

تشخیص و تخمین عمق خطواره‌ها در شمال غرب شهرستان ایرانشهر با استفاده از داده‌های مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد

محدثه عبداللهی^۱، علیرضا عرب‌امیری^{۲*}، ابوالقاسم کامکار روحانی^۳، علی نجاتی کلاته^۴ و محمدرضا اخوان اقدم^۳

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲. دانشیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۳. کارشناس ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

(دریافت: ۹۷/۳/۲۲، پذیرش نهایی: ۹۷/۷/۳)

چکیده

روش‌های مختلفی جهت شناسایی و همچنین تخمین عمق بی‌هنجاری‌های مدفون در روش مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد وجود دارد. در پژوهش حاضر، با استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد برداشت شده در منطقه‌ای حوالی ۱۲۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان ایرانشهر، به تشخیص خطواره‌های مغناطیسی با اعمال فیلترهایی نظیر برگردان به قطب، مشتق افقی مرتبه اول، فیلتر زاویه تیلت و سیگنال تحلیلی بر روی این داده‌ها پرداخته شد. همچنین با استفاده از روش واهمامیخت اولر، تخمین عمق این خطواره‌ها در این منطقه انجام شده است. سپس نتایج به دست آمده از روش مغناطیس هوابرد با نتایج حاصل از مطالعات الکترومغناطیس هوابرد مربوط به فرکانس‌های ۹۰۰، ۷۲۰۰ و ۵۶۰۰۰ هرتز، مقایسه و همچنین یافته‌های حاصل از این دو روش با اطلاعات زمین‌شناسی منطقه، اعتبارسنجی شده است. مطالعات انجام شده منجر به شناسایی حدود ۲۲ خطواره مغناطیسی در منطقه شد که براساس نتایج اعتبارسنجی، ۴ خطواره منطبق بر گسل‌های اصلی منطقه می‌باشند. این گسل‌ها دارای روند تقریبی شمال شرق-جنوب غرب هستند. میانگین عمق تقریبی گسل‌های تشخیص داده شده به وسیله اعمال روش واهمامیخت اولر بر روی داده‌های مغناطیس سنجی در حدود ۲۰۰-۱۰۰ متر تخمین زده شده است.

واژه‌های کلیدی: واهمامیخت اولر، مغناطیس هوابرد، الکترومغناطیس هوابرد، برگردان به قطب، مشتقات افقی مرتبه اول، سیگنال تحلیلی.

۱. مقدمه

گسل خورده، شناخت دقیق روندهای زمین‌ساختی و ... حائز اهمیت است. از آنجایی که گسل خوردگی لزوماً بر روی سطح آشکار نمی‌شود، از مطالعات ژئوفیزیکی برای شناسایی آنها استفاده می‌شود. از میان این مطالعات، بررسی‌های مغناطیسی هوابرد از اهمیت بیشتری برخوردارند، زیرا این بررسی‌ها به وسیله رسوبات سطحی چندان تحت تأثیر قرار نمی‌گیرند. به همین دلیل از بررسی‌های مغناطیسی هوابرد برای شناسایی مناطق زیر سطحی که پوشیده از رسوبات کواترنری هستند، استفاده می‌شود (آمارا، ۲۰۱۶). شناسایی این ویژگی‌های زمین‌شناسی نظیر گسل و دایک و مرزهای لیتولوژیکی از طریق شناخت ناپیوستگی‌های داده‌های میدان پتانسیل

تعیین محل مرز ساختارهای زمین‌شناسی و محل برخورد آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و جزء مسائل مهم در مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی می‌باشد. T این مرزها در بیشتر موارد و نه همیشه، گسلی هستند. گسل‌ها، شکستگی‌هایی در پوسته زمین با تغییر شکل‌های قابل ملاحظه‌اند و حضور گسل در یک منطقه نشانگر وجود جابه‌جایی‌هایی است که به صورت آرام یا ناگهانی در طول آن رخ داده است. حضور گسل‌ها نشان دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی نیز می‌باشند، بنابراین مطالعه آنها در مواردی مانند بررسی لرزه‌خیزی (در ارتباط با طرح‌های شهرسازی و عمرانی)، بررسی پتانسیل‌های معدنی (کانی‌زایی‌های مرتبط با شکستگی‌ها و نواحی

شامل لبه و مرز، امکان‌پذیر است (آیکن و بتس، ۲۰۰۹؛ دوفرچو و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۵؛ آمارا، ۲۰۱۶؛ هورکس و همکاران، ۲۰۱۸؛ بلکلی و سیمسون، ۱۹۸۷؛ کوپر و کاون، ۲۰۰۶؛ هولدن و همکاران، ۲۰۱۲) و تشخیص آنها به تفسیرهای ساختاری و چینه‌شناسی کمک می‌کند. در سال‌های اخیر استفاده از روش‌های مختلف تشخیص لبه از طریق داده‌های میدان پتانسیل مانند داده‌های مغناطیس‌سنجی برای شناخت خطواره‌ها و ساختارهای گسلی پنهان، به‌منظور تهیه نقشه‌های سامانه گسلی مناطق مختلف رواج یافته، که با بررسی‌های مربوط به بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، گسل‌های زبرزمینی که فاقد رخنمون سطحی هستند را شناسایی می‌کنند (لیبرتی و همکاران، ۲۰۰۳؛ خلیل، ۲۰۱۶). از میان این روش‌های تشخیص لبه می‌توان به روش‌هایی مانند استفاده از مشتق افقی مرتبه اول، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت اشاره کرد (بلکلی و سیمسون، ۱۹۸۶؛ بلکلی، ۱۹۹۶؛ نیقیان، ۱۹۷۲). استفاده از روش‌های مختلف تفسیر داده‌های الکترومغناطیس نیز می‌تواند در تعیین میزان صحت اطلاعات به‌دست آمده با روش‌های مختلف تفسیر داده‌های مغناطیسی مفید باشد. این مطالعه با هدف مشخص کردن گسل‌های منطقه‌ای حوالی ۱۲۵ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان ایرانشهر در زیر رسوبات کواترنری به‌کمک داده‌های مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد انجام شده و نتایج این مطالعه نیز با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی منطقه ارزیابی شده است.

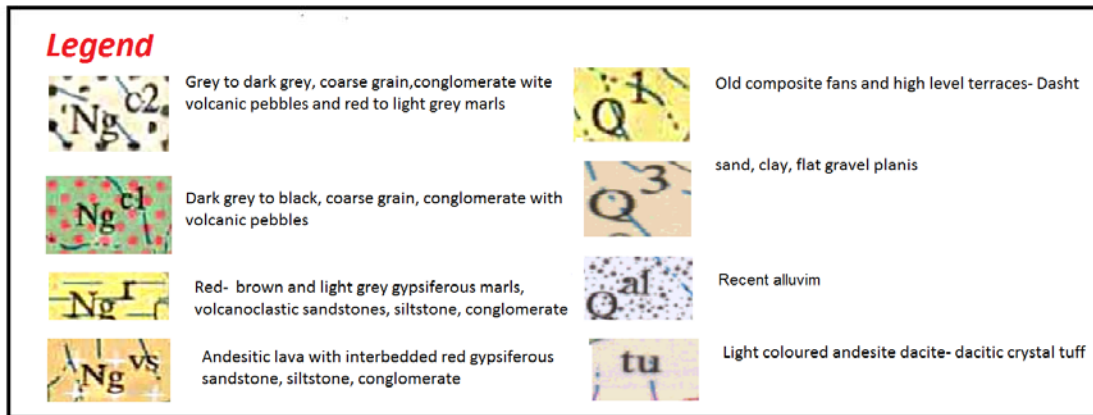
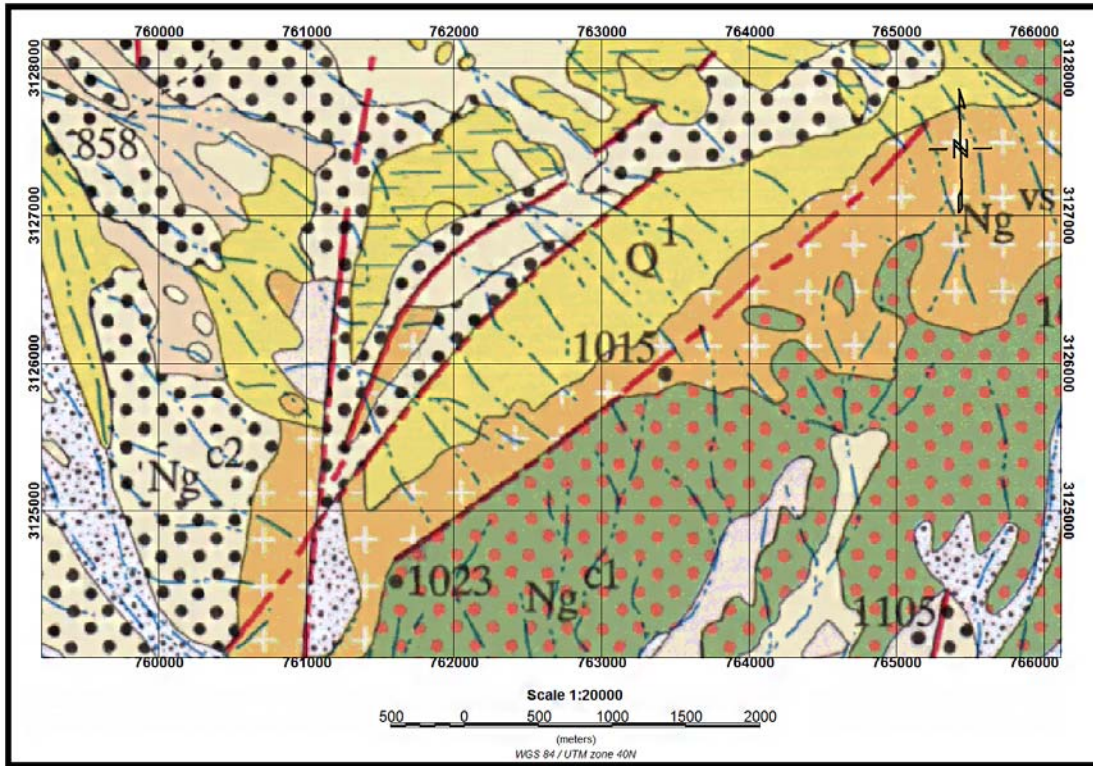
۲. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در قسمت مرکزی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه‌سنگی با مختصات طول‌های جغرافیایی ۱۶۷۲۴۵/۲۳۰ تا ۱۸۲۱۴۹/۵۳ متر و عرض‌های جغرافیایی ۳۱۲۱۹۸۰/۷۳۸ تا ۳۱۳۳۳۳۰/۱۸۳ متر (زون 40N)، در قسمت جنوبی پهنه ساختاری بلوک لوت واقع بوده و از نهشته‌های نئوژن و کواترنر پوشیده شده است (شکل ۱). رسوبات آبرفتی کواترنری به‌دنبال فرسایش و تخریب شدید ارتفاعات و

واحدهای سنگی قبلی به وسعت زیادی در منطقه دیده می‌شود. در کل می‌توان اذعان کرد که در زمان نئوژن یک حوضه رسوبی کم‌عمق با رخساره‌های قاره‌ای وجود داشته، که در زمان کواترنری به رسوبات سطحی تبدیل شده است. منطقه مورد بررسی از نظر اقلیمی جزء مناطق صحرایی و خشک است. همچنین از نظر زمین‌ریخت‌شناسی این منطقه، از رسوبات کنگلومرایی و مارنی تشکیل شده‌است، که دارای روند شمالی-جنوبی هستند. نهشته‌های مارنی نئوژن به‌سبب همراهی با رسوبات تخریبی فرسایش پذیرند و زیر تأثیر فرسایش شدید کویری ناحیه قرار گرفته‌اند. بخش‌های دشت گونه منطقه مورد بررسی دارای نهشته‌های کنگلومرایی پلیوسن پایانی و آبرفت‌های کواترنر است و چهره برجسته مورفولوژی دیده نمی‌شود. رسوب‌های کنگلومرایی دارای شیب ملایم و نزدیک به ۱۵-۲۰ درجه است. این رسوبات سست و در سطح زمین به‌صورت قله‌های پراکنده که بیشتر اجزاء آنها آتشفشانی است، دیده می‌شوند. رسوبات آبرفتی کواترنر دانه درشت‌اند و به‌صورت پادگانه‌هایی که سرتخت آنها افقی است، مشاهده می‌شوند. در بخش‌هایی از ناحیه مورد بررسی پادگانه‌های دانه ریزتری نیز وجود دارند. در نواحی نزدیک به ارتفاعات، شبکه آبراهه‌ها نزدیک به هم و فشرده است و با کاهش شیب و دور شدن از ارتفاعات، شبکه آبراهه‌ها بازر می‌شوند و رسوبات دانه ریزتر به کفه‌های رسی پایان می‌پذیرند. بر اساس مطالعات صورت گرفته، بارزترین ساختارهای تکتونیکی در منطقه شامل چین‌ها و شکستگی‌ها می‌باشند. تنها ساختمان چین‌خورده در منطقه ساختمان تاقدیسی نرمال است، که دارای روند عمومی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری بوده و در برگیرنده مارن‌های ژپسی قرمز، ماسه‌سنگ‌های ولکانوکلاستیک - سیلستون و کنگلومرهای زمان نئوژن و کواترنری است. قسمت اعظم گسل‌های موجود در منطقه گسله‌های فعال هستند، که با روند عمومی شمالی-جنوبی تا شمال‌خاوری-جنوب‌باختری طبقات زمان کواترنری و نئوژن را دربر می‌گیرند. وجود گسله‌های

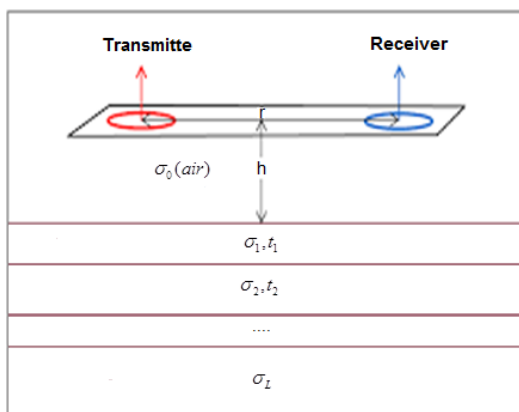
مرکزی بخش شرقی ایران قرار می‌گیرد. عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه بسیار ضعیف بوده و براین اساس می‌توان گفت که منطقه از نظر تکتونیکی بسیار آرام و پایدار می‌باشد (آقائباتی، ۱۳۸۳).

مزدوج در شمال‌خاور ورقه مورد مطالعه در داخل طبقات میوسن و گسله‌های فرعی در شرق ورقه مورد مطالعه از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی، منطقه مورد مطالعه در حوزه ساینموتکتونیک قسمت



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه‌سنگی.

بسامد را نشان می‌دهد، که t_i و σ_i به ترتیب ضخامت و رسانندگی الکتریکی هر یک از لایه‌ها هستند.



شکل ۲. شمایی از پیچ‌های افقی فرستنده و گیرنده برای یک سیستم تک فرکانسی (علیپور و همکاران، ۱۳۹۵).

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه حاصل از برداشت به روش مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۴ با دستگاه DIGHEM5، محصول شرکت فوگرو کشور کانادا، در حوزه بسامد است. این دستگاه شامل ۳ پیچه هم صفحه افقی با فرکانس‌های ۹۰۰، ۷۲۰۰، ۵۶۰۰۰ هرتز و دو پیچه هم‌صفحه قائم با فرکانس‌های ۱۰۰۰ و ۵۵۰۰ هرتز می‌باشد، که فاصله پیچه‌های هم‌صفحه افقی برابر ۸ و هم‌صفحه قائم برابر ۶ متر است. از آنجایی که سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه قائم، بیشینه جفت‌شدگی با توده‌های نازک قائم و عمود بر خط پرواز و سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی، بیشینه جفت‌شدگی با توده‌های نازک افقی و عمود بر خط پرواز را دارند. در این مطالعه به دلیل بررسی گسلش‌های موجود در منطقه یعنی بررسی اختلاف ایجاد شده در لایه‌های افقی، از داده‌های سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی استفاده شده است. همچنین با هدف تفسیر این داده‌ها، روش تبدیل رسانندگی-عمق (CDI) (مکنا و همکاران، ۱۹۹۱) مورد استفاده قرار گرفته است. در این برداشت، داده‌های مغناطیس‌سنجی با یک دستگاه مغناطیس‌سنج سزیم موجود در پرنده با دقتی در حدود یک نانوتسلا برداشت شده است. فاصله خطوط پرواز در این عملیات برابر با

۳. داده‌های مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد

روش‌های الکترومغناطیس هلی‌کوپتری (HEM) حوزه فرکانس و مغناطیس هوابرد از جمله روش‌های سریع و با قدرت تفکیک‌پذیری بالا در برداشت‌های ژئوفیزیکی هوابرد هستند، که در اکتشاف منابع معدنی، آب‌های زیرزمینی و حل مسائل زیست‌محیطی به صورت گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرند (اسدیان و همکاران، ۱۳۹۳). علاوه بر این از این روش‌ها برای ارزیابی سریع ویژگی‌های زمین‌شناختی یک منطقه گسترده نیز استفاده می‌شود. دستگاه‌های جدید الکترومغناطیس چندبسامدی از مجموعه‌هایی از گیرنده‌ها و فرستنده‌های کوچک الکترومغناطیسی همراه با مغناطیس‌سنج، ارتفاع سنج لیزری و GPS که همگی آنها داخل محفظه لوله‌ای شکل به طول ۹ متر به نام پرنده هستند، تشکیل شده‌اند، که معمولاً در ارتفاع ۳۰ تا ۴۰ متری از سطح زمین قرار می‌گیرد و توسط یک کابل با طول حدود ۳۰ متر به هواپیما و یا هلی‌کوپتر متصل است. در این دستگاه‌ها فاصله بین سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده الکترومغناطیسی معمولاً از ۴ تا ۸ متر تغییر می‌کند و داده‌ها در ۴ تا ۶ بسامد از ۲۰۰ تا ۲۰۰۰۰۰ هرتز اندازه‌گیری می‌شوند (عرب‌امیری و همکاران، ۲۰۱۰؛ شیرزادی و اسکویی، ۱۳۸۹؛ اسدیان و همکاران، ۱۳۹۳). به دلیل این که فاصله بین فرستنده و گیرنده نسبت به شعاع فرستنده بسیار بیشتر است، می‌توان سیم‌پیچ فرستنده را یک دوقطبی مغناطیسی فرض کرد. نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده نسبت به هم، باعث ایجاد پیکربندی‌های متفاوت می‌شود، که هر یک به صورت خاصی زمین را مورد بررسی قرار می‌دهند.

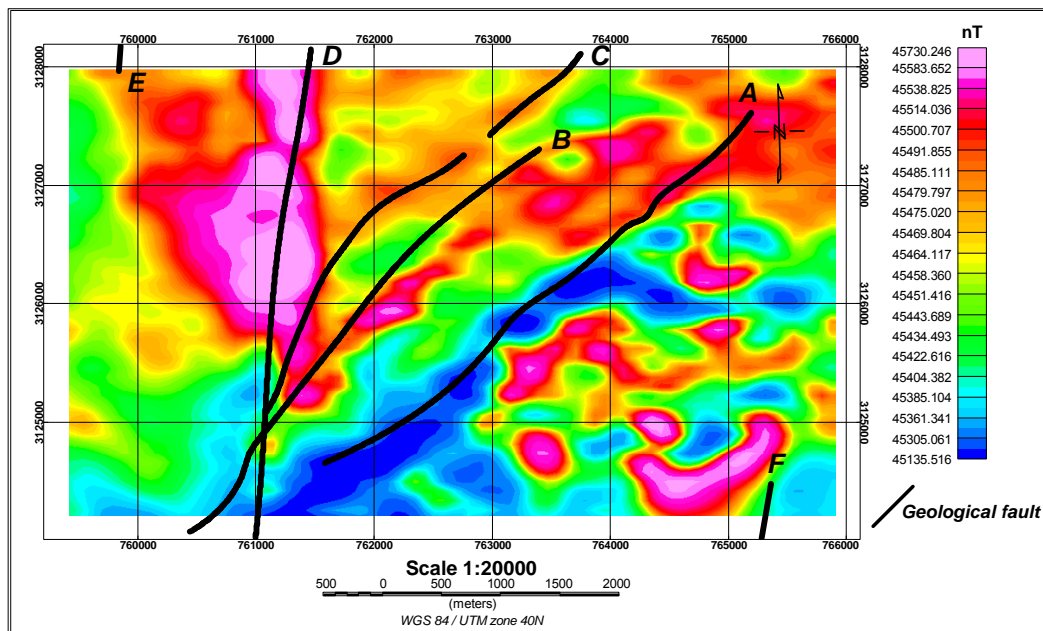
معمول‌ترین نوع این پیکربندی‌ها، آرایش یا پیکربندی هم‌صفحه افقی (Horizontal coplanar) است، که در آن پیچه‌ها یا سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده در یک صفحه افقی قرار دارند و فرستنده به صورت یک دوقطبی قائم در نظر گرفته می‌شود. شکل ۲ هندسه یک دستگاه هم‌صفحه افقی در برداشت‌های الکترومغناطیس‌ی هوابرد حوزه

مغناطیسی را به گونه‌ای تغییر می‌دهد که گویی چشمه مغناطیسی مسبب آن در قطب شمال واقع شده، که بارانوف (۱۹۵۷) از آن به‌عنوان یک تبدیل خطی برای داده‌های مغناطیس‌سنجی یاد می‌کند. شکل‌های ۳ و ۴ نشان‌دهنده نقشه شدت میدان مغناطیسی کل و نقشه آنومالی‌های مغناطیسی برگردان به قطب شده منطقه مورد مطالعه می‌باشد؛ که به‌منظور تشخیص مکان خطواره‌های مغناطیسی، گسل‌های زمین‌شناسی بر روی آن منتقل شده است.

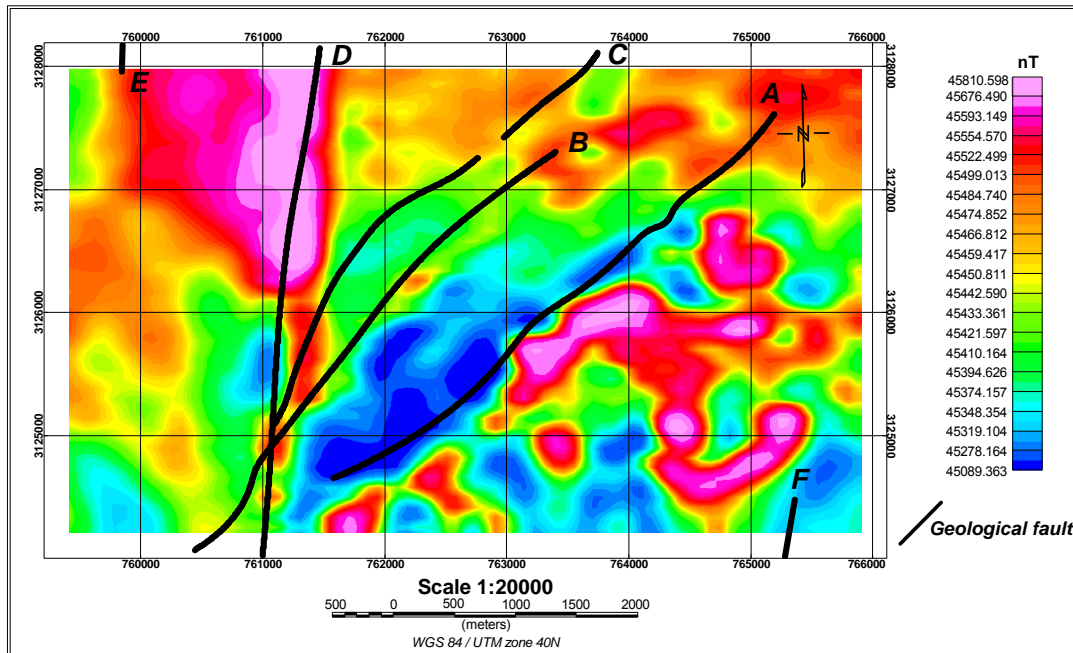
مطابق با شکل ۴ ملاحظه می‌شود که با اعمال فیلتر برگردان به قطب، آنومالی‌های مغناطیسی به سمت قطب شمال متمایل شده‌اند. با توجه به این نکته که در این نقشه‌ها شدت میدان مغناطیسی برابر با صفر، منطبق با مرز ساختارهای مغناطیسی و محل خطواره‌های مغناطیسی است، در این شکل محل قرارگیری گسل A با تطابق بیشتری نسبت به نقشه شدت میدان مغناطیسی کل، بر روی این محل‌ها واقع شده است. در ادامه به‌منظور مطالعه گسل‌ها و خطواره‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه از فیلترهای سیگنال تحلیلی، زاویه تیلت و مشتق افقی توسط نرم‌افزار ژئوسافت استفاده شد.

۴۰۰ متر و فاصله خطوط کنترلی در حدود یک کیلومتر و فاصله زمانی برداشت داده‌ها ۰/۱ ثانیه بوده است. داده‌های مغناطیس‌سنجی برداشت شده پس از اعمال تصحیحات لازم نظیر IGRF، تصحیح روزانه، تصحیح دریافت و... به‌وسیله کارشناسان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در اختیار نگارندگان قرار گرفت.

از آنجا که جهت بردار میدان مغناطیسی در نقاط گوناگون کره زمین به شدت تغییر می‌کند و سبب نامتقارن شدن شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌شود، به‌طوری که پیشینه و کمینه بی‌هنجاری‌ها روی توده‌های مسبب آنها قرار نمی‌گیرد، تفسیر داده‌های مغناطیسی به‌علت تغییرات مکانی بردار مغناطیسی زمین با مشکل روبرو خواهد شد. با هدف ساده‌سازی فرآیند تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، نخستین بار تصحیح برگردان به قطب (RTP) بارانف (۱۹۵۷) ابداع و سپس توسط بارانف و نودی (۱۹۶۴) توسعه یافت. این تبدیل به گونه‌ای است که هم بر روی داده‌های پروفیلی و هم بر روی داده‌های شبکه‌ای قابل اجرا است. تصحیح برگردان به قطب به منزله یک تصحیح استاندارد بر روی داده‌های مغناطیسی پذیرفته شده است (بلکلی، ۱۹۹۶). این روش شکل بی‌هنجاری‌های



شکل ۳. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه، خطوط A تا F گسل‌های استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی منطقه است.



شکل ۴. نقشه آنومالی میدان مغناطیسی برگردان به قطب شده به همراه گسل‌های استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

۴-۱. روش مشتق افقی میدان مغناطیسی

یکی از فیلترهای رایج در تعیین مرز بی‌هنجاری‌های مغناطیسی استفاده از فیلتر مشتق افقی می‌باشد (بلکلی، ۱۹۹۶). این فیلتر توسط فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$THD = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \quad (1)$$

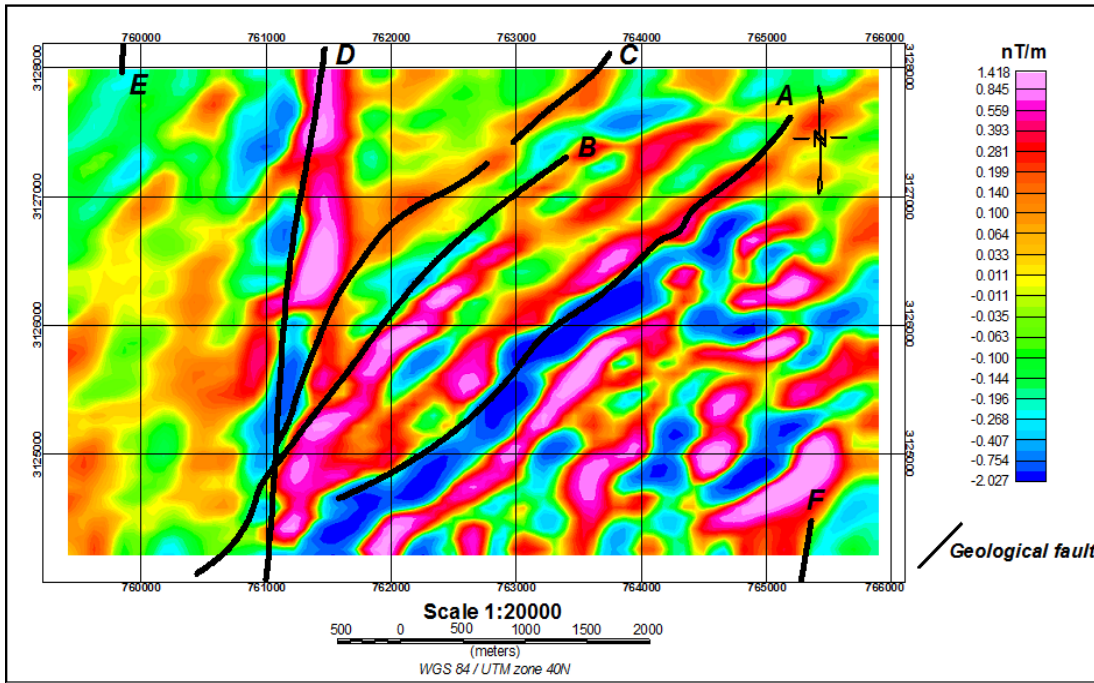
f میدان مغناطیسی برداشت شده است. نتیجه اعمال فیلتر مشتق افقی بر روی داده‌های میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه، در شکل ۵ نشان داده شده است. در این شکل، بیشینه مقدار گرادیان افقی بیانگر مرزهای توده با ساختارهای زمین‌شناسی می‌باشد. در این شکل با انطباق نقشه گسل‌های اصلی منطقه بر روی نقشه مشتق افقی میدان مغناطیسی، انطباق گسل‌های A و D و Tاحدودی B و C با روند بیشینه میدان مغناطیسی قابل اثبات است.

۴. روش‌های مورد استفاده برای تشخیص گسل‌ها و

خطواره‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه

مشخص کردن موقعیت و عمق یک ساختار مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی به گونه‌ای است که باید محل برخورد مرز توده‌های مغناطیسی با یکدیگر مشخص شود. این موضوع با تعریف یک تابع میدان مغناطیسی انجام می‌شود، که در محل برخورد ساختارهای مغناطیسی مقدار آن بیشینه (مشتق افقی و سیگنال تحلیلی) و یا صفر (زاویه تیلت) باشد. برای حل این مسأله توابع بسیاری تعریف شده‌اند، که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

الف) روش مشتق افقی (کوردل و گراچ، ۱۹۸۵؛ بلکلی و سیمسون، ۱۹۸۶؛ ما، ۲۰۱۳)، ب) روش دامنه سیگنال تحلیلی (نبیقان، ۱۹۷۲؛ روئست و همکاران، ۱۹۹۲؛ خلیل، ۲۰۱۶)، ج) زاویه تیلت (میلر و سینگ، ۱۹۹۴؛ وردازکو و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاسترو و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۵. نقشه مشتق افقی بر روی داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه به همراه گسل‌های استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

تعیین می‌شود (امیرپور اصل میاندوآب، ۱۳۹۴). با اعمال روش سیگنال تحلیلی بر روی داده‌های مغناطیسی فیلتر شده با فیلتر برگردان به قطب، که فیلتر ادامه فراسوی ۶۰ متر نیز بر روی آن اعمال شده، نقشه سیگنال تحلیلی منطقه (شکل ۶) به دست آمد. در این نقشه مرز بی‌هنجاری مغناطیسی بر روی مقدار بیشینه دامنه قرار می‌گیرد و از این رو همان گونه که در تصویر قابل مشاهده است، مانند نقشه مشتق افقی، گسل D و تاحدودی گسل‌های A، B، قابل تشخیص هستند.

۳-۴. روش زاویه تیلت

زاویه تیلت روش دیگری است که برای مشخص کردن مرکز و لبه بی‌هنجاری‌ها از آن استفاده می‌شود. بر اساس مطالعات میلر و سینگ (۱۹۹۴)، نسبت گرادیان قائم به مقدار مطلق دامنه گرادیان افقی، برابر با تانژانت زاویه تیلت خواهد بود:

$$\theta = \arctan(VDR/THDR) \quad (3)$$

در این روش مقدار بیشینه دامنه زاویه تیلت بر روی

۲-۴. روش دامنه سیگنال تحلیلی

عملگر سیگنال تحلیلی بر پایه میدان مغناطیسی کل و تبدیل هیلبرت آن و یا مشتق‌های افقی و عمودی میدان کل تعریف می‌شود (نبیقان، ۱۹۷۲). دامنه سیگنال تحلیلی مختلط (Amplitude of Analytic Signal) بر پایه مشتق‌های افقی و عمودی میدان کل با رابطه زیر تعریف می‌شود:

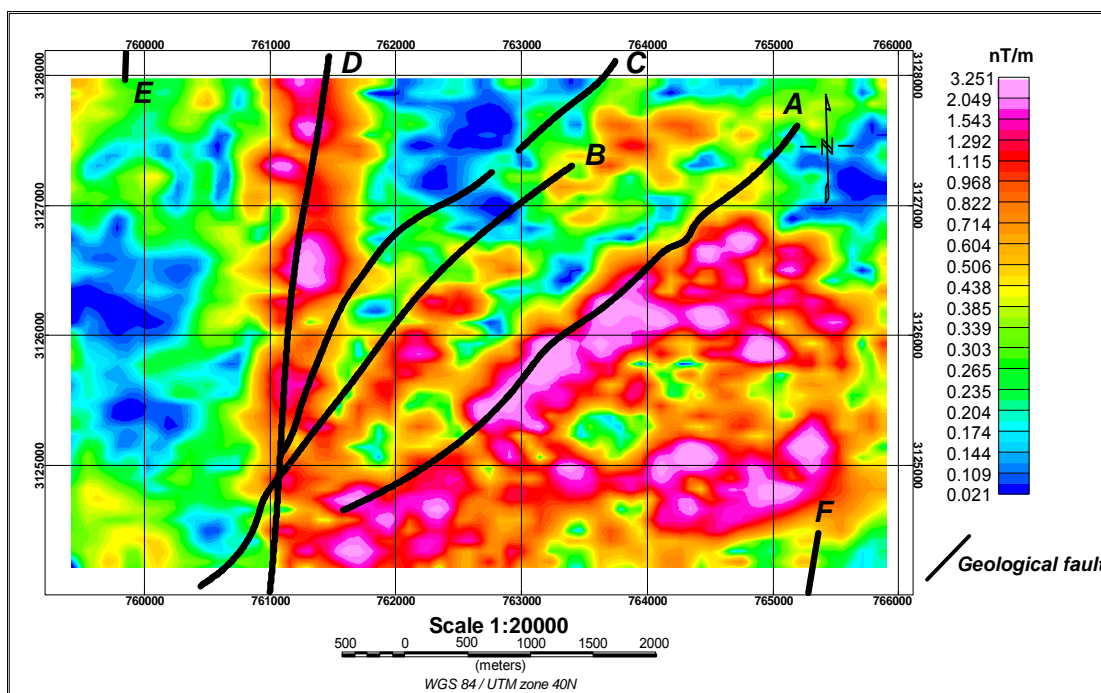
$$|AAS(x,y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (2)$$

می‌توان دامنه سیگنال تحلیلی سه بعدی در موقعیت (x,y) را از گرادیان‌های عمود برهم میدان مغناطیسی کل به دست آورد. در این رابطه $|AAS(x,y)|$ دامنه سیگنال تحلیلی در نقطه (x,y) است. برای محاسبه سیگنال تحلیلی ابتدا گرادیان افقی تعیین و سپس تبدیل

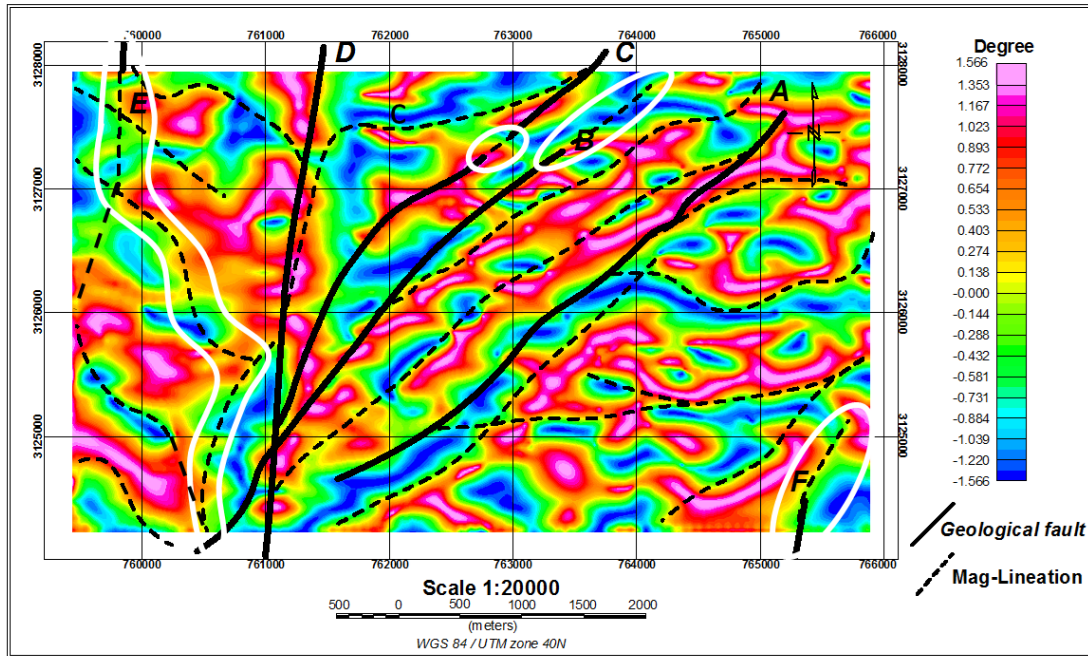
هیلبرت برای تعیین گرادیان قائم استفاده می‌شود. تبدیل هیلبرت بدون تغییر در مقدار تابع، روی طیف فاز، تغییری ۹۰ درجه ایجاد می‌کند و به عبارت دیگر گرادیان افقی به قائم تبدیل می‌شود و لبه‌های بی‌هنجاری‌های مغناطیسی

ساختار، و مقدار صفر دامنه آن بر روی مرز بی‌هنجاری قرار می‌گیرد (وردازکو و همکاران، ۲۰۰۴). عملگر زاویه تیلت، مستقل از چگالی و یا خودپذیری مغناطیسی است، زیرا نسبت $VDR/THDR$ این پارامترها را حذف می‌کند. بنابراین این مشتق برای ارزیابی ساختار و عمق، زمانی که چگالی تابع سطح است و یا خودپذیری مغناطیسی متغیر است، ایده‌آل می‌باشد (علی و همکاران، ۲۰۱۷). شکل ۷ نقشه زاویه تیلت منطقه مورد مطالعه، به همراه گسل‌های زمین‌شناسی منطقه مزبور را نشان می‌دهد. همان‌طور که بر روی این نقشه نشان داده شده، پس از انتقال گسل‌های اصلی منطقه بر روی نقشه مذکور، واضح است که هر ۴ گسل اصلی منطقه دارای تطابق نسبی با لبه‌های بی‌هنجاری در نقشه زاویه تیلت بوده و از آنجایی که این روش، از اصلی‌ترین روش‌های تشخیص خطواره‌های مغناطیسی براساس تباین مغناطیسی حاصل از توده‌های مغناطیسی مجاور می‌باشد، سایر خطواره‌های قابل شناسایی در نقشه مذکور نیز بر روی آن مشخص و به‌صورت خطوط

خط‌چین نمایش داده شده‌است. پس از تعیین خطواره‌های مغناطیسی، قسمت‌هایی از گسل‌های B و C که بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه تعیین نشده بود، مشخص شد. همچنین امتداد گسل E که یک گسل اصلی در قسمت بالایی از محدوده مورد نظر بوده که بر روی نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه نمایش داده نشده است، بر روی نقشه حاصل از فیلتر زاویه تیلت تعیین شد و مشخص شد که این گسل طولی بیشتر از طول نمایش داده‌شده بر روی نقشه زمین‌شناسی دارد. طول این گسل‌ها از طریق نرم‌افزار GIS به صورت زیر به دست آمد: گسل B برابر با ۵۲۸۸ متر، گسل $C=4124/7$ ، $D=4152$ ، $E=4471/0.8$ ، $F=1209/9$ و گسل A برابر با $4646/7$ متر هستند. بر این اساس گسل E دارای بیشترین میزان طول و احتمالاً یکی از گسل‌های اصلی منطقه بوده که به‌علت پوشیده شدن توسط رسوبات کواترنری امتداد آن به‌وسیله مطالعات زمین‌شناسی شناسایی نشده‌است.



شکل ۶. نقشه سیگنال تحلیلی بر روی داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه به همراه گسل‌های استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۷. نقشه زاویه تیلت منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌های استخراج شده از نقشه زمین‌شناسی و خطواره‌های مغناطیسی منطقه. خطوط خط‌چین، خطواره‌های مغناطیسی تشخیص داده شده براساس تباین قابل ملاحظه توده‌های مغناطیسی بر روی نقشه حاصل از اعمال فیلتر زاویه تیلت و هدف از خطوط سفید رنگ مشخص کردن تطابق این خطواره‌ها با امتداد محل گسل‌های B، C، E، F است.

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (5)$$

این معادله نشانگر معادله دیفرانسیل با مشتقات جزئی معروف به معادله همگن اوپلر است. حال اگر تابع $f(x, y, z)$ ، به صورت عمودی در نظر گرفته شود:

$$f(x, y, z) = \frac{a}{r^n} \quad (6)$$

$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}$ و $n = 1, 2, 3$ و a ثابتی خواهند بود که به متغیرهای مکانی (x, y, z) بستگی ندارد. واضح است که معادله (۶) از درجه $n = -N$ همگن است. با توجه به روابط (۴) تا (۶)، یک تابع همگن از مرتبه $-n$ است و در معادله اوپلر صدق می‌کند:

$$(x-x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T \quad (7)$$

که x_0, y_0, z_0 مختصات محل منبع و x, y, z مختصات نقاط اندازه‌گیری و تابع همگن ΔT ،

۵. تخمین عمق آینه گسلی به روش واهمامیخت اوپلر در این تحقیق از روش واهمامیخت اوپلر به منظور تخمین عمق گسل‌ها و خطواره‌های مغناطیسی استفاده شده است. در این بخش نخست به بیان تئوری مختصری از واهمامیخت اوپلر بسنده شده و سپس این روش به داده‌های مغناطیس هوابرد منطقه اعمال شده و نتایج آن در ادامه آمده است. تابع $f(x, y, z)$ را در مختصات دکارتی در نظر گرفته و همچنین فرض می‌شود که صفحه $z = 0$ سطح افقی زمین باشد، به گونه‌ای که جهت z به سمت پایین مثبت باشد. در صورتی که تابع $f(x, y, z)$ از درجه n همگن باشد، بنابر تعریف خواهیم داشت:

$$f(t_x, t_y, t_z) = t^n f(x, y, z) \quad (4)$$

به علاوه می‌توان این گونه نشان داد که در صورتی که $f(x, y, z)$ از درجه n همگن باشد، رابطه زیر برقرار است:

هندسی چشمه دارد. در مطالعه حاضر به دلیل بررسی عمق آینه گسلی بنا بر نظر تامسون (۱۹۸۲) از ضریب ساختاری ۰/۵ استفاده شد. مطابق جدول ۱ گسل A دارای عمقی در حدود ۹۵ تا ۱۲۰ متر بوده، که این مقدار در قسمت‌های مرکزی گسل به ۱۴۰ متر نیز می‌رسد. همچنین گسل‌های B و C نیز دارای آینه گسلی با عمق تقریبی ۱۰۰ متر تشخیص داده شدند. همچنین گسل D دارای آینه گسلی با عمقی بیشتر از سه گسل قبلی است، که احتمالاً تا عمق ۱۵۰ متر نیز می‌رسد. این گسل در قسمت‌های ابتدایی دارای عمقی کمتر از این مقدار بوده و احتمالاً تشکیل بی‌هنجاری سمت چپ این گسل بی‌تأثیر از آن نبوده است. از میان خطواره‌های مغناطیسی تشخیص داده شده در امتداد گسل‌های اصلی منطقه، خطواره‌های در امتداد گسل‌های E و F دارای بیشترین میزان عمق نسبی گسل هستند، که می‌توان این عمق را در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر بیان کرد (شکل ۸).

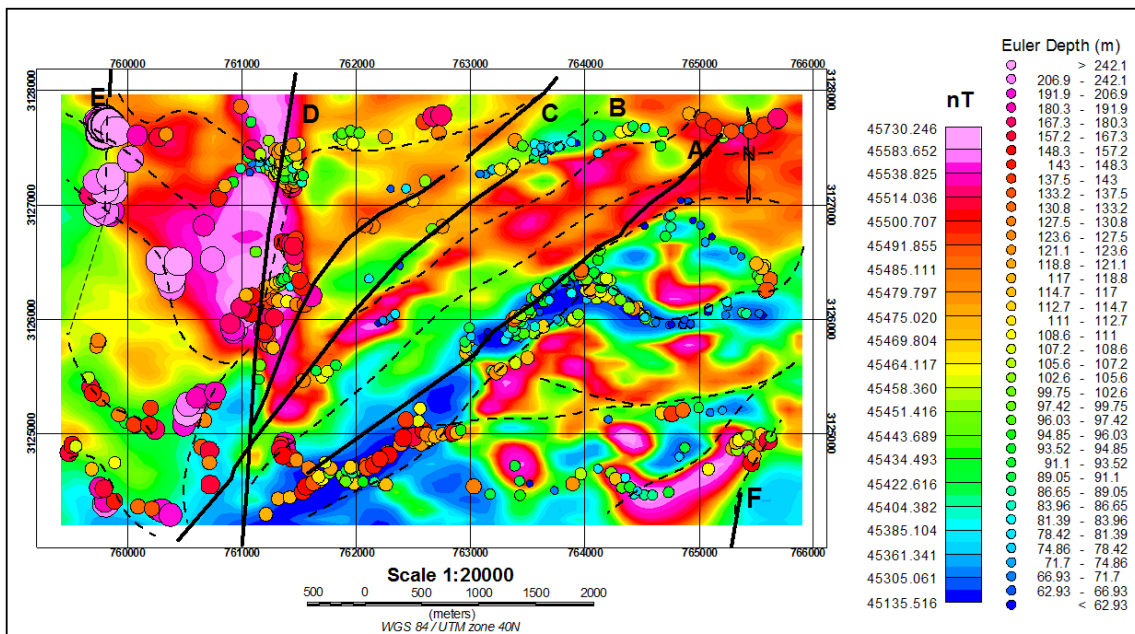
بی‌هنجاری میدان با فاصله از منبع می‌باشد. ضریب N اندیس ساختاری نامیده می‌شود، که با مشخص بودن آن می‌توان شکل کلی منبع را برآورد کرد. در حالت کلی می‌توان میدان اندازه‌گیری ناشی از منبع را ΔT و میدان ناحیه ای را β دانست، که مقدار ثابتی دارد:

$$\overline{T} = \overline{\Delta T} + \overline{\beta} \quad (۸)$$

با جای گذاری رابطه (۷) در معادله (۸) فرمول زیر به دست می‌آید:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + n\beta = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} + nT \quad (۹)$$

این رابطه باید برای همه نقاط شبکه یا نیم‌رخ حل شود. پارامترهای β, z_0, x_0, y_0 مجهولات این معادله هستند، که β برابر با مقدار ثابتی می‌باشد. x_0, z_0 به ترتیب بیانگر عمق و جایگاه افقی نقطه‌ای از چشمه و N بیانگر نوع چشمه است و بستگی به خصوصیات



شکل ۸. نقشه تخمین عمق به روش واهمایخت اوپلر نشان داده شده بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی.

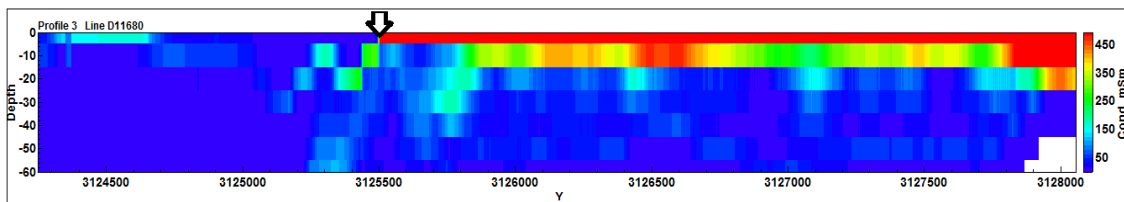
۶. استفاده از داده‌های الکترومغناطیس هوابرد

با استفاده از داده‌های الکترومغناطیس هوابرد مربوط به چهار خط پروازی در منطقه، با هدف تفسیر داده‌های برداشت شده به کمک نرم‌افزار EMFlow، محصول شرکت Encom، مقاطع رسانندگی - عمق (CDI) تهیه شد که در مطالعه حاضر تنها به تفسیر خط پرواز ۱۱۶۸۰ پرداخته شده‌است. در ادامه چگونگی پردازش داده‌ها با این نرم‌افزار تشریح شده‌است. روش مزبور در حقیقت یک تبدیل برای به دست آوردن یک تصویر رسانندگی عمق است، که این الگوریتم بر مبنای تبدیل غیرخطی دامنه‌ی پاسخ اندازه‌گیری شده در هر زمان تأخیری، به یک تصویر آینه عمق ظاهری می‌باشد (مکنا و همکاران، ۱۹۹۱). در فرآیند تهیه مقاطع CDI، داده‌های حوزه بسامد به شکل یک سری از دامنه‌های مرتبط با ثابت‌های زمانی ایجاد می‌شوند. انتخاب تعداد ثابت‌های زمانی مورد استفاده در این فرآیند، بستگی به تعداد کانال‌های داده و هموارسازی مورد استفاده در فرآیند واهمامیخت دارد (pbEncom2012). در این مطالعه تعداد ۲۰ ثابت زمانی انتخاب و استفاده شده‌است. انتخاب مقدار اولیه این

ثابت‌های زمانی برابر با اختلاف زمانی معادل با یک میزانی از فاز در بیشترین فرکانس است، که در این مطالعه برابر با ۰/۳، و مقدار انتهایی این ثابت‌های زمانی، برابر با یک زمان معادل با تغییر فاز ۹۰ درجه در کمترین فرکانس است و در این مطالعه ۲۷۰ ثانیه لحاظ شده‌است. مقدار ضریب هموارسازی مورد استفاده در این روش ۰/۵ انتخاب شد. مقطع رسانندگی نشان داده شده در شکل ۹، تغییرات رسانندگی با عمق در طول پروفیل ۱۱۶۸۰ را نشان می‌دهد. در این پروفیل، رسانندگی لایه‌های سطحی تا عمق تقریباً ۱۰-۱۵ متری از سطح زمین در حدود ۴۰۰-۴۵۰ میلی‌زیمنس بر متر می‌باشد که احتمالاً نشان دهنده رسوبات و آبرفت‌های عهد حاضر در منطقه است (شکل ۱۰). رسانندگی برخی از سنگ‌ها در جدول ۱ نمایش داده شده‌است. با بررسی بیشتر این مقطع، اثری از لایه رسانا در عرض‌های جغرافیایی بعداز ۳۱۲۵۵۰۰ دیده نشده و دچار یک قطع شدگی مشخص شده‌است. بنابراین حدس زده می‌شود که محدوده مذکور مطابق با یک زون گسل خورده باشد، که صحت این موضوع در بخش بعد مورد بررسی قرار گرفته‌است.

جدول ۱. رسانندگی و مقاومت ویژه برخی از سنگ‌ها (تلفورد، ۱۹۹۰).

Rock Type	Resistivity range (Ωm)	Conductivity range (mS/m)
Tuff	2×10^3	0.5
Shales	$20-2 \times 10^3$	0.5-50
Conglomerates	$20 \times 10^3-10^4$	0.1-0.5
Sandstones	$1-6.4 \times 10^8$	156-1000
Marls	3-70	14-333
Clays	1-100	10-1000



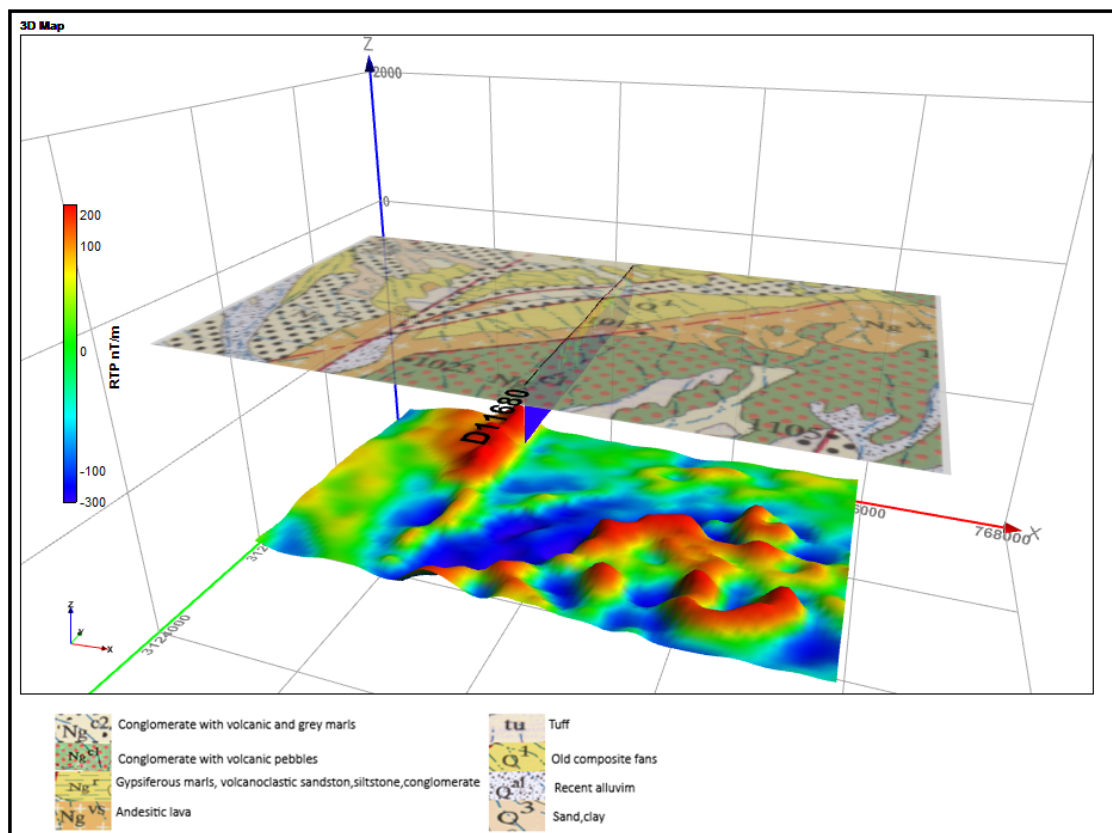
شکل ۹. پروفیل الکترومغناطیس مربوط به خط پرواز ۱۱۶۸۰.

مورد ترسیم و تجسم قرارگرفت و پس از انتقال بر روی نقشه زمین‌شناسی، روند این گسل مشخص شده و مورد تأیید توسط نقشه زمین‌شناسی قرارگرفت. این گسل دارای امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی می‌باشد. همچنین با انتقال گسل مزبور بر روی نقشه برگردان به قطب شده داده‌های مغناطیسی و همچنین بر روی نقشه زاویه تیلت داده‌های مغناطیسی سنجی منطقه مورد مطالعه، تطابق آن با محل صفر آنومالی مغناطیسی، که در بحث پیشین به‌عنوان یک محدوده گسلی در نظر گرفته شده بود، ملاحظه شد (شکل‌های ۱۲ و ۱۳).

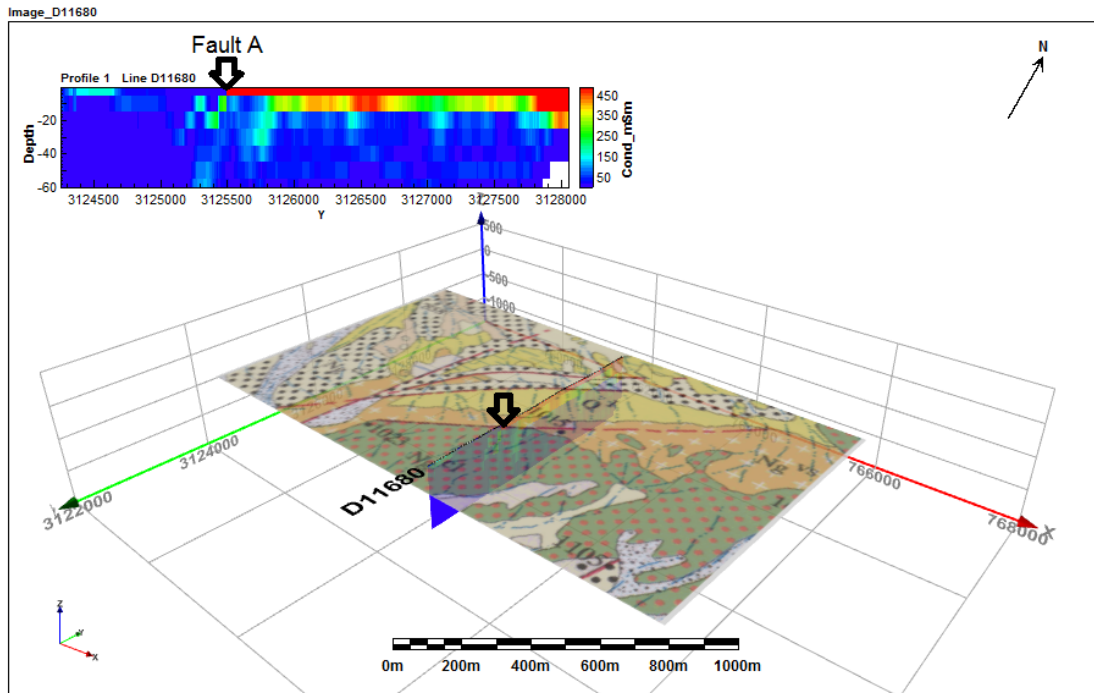
۷. اعتبارسنجی نتایج الکترومغناطیس هوابرد با داده‌های

مغناطیس‌سنجی و نقشه زمین‌شناسی

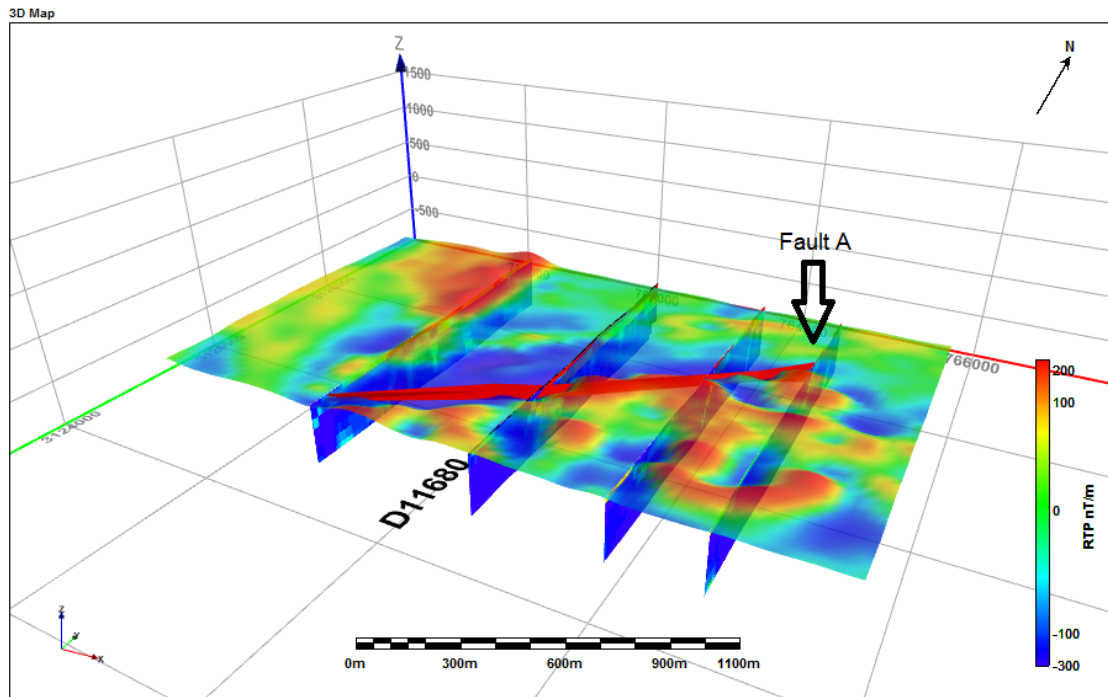
پس از تطابق مقطع رسانندگی-عمق در طول پروفیل ۱۱۶۸۰ (شکل ۹)، با نقشه زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد بررسی، تطابق محدوده گسلی تشخیص داده شده با گسل A موجود بر روی این نقشه مشخص شد (شکل ۱۱). مطابق با نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه‌سنجی، گسل A یکی از گسل‌های کوتاه‌تر موجود در منطقه می‌باشد که با بررسی ۳ پروفیل برداشت شده دیگر از منطقه و ترکیب اطلاعات حاصل از ۴ پروفیل، گسل مذکور توسط نرم‌افزار Profile Analyst



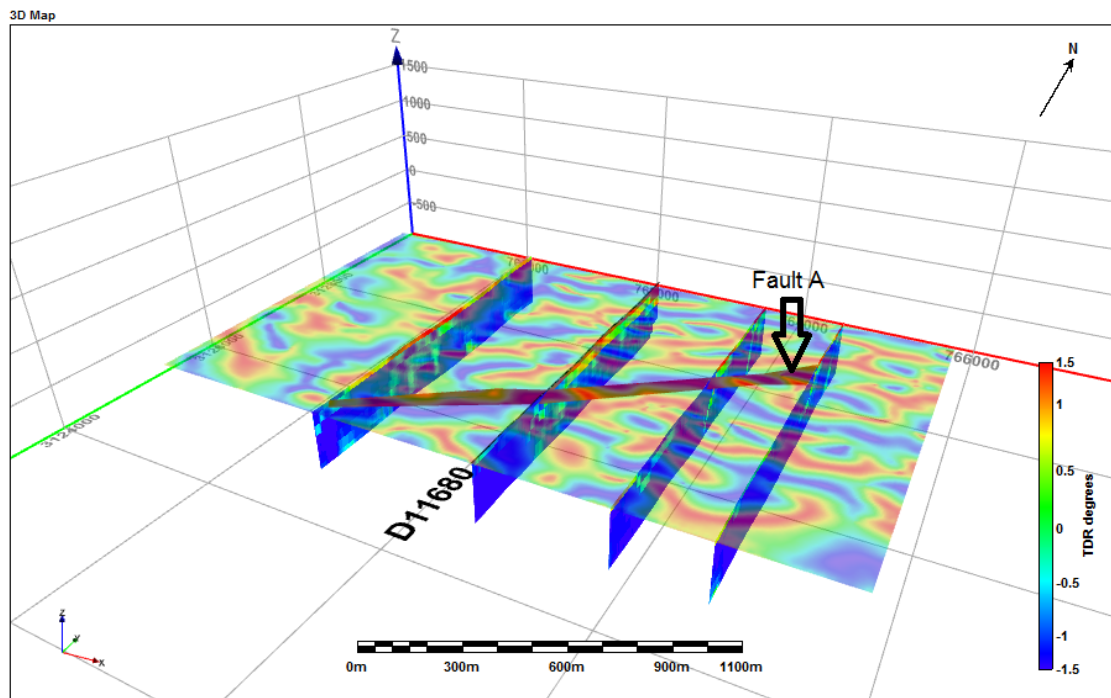
شکل ۱۰. محل قرارگیری پروفیل خط پرواز شماره ۱۱۶۸۰ داده‌های الکترومغناطیس بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه و نقشه برگردان به قطب داده‌های مغناطیس‌سنجی.



شکل ۱۱. محل قرارگیری گسل A بر روی پروفیل ۱۱۶۸۰ در تطابق با نقشه زمین‌شناسی منطقه.



شکل ۱۲. محل قرارگیری گسل A بر روی نقشه برگردان به قطب شده داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه.



شکل ۱۳. محل قرارگیری گسل A بر روی نقشه زاویه تیلت داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه.

۸. نتیجه‌گیری

در این پژوهش با استفاده از داده‌های مغناطیس و الکترومغناطیس هوابرد و بهره‌گیری از روش‌های متعدد، سعی در مشخص کردن ساختارهای خطی موجود در منطقه مورد مطالعه و انطباق آنها با گسل‌های موجود بر روی نقشه زمین‌شناسی شد. بر این اساس، گسل‌های موجود بر روی نقشه زمین‌شناسی بر روی نقشه‌های حاصل از فیلترهای مشتق افقی مرتبه اول، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت انتقال داده شد و میزان تطابق آنها با محل تباین‌های مغناطیسی در این نقشه‌ها که می‌تواند بیانگر مکان گسل‌ها و یا خطواره‌های مغناطیسی باشد، مورد بررسی قرار گرفت. از این میان تطابق محل تباین‌های مغناطیسی با گسل‌های زمین‌شناسی در نقشه حاصل از فیلتر زاویه تیلت بیشترین میزان بوده از این رو سایر خطواره‌های مغناطیسی بر روی این نقشه شناسایی و مورد بررسی قرار گرفت. که در نتیجه آن امتداد دو گسل C و B و همچنین گسل E که در نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه فاقد رخنمون بوده و در محدوده

بالتری از نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه قرار داشت، تعیین شد. با استفاده از روش واهمامیخت اوپلر عمق گسل‌های موجود بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر محاسبه شد. همچنین مقاطع رسانندگی حاصل از داده‌های الکترومغناطیسی در منطقه مورد مطالعه، در طی چهار خط پرواز، که در مطالعه حاضر یکی از چهارخط (خط پرواز ۱۱۶۸۰) شرح داده‌شده، مورد بررسی قرار گرفته است. با تشکیل تصاویر دوبعدی و شبه‌سه‌بعدی به وسیله این مقاطع، گسل A که یکی از گسل‌های اصلی منطقه می‌باشد، در محل تباین‌های رسانندگی و منطبق با نقشه زمین‌شناسی شناسایی شد. همچنین مقایسه نقشه‌های مغناطیس‌سنجی از جمله نقشه زاویه تیلت با تصاویر دوبعدی و شبه سه‌بعدی حاصل از مقاطع رسانندگی، قرارگیری صحیح این گسل در محل تباین‌های مغناطیسی را نیز تأیید می‌کند. این گسل دارای امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی بوده و فعالیت آن تأثیر شگرفی بر زمین‌شناسی منطقه داشته است.

امیرپور اصل میاندوآب، ا. و سهرابی، ق.، ۱۳۹۴، پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیس هوابرد برای تعیین مرز ساختارهای مغناطیسی و محل گسل‌های مدفون ایران، فصلنامه علوم زمین، ۲۵(۹۷)، ۱۱۵-۱۲۵.

خلقی خسروی، م. ح. و محمدی گل، ا.، ۱۳۸۳، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه‌سنگی، سازمان زمین‌شناسی کشور.

شیرزادی تبار، ف.، ۱۳۸۹، معکوس‌سازی یک بعدی داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد با استفاده از روش آکام برای بدست آوردن رسانایی لایه‌ها، چهاردهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، ایران.

علیپور، آ.، نجاتی کلاته، ع. و عرب‌امیری، ع. ر.، ۱۳۹۵، بهبود مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هوایی حوزه‌ی فرکانس با اعمال قید عمقی، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۲(۱)، ۱۳۳-۱۴۴.

تشکر و قدردانی

نگارندگان مراتب امتنان خود را از آقایان محمدرضا پورفرشچیان و حسین فردوسی کارشناسان محترم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به دلیل همکاری ایشان برای در اختیار قرار دادن اطلاعات مورد نیاز در این تحقیق اعلام می‌دارند.

مراجع

آقاباتی، س. ع.، زمین‌شناسی ایران، ۱۳۸۳، چاپ سوم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

اسدیان، ا.، مرادزاده، ع.، عرب‌امیری، ع. ر.، نجاتی کلاته، ع. و رجبی، د.، ۱۳۹۳، استفاده از تبدیل مستقیم داده‌های الکترومغناطیس هوابرد در حوزه بسامد، به منظور بهبود نتایج معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)، ۱۱۱-۱۲۶.

Arab-Amiri, A. R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N. and Siemon, B., 2010, Inverse modeling of EM data using a new inversion algorithm: J Mining Environ, 1, 9-20.

Ali, M. Y., Fairhead, J. D., Green, C. M. And Noufal, A., 2017, Basement structure of the United Arab Emirates derived from an analysis of regional gravity and aeromagnetic database: J Tectonophysics, 712-713, 503-522.

Amara, M., Hamoudi, M., Djemai, S. and Bendaoud, A., 2016, New insight of the geological structures and tectonic framework of Ahnet an northwestern part of tin Zaouatine terranes (western Hoggar, Algeria) constrains from aeromagnetic, gamma ray, and remote sensing data: J Arabian Journal of Geosciences, 10, 396.

Aitken, A. R. A. and Betts, P. G., 2009, Multi-scale integrated structural and aeromagnetic analysis to guide tectonic models: An example from the eastern Musgrave Province, Central Australia: J Tectonophysics, 476, Issue 3, p. 418-435.

Barnov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo gravimetric anomalies: J Geophysics, 22, 359-383.

Baranov, V. and H, Naudy, 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: J Geophysics, 29, 67-79.

Blackly, R. J. and Simpson, R. W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: J Geophysics, 51, 1494-1498.

Blackly, R. J., 1996, Potential Theory in Gravity and magnetic application: J Cambridge University Press, 441 pp.

Cooper, G. R. J. and Cowan, D. R., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase: J Computers & geosciences, 32, 1585-159.

Cordell, L. and Grauch, V. J. S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, in W. J. Hinze, ed., The utility of regional gravity and magnetic anomaly: J Society of Exploration Geophysicists, 181-197.

De Castro, D. L., Fuck, R. A., Phillips, J. D., Vidotti, R. M., Bezerra, F. H. and Dantas, E. L., 2014, Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil: J Tectonophysics, 614, 128-145.

Dufréhou, G., Harris, L. B. and Corriveau, L., 2014, Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogen of SW Quebec, Canada: insights from gravity and aeromagnetic data: J Precambrian Res, 241, 61-84.

pbEncom, 2012, Em Flow Export manual.

- Holden, E.-J., Wong, J. C., Kovesi, P., Wedge, D., Dentith, M. and Bagas, L., 2012, Identifying structural complexity in aeromagnetic data: An image analysis approach to greenfields gold exploration: *J Ore Geology Reviews*, 46, 47-59.
- Horrocks, T., Holden, E. J., Wedge, D. and Wijns, C., 2018, A nonparametric boundary detection technique applied to 3D inverted surveys of the kevitsa Ni-Cu- PGE deposit: *J Geophysics*, 83, IM1-IM13.
- H. Khalil, M., 2016, Subsurface faults detection based on magnetic anomalies investigation: A field example at Taba protectorate, South Sinai: *J Applied Geophysics*, 131, 123-132.
- Liberty, L. M., Hemphill-Haley, M. A. and Madin, I. P., 2003, The Portland Hills Fault: uncovering a hidden fault in Portland, Oregon using high-resolution geophysical methods: *J Tectonophysics*, 368, 89-103.
- Macnae, J. C., Smith, R., Poker, B. D., Lamontagne, Y. and Klinkerts, P. S., 1991, Conductivity-depth imaging of airborne electromagnetic step response data: *J Geophysics*, 56, 102-114.
- Ma, G., 2013, Edge detection of potential field data using improved local phase filter, *Exploration Geophysics*, 44(1), 36-41.
- Miller, H. G. and Singh, V., 1994, Potential field tilt -A new concept for location of potential field sources: *J Applied Geophysics*, 32, 213-217.
- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *J Geophysics*, 37, 507-517.
- Roest, W. R., Verhoef, J. and Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3D analytic signal: *J Geophysics*, 57, 116-125.
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M. and MacKenzie, C., 2004, New insights into Magnetic derivatives for structural mapping: *J The Leading Edge* 23, 116-119.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, *Applied geophysics* "2ndEd: Cambridge University Press".770pp.
- Thompson, D. T., 1982, A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *J Geophysics*, 47, 31-37.

Determination and depth estimation of lineaments in Northwest of Iranshahr city using airborne magnetic and electromagnetic data

Abdollahi, M.¹, Arab Amiri, A. R.^{2*}, Kamkar Rouhani, A.², Nejadi Kalateh, A.² and Akhavan Aghdam, M. R.³

1. M.Sc. Student, Department of Geophysics, School of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering, Shahrood University Technology, Shahrood, Iran

2. Associate Professor, Department of Geophysics, School of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering, Shahrood University Technology, Shahrood, Iran

3. Senior Expert, Geological Survey & Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran

(Received: 12 Jun 2018, Accepted: 25 Sep 2018)

Summary

Airborne magnetic and electromagnetic methods are among the most efficient geophysical techniques for the detection of buried anomalies. There are several methods that can be used to estimate the depths of the buried anomalies. In general, modeling methods can be used not only to estimate the depths of the buried anomalies, but also, to determine physical and other geometric factors of the anomalies such as lateral extension, thickness, dip and so on. In this research, magnetic lineaments have been determined using the airborne magnetic data, acquired in a part of Bazman area with an area of 24 square kilometers located in about 125 kilometers northwest of the city of Iranshahr. By applying filters such as reduction to the pole, first horizontal derivatives, analytical signal, tilt angle and upward continuation filters. For processing and interpretation of the airborne magnetic data, the Oasis Montaj module of Geosoft software package has been used. The processing, display and interpretation of the airborne electromagnetic data have been made Conductivity Depth Imaging (CDI) using EM Flow and Profile Analyst software packages of Encom Company. Furthermore, the depths of the lineaments in this area have been estimated using Euler deconvolution method. Then, the obtained results have been compared with the results of airborne electromagnetic investigations for the frequencies of 900, 7200 and 56000 Hz using horizontal and vertical coplanar coils. Also, the obtained findings from the airborne magnetic and electromagnetic methods have been validated by the geological information of the area. The airborne magnetic and electromagnetic data of the area have been acquired using airborne magnetometer and DIGHEM5 electromagnetic instruments, respectively. The airborne magnetic and electromagnetic surveys over the study area have been made by Geological Survey of Iran (GSI) in 2005. As a result of this study, 22 magnetic lineaments in the area have been identified in which 4 lineaments coincide on the main faults of the area as the validation results indicate. In this regard, the main faults can be observed on the obtained magnetic maps in which different filters have been applied, however, the tilt angle magnetic map indicates the main faults of the area more clearly. This implies the better performance of the tilt angle filter over the other filters in displaying magnetic lineaments. Totally, 22 magnetic lineaments have been determined on the magnetic maps. By the results of this study, we can conclude that the main faults of the area have an approximate trend of northeast-southwest. Some of these faults, which have been determined from the airborne magnetic investigations of the area, cannot be determined from geological studies of the area as they have been overlain by the Quaternary sediments. The different performances of these main faults on the lithological variations and tectonic activities of the area have been clearly evident by the result of this study. The main faults of the area have also played a vital role on the formation of folds and fractures, and occurrence of weak earthquakes. The approximate depths of the lineaments, which have been estimated by applying the Euler deconvolution method on the acquired magnetic data are around 100-200 meters.

Keywords: Euler deconvolution, Airborne magnetic, Airborne electromagnetic, Reduction to the pole, First horizontal derivatives, Analytic signal.

* Corresponding author:

alirezaarabamiri@shahroodut.ac.ir