

مدل سازی وارون داده های مغناطیسی و ژئوالکتریکی و تفسیر آنها در اندیس طلای اپی ترمال کوه لخت

غزل جانقریان^۱، سید محمد ابطیحی فروشانی^{۱*}، کی تاش مشتاقیان^۱، هوشنگ اسدی هارونی^۱، حمزه صادقی سرخنی^۱ و محمد حاج حیدری^۱

^۱ گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اندیس طلای اپی ترمال کوه لخت در کمربند آتشفشانی ارومیه دختر در استان اصفهان قرار دارد. شواهد زمین شناسی گویای وجود یک سیستم کانی سازی طلای اپی ترمال در این منطقه می باشد. پی جویی ژئوفیزیکی اندیس یاد شده با انجام برداشت های مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی در سطح محدوده انجام شده است. به منظور تخمین ژرفای منابع مغناطیسی احتمالی، پردازش واهمامیخت اوپلر اعمال شد. سپس مدل سازی وارون سه بعدی داده های مغناطیسی منطقه بر اساس الگوریتم لی و الدنبرگ انجام گردید. ژرفای بیشینه خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده از نتایج وارون سازی، با ژرفای متوسط منابع مغناطیسی به دست آمده از روش واهمامیخت اوپلر مطابقت نشان داد. افزون بر این، مدل های دو بعدی حاصل از وارون سازی داده های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی با مقاطع قائم مدل سه بعدی خودپذیری مغناطیسی، مقایسه شد. این مقایسه، همبستگی تغییرات میزان خودپذیری مغناطیسی را با کاهش مقاومت ویژه، افزایش شارژپذیری و وجود دگرسانی در سنگ ها نشان داد. همچنین ترکیب مدل تخمینی خودپذیری مغناطیسی با آنالیز ژئوشیمیایی گمانه های اکتشافی حفر شده در این منطقه، نشان داد که معمولاً نواحی کانی زایی در مرز بیشترین تغییرات خودپذیری مغناطیسی رخ داده است. نتایج این پژوهش نشان می دهد که احتمال کانی سازی طلا در مناطقی با میزان بالای تغییرات خودپذیری مغناطیسی وجود دارد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۷/۰۶

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه ها:

طلای اپی ترمال

مغناطیس سنجی

مقاومت ویژه

پلاریزاسیون القایی

مدل سازی وارون

۱- پیش نوشتار

تیپ طلای اپی ترمال از مهم ترین کانسارهای طلا از نظر عیار و تناژ به شمار می رود. این دسته از کانسارها در نتیجه فعالیت محلول های گرمابی در ژرفای کمتر از ۱/۵ کیلومتر و درجه حرارت کم تشکیل می شوند (Taylor, 2007; Wang et al., 2019). دو گونه متمایز این کانسارها که به وسیله سیالات دارای pH نزدیک به خنثی و pH اسیدی تشکیل شده اند؛ به ترتیب کانسارهای طلای تیپ اپی ترمال سولفیداسیون پایین و سولفیداسیون بالا نامیده می شوند (Ransome, 1907; Hedenquist et al., 2000; Kigai, 2020).

به طور کلی سنگ های آذرین نسبت به سایر انواع سنگ ها خودپذیری مغناطیسی بیشتری دارند. هر چند تأثیر واکنش های شیمیایی محلول های گرمابی بر این سنگ ها سبب دگرسان شدن آنها شده و به طور ویژه در صورت وجود کانی مگنتیت، سبب از بین رفتن این کانی و کاهش آثار مغناطیسی ناشی از آن می گردند. در نتیجه، کنتراست قابل توجه بین خودپذیری مغناطیسی سنگ های میزبان و نواحی حاوی کانی سازی ایجاد شده و هدف اکتشافی مناسبی برای روش مغناطیس سنجی فراهم می شود. افزون بر این، دگرسانی گرمابی معمولاً به کاهش مقاومت ویژه بیشتر سنگ های آتشفشانی و تشکیل کانی های با شارژپذیری بالای الکتریکی می انجامد. برای نمونه، وجود کانی های رسی و سولفیدی که مقاومت ویژه پایین و شارژپذیری الکتریکی بالایی

دارند در کنار نواحی سیلیسی مرتبط با کانی سازی طلا و نقره که دارای مقاومت ویژه بالا و شارژپذیری الکتریکی پایین تری هستند؛ کنتراست کافی برای استفاده از روش های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی (Induced Polarization, IP) فراهم می کند.

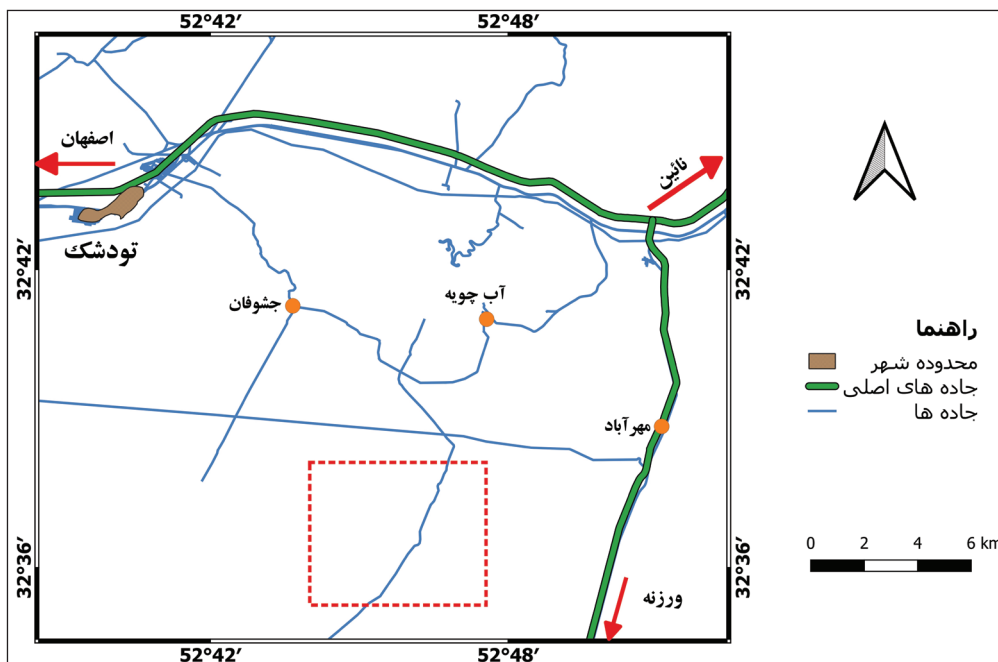
در چند دهه اخیر، روش های مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه الکتریکی و IP در پی جویی کانسارهای اپی ترمال مورد استفاده قرار گرفته اند. برای نمونه، داده های مغناطیسی هوابرد برداشت شده در شمال خاوری کوئینزلند استرالیا برای پی جویی نهشته طلای اپی ترمال مفید شناخته شده است (Irvine and Smith, 1990). در معدن طلای اپی ترمال وایپی در نیوزیلند نشان داده شد که با استفاده از روش مغناطیس سنجی می توان بین آندزیت های دگرسان شده و دگرسان نشده تمایز ایجاد کرد (Modriniak and Marsden, 1938). افزون بر این، مطالعات اخیر نشان می دهند که مغناطیس سنجی در شناسایی ساختارهای زمین شناسی مرتبط با کانسارهای گرمابی مفید هستند (Hoschke, 2011; Eldosouky et al., 2020). همچنین مطالعه داده های گرانی ناحیه ای و مغناطیسی برداشت شده در محدوده ذخایر طلا- نقره اپی ترمال منطقه آتشفشانی کورومندل واقع در جزیره شمالی نیوزیلند به شناسایی کالدر و سایر ساختارهای زمین شناسی

کاهش خودپذیری مغناطیسی سنگ های مدفون نشان داد (Abedi et al., 2013). در پژوهش حاضر، با توجه به احتمال حضور یک سیستم کانی سازی طلای اپی ترمال در منطقه مورد مطالعه بر اساس شواهد زمین شناسی، ابتدا با انجام مدل سازی وارون سه بعدی داده های مغناطیسی و مدل سازی وارون دو بعدی داده های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی، به ترتیب مدل های خودپذیری مغناطیسی، مقاومت ویژه و شارپذیری الکتریکی سنگ های مدفون در منطقه تخمین زده می شود. سپس با مقایسه مدل های یاد شده با اطلاعات زمین شناسی و نتایج آنالیز ژئوشیمیایی گمانه های اکتشافی موجود در منطقه، ارتباط فضایی بین کانی سازی طلا با تغییرات کمیت های ژئوفیزیکی یاد شده نشان داده می شود.

۲- زمین شناسی منطقه و کانی سازی اندیس طلای کوه لخت

اندیس طلای اپی ترمال کوه لخت، با مختصات $26^{\circ} 46' 52''$ خاوری و $32^{\circ} 37' 42''$ شمالی در ۱۷ کیلومتری جنوب خاور تودشک و ۱۰۷ کیلومتری شهرستان اصفهان و بر روی کمربندی آتشفشای ارومیه-دختر واقع شده است. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به منطقه را نشان می دهد.

موجود در منطقه انجامید (Locke et al., 2007). مطالعات مغناطیس سنجی در کانسار اپی ترمال آرزولار واقع در شمال خاور ترکیه نیز نشان داد که مقدار افت میدان و خودپذیری مغناطیسی سنگ های مدفون با کانی سازی اپی ترمال در مسیر مهاجرت سیالات گرمایی ارتباط فضایی دارد (Maden and Akaryali, 2015). تفسیر همزمان داده های مغناطیسی و مقاومت ویژه در ناحیه کانی سازی اپی ترمال پاجینگو واقع در شمال خاور کوئینزلند نیز همبستگی فضایی معناداری بین مناطق با مقاومت ویژه بالا در اثر دگرسانی سیلیسی و سنگ های با مگنتیت تخریب شده نشان داد (Hoschke and Parks, 2003). افزون بر داده های مغناطیسی و مقاومت ویژه، مطالعه داده های IP در کانسار طلا-نقره اپی ترمال هیشیکاری در جنوب باختر کشور ژاپن نیز ارتباط فضایی مقادیر بالای شارپذیری الکتریکی با مقادیر مقاومت ویژه پایین را در مناطق کانی سازی نشان داد (Okada, 2000). همچنین می توان برای تعیین شکل و ژرفای محدوده های دارای احتمال کانی سازی از مدل سازی وارون داده های ژئوفیزیکی یاد شده استفاده نمود. برای نمونه، انجام مدل سازی وارون سه بعدی داده های مغناطیسی در محدوده کانسار مس پورفیری نوچون در استان کرمان، افزون بر تعیین شکل و ژرفای توده مغناطیسی، وجود ارتباط فضایی معنی داری را بین عیار بالای مس و



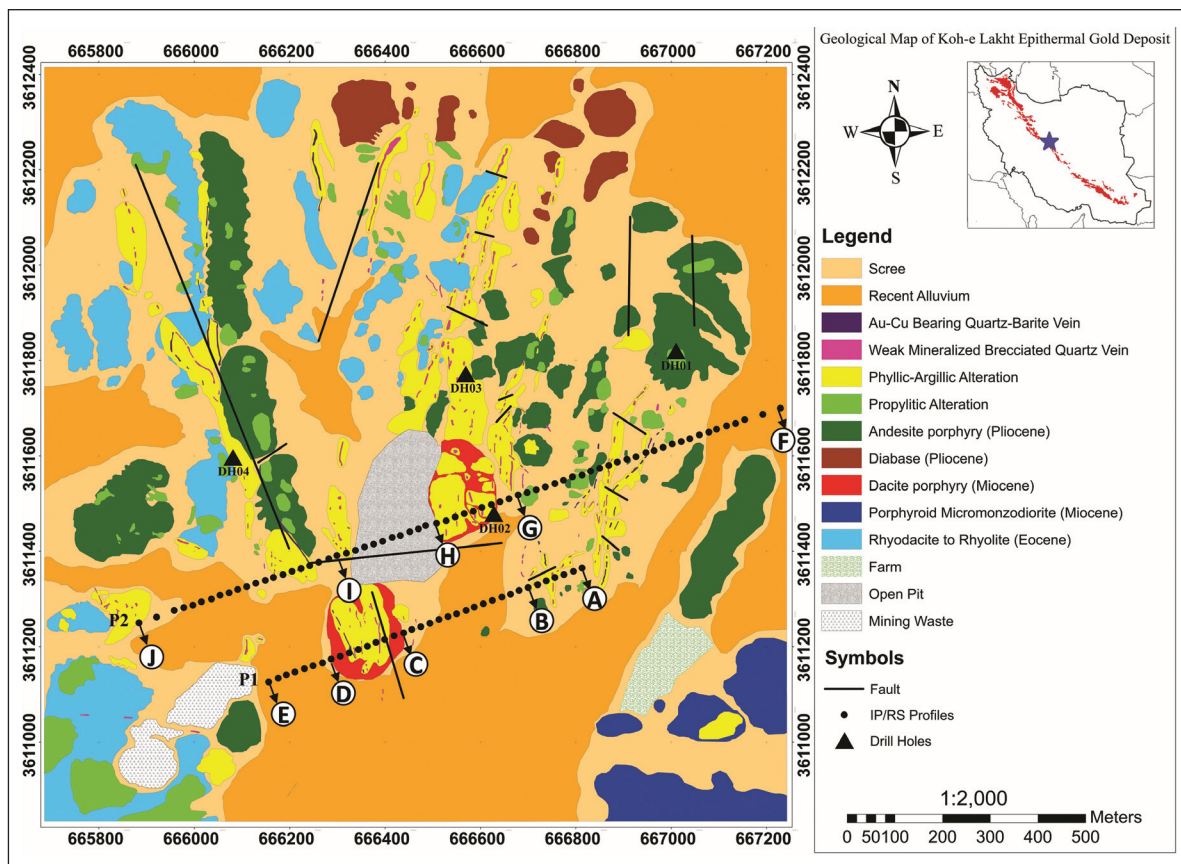
شکل ۱- موقعیت محدوده کوه لخت نسبت به جاده اصفهان-تاین. نقطه چین قرمز، چهارگوش منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. نقشه فوق توسط نگارندگان و با استفاده از نرم افزار متن باز QGIS تهیه شده است.

کانی سازی طلا و نقره اندیس کوه لخت، عمدتاً در ارتباط با رگه های سیلیسی-باریتی می باشد. رخساره های سیلیسی، در محدوده خود را به صورت رگه ای و گاهی به صورت صخره ای و توده ای (کپ سیلیسی) نمایان می سازند. تعداد رگه های سیلیسی در محدوده مورد مطالعه بسیار زیاد است و ستبرای آنها از چند سانتی متر تا ۱/۵-۲ متر و طول آنها از چند متر تا ۱/۲ کیلومتر متغیر می باشد. این رگه ها در برخی از نقاط به صورت نواحی برشی دیده می شوند. همچنین از دیگر نمودهای سیلیسی که در محدوده به فراوانی مشاهده می شوند، کوارتزهای حفره دار می باشند. به طور کلی می توان این رگه های سیلیسی را از نظر کانی های همراه به دو دسته تقسیم نمود. دسته اول رگه هایی هستند که به همراه خود کانی هایی مانند مالاکیت، باریت، آلونیت، سولستین، اکسید آرسنیک و آهن (اسکروودیت) و گاه پیریت (بیشتر نقاط به صورت

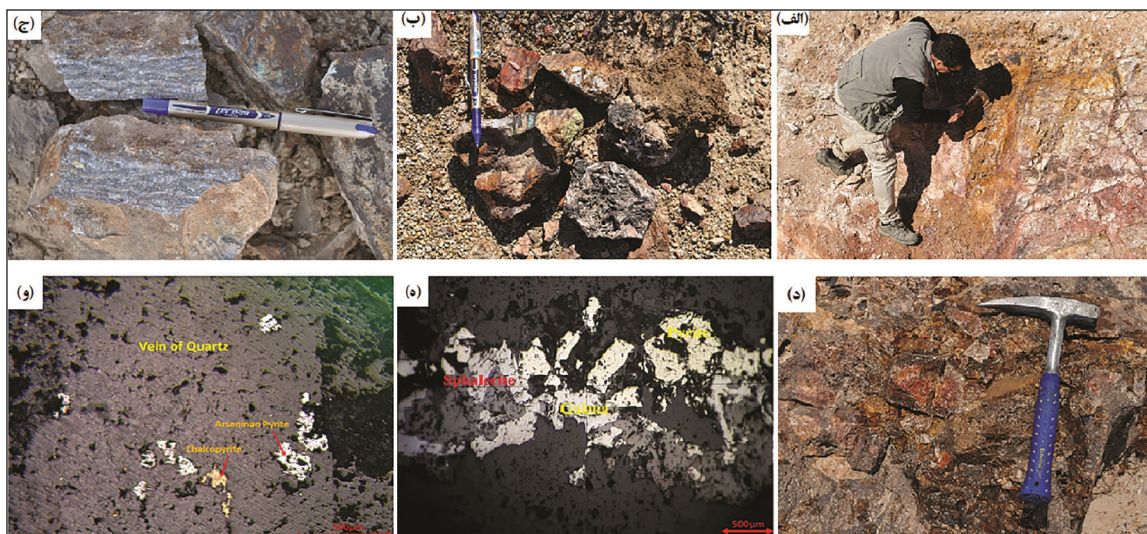
نقشه زمین شناسی اندیس کوه لخت با مقیاس ۱:۲۰۰۰ نشان می دهد که بیشتر منطقه مورد مطالعه را سنگ های ولکانوژنی تشکیل داده اند (شکل ۲). از عمده واحدهای سنگی موجود در منطقه می توان به انواع آندزیت (پیروکسن دار، آمفیبول دار و پورفیری)، بازالت، داسیت، میکرومونوزودیوریت، ریوداسیت، ریولیت، دیاباز و توف های برشی اشاره نمود (حافظی، ۱۳۹۷). سن این واحدهای سنگی از اتوسن تا پلیوسن ارزیابی شده اند (امینی و همکاران، ۱۳۸۲). دگرسانی های موجود در منطقه از مرکز دگرسانی ها به سمت اطراف به ترتیب شامل دگرسانی های فلیک، آرزلیک و پروپیلیتیک می باشند که دارای روند شمال باختر-جنوب خاور هستند. دگرسانی های موجود بیشتر با واحدهای سنگی ریوداسیتی، ریولیتی، آندزیتی، داسیتی و میکرومونوزودیوریتی در ارتباط هستند.

تحت تأثیر اکسید آهن قرار می‌گیرد و به رنگ قرمز و قهوه‌ای درمی‌آید. افزون بر این حضور کانی‌های سولفیدی مانند گالن و اسفالریت در کنار رگه‌های کوارتز نیز قابل توجه است (حافظی، ۱۳۹۷). شکل ۳ برخی از شواهد کانی‌سازی اپی‌ترمال را در نمونه‌های دستی و مقاطع صیقلی تهیه شده از آنها نشان می‌دهد.

اکسید شده) دارند. آلونیت‌هایی که در این رگه‌ها همراه هستند بیشتر به رنگ سفید مشاهده می‌شوند. دسته دوم رگه‌هایی هستند که از وجود کانی‌های همراه فقیر به نظر می‌آیند. البته در برخی از این نوع رگه‌ها مقادیری از آلونیت نیز دیده می‌شود. بیشتر این رگه‌های سیلیسی دارای اکسید آهن فراوان می‌باشند، به گونه‌ای که رنگشان



شکل ۲- نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰ منطقه کوه لخت به همراه موقعیت گمانه‌های حفاری شده و نقاط برداشت داده‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی (حافظی، ۱۳۹۷). دایره‌های حاوی حروف لاتین A تا J نشان دهنده بخش‌های مختلف پروفیل‌ها هستند که در شکل ۹ مورد استفاده قرار گرفته‌اند.



شکل ۳- برخی از شواهد حضور کانی‌سازی اپی‌ترمال در محدوده مورد مطالعه: (الف) نمایی از استوک ورک‌های هماتی و ژاروسیتی واقع در جنوب باختر محدوده، (ب) نمونه‌های سنگی شامل کانی‌های مالاکیت، اکسید آرسنیک و آهن، باریت به صورت تیغه‌ای و در هم تنیده در رگه‌های کانی‌سازی شده، (ج) نمونه‌ای از رگه‌های سیلیسی با بافت کراس‌تیرم (باند‌های متناوب) به همراه مالاکیت واقع در آندزیت‌های شمال خاور محدوده، (د) نمونه‌ای از قطعات سیلیسی-برشی به همراه کوارتزهای حفره‌دار، (ه) حضور کانی‌های سولفیدی (گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و آرسنوپیریت) در رگه کوارتز (حافظی، ۱۳۹۷).

مغناطیسی، زاویه قائمه نیست. در نتیجه، بی‌هنجاری مغناطیسی در خارج قطب های مغناطیسی نامتقارن شده و بیشینه مقدار بی‌هنجاری مغناطیسی دقیقاً بر محل منبع مغناطیسی واقع نخواهد شد (Reynolds, 2011). بنابراین برای متقارن نمودن بی‌هنجاری مغناطیسی و قرار دادن بیشینه بی‌هنجاری بر محل توده های مدفون از پردازش برگردان به قطب (RTP) که به طور فرضی محل برداشت داده های مغناطیسی را به قطب مغناطیسی انتقال می دهد استفاده می شود (Baranov, 1957; Baranov and Naudy, 1964). شکل ۵-د نقشه برگردان به قطب منطقه مطالعاتی را نشان می دهد. با توجه به این شکل، چند ناحیه بی‌هنجاری در منطقه مشاهده می شود که تا حدی متفاوت با ناهنجاری های شکل ۵-ج است.

از پردازش هایی مانند فیلترها و تبدیل به قطب اطلاعاتی در مورد ژرفای توده های منبع مغناطیسی به دست نمی آید. برای تخمین ژرفای منابع بی‌هنجاری مغناطیسی، روش هایی بدون نیاز به وارون سازی داده ها ابداع شده است که از میان آنها می توان به روش واهمایخت اوپلر اشاره نمود. از مزیت های استفاده از روش اوپلر این است که نیازی به اطلاعاتی درباره جهت مغناطیس شدگی نمی باشد و حضور مغناطیس پسماند نیز تأثیری بر نتایج به دست آمده ندارد (Ravat, 1996; Oruç and Selim, 2011; Usman, 2018). این روش با فرض این که میدان های گرانی و مغناطیسی در هر پنجره مختصاتی از داده ها همگن هستند اعمال می شود زیرا با وجود این فرض این میدان ها از رابطه اوپلر پیروی خواهند کرد (نیک فرجام و همکاران، ۱۳۹۵). در روش یاد شده از گرادینان های قائم میدان مغناطیسی برای به دست آوردن مکان افقی و ژرفایی منشأ های مغناطیسی استفاده می شود (سیف و همکاران، ۱۳۹۷). رابطه اوپلر در مختصات کارتزین به صورت زیر نوشته می شود:

$$(x-x_0)\frac{\partial T}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial T}{\partial y} + (z-z_0)\frac{\partial T}{\partial z} = N(B-T) \quad (1)$$

بر اساس معادله ۱، x, y, z مختصات نقاط برداشتی، x_0, y_0, z_0 مختصات منبع، T میدان کل، N اندیس ساختاری می باشد که مقدار آن از ۰ برای همبری های افقی تا ۳ در مورد منابع مغناطیسی کروی شکل تغییر می کند (Thompson, 1982).

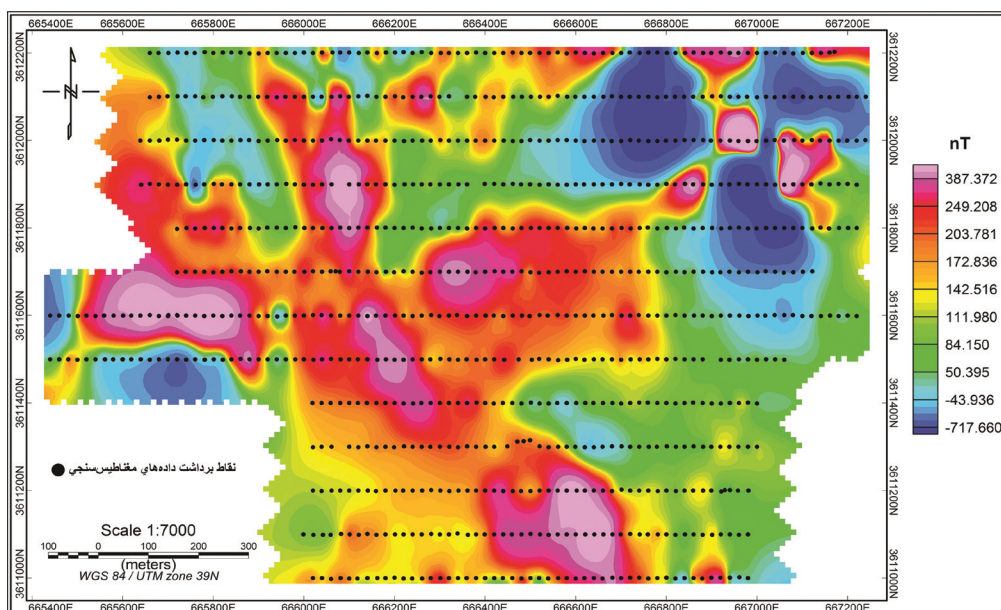
شکل ۶-الف نتایج ژرفاسنجی به روش واهمایخت اوپلر را با فرض کروی بودن توده های مغناطیسی و استفاده از اندیس ساختاری ۳ نشان می دهد. هیستوگرام ژرفاهای به دست آمده از واهمایخت اوپلر که در شکل ۶-ب نمایش داده شده است، نشان می دهد که به طور میانگین منابع مغناطیسی در ژرفای ۱۷۰ متری از سطح زمین واقع هستند.

حافظی (۱۳۹۷) اقدام به برداشت ۲۴۴ نمونه ژئوشیمیایی از محدوده مورد مطالعه نمود. او با انجام مطالعات همبستگی بین عناصر (Au, Ag, Cu, As, Sb, Pb, Zn, Bi) به این نتیجه رسید که کانی سازی در این منطقه از نوع اپی ترمال می باشد. او ضمن جداسازی بی‌هنجاری عناصر یاد شده، پیشنهاد نمود به رغم حضور کانی آلونیت و احتمال کانی سازی طلا از نوع اپی ترمال سولفید بالا، نیاز به مطالعات آزمایشگاهی دقیق تر برای تعیین دقیق تیپ کانی سازی می باشد (حافظی، ۱۳۹۷).

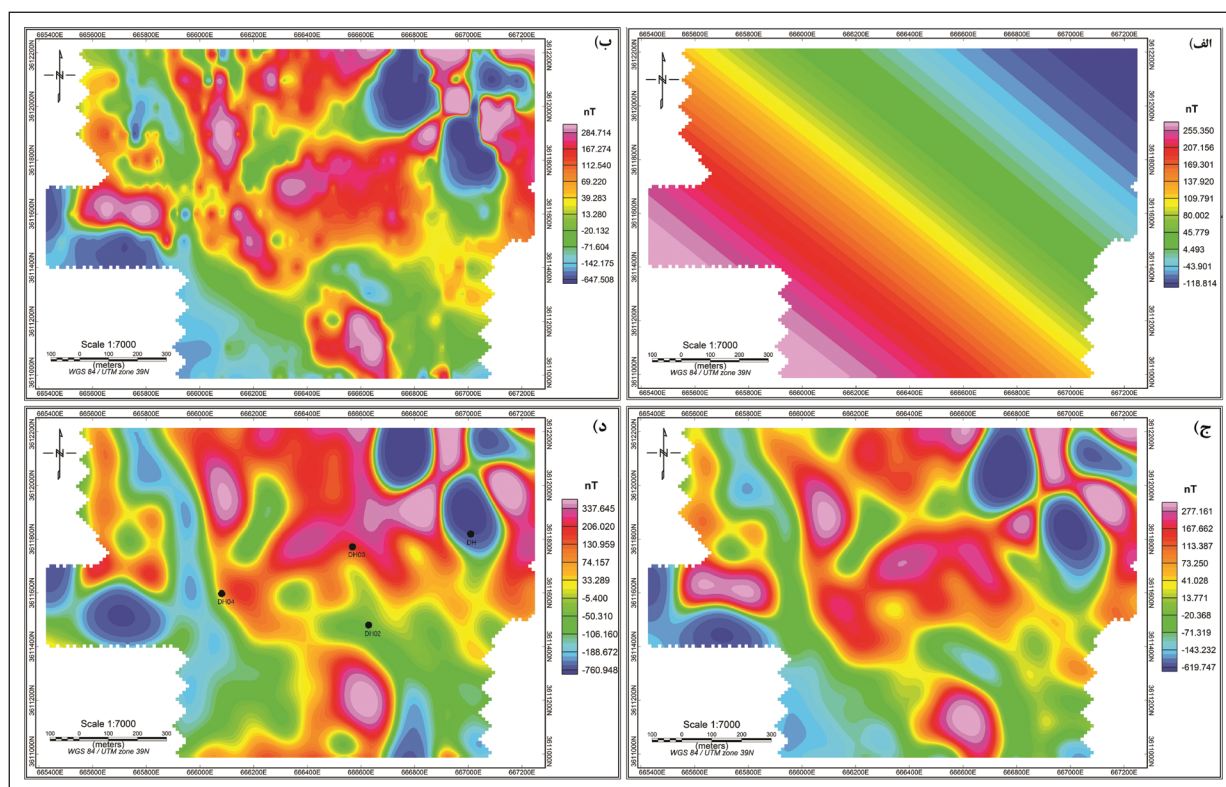
۳- مطالعات مغناطیس سنجی

داده های میدان مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه در محدوده ای به ابعاد تقریبی ۱×۱ کیلومتر مربع و بر روی ۸۸۳ ایستگاه در ۱۳ پروفیل با فاصله بین پروفیلی ۱۰۰ متر و فاصله نمونه برداری ۲۰ متر روی هر پروفیل برداشت شده است. برداشت توسط یک دستگاه مگنتومتر پروتون مدل GSM 19T انجام شده است. در زمان برداشت، شدت میدان مغناطیسی مرجع زمین (IGRF) در منطقه مورد مطالعه ۴۷۰۷۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف به ترتیب ۵۰/۶ و ۳/۷ درجه بوده است. شکل ۴ محل نقاط برداشت داده های مغناطیسی و نقشه شدت میدان مغناطیسی منطقه را پس از اعمال تصحیحات روزانه و حذف میدان مرجع ژئومغناطیسی زمین نشان می دهد.

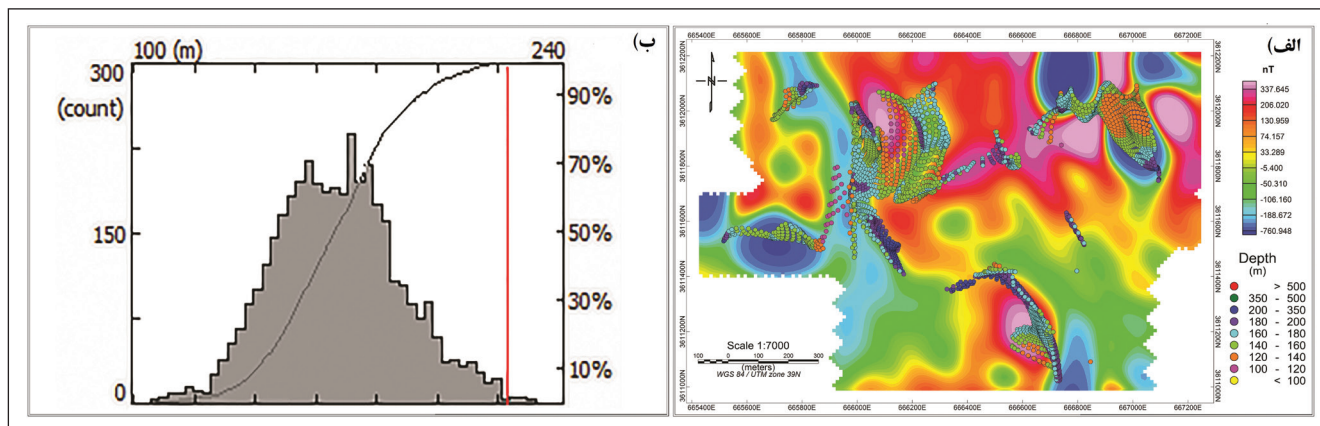
در مرحله بعد، با هدف جداسازی بی‌هنجاری ناشی از منبع مغناطیسی محلی از آثار مغناطیسی ناحیه ای، اثر میدان مغناطیسی ناشی از عوامل ناحیه ای با انجام پردازش ادامه فراسو محاسبه شده و از میدان کل مغناطیسی نشان داده شده در شکل ۴ کاسته شد. با انجام چند مرحله محاسبه ادامه فراسوی داده های مغناطیسی با ارتفاع های متفاوت، گسترش فراسو تا ارتفاع هزارمتری با رفتار خطی به عنوان بهترین معرف تغییرات ناحیه ای انتخاب گردید. شکل ۵-الف و ب، به ترتیب نقشه ادامه فراسوی هزار متری بی‌هنجاری میدان مغناطیسی و نقشه میدان مغناطیسی پس از حذف اثر میدان ناحیه ای از داده های نمایش داده شده در نقشه شکل ۴ را نشان می دهد. پس از حذف اثر ناحیه ای، تعداد قابل توجهی از بی‌هنجاری های کوچک و یا سطحی باقی ماندند که احتمالاً نتیجه وجود آلیازینگ در داده ها هستند (شکل ۵-الف). با توجه به فواصل ۱۰۰ متری بین خطوط برداشت، فیلتر پایین گذر ۲۰۰ متری برای حذف اثر آلیازینگ اعمال شد. شکل ۵-ج نقشه داده های شکل ۵-ب را پس از اعمال فیلتر یاد شده نمایش می دهد. زاویه میل میدان مغناطیسی زمین با تغییرات طول و عرض جغرافیایی تغییر می کند و جز در قطب های



شکل ۴- نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد مطالعه پس از اعمال تصحیحات روزانه و حذف IGRF به همراه محل نقاط برداشت.



شکل ۵- الف) نقشه شدت میدان مغناطیسی ناحیه ای با انجام ادامه فراسو تا ارتفاع هزار متری داده های شدت میدان مغناطیسی که در نقشه شکل ۴ نمایش داده شده اند. ب) نقشه میدان مغناطیسی محلی پس از حذف اثر میدان ناحیه ای از داده های شدت میدان مغناطیسی کل. ج) نتیجه اعمال فیلتر پایین گذر با حذف پدیده های با طول کمتر از ۲۰۰ متر از داده های نمایش داده شده در شکل ۵-ب. د) نقشه برگردان به قطب داده های نمایش داده شده در شکل ۵-ج. نقاط سیاه رنگ نشان دهنده نشانه محل حفر گمانه های اکتشافی در محدوده هستند.



شکل ۶- الف) تخمین ژرفای منابع مغناطیسی کروی با استفاده از واهمامیخت اوایل بر داده های نمایش داده شده در شکل ۵-د. نقشه رنگی زمینه، داده های حاصل از تبدیل به قطب موجود در نقشه شکل ۵-د را نشان می دهد. رنگ های متفاوت دایره های نشان داده شده ژرفاهای مختلف تخمین زده شده برای توده های مغناطیسی را مشخص می کند. ب) هیستوگرام ژرفاهای به دست آمده از واهمامیخت اوایل داده های مغناطیسی شکل ۵-د.

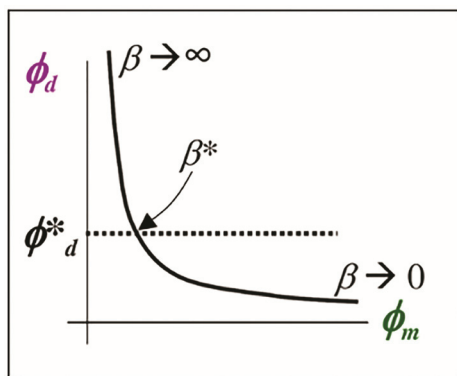
۴- مطالعات مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی (IP/RS)

یک دستگاه مولد جریان الکتریسته ژاپنی با توان ۵۰۰۰ وات استفاده شده است. هر دو پروفیل با آرایه الکترودی قطبی-دو قطبی برداشت شدند. پروفیل ۱ به طول ۷۰۰ متر با فاصله الکترودی ۲۰ متر بر روی ۲۶۲ نقطه و پروفیل ۲ به طول ۱۵۰۰ متر با فواصل الکترودی ۲۰، ۴۰ و ۸۰ متر بر روی ۸۸۶ نقطه اندازه گیری شدند.

افزون بر برداشت مغناطیس سنجی، برداشت IP/RS در منطقه مورد مطالعه در دو پروفیل با امتداد شمال خاوری - جنوب باختری انجام شده است که موقعیت آنها بر روی نقشه زمین شناسی (شکل ۲) مشخص می باشد. در این برداشت از یک سیستم اندازه گیری ساخت شرکت GDD کانادا حاوی یک دستگاه فرستنده جریان مدل TX II با توان ۳۶۰۰ وات، یک دستگاه گیرنده مدل GRX8-32 و

۵- مبانی مدل سازی وارون داده های ژئوفیزیکی

در معادله ۵، β ضریب لاگرانژ و ϕ_d^* نیز مقدار خطای تخمین داده می باشد. برای به دست آوردن مقدار بهینه ضریب لاگرانژ، از ارتباط بین مقدار طول مدل و خطای داده ها در شکل ۷ که به منحنی Trade-Off شناخته می شود، استفاده می شود. منحنی یاد شده بیان می کند که اگر مدل به دست آمده بسیار ساده باشد، میزان خطای مدل سازی افزایش می یابد. در حالی که اگر خطای مدل سازی بسیار کم باشد، مدل پیچیده ای ساخته می شود که تفسیر را مشکل می سازد. با انتخاب مقدار بهینه ضریب لاگرانژ (β) در محل حداکثر انحنای نمودار Trade-Off، می توان مدلی ایجاد کرد که از نظر طول مدل و خطای داده قابل قبول باشد (Oldenburg and Pratt, 2007; Ren and Kalscheuer, 2020).



شکل ۷- منحنی Trade-Off؛ رابطه بین مدل و طول خطا را نشان می دهد (Oldenburg and Pratt, 2007).

در پژوهش حاضر، مدل خودپذیری مغناطیسی محدوده مورد مطالعه با استفاده از وارون سازی سه بعدی داده های مغناطیسی به دست آمده است. بدین منظور از نرم افزار UBC Mag3D 4.0 استفاده شد. همچنین تخمینی از مدل مقاومت ویژه و شارپذیری الکتریکی با استفاده از وارون سازی دو بعدی داده های مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی برداشت شده به دست آمد. مدل سازی های یاد شده در امتداد پروفیل های نشان داده شده در شکل ۲ و با استفاده از نرم افزار UBC DCIP2D 3.2 صورت گرفت. پارامترهای موجود در معادلات ۳، ۴ و ۵ برای وارون سازی داده های مغناطیسی با استفاده از روش ارائه شده توسط لی و اولدنبرگ (Li and Oldenburg, 1996, 2003) تعریف شدند. در مدل سازی وارون داده های مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی، پارامترهای یاد شده طبق تعاریف ارائه شده توسط اولدنبرگ و لی (Oldenburg and Li, 1994) محاسبه شده اند.

۵-۱. نتایج مدل سازی وارون سه بعدی داده های مغناطیسی

برگردان سه بعدی داده های نمایش داده شده در نقشه شکل ۵-ج بر اساس الگوریتم لی و اولدنبرگ صورت گرفت. در این مدل سازی، خودپذیری مغناطیسی مدل اولیه به طور همگن برابر ۰/۰۰۱ در نظر گرفته شده است و با توجه به جنس سنگ های محدوده مورد مطالعه، مدل مرجع یک زمین همگن با خودپذیری مغناطیسی برابر ۰/۰۳ انتخاب شد. همچنین حداکثر تغییرات محتمل در خودپذیری سنگ های موجود در منطقه آن را بین ۰ تا ۰/۱ محدود و از وجود مغناطش پسماند صرف نظر شد. برای در نظر گرفتن اثر منابع احتمالی بی هنجاری

هر چند با اعمال پردازش های معمول بر داده های مغناطیسی می توان به حدود محل قرارگیری توده های مغناطیسی پی برد و یا با روش واهمامیخت اولیه به طور تقریبی ژرفای قرارگیری منابع مغناطیسی را تخمین زد، اما تعیین دقیق شکل و گسترش ژرفای توده های با خودپذیری مغناطیسی بالا مستلزم انجام مدل سازی وارون داده ها است. در سایر روش های ژئوفیزیکی مانند روش های مقاومت ویژه الکتریکی و پلاریزاسیون القایی نیز تعیین شکل و ژرفای ناهمگنی ها تنها با انجام مدل سازی وارون داده ها امکان پذیر است. از نقطه نظر علم فیزیک، همواره رابطه ای ریاضی بین پارامترهای فیزیکی توده های مدفون در زمین و داده های ژئوفیزیکی اندازه گیری شده با دستگاه وجود دارد. با توجه به وجود این رابطه، می توان الگوریتمی بازگشتی را به گونه ای تعریف کرد که با در دست داشتن داده های ژئوفیزیکی اندازه گیری شده توسط دستگاه، محاسبه مقادیر مجهول پارامترهای فیزیکی توده های مدفون محدوده مورد مطالعه، امکان پذیر باشد. فرایند یاد شده، مدل سازی وارون داده های ژئوفیزیکی نامیده می شود. برای نمونه، اگر مقادیر داده های اندازه گیری شده، با بردار $\mathbf{d}$ و مقادیر نامعلوم پارامترهای مدل، با بردار $\mathbf{m}$ نشان داده شوند، معادله کلی (۲) بین بردار داده ها و بردار مدل ارتباط برقرار می کند (Menke, 2018, Abedi, 2020).

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}) \quad (2)$$

در معادله ۲، عملگر $\mathbf{G}$ هسته داده (کرنل) نامیده می شود. نوع هسته، با توجه به نوع داده ها و هدف مدل سازی متفاوت خواهد بود (Li and Oldenburg, 1996; Meng, 2017). اگر ماتریس $\mathbf{G}$ دارای استقلال خطی نسبت به $\mathbf{m}$ باشد، می توان رابطه ۲ را به سادگی به صورت حاصل ضرب کرنل و بردار مدل نمایش داد. در عمل به منظور وارون سازی دو بعدی یا سه بعدی داده ها، زمین به بلوک هایی با ابعاد از پیش تعیین شده تقسیم می شود. این ابعاد در طول حل مساله ثابت مانده و تنها کمیت فیزیکی موجود در آنها مانند خودپذیری مغناطیسی یا مقاومت ویژه الکتریکی تغییر می کند. این فرایند را مش بندی مدل می نامند. مقادیر کمیت های فیزیکی موجود در بلوک ها همان پارامترهای مدل $\mathbf{m}$ هستند که با استفاده از رابطه ۲، با داده های اندازه گیری شده ارتباط دارد. بنابراین تعداد المان های بردار مدل $\mathbf{m}$ با تعداد بلوک های پیش بینی شده برابر خواهد بود. هدف وارون سازی این است که با تغییر مقادیر المان های بردار $\mathbf{m}$ ، پاسخی برای تخمین داده های $\mathbf{d}$ به دست آید که مجموع مربعات اختلاف داده های تخمین زده شده با داده های اندازه گیری شده کمتر از حداکثر خطای مورد قبول باشد (Li and Oldenburg, 1996, Spichak, 2020). با کمینه سازی تابع زیر می توان به هدف حداقل سازی خطای داده دست یافت.

$$\phi_d = \|\mathbf{W}_d (\mathbf{d} - \mathbf{d}^{obs})\|_2^2 \quad (3)$$

در رابطه ۳، $\mathbf{W}_d$ تابع کوواریانس خطای داده می باشد. این تابع به شکل یک ماتریس قطری که درایه های روی قطر آن برابر انحراف معیار خطای اندازه گیری داده ها است، بیان می شود. همچنین $\mathbf{d}^{obs}$ داده های اندازه گیری شده است.

هر چند می توان با کمینه سازی ϕ_d تا حد دلخواه خطا را کوچک نمود، اما ممکن است این مساله به قیمت ایجاد مدلی بسیار پیچیده که تحت تأثیر نوفه های سطحی موجود در داده ها است، تمام شود. برای جلوگیری از این مشکل لازم است با ایجاد محدودیت برای طول بردار مدل، پیچیدگی آن را تا حد دلخواه کنترل نمود. به این منظور تابع طول مدل به صورت کلی زیر تعریف می گردد.

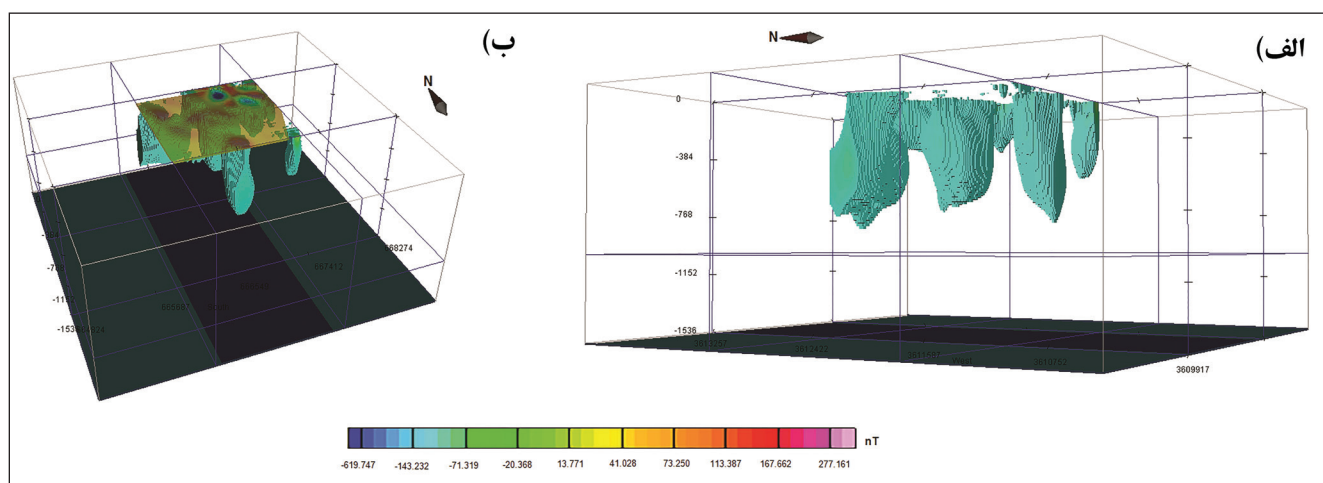
$$\phi_m(m) = \|\mathbf{W}_m (m - m_0)\|_2^2 \quad (4)$$

که در آن، $\mathbf{m}_0$ مدل اولیه و $\mathbf{W}_m$ ماتریس کوواریانس و یا ارتباط فضایی اجزای مدل می باشد. معمولاً برای ایجاد یک مدل هموار، $\mathbf{W}_m$ به صورت ماتریس حاوی ضرایب مشتقات مرتبه اول مدل تعریف می شود. اکنون با ترکیب معادلات ۳ و ۴، تابع جدیدی به نام تابع هدف به صورت زیر تعریف می شود که با کمینه سازی آن، هم مقدار خطای تخمین داده و هم طول مدل تخمین زده شده به حداقل می رسد.

$$\phi(m) = \phi_m(m) + \beta(\phi_d - \phi_d^*) \quad (5)$$

به دست آمد. شکل ۸-الف و ب گسترش ژرفی مدل خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده را به کمک این الگوریتم تا ژرفای حدود ۸۵۰ متری از سطح زمین نشان می دهد. در این شکل ها تنها توده های دارای خودپذیری مغناطیسی تخمینی بیش از ۰/۰۲۹ در سیستم آحاد بین المللی SI نشان داده شده اند. همچنین در قسمت ب نقشه داده های مورد استفاده در وارون سازی بر فراز مدل نشان داده شده است. ژرفای توده های با بیشینه خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده در حدود ۱۷۰ متری از سطح زمین است که با میانگین ژرفای منابع به دست آمده از واهمامیخت اوایل تطابق قابل توجهی دارد.

خارج از پهنه مورد مطالعه، فاصله ۷۰۰ متر از لبه های نقشه شکل ۵-ج در جهات افقی به مدل افزوده شد. تعداد بلوک های به کار رفته در مش بندی مدل برابر $121 \times 123 \times 134$ در جهت های خاوری، شمالی و ژرفا می باشد. ابعاد طولی و عرضی سلول ها در مرکز مدل ۱۰ متر بوده و با رسیدن به دیواره ها و کف مش به صورت تدریجی افزایش پیدا می کند. انجام این مدل سازی ۲۹ ساعت و ۴۰ دقیقه توسط رایانه شخصی دو هسته ای با فرکانس پردازنده ۲/۵ گیگاهرتز و رم ۴ گیگابایت، زمان برده است. در این مدل سازی پراش آماری داده ها برابر ۰/۲ نانوتسلا در نظر گرفته شد. ریشه مجموع مربعات خطای تخمین نیز برابر ۱/۰۴



شکل ۸- نمایش سه بعدی مدل خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده برای داده های نمایش داده شده در شکل ۵-ج رابه صورت توده های سه بعدی آبی رنگ نشان می دهد. تنها توده های با خودپذیری تخمین زده شده بالاتر از ۰/۰۲۹ در مبنای دستگاه بین المللی یکاها (SI) نشان داده شده اند. (الف) دید از جنوب باختر و (ب) دید از بالای مدل مغناطیسی می باشد. نقشه نمایش داده شده روی مدل مغناطیسی، داده های مغناطیسی مربوط به وارون سازی است. راهنمای نقشه، تغییرات شدت میدان مغناطیسی داده های یاد شده را نشان می دهد.

شارژپذیری نسبتاً کم است، در حالی که به دلیل وجود مواد معدنی رس، حضور شارژپذیری بالاتری انتظار می رفت. این اختلاف می تواند به دلیل انتخاب یک عامل نرم شدگی قابل توجه در لبه مدل وارون سازی دو بعدی بر روی داده های IP باشد. در نزدیکی نقطه B و نزدیک به سطح زمین، افزایش مقاومت ویژه الکتریکی و کاهش شارژپذیری الکتریکی مشاهده می شود. این مساله احتمالاً مربوط به حضور رگه نازک کوارتزی در این نقطه است. در بخش BC در مقایسه با بخش AB، میزان خودپذیری مغناطیسی و مقاومت ویژه افزایش یافته است که بیانگر حضور سنگ های آندزیتی تازه و دگرسان نشده می باشد که در شمال پروفیل به سمت جنوب در زیر آبرفت ها امتداد دارند ولی رختمون آنها در سطح زمین دیده نمی شود. در نیمه سمت چپ بخش BC، کاهش تدریجی مقاومت ویژه و خودپذیری مغناطیسی با افزایش چشمگیر شارژپذیری الکتریکی همراه شده است. با توجه به آنکه طبق نقشه زمین شناسی، منطقه یاد شده بین واحد آندزیتی و گسل واقع شده است، با نزدیک شدن به نقطه C و گسل منطبق بر آن، مقاومت الکتریکی کاهش چشمگیری می یابد. احتمالاً بیشینه شارژپذیری الکتریکی، بیانگر حضور محلول های کانه ساز و نقطه آغاز گسترش دگرسانی های رسی در پروفیل یاد شده به سمت نقطه C است. در قسمت CD با توجه به حضور دگرسانی های فلیک و آرژیلیک و تخریب

۵-۲. نتایج مدل سازی وارون دو بعدی داده های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون

القایی

در انجام مدل سازی وارون دو بعدی مقاومت ویژه و شارژپذیری القایی الکتریکی، ستبرای سلول های مدل در سطح زمین، نصف فاصله الکترودی یعنی ۱۰ متر در نظر گرفته شد. همچنین ستبرای سایر بلوک ها به طور لگاریتمی با ژرفا افزایش یافت. همچنین ژرفای مدل سازی وارون دو بعدی داده های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی در مقطع یاد شده ۳۰۰ متر در نظر گرفته شد.

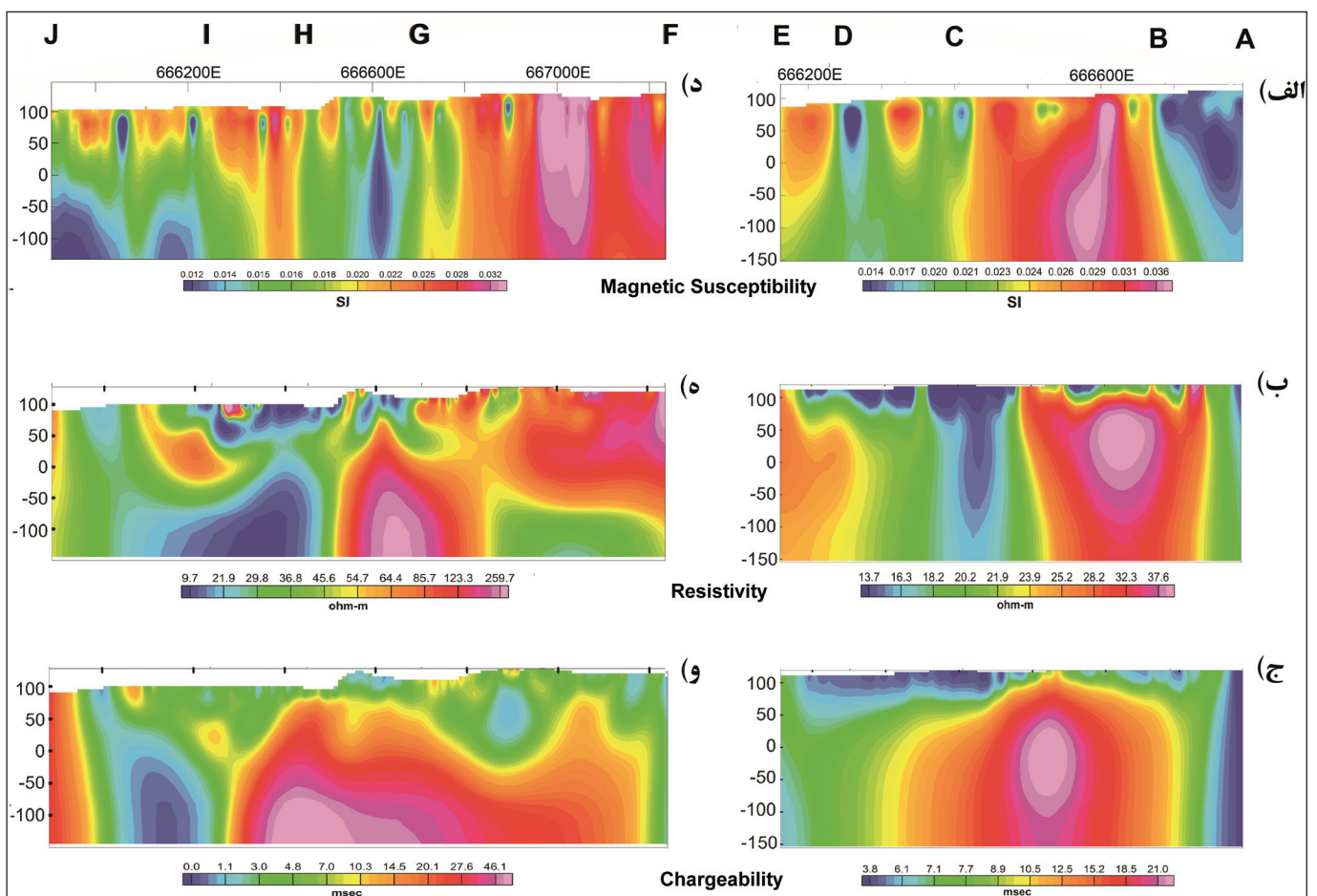
شکل ۹ امکان مقایسه همزمان نتایج وارون سازی داده های مغناطیسی، مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی را فراهم می کند. برای آسان نمودن امر تفسیر، مقاطع مربوط به مدل های یاد شده در راستای پروفیل ۱ به قطعات AB, BC, CD و DE تقسیم گردید. به طور مشابه، مقاطع مربوط به مدل ها در امتداد پروفیل ۲ به قطعات FG, GH, HI و II تفکیک شده است. تقسیمات یاد شده همان تقسیم بندی پروفیل های ۱ و ۲ در شکل ۲ می باشند.

شکل های ۹-الف، ۹-ب و ۹-ج مرتبط با پروفیل ۱، در بخش AB مقدار خودپذیری مغناطیسی و مقاومت ویژه الکتریکی تخمین زده شده هر دو پایین می باشد که با توجه به نقشه زمین شناسی در شکل ۲ می تواند به علت وجود دگرسانی های فلیک و آرژیلیک در این قسمت و ایجاد کانی های رسی باشد. با این وجود، میزان

سیلیسی، کاهش قابل توجه خودپذیری مغناطیسی و افزایش مقاومت ویژه در ژرفای ۱۵۰ متری از سطح زمین مشاهده می گردد. همچنین در مرز بخش HI و GH یعنی در تقاطع دگرسانی سیلیسی و دگرسانی آرژیلیک، قابلیت شارژپذیری به بیشترین حد خود رسیده است. افزون بر این، در بخش HI مقدار خودپذیری مغناطیسی کمی در نزدیکی سطح زمین افزایش نشان می دهد در حالی که مقاومت ویژه کاهش یافته است. به نظر می رسد که دگرسانی آرژیلیک تمام مگنتیت موجود در سنگ ها را تخریب نکرده است. در قسمت ژرف نیمه چپ بخش II کاهش خودپذیری مغناطیسی و افزایش مقاومت ویژه مشاهده می شود. این مسئله با در نظر گرفتن وجود امتداد ریوداسیت های دگرسان شده مدفون در زیر آبرفت ها قابل توجه است.

شدید مگنتیت مقدار خودپذیری مغناطیسی و مقاومت ویژه کاهش یافته است. در قسمت DE، مقدار خودپذیری مغناطیسی نسبت به ناحیه BC کم تر می باشد. همچنین مقاومت ویژه افزایش یافته است که با تطابق با نقشه زمین شناسی می تواند به علت ادامه امتداد تقریباً شمالی - جنوبی ریوداسیت های موجود در شمال باختر منطقه در زیر آبرفت ها باشد.

شکل های ۹-د، ۹-و و مرتبط با پروفیل ۲، در بخش FG، مقادیر خودپذیری مغناطیسی و مقاومت ویژه بالا و میزان شارژپذیری نسبتاً پایین می باشد. با توجه به نقشه زمین شناسی در شکل ۲، این امر می تواند به دلیل حضور آندزیت های دگرسان نشده در زیر آبرفت های کم ژرفا باشد. در ژرفای بخش GH، به علت حضور دگرسانی



شکل ۹- مقاطع کمیت های فیزیکی تخمین زده شده با استفاده از مدل سازی وارون. مقاطع قائم (الف)، (ب) و (ج) به ترتیب مدل های تخمینی خودپذیری مغناطیسی، مقاومت ویژه و شارژپذیری را در امتداد پروفیل ۱ و مقاطع قائم (د)، (ه) و (و) به ترتیب مدل های تخمینی خودپذیری مغناطیسی، مقاومت ویژه و شارژپذیری را در امتداد پروفیل ۲ برداشت ژئوالکتریکی نشان می دهد که موقعیت این دو پروفیل بر روی شکل ۲ نشان داده شده است.

۶- مقایسه نتایج حاصل از وارون سازی سه بعدی با نتایج آنالیز ژئوشیمیایی گمانه های اکتشافی موجود در منطقه

در منطقه کوه لخت تعدادی گمانه با هدف تحلیل ژئوشیمیایی توده های مدفون حفر شده است. شکل ۵-د موقعیت گمانه های یاد شده را با نام های DH02، DH01،

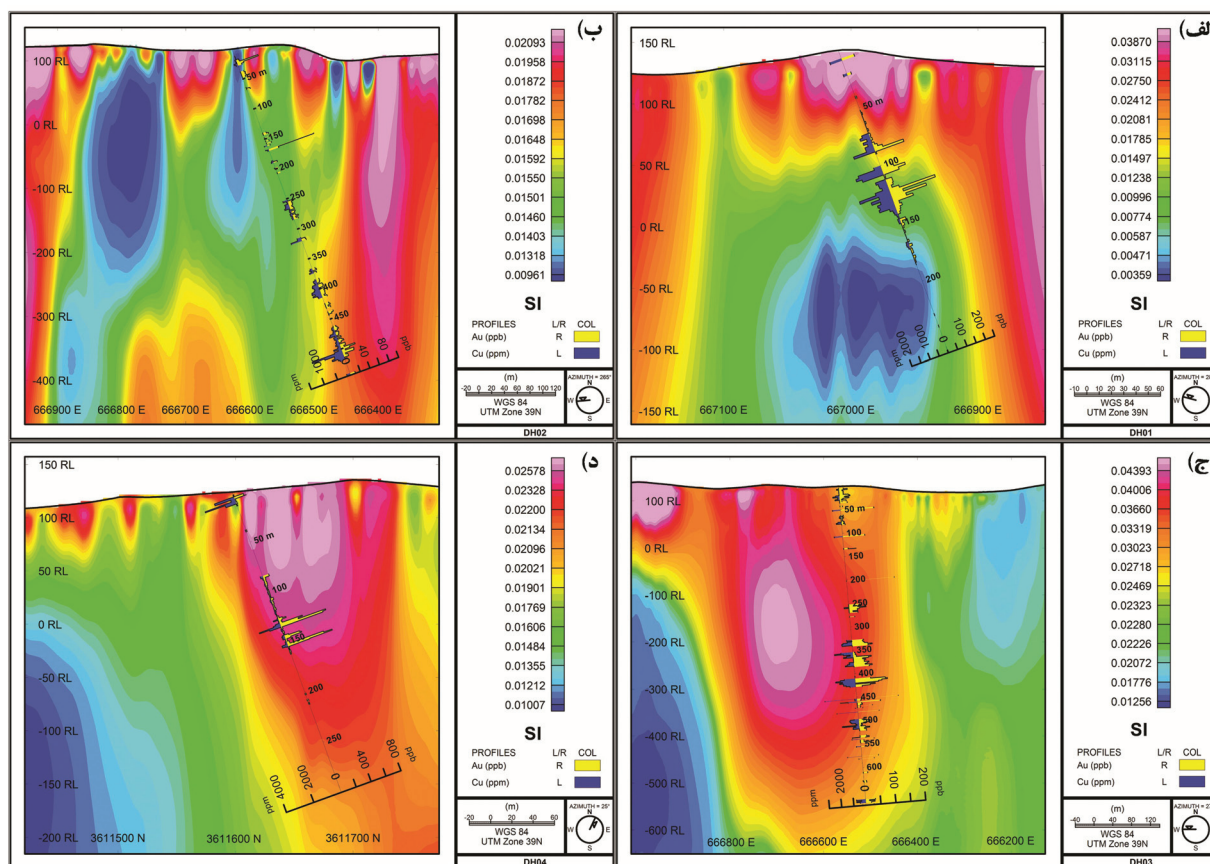
DH04 و DH03 بر زمینه ای از تبدیل به قطب مغناطیسی نشان داده است. در جدول ۱ مشخصات گمانه های حفر شده و شیب و امتداد آنها درج شده است. به منظور یافتن رابطه فضایی بین نواحی کانی سازی و مدل خودپذیری مغناطیسی،

فلزات طلا و مس در نواحی که تغییرات شدید خودپذیری مغناطیسی وجود دارد و همچنین در حاشیه توده‌هایی که تخریب مگنتیت رخ داده است، مشاهده می‌شود. در شکل ۱۰-الف محل حضور کانی‌سازی کمی ژرف‌تر از حاشیه توده مغناطیسی سطحی است که احتمال دارد به دلیل تجمع منابع مغناطیسی در سطح در اثر کافی نبودن وزن دهی به بلوک‌های ژرف در مدل‌سازی وارون، ایجاد شده باشد.

نتایج مدل سه بعدی تخمین زده شده خودپذیری مغناطیسی با نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی گمانه‌های اکتشافی موجود در منطقه مقایسه شد. شکل ۱۰، نتایج حاصل از مقایسه اطلاعات مربوط به آنالیز ژئوشیمیایی گمانه‌های اکتشافی با مقطع مدل خودپذیری مغناطیسی در امتداد گمانه‌های یاد شده را نشان می‌دهد. میزان عیار طلا بر حسب ppm و عیار مس بر حسب ppm بررسی شده است. بیشترین میزان کانی‌سازی

جدول ۱- ویژگی‌های گمانه‌های اکتشافی حفر شده در محدوده مورد مطالعه.

گمانه	X	Y	طول حفاری (متر)	شیب (درجه)	آزیموت (درجه)
DH01	۶۶۷۰۱۰	۳۶۱۱۸۲۰	۲۶۲/۲۵	۷۰	۲۸۵
DH02	۶۶۶۶۲۸	۳۶۱۱۴۷۹	۵۴۳/۲	۷۰	۲۶۵
DH03	۶۶۶۵۶۹	۳۶۱۱۷۷۲	۶۸۱	۸۵	۲۷۰
DH04	۶۶۶۰۸۱	۳۶۱۱۵۹۷	۳۰۰	۷۰	۲۵



شکل ۱۰- قسمت‌های الف تا د به ترتیب نتایج مقایسه آنالیز ژئوشیمیایی گمانه‌های ۱ تا ۴ با نتیجه مدل‌سازی وارون را نشان می‌دهد. نقشه رنگی زمینه مقاطع قائم انتخاب شده از مدل کلی سه بعدی خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده هستند. مقاطع یاد شده در امتداد هر کدام از گمانه‌ها نمایش داده شده‌اند. رنگ‌های زرد و آبی به ترتیب عیارهای طلا و مس بر حسب ppm و ppb را در طول گمانه نشان می‌دهند.

۷- نتیجه‌گیری

کانی‌سازی شاهد باشیم که شکل ۱۰ تأییدی بر این مسئله است. بنابراین، در این منطقه پتانسیل کانی‌سازی، محتمل است و پیشنهاد می‌شود برداشت منظم مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی در پروفیل‌های بیشتر به گونه‌ای انجام شود که با امتداد حفاری‌های موجود منطبق باشد و مدل‌سازی وارون آن به صورت سه‌بعدی انجام شود.

سیاسگزاری

نگارندگان این مقاله، مراتب سپاس و قدردانی خود را از داوران محترم این مقاله ابراز می‌دارند. نظرات آنان در جهت بهبود و ارتقای کیفیت مقاله حاضر، برای نگارندگان مفید و راهگشا بود.

با مقایسه نتایج مقاطع قائم مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیسی با مقاطع قائم مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی در امتداد دو پروفیل IP/RS، مرز تغییرات شدید خود پذیری مغناطیسی با مقاومت ویژه پایین و شارژپذیری بالا همراه شد که امکان کانی‌سازی را در این نواحی محتمل می‌سازد. مقایسه نتایج مربوط به مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیسی با آنالیزهای ژئوشیمیایی گمانه‌های اکتشافی حفر شده در منطقه، نشان داد که در هنگام تغییرات خودپذیری مغناطیسی، عیار طلا و مس به شدت افزایش پیدا می‌کند. با توجه به آن که نوع کانی‌سازی موجود در منطقه، کانی‌سازی طلای اپی‌ترمال شناخته شده است، انتظار بر این است که تحت تأثیر توده‌های گرمایی، تهی‌شدگی در کانی‌مگنتیت و کاهش خودپذیری مغناطیسی را در نواحی

کتابنگاری

- امینی، ب.، امینی، م. ر. و امامی، م. ه.، ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، کجان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
حافظی، ا.، ۱۳۹۷، کاربرد روش ارتباط بین سلولی در مدل‌سازی پتانسیل کانی‌سازی جهت تعیین نقاط حفاری پیشاهنگ با استفاده از اطلاعات اکتشافات سطحی (مورد مطالعه: اندیس مس-طلای کوه لخت) پایان‌نامه کارشناسی ارشد مهندسی معدن - اکتشاف، دانشگاه صنعتی اصفهان.
سیف، م.، محمدزاده مقدم، م. و میرزایی، س.، ۱۳۹۷، شناسایی و مکان‌یابی اهداف و تأسیسات زیرزمینی بر پایه داده‌های مغناطیس‌سنجی با استفاده از روش‌های سیگنال تحلیلی، اوپلر و وارون‌سازی سه‌بعدی، مجله علمی پژوهشی علوم و فناوری‌های پدافند نوین، ۹، ۳، صص. ۳۵۹ تا ۳۶۸.
نیک فرجام، م.، فراهانی، س. و هزارخانی، ا.، ۱۳۹۵، تخمین عمق به روش اوپلر دیکانولوشن در بخش شرقی آنومالی حنار، بیرجند، کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۷.

References

- Abedi, M., 2020. A focused and constrained 2D inversion of potential field geophysical data through Delaunay triangulation, a case study for iron-bearing targeting at the Shavaz deposit in Iran, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 309, 106604. doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106604.
- Abedi, M., Gholami, A., Norouzi, G. H., and Fathianpour, N., 2013. Fast inversion of magnetic data using Lanczos bidiagonalization method, *Journal of Applied Geophysics*. Elsevier B.V., 90, pp. 126–137. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.01.008.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 22(2), pp. 359–382.
- Baranov, V., and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 29(1), pp. 67–79.
- Eldosouky, A. M., Pham, L. T., Mohamed, H., and Pradhan, B., 2020. A comparative study of THG, AS, TA, Theta, TDX and LTHG techniques for improving source boundaries detection of magnetic data using synthetic models: A case study from G. Um Monqul, North Eastern Desert, Egypt, *Journal of African Earth Sciences*, 170, 103940.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., and Gonzalez-Urien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, 13(2), pp. 45–77.
- Hoschke, T., 2011. Geophysical signatures of copper-gold porphyry and epithermal gold deposits, and implications for exploration. CSIRO.
- Hoschke, T., and Parks, J., 2003. Geophysical Exploration of the Pajingo Epithermal System, ASEG Extended Abstracts. CSIRO, 2003(2), pp. 1–4.
- Irvine, R. J., and Smith, M. J., 1990. Geophysical exploration for epithermal gold deposits, *Journal of Geochemical exploration*. Elsevier, 36(1–3), pp. 375–412.
- Kigai, I. N., 2020. Formation Environments of Metasomatites and Ores of the Epithermal Gold-silver Deposits, *Geology of Ore Deposits*. 62, pp. 432–437.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 1996. 3-D inversion of magnetic data, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 61(2), pp. 394–408.
- Li, Y., and Oldenburg, D. W., 2003. Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method, *Geophysical Journal International*. Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, 152(2), pp. 251–265.
- Locke, C. A., Cassidy, J., Harris, M. C., Kirkby, A., Mauk, J. L., Morrell, A. E., Rowland, J. V., and Smith, N., 2007. Geophysical characteristics of the southern Coromandel Volcanic Zone, New Zealand, and associated epithermal deposits, ASEG Extended Abstracts. Taylor & Francis, 2007(1), pp. 1–5.

- Maden, N., and Akaryalı, E., 2015. Gamma ray spectrometry for recognition of hydrothermal alteration zones related to a low sulfidation epithermal gold mineralization (eastern Pontides, NE Türkiye), *Journal of Applied Geophysics*. Elsevier, 122, pp. 74–85.
- Meng, Z., 2017. New potential data inversion to obtain the geological structures with a Laplacian kernel, *International Geophysical Conference*, Qingdao, China, 17-20 April 2017, doi.org/10.1190/IGC2017-068.
- Menke, W., 2018. *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic press.
- Modriniak, N., and Marsden, E., 1938. *Experiments in geophysical survey in New Zealand*. Department of Scientific and Industrial Research.
- Okada, K., 2000. Geophysical exploration at Hishikari gold mine, Kagoshima, Japan, *The Leading Edge*. Society of Exploration Geophysicists, 19(7), pp. 744–750.
- Oldenburg, D. W., and Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 59(9), pp. 1327–1341.
- Oldenburg, D. W., and Pratt, D. A., 2007. Geophysical Inversion for Mineral Exploration : a Decade of Progress in Theory and Practice, *Proceedings of Exploration '07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, (2003), pp. 61–99.
- Oruç, B., and Selim, H. H., 2011. Interpretation of magnetic data in the Sinop area of Mid Black Sea, Turkey, using tilt derivative, Euler deconvolution, and discrete wavelet transform, *Journal of Applied Geophysics*. Elsevier B.V., 74(4), pp. 194–204. doi: 10.1016/j.jappgeo.2011.05.007.
- Ransome, F. L., 1907. The association of alunite with gold in the Goldfield district, Nevada, *Economic Geology*. Society of Economic Geologists, 2(7), pp. 667–692.
- Ravat, D., 1996. Analysis of the Euler method and its applicability in environmental magnetic investigations, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 1(3), pp. 229–238.
- Ren, Z., and Kalscheuer, T., 2020. Uncertainty and Resolution Analysis of 2D and 3D Inversion Models Computed from Geophysical Electromagnetic Data, *Surveys in Geophysics*, 41, pp. 47–112, doi.org/10.1007/s10712-019-09567-3.
- Reynolds, J. M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, Preview. doi: 10.1071/pvv2011n155other.
- Spichak, V. V., 2020. Modern Methods for Joint Analysis and Inversion of Geophysical Data, *Russian Geology and Geophysics*, 61 (3), pp. 341–357. doi.org/10.15372/RGG2019092.
- Taylor, B. E., 2007. Epithermal gold deposits, *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, pp. 113–139.
- Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 47(1), pp. 31–37.
- Usman, N., 2018. *Automatic interpretation of magnetic data using euler deconvolution with modified algorithm*, Ph.D. thesis, Universiti Sains Malaysia.
- Wang, L., Qin, K., Song, G., and Li, G., 2019. A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification, *Ore Geology Reviews*, 107, pp. 434-456.

Original Research Paper

Inverse modeling and interpretation of magnetic and geoelectric data in the epithermal gold index of Kuh-e Lakht

Ghazal Janghorban¹, Seyed Mohammad Abtahi Forooshani^{1*}, Keytash Moshtaghian¹, Hooshang Asadi Harooni¹, Hamzeh Sadeghi Sorkhani¹ and Mohammad Hajheidari¹

¹ Department of Exploration, Faculty of Mining Engineering, , Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 December 10

Accepted: 2021 September 28

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Epithermal Gold

Magnetometry

Resistivity

Induced polarization

Inverse Modeling

ABSTRACT

Kuh-e Lakht epithermal gold index is located on Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt in Isfahan province. Geological studies indicate the presence of an epithermal gold mineralization system in the area. The geophysical exploration in the area includes magnetometry, resistivity, and induced polarization surveys. Then, we implemented Li and Oldenburg algorithm for 3D inversion of the magnetic data. The depth of the largest estimated magnetic susceptibility obtained from data inversion coincides with the average depth of the magnetic sources obtained from Euler deconvolution. Furthermore, we compared the estimated 2D resistivity and electrical chargeability models and the estimated magnetic susceptibility. The comparison denotes the correlation of the estimated magnetic susceptibility variations with the reduction of resistivity, high electrical chargeability, and alteration zones. Combining the estimated magnetic susceptibility model with the geochemical analysis of the exploratory boreholes in the area indicates that the mineralization often occurred at the maximum variation of the magnetic susceptibility. Nonetheless, the results indicate the possibility of mineralization along the zones with large magnetic susceptibility variations.

* Corresponding author: Seyed Mohammad Abtahi Forooshani; E-mail: smabtahi@iut.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.259045.1861

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.2.4

