanravan, ۱۹۹۴).

زمین‌ساخت حوضه آبخیز شهریاری: حوضه آبخیز شهریاری جزئی از ساختار تکتونیکی زاگرس چین‌خورده و در حد فاصل زون سنندج-سیرجان و نواحی افیولیتی زاگرس است که اصطلاحاً به زاگرس خرد شده موسوم است. با فاصله نزدیک در دو سوی شرقی و غربی این حوضه دو گسل مهم و عمیق در ساختار ایران زمین به نام گسل‌های قوری-چاهک و چاه

مورفولوژی تپه و دشت در برخی نقاط سبب بالا افتادگی پادگانه‌های آبرفتی قدیمی کواترنری (Q_{t1}) نسبت به نهشته‌های جوان‌تر (Q_{al} ، Q_{t2}) شده‌اند (شکل ۳). همچنین، تعدادی گسله فرعی و کوچک در واحدهای سنگی منطقه وجود دارد که عمدتاً به صورت سامانه گسل پر مانند و تحت اثر شکستگی ناشی از گسل‌های اصلی با روندهایی عمود یا با زاویه نسبت به گسل‌های اصلی ایجاد شده‌اند. در مجموع این سامانه شکستگی، در راستای شمال-شمال غرب، جنوب-جنوب شرق بوده و سامانه شکستگی فرعی در راستای شمال شرق-جنوب غرب می‌باشد (Massoumi و همکاران، ۲۰۱۳). همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، در محدوده مطالعه ژئوفیزیک غرب روستای شهریار بزرگ‌ترین گسل اصلی (گسل قرجه) منطقه عبور کرده است.

الگوی گسل‌های اصلی و فرعی حوضه شهریار همگونی بسیاری با روند اصلی ساختاری منطقه و زون زاگرس رانده نشان می‌دهد (شکل ۳). بزرگ‌ترین گسله واقع شده در حوضه شهریار گسله قرجه می‌باشد که با روند شمال غرب-جنوب شرقی در ارتفاعات غربی حوضه واقع شده و از جنوب دهکده قرجه به سمت شمال امتداد یافته است. این گسل یک گسله نرمال به طول بیش از ۱۰ کیلومتر است که رسوبات کواترنری را قطع کرده و آن‌ها را دچار اختلاف سطح نموده است و احتمالاً همزمان و هم ساخت با گسل‌های چاه گز و قوری-چاهک است (Massoumi و همکاران، ۲۰۱۳). چند گسل جوان کواترنری با راستای شمال غرب-جنوب شرق در حد تپه ماهورها و دشت حوضه شهریار وجود دارد که علاوه بر ایجاد تفاوت



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ساختاری حوزه آبخیز شهریار (نقشه زمین‌شناسی چاهک)

۱:۱۰۰۰ به منظور وارد کردن اطلاعات توپوگرافی در مقاطع دو بعدی و نقشه‌های هم مقاومت ویژه، انجام

روش پژوهش: برای انجام تحقیق حاضر، ابتدا نقشه‌برداری توپوگرافی منطقه مورد تحقیق با مقیاس

می‌باشند، R_m و R_d ماتریس‌های وزن دهنده‌اند و طوری تعیین می‌شوند که در فرایند وارون‌سازی، مولفه‌های گوناگون بردارهای مدل ناهموار^۴ و داده‌های ناچور^۵ وزن‌های مشابهی داشته باشند، U ضریب میرایی^۶ و محدوده تغییراتی را که Δq_k می‌تواند داشته باشد را به‌طور قابل ملاحظه‌ای تحت تأثیر قرار می‌دهد. هرچه میزان نوفه زمینه بالاتر باشد، باید ضریب میرایی بالاتری را به‌کار برد (Loke و Barker، ۱۹۹۶، Loke، ۱۹۹۹).

به‌دلیل مقادیر کم نوفه در داده‌های سطحی، ضریب میرایی برای داده‌ها یک در نظر گرفته شد و از آن‌جا که سطح گسل، یک مرز نیمه قائم است، در وارون‌سازی دو بعدی، هموارسازی در راستای قائم، دو برابر راستای افقی صورت گرفته است ($\alpha_z/\alpha_x = 2$).

طراحی برداشت‌های توموگرافی: در غرب روستای شهریار سال‌های گذشته عملیات پخش سیلاب صورت گرفته بود، اما برای طراحی مجدد و بهبود طراحی قبلی و همچنین، بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، مطالعات ژئوالکتریک در این منطقه در دستور کار قرار گرفت. وسعت این منطقه از شمال، شرق و جنوب محدود به زمین کشاورزی و از غرب محدود به دامنه تپه‌های غرب روستای شهریار است (شکل ۴).

برای مطالعات ژئوالکتریک، یک شبکه مستطیلی شکل که عرصه پخش سیلاب و مناطق مجاور آن را پوشش می‌داد، در نظر گرفته شد. در این شبکه سه پروفیل موازی (F، G و H) عمود بر آبراهه، به فواصل ۶۰۰ متر از یکدیگر و طول متوسط ۱۲۵۰ متر طراحی شد. روی پروفیل‌های F، G و H به‌ترتیب شش، هفت و پنج سونداژ شلومبرژه با پهن شدگی $\frac{AB}{2}$ ، ۱۰۰ و ۱۴۷ متر به فاصله ۲۵۰ متر از یکدیگر در نظر گرفته شد.

قرائت داده‌های برداشت شده در سونداژهای شلومبرژه با دستگاه SAS 4000 انجام گرفت. بعد از اتمام عملیات صحرائی، تفسیر یک بعدی تمامی منحنی‌ها به‌صورت دستی و نرم‌افزاری (IPI 2 Win و

گرفت. سپس یک شبکه مستطیلی با سه پروفیل موازی، عمود بر آبراهه و با فواصل ۶۰۰ متری و طول متوسط ۱۲۵۰ متر طراحی شد (شکل ۴). عملیات برداشت ژئوالکتریک به روش سونداژنی شلومبرژه با فواصل ۲۵۰ متری و با دستگاه سوئدی SAS 4000 با خطای حداقل مربعات (RMS) زیر یک برای هر اندازه-گیری انجام شد. ابتدا تفسیر یک بعدی منحنی‌ها انجام شد. در مرحله بعد برای وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مقاومت ویژه از نرم‌افزار RES2DINV و برای رسم نقشه‌های هم مقاومت ویژه از خروجی مدل، از نرم‌افزار Surfer استفاده شد.

داده‌های مقاومت ویژه در نرم‌افزار RES2DINV به‌صورت آرایه عمومی^۱ داده شده است. در این روش مختصات هر الکترود به نرم‌افزار داده می‌شود و نرم‌افزار صرف نظر از نوع آرایه به‌کار رفته در کار صحرائی، به مدل‌سازی وارون می‌پردازد (Loke، ۱۹۹۹).

به‌دلیل وجود مرز ناگهانی در محل سطح تماس گسل، برای مدل‌سازی وارون از روش وارون‌سازی بلوکی^۲ استفاده شده است (Loke و Barker، ۱۹۹۶). به‌طور کلی، گاهی زمین‌شناسی زیرسطحی متشکل از تعدادی ناحیه همگن است که با مرزهای واضحی از هم جدا شده‌اند. در چنین مواردی سعی می‌شود، تغییرات مطلق مقادیر مقاومت ویژه مدل کمینه شود (Clearbout و Muir، ۱۹۷۳). یک راه ساده برای به‌کاربردن روش وارون‌سازی بلوکی در معادلات حداقل مربعات معمولی، کاربرد روش حداقل مربعات دگربار-وزن داده شده به‌صورت تکراری^۳ است (Loke و Barker، ۱۹۹۶). مدلی که بهترین برازش با داده‌های واقعی داشته باشد، از راه یک روش بهینه‌سازی به‌دست می‌آید. رابطه این روش بهینه‌سازی را می‌توان به‌صورت زیر بیان کرد.

$$(J^T J + u F_R) \Delta q_k = J^T R_d g - u F_R q_k \quad (1)$$

$$F_R = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_z C_z^T R_m C_z \quad (2)$$

که در آن‌ها، Δq_k بردار تغییر پارامتر مدل، C_x ، C_z ماتریس‌های هموارکننده و α_x و α_z وزن‌های نسبی داده شده به فیلترهای هموارکننده در جهت‌های X و Z

⁴ Roughness vector

⁵ Data misfit vector

⁶ Damping

¹ General array

² Blocky inversion

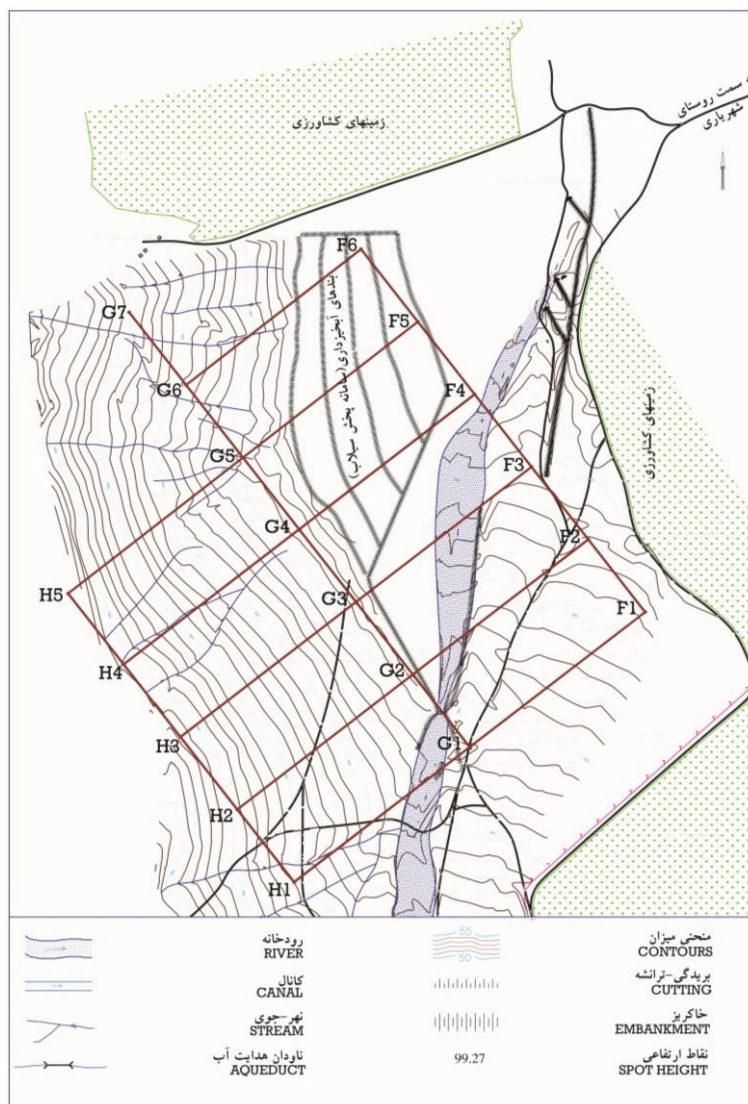
³ Iteratively reweighted least-squares method

در غرب روستای شهریاری آبخوان سابق شهریاری قرار دارد. سونداژهای F1, F2, F3 و F4 از پروفیل F در سمت چپ و سونداژهای F5 و F6 در سمت راست آبخوان قرار دارد. در پروفیل G سونداژهای G1, G2, G3 در سمت چپ و سونداژهای G4, G5 و G6 در سمت راست آبخوان و پروفیل H خارج از منطقه آبخوان قرار دارد.

در شکل‌های ۵، ۶ و ۷ مقاطع حاصل از وارون‌سازی دو بعدی به روش کمترین مربعات آورده شده است (Loke و Barker, ۱۹۹۶, Loke, ۱۹۹۹).

انجام پذیرفت. نتایج حاصله از تفسیر یک بعدی با نشانه‌های زمین‌شناسی و چاه‌های آب موجود در منطقه مقایسه و بهترین مدل انتخاب شد. برای ترسیم دو بعدی مقاطع از نرم‌افزار RES2DINV و گزینه آرایه‌های غیرمتعارف استفاده شد.

همزمان با برداشت توموگرافی، عملیات نقشه‌برداری صورت گرفت و اطلاعات توپوگرافی در مقاطع دو بعدی لحاظ شد. عمق بررسی باروش شلومبرژه با پهن‌شدگی $\frac{AB}{2} = 100m$ متر و با $\frac{AB}{2} = 147m$ متر ۶۳ متر در نظر گرفته شده است (Loke, ۱۹۹۹).



شکل ۴- طراحی غرب روستای شهریاری به‌منظور برداشت عملیات ژئوالکتریک

F4 در سمت چپ و سونداژهای F5 و F6 در آبخوان قرار دارد (شکل ۴). اختلاف ارتفاع در پروفیل ۳/۷۵ متر است. همان‌طور که در تصویر بالا مشاهده می‌شود،

نتایج و بحث

در شکل ۵، شش سونداژ با پهن‌شدگی وجود دارد. سونداژهای F1, F2, F3 و $\frac{AB}{2} = 147m$

بسیار متفاوت است و مرز این اختلاف در ناحیه بین سونداژ F4 و F5 قرار دارد. از آنجا که مقادیر مقاومت ویژه با رطوبت رابطه مستقیم دارد (Telford و همکاران، ۱۹۹۰) لایه زیرین سونداژهای F1، F2، F3 و F4 به مراتب خشک‌تر از لایه زیرین سونداژهای F4 و F5 است.

برای توجیه و تفسیر این گونه تغییرات در مقادیر مقاومت ویژه دو احتمال وجود دارد.

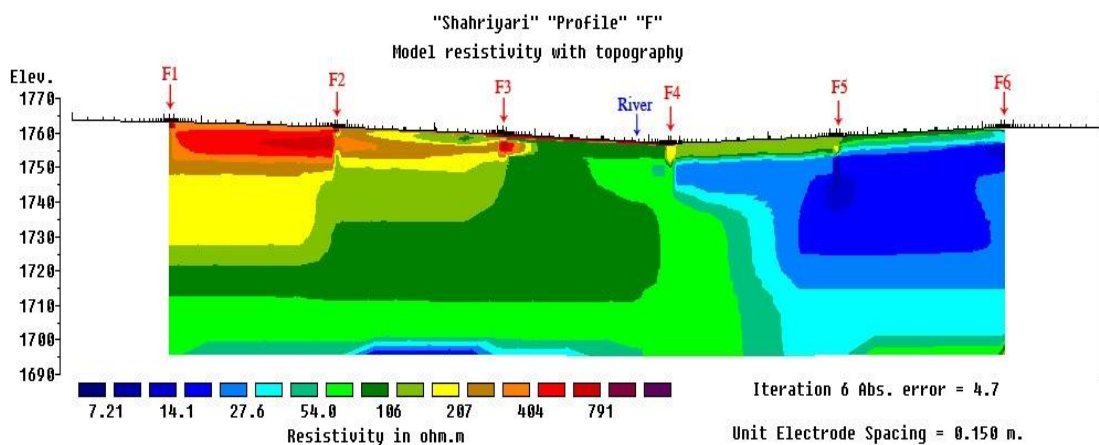
احتمال اول، از آنجا که سونداژهای F5 و F6 در ناحیه آبخوان قرار دارد، این اختلاف در مقادیر مقاومت ویژه در یک سطح مشخص می‌تواند به دلیل تغذیه آبخوان و تزریق آب به داخل زمین باشد.

احتمال دوم، این که در منطقه گسل وجود دارد و باعث جابه‌جایی (تغییرات) در لایه‌بندی شده است.

مقدار مقاومت ویژه در زیر سونداژهای F1، F2، F3 و F4 با افزایش عمق کاهش می‌یابد، ولی در زیر سونداژهای F5 و F6 بعد از کاهش مقاومت تا عمق ۳۵ متری سطح زمین، شاهد افزایش مقاومت می‌باشیم.

کاهش مقادیر مقاومت ویژه با افزایش عمق به دلیل افزایش رطوبت است، اما اینکه چرا در زیر سونداژهای F5 و F6 بعد از عمق ۳۵ متری، شاهد افزایش مقاومت می‌باشیم، می‌تواند به دلیل تغییر در لایه‌بندی باشد، لایه‌ای که از خلل و فرج کمتری برخوردار بوده و رطوبت کمی را در خود جا داده و در نتیجه از رسانندگی کمی برخوردار باشد (Telford و همکاران، ۱۹۹۰).

در راستای طولی در یک سطح مشخص، اختلاف مقادیر مقاومت ویژه در زیر سونداژهای F1، F2، F3 و F4 با مقادیر مقاومت ویژه در زیر سونداژهای F5 و F6

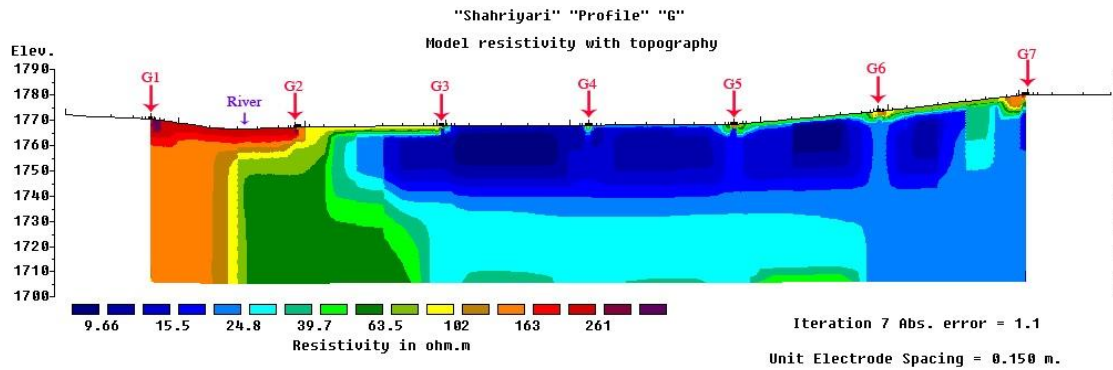


شکل ۵ - مقطع دو بعدی پروفیل F

G6 و G7 بعد از کاهش مقاومت تا عمق ۳۵ متری سطح زمین، مقاومت ویژه افزایش می‌یابد.

در راستای طولی در یک سطح مشخص، اختلاف مقادیر مقاومت ویژه در زیر سونداژهای G1 و G2 با مقادیر مقاومت ویژه در زیر سونداژهای G3، G4، G5، G6، G7 و بسیار متفاوت است و مرز این اختلاف در ناحیه بین سونداژ G2 و G3 می‌باشد. در این پروفیل همانند پروفیل F، احتمال تغذیه آبخوان و تزریق آب به داخل زمین و احتمال وجود گسل وجود دارد.

در شکل ۶، هفت سونداژ با پهن‌شدگی در $\frac{AB}{2} = 147m$ وجود دارد. سونداژهای G1 و G2 در سمت چپ و سونداژهای G3، G4، G5، G6 و G7 در سمت راست آبخوان قرار دارد (شکل ۴). اختلاف ارتفاع در پروفیل ۴/۵۴ متر است. همان‌طور که در تصویر بالا مشاهده می‌شود، تغییرات در مقادیر مقاومت ویژه همانند پروفیل F است. مقدار مقاومت ویژه در زیر سونداژهای G1 و G2 با افزایش عمق کاهش می‌یابد، ولی در زیر سونداژهای G3، G4، G5،

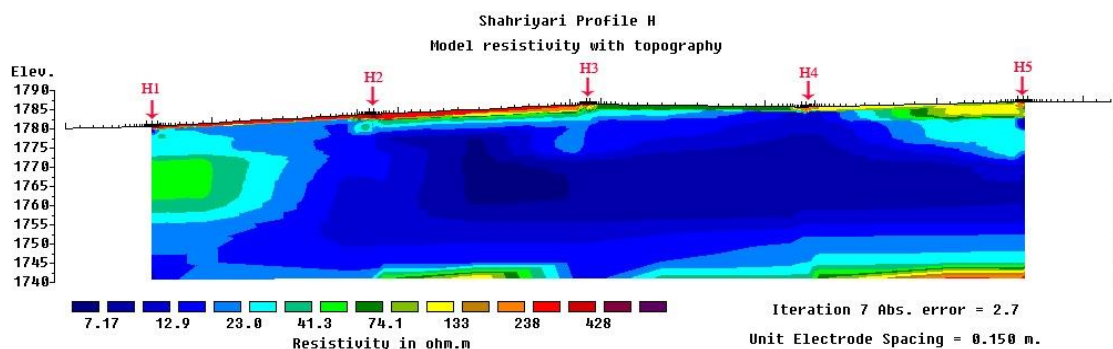


شکل ۶ - مقطع دو بعدی پروفیل G

بیش از ۶۰۰ متر بالاتر از اولین بند آبخوان قرار دارد، احتمال دوم (وجود گسل) قوت می‌گیرد. با توجه به اینکه برداشت ژئوالکتریک در فصل خشک انجام شده است، احتمال تغذیه آبخوان منتفی است و احتمال وجود گسل تقویت می‌شود. به استناد گزارش زمین‌شناسی منطقه وجود گسل سبب بالا افتادگی پادگانه‌های آبرفتی قدیمی کواترنر Qt_1 نسبت به نهشته‌های جوان‌تر Qt_2 و Q_{al} شده است (Massoumi و همکاران، ۲۰۱۳) و با توجه به گزارش لوگ چاه‌های منطقه شهریاری پادگانه‌های آبرفتی قدیمی کواترنر از رس بالاتری نسبت به نهشته‌های جوان‌تر برخوردار می‌باشند (Consulting Engineering of Haseb- Fars, ۲۰۰۷) و کاهش مقاومت ویژه به سبب رطوبتی است که ذرات رس به خود گرفته‌اند.

در شکل ۷، پنج سونداژ با پهن‌شدگی $\frac{AB}{2} = 100m$ وجود دارد. تمامی سونداژها خارج از منطقه آبخوان قرار دارد (شکل ۴) و اختلاف ارتفاع در پروفیل ۷/۶۱ متر است. همان‌طور که در تصویر بالا مشاهده می‌شود، تقریباً در تمامی سونداژها تا عمق ۳۵ متری کاهش و از آن به بعد افزایش مقاومت اتفاق افتاده است.

در راستای طولی در یک عمق مشخص، اختلاف مقادیر مقاومت ویژه بسیار ناچیز است. در تفسیر پروفیل F و G کاهش مقاومت در راستای طولی به دو احتمال نسبت داده شد. یکی تغذیه آبخوان و تزریق آب به داخل زمین که باعث کاهش مقاومت شده بود و دیگری احتمال وجود گسل، از آنجا که پروفیل H



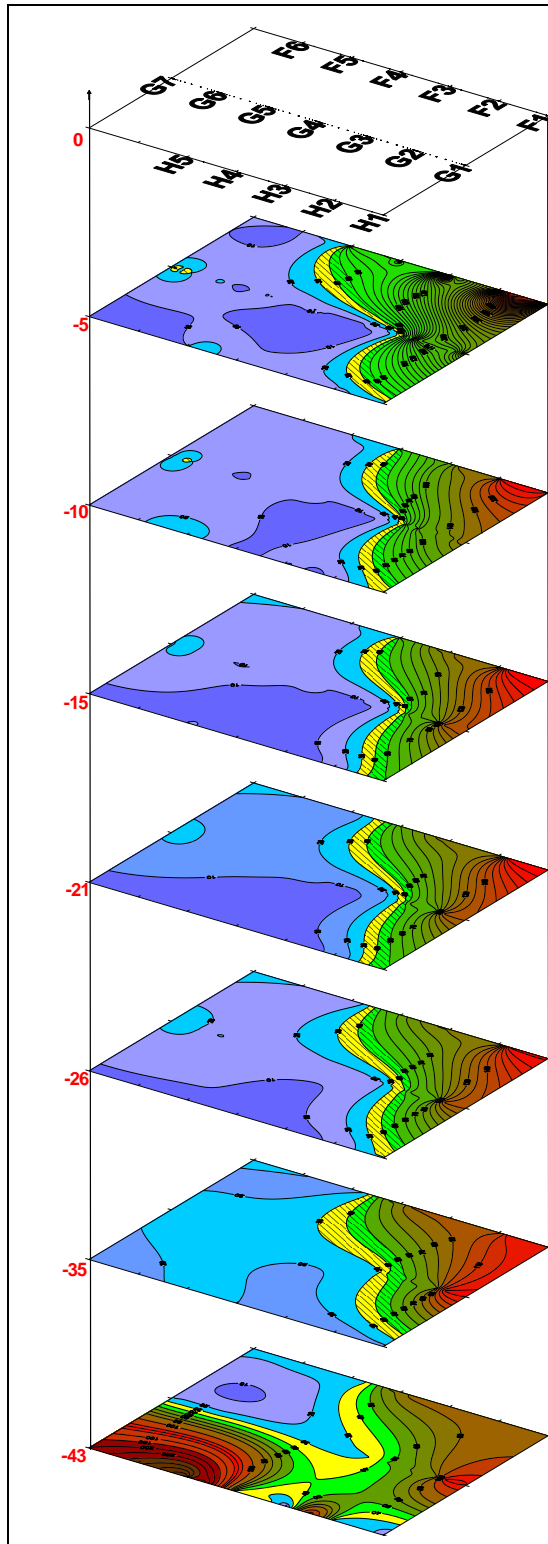
شکل ۷ - مقطع دو بعدی پروفیل H

رودخانه فصلی در غرب روستای شهریاری است، تأیید شد. در قسمت بعد با هم مقادیر مقاومت ویژه در عمق‌های مختلف، محل دقیق گسل و نوع آن به خوبی نمایان می‌شود.

در نقشه ساختاری حوزه آبخیز شهریاری (شکل ۳) گسلی با طول بیش از ۱۱ کیلومتر از غرب روستای شهریاری عبور کرده است. اما با توجه به مقیاس نقشه و همچنین، نبود مشخصه‌های گسل در روی زمین، با مطالعات ژئوالکتریک وجود گسل که تقریباً موازی با

لایه‌بندی را مشخص کرد. در تمامی نقشه‌ها، هم مقاومت ویژه زیر ۳۰ اهم‌متر با طیف آبی و مقادیر بیش از ۳۰ اهم متر با طیف رنگی سبز و قرمز مشخص شده است (شکل ۸).

نقشه ترکیبی از منحنی‌های مقاومت ویژه برای عمق‌های پنج، ۱۰، ۱۵، ۲۱، ۲۶، ۳۵ و ۴۳ متری:
برای مشاهده روند تغییرات تدریجی از سطح تا عمق ۴۳ متر، حدوداً هر پنج متر نقشه هم مقاومت ویژه تهیه شده است. با مقایسه این نقشه‌ها می‌توان مرز



شکل ۸- منحنی‌های هم‌مقدار مقاومت ویژه برای عمق‌های پنج، ۱۰، ۱۵، ۲۱، ۲۶، ۳۵ و ۴۳ متری

تصویر روبرو منحنی‌های مقاومت ویژه در عمق‌های مختلف را نشان می‌دهد که همانند یک ساختمان هفت طبقه‌ای است که به صورت نزولی تا عمق ۴۳ متری سطح زمین ادامه دارد.

بعد از رولایه که ضخامتی کمتر از پنج متر دارد، از عمق پنج متر تا ۳۵ متری رویه کنتربندی و حتی قرارگیری آن‌ها در هر عمق تقریباً یکسان است. به طوری که در سمت راست هر نقشه هم مقاومت ویژه شاهد افزایش تدریجی مقاومت ویژه می‌باشیم. در سمت چپ، مقادیر مقاومت ویژه ثابت و بین ۱۰ تا ۲۰ اهم‌متر می‌باشد. از این رو می‌توان نتیجه گرفت دو لایه مجزا از هم با فصل مشترکی به صورت یک صفحه قائم کنار یکدیگر قرار دارند (گسل قائم) و فصل مشترک این صفحه با سطح زمین همان امتداد گسل است. وجود گسل سبب بالا افتادگی تراس‌های قدیمی کواترنر Qt1 با درصد رس بالاتر (منطقه با مقاومت ویژه بین ۱۰ تا ۲۰ اهم‌متر) نسبت به نهشته‌های جوان‌تر Qt2 و Qa1 شده است.

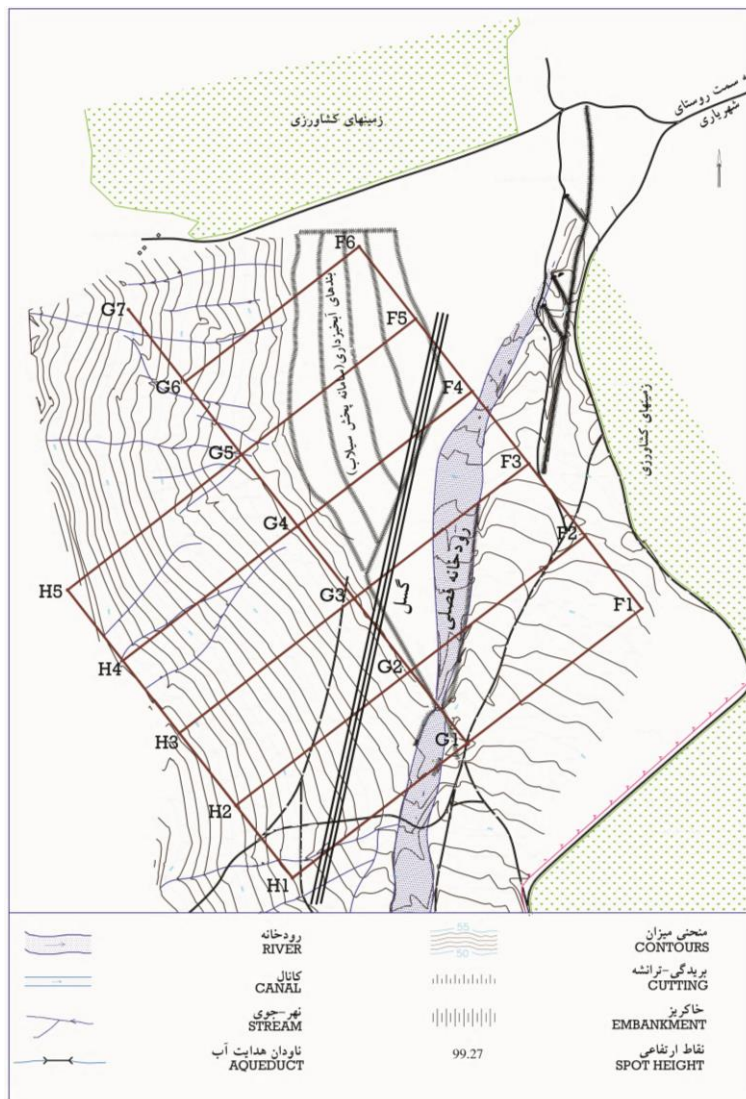
امتداد گسل با روندی شمالی-جنوبی از بین سونداژهای F3 و F4 از پروفیل F، G2 و G3 از پروفیل G و حوالی سونداژ H1 از پروفیل H عبور می‌کند که تقریباً موازی با رودخانه فصلی در غرب روستای شهریار می‌باشد.

در عمق ۴۳ متری روند کنتربندی مقاومت ویژه با تمامی کنترهای قبلی فرق می‌کند. در نواحی که در کنترهای پیشین مقدار مقاومت ویژه بین ۱۰ تا ۲۰ اهم‌متر بود، مقدار مقاومت ویژه بین ۱۰ تا ۳۳۰ اهم‌متر است و در قسمتی که مقدار مقاومت ویژه بین ۳۰ تا ۲۰۰ اهم‌متر بود، مقاومت ویژه ثابت و بین ۴۰ تا ۸۰ اهم‌متر است. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که در این عمق تغییراتی در لایه‌بندی صورت گرفته است.

نتیجه‌گیری

در عرصه پخش سیلاب هرات-یزد (سایت ۲) گرچه نقشه زمین‌شناسی بیانگر وجود گسل در منطقه است، اما به دلیل نبود مشخصه‌های گسل در روی زمین (آبرفتی بودن عرصه پخش سیلاب)، جانمایی این پدیده در زمان طراحی و احداث عرصه پخش سیلاب بدون انجام توموگرافی الکتریکی میسر نبوده است. با مطالعات توموگرافی دو بعدی، محل دقیق

گسل (شکل ۹)، نوع آن، میزان جابه‌جایی طبقات، ضخامت آبرفت و نفوذپذیری نسبی لایه زیرین آبرفت، تعیین و مشخص شد، مکان‌یابی سامانه پخش سیلاب کنونی در مکان مناسبی قرار ندارد. پیشنهاد می‌شود، در صورت نیاز به توسعه سامانه پخش سیلاب، کرانه راست رودخانه به دلیل نفوذپذیری بالاتر مد نظر قرار گیرد. این تحقیق اهمیت مطالعات ژئوفیزیک را قبل از احداث سامانه پخش سیلاب به اثبات می‌رساند.



شکل ۹- محل دقیق عبور گسل (بین رودخانه فصلی و عرصه پخش سیلاب)

منابع مورد استفاده

1. Amiri, M. and B. Yaghobi. 2006. Assessment the proposal area for flood water spreading at Ailabaddamgh-Malayer. Iranian Journal of Geology (QUARTERLY), 4: 89-99 (in Persian).
2. Biley, A., G. Cassiani, R. Middleton and P. Winship. 2002. Vadose zone flow model parameterization using cross-borehole radar and resistivity imaging. Journal of Hydrology, 267: 147-159.
3. Clearbout, J.F. and F. Muir. 1973. Robust modeling with erratic data. Geophysics, 38: 826-844.

4. Consulting Engineering of Haseb-Fars. 2007. Semi-detailed study of ground water resources of Chahak-Shahriyari and Hassan-Abad-ghori. Second volume: Geology and Hydrogeology. 300 pages (in Persian).
5. Daily, W., A. Ramirez and R. Johnson. 1998. Electrical impedance tomography of a perchloroethylene release. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 2: 189-201.
6. Daily, W. and A.L. Ramirez. 2000. Electrical imaging of engineered hydraulic barriers. *Geophysics*, 65: 83-94.
7. Goes, B.J.M. and J.A.C. Meekes. 2004. An effective electrode configuration for the detection of DNAPLs with electrical resistivity tomography. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 9: 127-141.
8. Habberjam, G.M. 1972. The effects of anisotropy on square array resistivity measurements. *Geophysical Prospecting*, 20: 249-266.
9. Hafizi, M.K., B. Abbassi and A. Ashtari Talkestani. 2009. Safety assessment of landslides by electrical tomography: a case study from Ardabil, Northwestern of Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 36: 17-28 (in Persian).
10. Kamali, K., A.R. Eslami, N. Jalali, A. Mostafaei, S.M.S. Jalalediny, N. Ghiasi and E. Seyedi. 2008. Principals of floodwater spreading on aquifers. Soil Conservation and Watershed Management Research Institute Press, 236 pages (in Persian).
11. Kumar, D. 2012. Efficacy of electrical resistivity tomography technique in mapping shallow subsurface anomaly. *Journal Geological Society of India*, 80: 304-307.
12. Loke, M.H. and R.D. Barker. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44(1): 131-152.
13. Loke, M.H. 1999. Rapid 2D resistivity and IP inversion using the least squares method, Software manual, <http://www.abem.se>.
14. Massoumi, H., A. Habibi and M. Garibreza. 2013. Evaluation the effects of geological and geomorphological characteristics of the watershed Shahriyari for flood spreading. Final Report of Soil Conservation and Watershed Management Institute, 233 pages (In Farsi).
15. Meads, L.N., L.R. Bentley and C.A. Mendza. 2003. Application of electrical resistivity imaging to the development of a geological model for a proposed Edmonton landfill site. *Canadian Geotechnical Journal*, 40: 551-559.
16. Rowshanravan, J. and S.A. Eshraghi. 1994. Geology map 1:100000. Available online at: <http://WWW.Ngdir.ir/Download/PDownloadlist.asp/>, Accessed 25, April 2010.
17. Telford, W.M., L.P. Geldart and R.E. Sheriff. 1990. Applied geophysics. Cambridge University Press, 768 pages.