

آشکار سازی گسل پنهان دورود (جنوب باختر ایران) در محدوده دشت سیلاخور با استفاده از مطالعات ژئوفیزیک

زهره کامالی^۱، حمید نظری^۲، احدااله فاضلی اولادی^۳، فرامز اله وردی^۴، محمدعلی شکری^۵، فیروز جعفری^۶ و حسین ایرانشاهی^۴

^۱دانشجوی دکترا، اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی لرستان، خرم آباد، ایران
^۲استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۳کارشناسی ارشد، اداره کل زمین شناسی و اکتشافات معدنی لرستان، خرم آباد، ایران
^۴کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۵کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی گیلان، رشت، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۱/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۲۷

چکیده

گسل دورود به عنوان یکی از مهم ترین قطعات لرزه زای گسل اصلی جوان زاگرس از نزدیکی منطقه ارجنگ در یک روند شمال باختری- جنوب خاوری تا برخورد امتداد یافته است. بررسی اثر گسل در طول دشت سیلاخور به سمت برخورد بر روی قطعه سوم گسل با استفاده برداشت های ژئوفیزیکی صورت گرفته است. برداشت های ژئوفیزیکی به سه روش مقاومت ویژه، مغناطیس سنجی (سزیم) و رادار نفوذی GPR در ۵ نیم رخ ۲۰-، ۱۰-، ۰- و ۲۰ انجام شد. پس از اتمام عملیات صحرایی و برداشت داده ها و پردازش نهایی داده های GPR در نرم افزار radexplorer و داده های مغناطیس سنجی در نرم افزار Geosoft و با تلفیق آنها در نرم افزاری Profile Analysis، تفسیر واضح تری از ساختارهای زیر سطحی به خصوص گسلش و ناپوستگی مشاهده شد. نتایج نشان از وجود دو گسل داشت؛ F1 بعنوان گسل اصلی و F2 شاخه گسلی منشعب شده از آن می باشد. بر این اساس گسل دورود در این محدوده به شکل زون گسلی بوده که شاخه های گسلی منشعب شده از آن به سمت شمال خاور گسترش می یابند. این زون گسلی در سطح دشت سیلاخور با ایجاد افزای با طول چند ده کیلومتر و ارتفاع متغیر بین ۵۰ سانتی متر تا ۷ متر و با شیب تقریبی ۶۰ تا ۷۵ درجه به سمت شمال خاور است. همه این شاخه های گسلی دارای سازوکار مشابه هستند و با توجه به مؤلفه شیب لغزی نرمالشان باعث ایجاد زون کششی در سطح دشت شده اند.

کلیدواژه ها: گسل دورود، مقاومت ویژه، رادار نفوذی (GPR)، زون گسلی.

*نویسنده مسئول: زهره کامالی

E-mail: zahrakamali84@gmail.com

۱- پیش نویسار

سازوکار کانونی زمین لرزه های زاگرس بیشتر نشان دهنده گسلش معکوس بزرگ زاویه (با شیب صفحه گسلی ۴۰ تا ۵۰ درجه) و امتداد نزدیک به موازی با روند شمال باختری- جنوب خاوری (روند چین های ناحیه ای) می باشد. این موضوع نشان می دهد که زمین لرزه ها به واسطه لغزش در طول یک سطح جداکننده کم ژرفا شیب دار اتفاق نیفتاده اند و اگر لغزشی بین پی سنگ دگرگونی و پوشش رسوبی در بالای سازند نمکی هرمز دیده می شود باید بدون لرزه باشد (زند سلیمی، ۱۳۸۸).

مطالعه گسل های جنبی می تواند پایه ای برای بررسی های لرزه زمین ساختی در محدوده مورد بررسی باشد. در فلات ایران به دلیل تراکم بالای گسل های جنبی از یک طرف و دقت پایین داده های لرزه ای از طرف دیگر، سرچشمه برخی از زمین لرزه ها به بیش از یک گسل ارتباط داده شده است. افزون بر این حرکت تدریجی در راستای بسیاری از گسل های جنبی، در دوره های زمانی طولانی، گاه به صورت خزش می باشد و یک زمین لرزه بزرگ را پدید نمی آورند. متأسفانه، چینه شناسی کواترنری و روش های زمین ریخت ساختی در مطالعه گسلش پویا به جز چند مورد در ایران به کار گرفته نشده است. برخی از گسل های کواترنری ایران به طور مستقیم با زمین لرزه های شناخته شده بزرگ در ارتباط هستند و در نتیجه قابلیت ایجاد زمین لرزه های آینده را دارند. گسل های کواترنری دیگر که به طور مستقیم با زمین لرزه ای در ارتباط نیستند نیز باید به عنوان چشمه های توانمند برای زمین لرزه های آینده در نظر گرفته شوند. باید توجه داشت که تنها آن گسل کواترنری به عنوان گسل جنبی شناخته می شود که نشانه هایی از تکاپو در طی هولوسن و یا کواترنری پسین از خود نشان دهد. نکته قابل توجه این است که بسیاری از گسل های شناخته شده اگر چه در زمان های گذشته حرکت کرده اند اما ممکن است امروزه پویا نباشند. از این رو شاخص های ژئومورفیک در بررسی فعالیت های تکتونیکی ابزار مفید و قابل اطمینانی هستند، زیرا با استفاده از آنها می توان مناطقی که در گذشته فعالیت های سریع و یا کند تکتونیکی را تجربه کرده اند به راحتی

شناسایی نمود (Ramiez-Heerea, 1998).

مناطق گسلی به طور معمول همراه با ساختارهای زمین شناسی پیچیده هستند، که شناخت آنها به روش های اکتشافی نیاز دارد. برای دستیابی به اطلاعات مربوط به گسل با در نظر گرفتن زمین شناسی محدوده مورد مطالعه، می توان از سه روش ژئوفیزیکی به صورت همزمان استفاده کرد. با استفاده از این روش ها و با تلفیق از اطلاعات به دست آمده، می توان پوشش پیوسته ای از اطلاعات زیر سطحی ناحیه و همچنین تصویر روشنی از سازوکار گسل های ناحیه مورد بررسی به دست آورد.

تاکنون گسل دورود به عنوان گسلی یکپارچه با طول ۱۰۰ کیلومتر معرفی شده بود. همه مطالعات قبلی در راستای فعالیت های لرزه ای دشت سیلاخور و شهرستان چلانچولان صورت گرفته است. این منطقه به عنوان مرز بین دو ورقه عربستان و زون سندج- سیرجان و تنگه ماندی به نام تنگه بحرین بوده که محل انباشت رسوبات بسیار ضخیم بوده است (Berberain, 2014). با انجام مطالعات در مقیاس کوچک تر و بررسی جزئیات بیشتر در امتداد گسل مطابق با مطالعات کامالی و همکاران (۱۳۹۷) این گسل به سه قطعه تقسیم گردید که هر قطعه نرخ فعالیت زمین ساختی متفاوتی از قطعه کناری خود داشت. در این پژوهش به بررسی روند و اثر گسل در قطعه سوم از گسل دورود پرداخته شد. بر اساس قطعه بندی جدید از این گسل قطعه سوم از شهر دورود تا جنوب باختر شهرستان بروجرد با طول ۴۴ کیلومتر به گسل امتداد لغز راست بر قلعه حاتم با روند شمالی- جنوبی می رسد. آشفتگی ها نشان از وجود گسل دارد که شواهد آن رشد چین در سطح دشت است. احتمال وجود مجموعه گسلی می رود. به منظور مطالعات دقیق تر به انجام مطالعات ژئوفیزیکی با سه روش کاربردی در محدوده پرداخته شد.

۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در پهنه زاگرس مرتفع (راندگی) واقع شده است

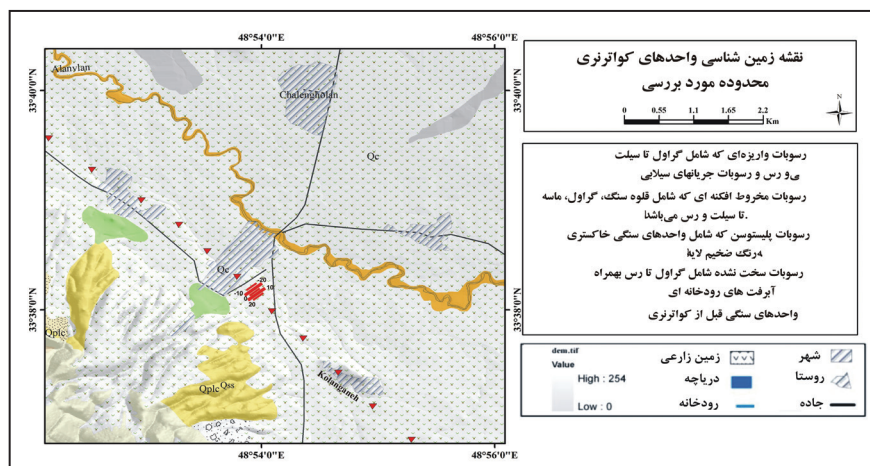
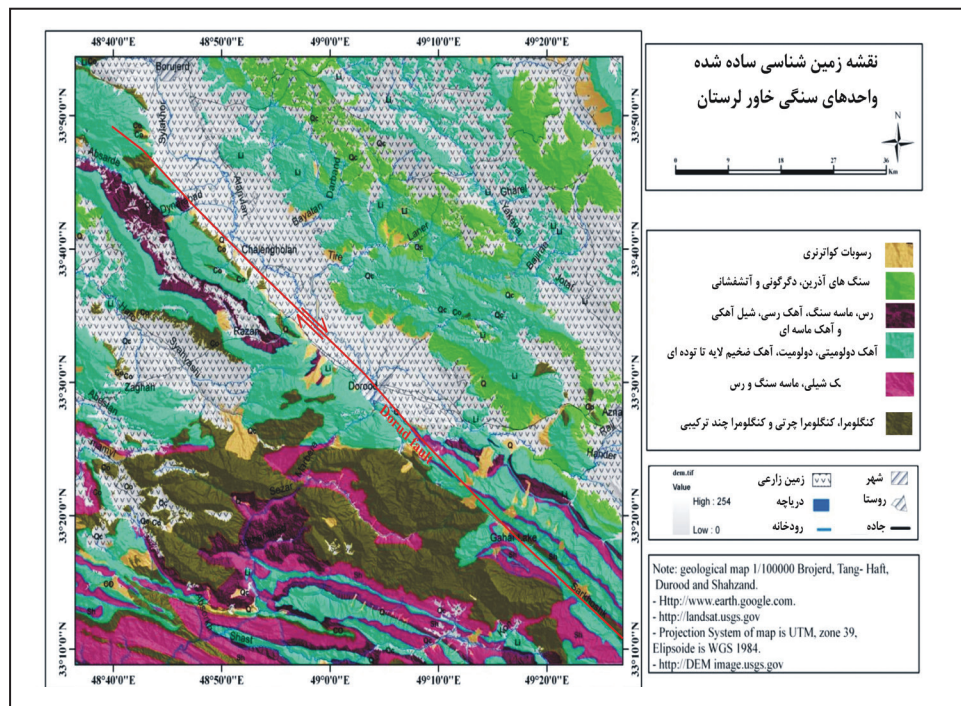
و مروراید می باشند. منطقه مورد بررسی به عنوان قطعه سوم از گسل دورود بین $25^{\circ} 33'$ تا $25^{\circ} 55'$ درجه عرض شمالی و $47^{\circ} 49'$ تا $49^{\circ} 25'$ درجه طول خاوری واقع شده است (شکل ۱). در واقع، گسل اصلی جوان زاگرس یک زون باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش e-echelon است که در یک زون برشی راست گرد بین ایران مرکزی و نوار چین خورده-رانده زاگرس شکل گرفته است. گسل اصلی جوان زاگرس، از نظر شواهد ریخت‌شناسی و ساختاری در گستره زاگرس کاملاً مشخص است و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و نیز پتانسیل لرزه‌خیزی آن کاملاً متمایز از کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس است (Berberian, 1995). عملاً همه قطعات گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در سه دسته برش‌های ریدل (گسل دورود، گسل نهاوند و گسل مروارید)، برش‌های نوع P (گسل صحنه و گسل قیلاباد) و ساختارهای کششی (گسل قلعه حاتم، فرونشست دشت سیلاخور و نهاوند) قرار دارند (Tchalenko and Braud, 1974; Berberian, 1995; Mirzaei, 2003) (حیدری و میرزائی، ۱۳۸۸). قطعات جنوبی خاوری (دورود، نهاوند و صحنه) فعال‌تر از قطعات شمال باختری (پیرانشهر و مروارید) هستند. طبق مطالعات Sepahvend et al. (2012) گسل قلعه حاتم گسل نرمال نیست بلکه گسلی امتدادلغز راست بر است. نقشه زمین‌شناسی ساده شده و نقشه کواترنری از محدوده در شکل‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

(Talebian and Jackson, 2004). زاگرس چین‌خورده بخشی از محدوده چین-تراست زاگرس است. کمربند چین-تراست زاگرس (ZFTB) به واسطه فروافتادگی دزفول به دو ایالت فارس و لرستان تقسیم می‌شود. تغییرات ساختاری و توپوگرافی باعث تقسیم‌بندی این کمربند به دو قلمرو با روندهای SW NE شده است (Agard et al., 2011). این دو قلمرو به ترتیب عبارتند از:

۱) کمربند چین‌خورده ساده (SFB) تا محدوده خلیج فارس به صورت چین‌هایی با طول موج ۱۰۰ کیلومتر که به صورت نسبتاً منظم ادامه یافته است (Falcon, 1974; Sepehr and Cosgrove, 2004; Mouthereau et al., 2006). این کمربند شامل چندین گسل اصلی پنهان می‌باشد (Berberian, 1995; Leturmy et al., 2010).

۲) زاگرس مرتفع که دارای ارتفاع بیشتری نسبت به کمربند چین‌خورده می‌باشد. گسل اصلی جوان زاگرس یک گسل کواترنری با عملکرد راست‌الغز راست‌بر است که نخستین بار از سوی Tchalenko and Braud (1974) معرفی شد. Hessami (2001) گسل اصلی جوان زاگرس را در نقشه گسل‌های فعال ایران به عنوان گسل کواترنری معرفی کردند و دلیل آن را جابه‌جایی عوارض سطحی کواترنری بیان داشتند. قطعات گسل اصلی جوان زاگرس در 33° تا 35° درجه عرض شمالی واقع شده اند و از جنوب خاور به سمت شمال باختر شامل گسل‌های نهاوند، گارون، صحنه

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از گسل دورود در سطح دشت سیلاخور.



شکل ۲- نقشه کواترنری محدوده مورد بررسی موقعیت نیمرخ‌های با خطوط قرمز رنگ مشخص شده و مثلث‌های قرمز اثر سطحی گسل را نشان می‌دهد.

۳- روش کار

نقطه و نیمرخ ۱۰- شامل ۳۸ نقطه انجام شده که بیشترین مقدار برای مقاومت ویژه ظاهری ۹۸/۵ و کمترین مقدار ۲۴ اهم‌متر برداشت شده است. برداشت‌ها به روش مغناطیس‌سنجی نیز بر روی پنج نیمرخ ۲۰، ۱۰، ۰، ۱۰، ۲۰ به صورت متوالی (Continues) شامل ۰/۷ کیلومتر خطی انجام شد (شکل ۳). بیشترین مقدار برای میدان کل مغناطیسی ۴۷۱۳۵ و کمترین مقدار ۴۷۱۶۱ نانو تسلا برداشت شده است. به منظور تکمیل بررسی‌ها علاوه بر روش‌های مغناطیسی برداشت‌های GPR نیز با استفاده از دو آنتن بدون پوشش ۵۰ و ۱۰۰ مگاهرتز بر روی نیمرخ‌ها ۲۰، ۱۰، ۰، ۱۰، ۲۰ شامل ۱/۵ کیلومتر خطی صورت پذیرفت. تصاویر میدانی مربوط به هر روش در شکل ۴ آورده شده است.

سه روش ژئوفیزیکی شامل مقاومت‌سنجی با دو آرایش دوقطبی- دوقطبی و C.R.P، مغناطیس‌سنجی سزیم و رادار نفوذی GPR جهت مطالعات و جانمایی گسل استفاده گردید. در شکل ۲ موقعیت نیمرخ‌های برداشت شده بر روی نقشه زمین‌شناسی ساده شده کواترنری آورده شده است. ابتدا برداشت‌های ژئوالکتریک با استفاده از روش مقاومت‌سنجی با آرایش دوقطبی- دوقطبی بر روی نیمرخ شماره ۱۰ که شامل ۸۸ نقطه و نیمرخ ۱۰- که شامل ۸۶ نقطه است انجام شد. بیشترین مقدار برای مقاومت ویژه ظاهری ۸۶/۸ و کمترین مقدار ۱۱/۳ اهم‌متر برداشت شده است. در ادامه به منظور تعیین تغییرات جانبی مقاومت زمین برداشت‌های مقاومت‌سنجی با آرایش C.R.P با مشخصات $OA=50m$ و $MN=20m$ بر روی نیمرخ شماره ۱۰ شامل ۳۷



شکل ۳- موقعیت مکانی نیمرخ‌های برداشت در محدوده مورد بررسی جهت دید به سمت شمال.



شکل ۴- سه روش ژئوفیزیکی استفاده شده: الف) مغناطیس‌سنج سزیم؛ ب) ژئوالکتریک RS؛ ج) رادار نفوذی GPR.

۴- بحث و بررسی

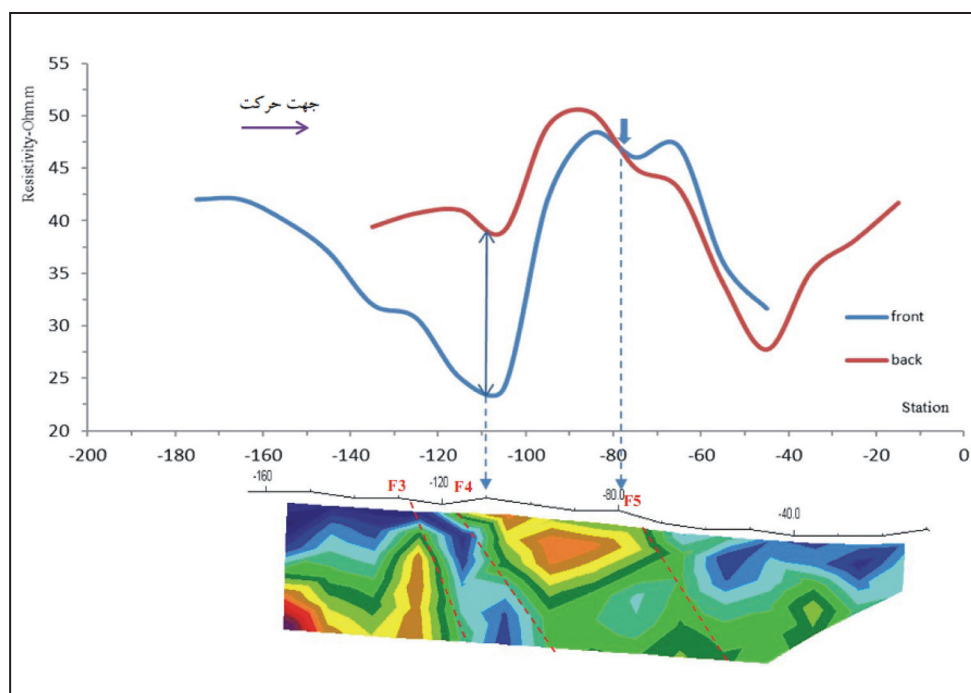
۴-۱. روش‌های ژئوالکتریک

ژئوالکتریک به عنوان یکی از قدیمی‌ترین و پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی، یکی از ابزارهای شناسایی ساختارهای زیرسطحی می‌باشد و به طور کلی شامل مطالعه زمین توسط اندازه‌گیری مقاومت الکتریکی لایه‌ها با استفاده از وسایل مناسب و به‌کارگیری تکنیک‌های به خصوص در سطح زمین برای تشخیص لایه‌بندی و ساختارهای زیرسطحی و اهداف از پیش تعیین شده می‌باشد. به علاوه، موفقیت روش‌های ژئوالکتریکی، وابسته به وجود تفاوت در ویژگی‌های فیزیکی مواد زیرسطحی با محیط‌های دربرگیرنده آنهاست. ایده بررسی‌های ژئوالکتریک در حدود سال‌های دهه ۱۸۰۰ ارائه شد. روش برداشت مقاومت ویژه الکتریکی که توسط ایجاد جریان (جریان متناوب با فرکانس کم) در داخل زمین در بین الکترودها صورت می‌گیرد؛ بهترین روش جهت متمایز کردن لایه‌های زیر زمین از نظر مقاومت ویژه و ضخامت آنها می‌باشد و همچنین به خاطر قابل حمل بودن ابزار مورد استفاده و ساده و مقرون به صرفه بودن داده‌ها، یکی از قدرتمندترین روش‌های اکتشافی می‌باشد (Ekine and Osobonye, 1996; Ako and Olorunfemi, 1989; Zohdy et al., 1974; Batte et al., 2008).

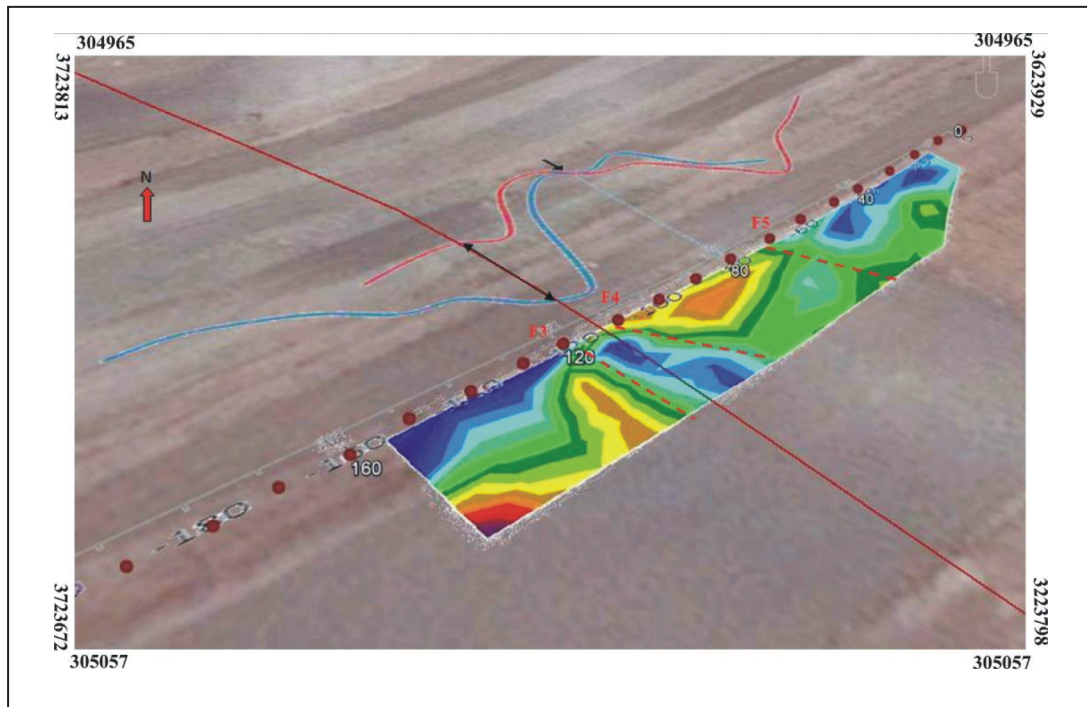
روش سونداژ الکتریکی قائم و نیم‌رخ زنی جهت تعیین عمق ضخامت و مرز لایه‌ها (Bello and Makinde, 2007; Omosuyi and Adeyemo, 2007; Ismail Mohamaden, 2005)، مطالعه آب‌های زیرزمینی، شناسایی کانال‌های مدفون، تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی (Anomohanran, 2015; Meshinchi Asl, 2013) و همچنین شناسایی زون‌های گسلی (Karous and Pernu, 1985) به کار برده شده است. برداشت داده‌ها به روش مقاومت ویژه با استفاده از آرایش دوقطبی-دوقطبی و با فاصله ایستگاهی ۱۰ متر بر روی نیم‌رخ شماره ۱۰ صورت گرفت. در ادامه به منظور تعیین تغییرات جانبی مقاومت زمین برداشت‌های ژئوالکتریک به روش مقاومت‌سنجی با آرایش C.R.P بر روی این نیم‌رخ انجام شد. موقعیت مکانی این نیم‌رخ‌ها را می‌توان در شکل ۳ مشاهده کرد. برداشت مقاومت ویژه الکتریکی با آرایش دوقطبی-دوقطبی و پرش ۱۰ متر، با ۸ پرش برای الکترودهای پتانسیل شامل ۸۶ نقطه بر روی این نیم‌رخ نیز صورت پذیرفت. با توجه به اینکه تعداد نیم‌رخ‌های

برداشت شده زیاد بود به‌عنوان نمونه نیم‌رخ شماره ۱۰ در این پژوهش بررسی شد. در شکل ۵ مدل معکوس مقاومت ویژه نیم‌رخ شماره ۱۰، با اعمال تصحیح توپوگرافی نمایش داده شده است. در این مدل بخش‌هایی به صورت خط چین ارائه شده که از اولویت‌های اصلی همبری و یا گسل احتمالی می‌باشند. پس از تلفیق نتایج حاصل از برداشت مقاومت‌سنجی با نتایج حاصل از سایر روش‌ها، مناطقی که از نظر مکانی انطباق بیشتری با یکدیگر داشته باشند با احتمال بیشتری معرفی می‌گردند. در این مدل بخش‌هایی با مقاومت بالا و بخش‌هایی نیز با مقاومت پایین قابل تشخیص بود که قرار گرفتن این دو بخش در کنار یکدیگر نشان‌دهنده همبری و یا گسل احتمالی در آن بخش است. بخش‌های مقاوم در سه منطقه مشاهده می‌شود. یکی از این مناطق از ایستگاه ۱۶۰- شروع شده است و تا ایستگاه ۱۲۰- ادامه دارد. این بخش را می‌توان از عمق ۱۵ و ۱۰ متری تا اعماق بیشتر مشاهده کرد. همچنین بخش کم مقاومتی بین دو ایستگاه ۱۲۰- و ۱۱۰- قرار گرفته که این بخش از سطح زمین تا اعماق بیشتر ادامه پیدا می‌کند. بخش مقاوم دیگری بین دو ایستگاه ۱۰۰- تا ۷۰- از سطح زمین تا عمق ۱۰ متری قابل مشاهده است. بین ایستگاه‌های ۶۰- تا ۲۰- بخش کم مقاومتی از سطح زمین تا عمق ۱۰ متر دیده می‌شود. مناطقی به عنوان همبری و یا گسل احتمالی است که با نمادهای F3، F4 و F5 مشخص شده‌اند.

در نمودار C.R.P. نیم‌رخ شماره ۱۰، منحنی‌های جلو و عقب در نزدیک ایستگاه ۸۰- و در ایستگاه ۱۱۰- به سبب اختلاف زیاد مقاومت دو منحنی یکدیگر را قطع کرده‌اند در نتیجه می‌توانند به‌عنوان بخش‌های مستعد وجود همبری و یا گسل احتمالی باشند. در شکل ۵ تطبیق منحنی C.R.P. با مقطع دوبعدی مقاومت ویژه و نیز تطبیق بخش‌های مستعد همبری و یا گسل احتمالی دیده می‌شود. شکل ۶ تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P. و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه نیم‌رخ شماره ۱۰ را بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث نشان می‌دهد. همان‌طور که در نتایج حاصل از برداشت دوقطبی-دوقطبی و C.R.P. مشخص گردید، مناطقی بین ایستگاه‌های ۱۱۰- تا ایستگاه ۱۲۰- و همچنین بین ایستگاه‌های ۷۰- تا ۸۰- از مناطق مستعد همبری و یا گسل احتمالی می‌باشند. این مناطق در ادامه با نتایج حاصل از روش‌های مغناطیس‌سنجی و GPR مقایسه خواهد شد.



شکل ۵- تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P. و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه بر روی نیم‌رخ شماره ۱۰ (جهت حرکت از جنوب باختر با شمال خاور).



شکل ۶- تلفیق نمودار حاصل از پیمایش C.R.P. و مقطع دوبعدی مقاومت ویژه نیمرخ شماره ۱۰- بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث (جهت دید به سمت شمال).

۴-۲. مغناطیس‌سنجی و رادار نفوذی GPR

هدف از مغناطیس‌سنجی، مطالعه و بررسی زیرسطحی زمین بر اساس آنومالی‌های میدان مغناطیسی زمین است که این آنومالی‌ها ناشی از خصوصیات مغناطیسی سنگ‌های واقع شده در درون زمین می‌باشند. مغناطیس‌سنجی دارای کاربردهای وسیع و فراوانی دارد. این مطالعات در مقیاس کوچک مثل مطالعات مهندسی و باستان‌شناسی جهت شناسایی اشیای فلزی مدفون، تا سنجش‌های مغناطیسی در مقیاس بزرگ جهت مطالعات ساختارهای زمین‌شناسی ناحیه‌ای به کار برده می‌شود (مشهدی، ۱۳۹۵).

روش اویلر دیکنولوشن، روشی سریع برای تفسیر داده‌های میدان پتانسیل است. در صورتی که مقدار صحیحی از شاخص ساختاری مربوط به هندسه توده سبب شونده، انتخاب و در معادله اویلر استفاده شود، این روش به راحتی می‌تواند تخمین صحیحی از عمق آنومالی مورد نظر ارائه کند. اساس این روش بر مبنای معادلات دیفرانسیل جزئی اویلر بنا شده که با معرفی کمیتی به نام شاخص ساختاری می‌توان موقعیت توده‌ها را به کمک اندازه‌گیری میدان پتانسیل در روی یک نیمرخ یا نقشه و با تقسیم آنها به پنجره‌های اندازه‌گیری متوالی به دست آورد. هر پنجره تخمینی از عمق و موقعیت افقی توده ارائه می‌کند. استفاده صحیح از این روش مستلزم آگاهی از شکل توده زیرسطحی است که با انتخاب شاخص برای توده مورد مطالعه صورت می‌گیرد. در صورت عدم دقت در انتخاب شاخص ساختاری، در صورتی که شاخص ساختاری بزرگتر انتخاب شود، میزان عمق تخمینی بیشتر است و برعکس هر چه شاخص ساختاری کوچک تر باشد، باعث کاهش میزان عمق تخمینی خواهد شد (Reid et al., 1990).

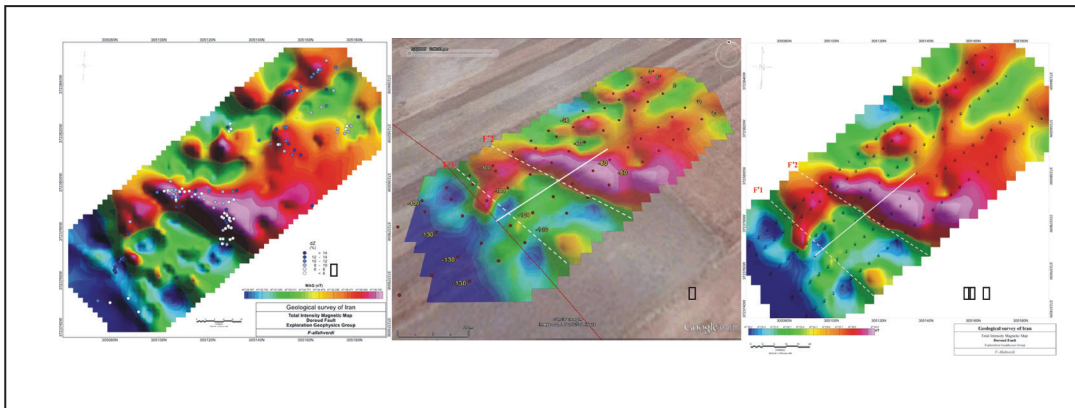
رادار نفوذی GPR یک روش پیشرفته و غیرمخرب ژئوفیزیکی است که به طور وسیع در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای و عمدتاً در مناطق جنگلی و با شرایط دشوار مثل مناطق شهری تا عمق ماکزیمم ۱۵۰ متر مورد استفاده قرار می‌گیرد. نتایج معمولاً به صورت مقاطع زیرسطحی از زمین نمایش داده می‌شود. یک روش پرکاربرد است که پالس‌های الکترومغناطیسی را از طریق انتهای قرار گرفته در سطح به داخل زمین می‌فرستد و یک پالس را که از برخورد با لایه‌های درون زمین ایجاد می‌شود دریافت می‌کند و به وسیله آن تصویری از زیر زمین نمایش می‌دهد.

برداشت‌ها به روش مغناطیس‌سنجی نیز بر روی پنج نیمرخ ۲۰، ۱۰، -۱۰، ۰، ۱۰ و ۲۰ به صورت متوالی (Continues) شامل ۰/۷ کیلومتر خطی انجام شد. بیشترین مقدار برای میدان کل مغناطیسی ۴۷۱۳۵ و کمترین مقدار ۴۷۱۶۱ نانو تسلا برداشت شده است. در شکل ۷- الف نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه ارائه گردیده است. در این نقشه دو بخش با نماد F'1 و F'2 از اولویت‌های اصلی حضور همبری و یا گسل احتمالی می‌باشند. لازم به ذکر است که یک گسل معمولاً از یک شیار مستقیم و مرتب تشکیل نشده و شامل ناحیه‌ای با تغییر شکل‌های پیچیده زمین بوده که به عنوان زون گسلی شناخته شده است. تشخیص اثر همبری و یا اثر گسل احتمالی از روی نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی به سادگی امکان‌پذیر نیست و داشتن اطلاعات زمین‌شناسی از منطقه می‌تواند کمک زیادی در این زمینه باشد. در این منطقه بخشی که بین ایستگاه‌های ۹۰- و ایستگاه ۱۱۰- و خط‌چین‌های F'1 و F'2 محصور شده است. می‌تواند به عنوان منطقه گسلی باشد. نتایج حاصل از برداشت مقاومت ویژه الکتریکی بر روی دو نیمرخ ۱۰- و ۱۰- نیز منطقه‌ای بین ایستگاه‌های ۸۰- و ۱۲۰- به عنوان منطقه گسلی مشخص گردید که نشان‌دهنده همخوانی نتایج حاصل از روش مقاومت ویژه الکتریکی با نتایج حاصل از روش مغناطیس‌سنجی است. در شکل ۷- ب می‌توان جانمایی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی در منطقه شماره ۱ را بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث این منطقه مشاهده کرد. عمق تقریبی این بی‌هنجاری‌ها با استفاده از نقشه استاندارد اویلر قابل دستیابی است. در این نقشه هر چه عمق بی‌هنجاری‌ها بیشتر باشد رنگ آبی دایره‌های تیره‌تر می‌شود (شکل ۷- ج). گسل‌های F'1 و F'2 این روش با گسل‌های شناسایی شده به روش مقاومت ویژه با نمادهای F3 و F4 همخوانی نشان می‌دهند. به منظور تکمیل بررسی‌ها علاوه بر دو روش قبل از برداشت‌های GPR نیز بر روی ۵ نیمرخ از این شبکه با فاصله ۱۰ متر از یکدیگر و با استفاده از آنتن‌های ۵۰ و ۱۰۰ مگاهرتز غیرپوششی انجام شد. نتایج حاصل از برداشت با آنتن ۱۰۰ مگاهرتز ارائه می‌گردد. در شکل ۸ مقطع عمقی این نیمرخ شماره ۰ به عنوان نمونه آورده شده است. بر روی مقاطع عمقی این نیمرخ بین ایستگاه‌های ۱۰۰- تا ۱۱۰- نشانه‌هایی از یک انفصال و بریدگی لایه‌های زیرین دیده می‌شود که عمق تقریبی آنها با کمی تفاوت در هر

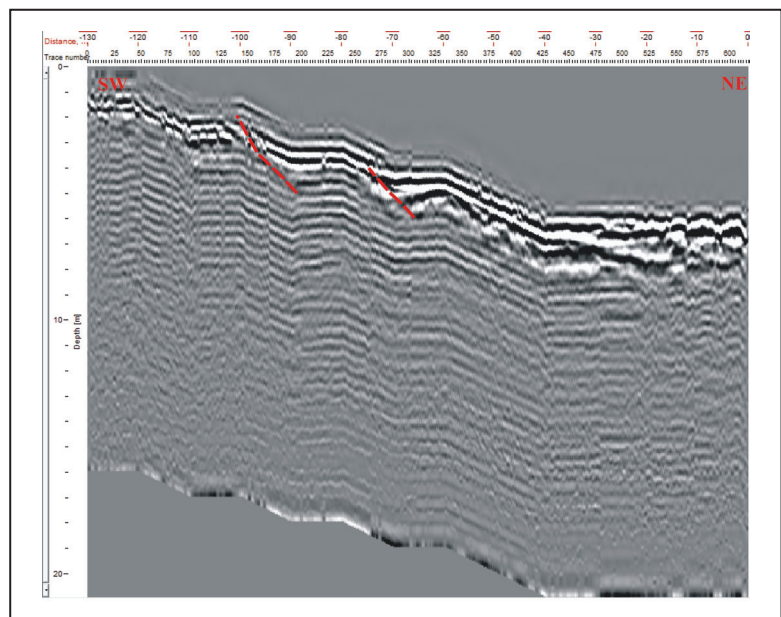
با خط چین‌های قرمز مشخص شده‌اند، به ترتیب منطبق بر دو گسل F4 و F2 و دو گسل F3 و F1 دانست.

وجود افزازهای در سطح دشت با آرایش منظم می‌تواند نشان از وجود شاخه‌های گسلی از گسل دورود داشته باشد که در شکل ۹ نمونه‌ای از افزاز گسلی آورده شده است، همچنین این گسل با سازوکار راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه شیب‌لغز نرمال و شاخه‌های مرتبط با آن می‌تواند ساختار گل منفی را در سطح دشت ایجاد نماید که مدل شماتیک آن در شکل ۱۰ آورده شده است.

نیمرخ بین ۱ تا ۵ متر است. این ناپیوستگی شاید به خاطر نرخ بالای رسوبگذاری منطقه و نوع رسوبات مخروط‌افکنه‌ای آنها موجب گردیده است که گسل لایه‌های سطحی را تحت تأثیر قرار ندهد. البته با توجه به مطالعات پیشین انجام گرفته در منطقه گسل در سطح دشت بخصوص در محدوده مورد مطالعه رخنمون سطحی ندارد که آثار وجود گسل شواهد مورفوتکتونیکي همچون افزاز گسلی، رشد چین و تغییر در مسیر رودخانه می‌باشد. با مقایسه نتایج حاصل از پیمایش GPR و نتایج حاصل از دو روش قبلی، می‌توان منطقه گسلی را بین ایستگاه‌های ۱۱۰- تا ۱۲۰- و ۷۰- تا ۸۰- که



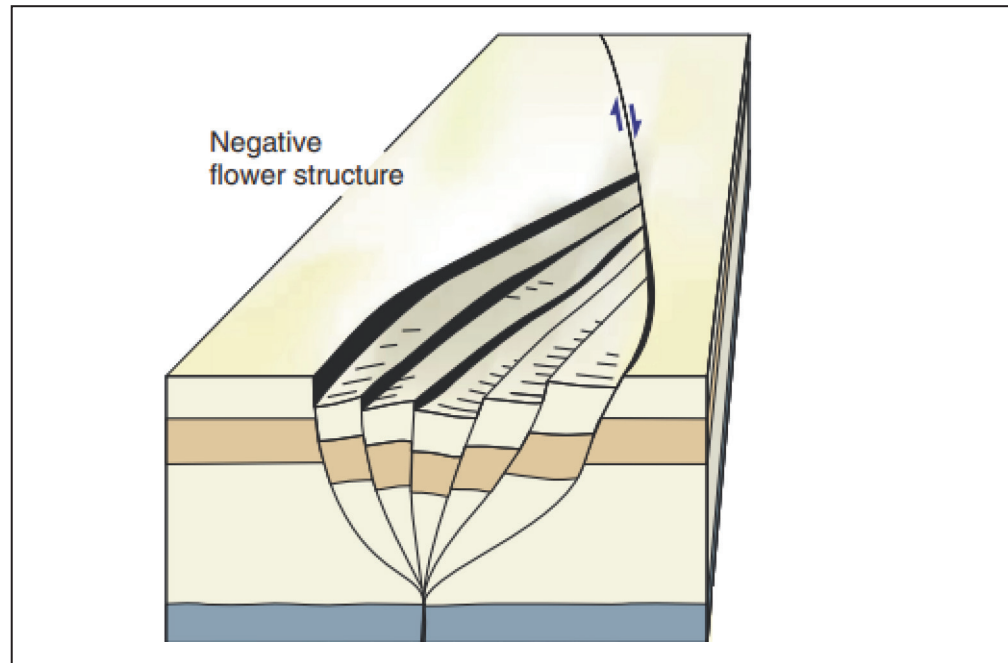
شکل ۷- الف) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی؛ ب) نقشه شدت کل میدان مغناطیسی بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث از منطقه (خط‌چین سفید رنگ همبری و یا گسل احتمالی و خط سفید محل ترانسه است)؛ ج) نقشه استاندارد اوپلر.



شکل ۸- مقطع عمقی ایستگاه ۱۳۰ تا ۱۰۰- با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی مربوط به نیمرخ ۰ محل ناپیوستگی با دایره قرمز نشان داده شده است.



شکل ۹- دو شاخه گسلی که در مطالعات ژئوفیزیک شناسایی شده است.



شکل ۱۰- ساختار گل منفی تشکیل شده در امتداد گسل‌های امتداد لغز که در شرایط کششی تشکیل می‌شوند (Fossen, 2010).

۵- نتیجه‌گیری

دشت با آرایش منظم مشاهده شده است. این محدوده از گسل با توجه مطالعات پیشین طی زمین لرزه ۱۹۰۹ شواهد گسیخت سطحی و جابه‌جایی قائم ۱ متری تا چند کیلومتری محدوده مورد بررسی گزارش شده بود و طی زمین لرزه ۲۰۰۶ به سطح نرسیده و جابه‌جایی مرتبط با این رخداد در عمق صورت گرفته است. فرض بر این بود که گسل در این محدوده به سطح نرسیده است و نتایج این پژوهش تأیید کننده این موضوع می‌باشند. وجود شاخه‌های گسلی و گسترش آنها به سمت دشت و همچنین توزیع داده‌های لرزه‌ای در سطح دشت، می‌تواند دلالت بر این موضوع داشته باشد که شاخه‌های گسلی گسل دورود می‌توانند توانایی لرزه‌ای داشته باشند و مهاجرت لرزه‌ای خواهند داشت. بر این اساس منطقه از نظر خطر زمین لرزه‌های بعدی به عنوان پرخطرترین بخش از گسل با توجه به تراکم جمعیتی بالا خواهد بود.

وجود نهشته‌های جوانی که در اثر گسلش بریده شده‌اند و همچنین کمتر بودن ارتفاع افزایش‌های گسلی نشان از جوان و فعال بودن آن دارد. در این مکان افزایش گسلی که در تمامی نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث به‌عنوان خط اثر گسل مشخص شده است، به منظور تأیید و یا رد این مطلب نتایج مطالعات ژئوفیزیکی به‌دست آمده مورد تحلیل قرار گرفت. دو گسل احتمالی در منطقه وجود دارد. نتایج GPR نیز وجود این دو گسل را در زیر رسوبات نشان می‌دهد که با شواهد بهم‌ریختگی در طبقات زیرین و مورفولوژی تپه ماهوری از رشد چین قابل پیگیری است. شاید نرخ رسوبگذاری سریع در منطقه باعث پنهان ماندن گسل در بین طبقات آبرفتی کواترنری شده است. طبق نتایج و تحلیل‌های صورت گرفته گسل دورود در محدوده دشت سیلاخور شامل مجموعه گسلی با آرایش تقریباً موازی می‌باشد که در مشاهدات صحرایی افزایش‌های در سطح

کتابنگاری

- حیدری، ر. و میرزائی، ن.، ۱۳۸۸- الگوی لرزه زمین ساخت گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۳، ص. ۸۳ تا ۹۶.
- زند سلیمی، آ.، ۱۳۸۸- بررسی علل احتمالی عدم رخنمون گسل‌های تراسی و زمین لرزه‌های پنهان مربوط به آنها در منطقه زاگرس، دانشگاه شیراز، ۱۶۲ ص.
- کمالی، ز.، هیهات، م. م.، نظری، ح. و خطیب، م. م.، ۱۳۹۷- تحلیل ناهمسانی جنبشی گسل دورود (جنوب‌باختر ایران)، با استفاده از فرکتال، کرنل و شواهد ریخت‌زمین‌ساختی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰۹، ص. ۹ تا ۱۹.
- مشهدی، س. ر.، ۱۳۹۵- نگاهی بر مغناطیس‌سنجی و کاربردهای آن، فصلنامه علمی، تخصصی مهندسی معدن، شماره ۳۷، ص. ۲۷ تا ۴۰.

References

- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process, *Geology Magazine* 1-34.
- Ako, B. D. and Olorunfemi, M. O., 1989- Geoelectric survey for Groundwater in the Newer Basalts of Vom Plateau Stat. Nig. *J. Min. Geol.* 25. 247- 450.
- Anomohanran, O., 2015- Science Direct Hydrogeophysical and hydrogeological investigations of groundwater resources in Delta Central. Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 102. 247-253.

- Batte, A. G., Muwanga, A., Sigrist, P. W. and Owor, M., 2008- Vertical electrical sounding as an exploration technique to improve on the certainty of groundwater yield in the fractured crystalline basement aquifers of eastern Uganda, *Hydrogeol Journal*.16. 1683–1693.
- Bello, A. and Makinde, V. 2007- Delineation of the Aquifer in the South-Western Part of the Nupe Basin, Kwara State. Nigeria. *Journal of American Science*. 3(2): 36-44.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*241:193- 224.
- Berberian, M., 2014- Earthquakes and coseismic active faulting on the Iranian, *Developments in earth surface processes*. 17: 616.
- Ekine, A. S. and Osobonye, G. T., 1996- Surface Geoelectric sounding for the determination of Aquifer characteristics in parts of Bonny local government area of River State. Nigeria *Journal Physical*, 8. 93-97.
- Falcon, N., 1974- Southern Iran: Zagros Mountains. In *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies* (Ed. A. M. Spencer). Geological Society of London, Special Publication 4:199-211.
- Fossen, H., 2010- *Structural Geology*. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York, pp. 610.
- Hessami, K., 2001- Active Faults Map in Iran, International Seismology and Earthquake Engineering Institute, Tehran.
- Ismail Mohamaden, M. I., 2005- Electric resistivity investigation at Nuweiba Harbour Gulf Aqaba, South Sinal. Egypt. *Egyptian Journal Aquatic Research*. 31: 57-68.
- Karous, M. and Pernu, T. K., 1985- Combined sounding profiling resistivity measurements with the three electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 33. 447- 459.
- Leturmy, P., Molinaro, M. and Frizon de lamotte, D., 2010- Structure, timing and morphological signature of hidden reverse basement faults in the Fars Arc of the Zagros (Iran). In *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic* (Eds P. Leturmy and C. Robin). Geological Society of London, Special Publication 330:121-38.
- Mirzaei, N., 2003- The most recent period of seismic activity in Dinavar segment of Main Recent Fault, Zagros mountains of western Iran, IUGG 2003, Suppro, Japan, Abstracts, P. B466.
- Meshinchi Asl, M., Jalal Pour, H. and Mehramuz, M., 2013- Detection of faults position and possible crushed zones by using electrical resistivity and microgravity methods. Application to the Lar Dam area. Iran. *Arabian Journal of Geosciences*. DOI: 10.1007/s12517- 013-1214-1219.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006- The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modeling, *Geophysical Journal International*165: 336-56.
- Omosuyi, G. O. and Adeyemo, A., 2007- Adegoke. Investigation of groundwater prospect using electromagnetic and geoelectric sounding at Afunbiowo. near Akure. Southwestern Nigeria. *Pacific Journal of Science and Technology*, 8: 172-182.
- Ramiez-Heerea, M. T., 1998- Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graban, Mexican Volcanin belt. *Earth surface process and land forms*. 23.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. and Somerton, I. W., 1990- Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution, *Geophysics*, 55: 80-91.
- Sepahvand, M. R., Yaminifard, F., Tatar, M. and Abbassi, M. R., 2012- Aftershocks study of the 2006 Silakhur earthquake (Zagros, Iran): seismological evidences for a pull-apart basin along the Main Recent Fault, Doroud segments, *Journal Seismology* 16: 233–251.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology* 21: 829-843.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophysical Journal International* 156: 506-526.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J., 1974- Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33° and 35°N. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*., 227, 1-25.
- Zohdy, A. A. R, Eaton, G. P. and Mabey, D. R., 1974- Application of surface geophysics to investigations. USGS Techniques of Water Resource Investigations. Book 2. Chap. D. 116.

Detection hidden fault Dorud (Southwestern Iran) region Silakhor plain using by studies geophysical

Z. Kamali^{1*}, H. Nazari², A. Fazeli oladi³, F. Allahverdi⁴, M. A. Shokri⁵, F. Jafari⁴ and H. Iranshahi⁴

¹Ph. D. Student, General Geological Survey and Mineral Explorations of Lorestan, Khoramabad, Iran

²Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³M.Sc., General Manager Geological Survey and Mineral Explorations of Lorestan, Khoramabad, Iran

⁴M.Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁵M.Sc., Geological Survey and Mineral Explorations of Gilan, Rasht, Iran

Received: 2018 March 26

Accepted: 2019 April 16

Abstract

The Dorud fault, as one of the most important seismic in segments of Zagros main recent fault, near the Arjng area it have northwest-southeast trend and continuity extended in Boroujerd area. The third fragment of this fault was designed to study the fault and the effect of faults along Silakhor plain towards Boroujerd using two methods of pseudo-seismic and geophysical surveys. Geophysical impressions in 5 profiles, and three resistivity, magnetometric and radionuclide parallel profile and parts of one profile were performed. After the completion of field operations and data acquisition, GPR and magnetometer data were final processed in Radexplorer and Geosoft software's, respectively and with combining them in PA software, clearer interpretation of the subsurface structures, especially faults and discontinuities area were obtained. Among these, the F1 fault was considered as the main fault and F2 was the branching branch of the faulty branching out of it. For this reason, the Dorud fault in this range is a fault zone with branching fissures branching out to the northeast. This fault zone is located at the level of Silakhor plain with a length of several tens of kilometers, a variable height between 50 cm and 7 meters and with approximate dip 60-75 degree toward the northeast. All of these fault branches have a mechanism and according to their normal slip component, they have created a tensile zone at the surface of the northeast plain.

Keywords: Dorud fault, Ground penetrating radar (GPR), Resistivity, Fault zone.

For Persian Version see pages 269 to 276

*Corresponding author: Z. Kamali; E-mail: zahrakamali84@gmail.com