

تفسیر آنومالی‌های مغناطیسی منطقه آستمال با استفاده از روش بزرگترین مقدار ویژه

وحید زارعی^۱ و رسول حمیدزاده مقدم^{۱*}

۱- دانشکده مهندسی معدن دانشگاه صنعتی سهند تبریز ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۲۹؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۲/۲۶

* نویسنده مسئول مکاتبات: hamidzadeh@sut.ac.ir

چکیده

یکی از اهداف مهم در تفسیر داده‌های میدان مغناطیسی تعیین موقعیت افقی توده‌های مسبب آنومالی است. بدین منظور روش‌های مختلفی ارائه شده؛ که بر پایه گرادبان‌هایی از میدان پتانسیل بنا شده‌اند. در این پژوهش از روش‌های مقادیر ویژه برای تعیین مرز توده‌های مغناطیسی استفاده شد. این روش‌ها بر روی داده‌های مغناطیسی مدل مصنوعی با و بدون نوفه اعمال شد. نتایج حاکی از کارایی روش بزرگترین مقدار ویژه و عدم کارایی روش دترمینان و کوچکترین مقدار ویژه در تعیین مرز توده‌های مغناطیسی است. مقایسه روش بزرگترین مقدار ویژه با دیگر روش‌های تعیین مرز بیانگر دقت بالای آن در تعیین مرز توده و عدم تولید لبه کاذب می‌باشد. همچنین روش بزرگترین مقدار ویژه نسبت به روش زاویه تیلت از کارایی بالایی در تفکیک توده‌های عمیق برخوردار است. روش بزرگترین مقدار ویژه همراه با روش‌های مشتق قائم مرتبه اول و دوم، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت در تفسیر داده‌های مغناطیسی منطقه آستمال، ورزقان، آذربایجان شرقی استفاده شد. نتایج بیانگر کارایی خوب روش بزرگترین مقدار ویژه در تعیین مرز توده‌های مگنتیتی، موقعیت گسل‌ها و دایک‌های منطقه می‌باشد. تلفیق نتایج حاصل از روش‌های مغناطیسی با داده‌های زمین‌شناسی منطقه حاکی از نفوذ سیالات کانی‌ساز در داخل گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه است؛ که در این بین دایک‌های موجود در منطقه نقش عمده‌ای در تمرکز و انباشتگی سیالات کانی‌ساز در تشکیل آنومالی A داشته‌اند. همچنین نتایج نشان می‌دهد که سه آنومالی A، B و C یکپارچه نیستند؛ بلکه هر کدام از آنها به صورت مستقل در داخل شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه تشکیل شده‌اند.

واژگان کلیدی

مغناطیس‌سنجی
تعیین موقعیت افقی توده‌ها
بزرگترین مقدار ویژه
آستمال
آذربایجان شرقی

تعیین مرز ساختارها و توده های مسبب آنومالی یک هدف مهم در ژئوفیزیک اکتشافی است؛ که موقعیت افقی توده ها و ساختارها را مشخص می کند. در این راستا روش های مختلفی ارائه شده است؛ که بیشتر آنها فیلترهای بالاگذری از مشتقات افقی و قائم داده های میدان پتانسیل می باشند. بیشینه مشتق افقی کل و کنتور صفر مشتق قائم تغییرات ناگهانی از چگالی یا خودپذیری مغناطیسی سنگ های اطراف را نشان می دهد (Evjen, 1936; Cordell and Grauch, 1982). Nabighian (1984) از بیشینه سیگنال تحلیلی جهت تعیین مرز توده های نزدیک به هم استفاده کردند. هر یک از روش های اشاره شده در بالا علیرغم کارایی خوب، در تعیین مرز توده های سطحی، مرز توده های عمیق را ضعیف نشان می دهند. Miller and Singh (1999) روش زاویه تیلت را برای نمایش همزمان مرز توده های سطحی و عمیق معرفی کردند. روش هایی چون *Theta map*، *STM*، *TDX* و *ILP* نیز جهت متوازن کردن لبه توده های سطحی و عمیق معرفی شده اند (Wijns et al., 2005; Cooper and Cowan, 2006; Ma, 2013).

در سال های اخیر با توسعه روش های اندازه گیری مولفه های تانسور گرادینان میدان پتانسیل (potential-field gradient tensor) فیلترهای جدیدی معرفی شده اند؛ که دارای دقت بسیار بالایی نسبت به روش های پیشین می باشند. تانسور ساختاری یکی از روش های پردازش تصویر است؛ که یک جهت گیری محلی را در یک فضای n بعدی نشان می دهد (Jeong et al., 1999). در ژئوفیزیک این روش اولین بار توسط Weickert (2006) برای تعیین محل گسل ها در لرزه نگاری سه بعدی استفاده شد. Hansen and Deridder (2006) یک ویژگی خطی را با استفاده از مقادیر ویژه ماتریس هسین توصیف کردند و نشان دادند که مقادیر ویژه مثبت ماتریس هسین برای آنالیز ویژگی های خطی و مقادیر ویژه منفی آن برای تعیین عمق توده ها می توانند مورد استفاده قرار گیرند. Sertcelik and Kafadar (2012) از روش بزرگترین مقدار ویژه تانسور ساختاری برای تعیین لبه توده های مسبب آنومالی و از کوچکترین مقدار ویژه آن برای نمایش گوشه هایی از ساختارهای زیر سطحی استفاده کردند. Oruç et al. (2013) مقادیر ویژه ای از ماتریس هسین را برای تعیین مرز آنومالی های گرانی بکار بردند و نشان دادند که کوچکترین مقدار ویژه از ماتریس هسین برای مشخص کردن لبه آنومالی های گرانی موثر است؛ هر چند Zhou and Geng (2014) نشان دادند که کوچکترین مقدار ویژه از ماتریس هسین فقط برای موقعیت هایی از منابع با تباین چگالی منفی و بزرگترین مقدار ویژه آن فقط برای موقعیت هایی از منابع با تباین چگالی مثبت قابل استفاده است.

در این پژوهش کارایی روش های مقادیر ویژه و دترمینان ماتریس هسین در تعیین مرز توده های مغناطیسی بررسی شده و از آنها برای تفسیر داده های مغناطیس زمینی منطقه آستمال استفاده شده است.

۲- روش پژوهش

در راستای انجام این پژوهش ابتدا اساس روش های مقادیر ویژه مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه نتایج این روش ها بر روی مدل های مصنوعی و داده های واقعی مغناطیس سنجی بررسی شده است.

۲-۱- روش های مقادیر ویژه

(Hansen and Deridder, 2006) ماتریس تانسور ساختاری (تانسور انحناء) را به صورت زیر تعریف کرد؛ که شامل مشتقات افقی مرتبه دوم میدان پتانسیل در جهات x و y می باشد.

$$T = \begin{bmatrix} \frac{\partial^2 F}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} \\ \frac{\partial^2 F}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 F}{\partial y^2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_{xx} & F_{xy} \\ F_{yx} & F_{yy} \end{bmatrix} \quad (1)$$

T ماتریس متقارن بوده به طوری که $F_{xy}=F_{yx}$ است و F نیز میدان پتانسیل می باشد. هر یک از مولفه های F_{xx} ، F_{xy} و F_{yy} می توانند هم به صورت مستقیم اندازه گیری شوند و هم از طرق محاسبه مشتقات مرتبه دوم میدان پتانسیل اولیه در جهات x و y بدست آیند (Mickus, and Hinojosa, 2001). مقادیر ویژه ای از ماتریس T با استفاده از رابطه ۲ محاسبه می شود:

$$\lambda^2 - \lambda(F_{xx} + F_{yy}) + (F_{xx}F_{yy} - F_{xy}F_{yx}) = 0 \quad (2)$$

با محاسبه ریشه های رابطه ۲ داریم:

$$\lambda_1 = \frac{1}{2} \left(F_{xx} + F_{yy} + \sqrt{(F_{xx} - F_{yy})^2 + 4(F_{xy})^2} \right) \quad (3)$$

$$\lambda_2 = \frac{1}{2} \left(F_{xx} + F_{yy} - \sqrt{(F_{xx} - F_{yy})^2 + 4(F_{xy})^2} \right) \quad (4)$$

λ_1 و λ_2 به ترتیب بزرگترین و کوچکترین مقدار ویژه ماتریس تانسور ساختاری می باشند. با توجه به اینکه حاصلضرب مقادیر ویژه یک ماتریس مربعی معادل دترمینان آن ماتریس می باشد بنابراین داریم:

$$\det(T) = \lambda_1 \lambda_2 \quad (5)$$

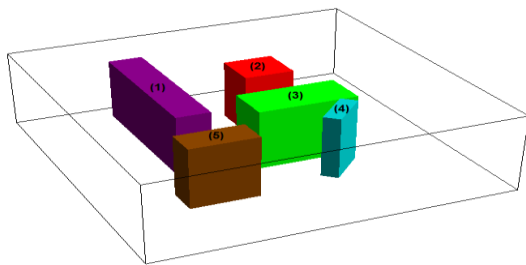
منحنی های میزان صفر λ_1 و λ_2 و $\det(T)$ مرز توده های مولد بی هنجاری را نشان می دهد.

۲-۲- مدل مصنوعی

در راستای بررسی کارایی روش های مذکور از یک مدل مصنوعی مغناطیسی مطابق شکل ۱. متشکل از پنج دایک عمودی با میزان خودپذیری مغناطیسی یکسان ۰/۵ با ابعاد، عمق و راستاهای مختلف استفاده شد که مشخصات آنها در جدول ۱ آورده شده است. شکل ۲. نتایج حاصل از اعمال روش های کوچکترین مقدار ویژه، بزرگترین مقدار ویژه، دترمینان و زاویه

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.

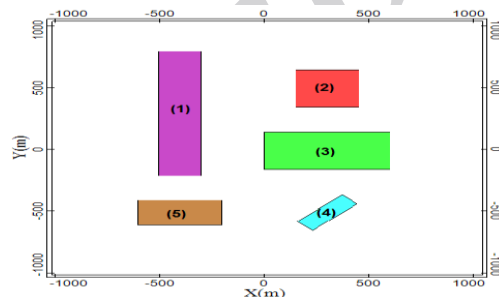
شکل ۲. الف نتایج حاصل از اعمال روش کوچکترین مقدار ویژه برای تعیین مرز توده‌های مولد را نشان می‌دهد. واضح است که روش مذکور هیچ کدام از مرزها را به درستی تشخیص نداده و مرزهای برآوردی کاذب می‌باشند. نتایج حاصل از اعمال روش دترمینان در شکل ۱. ب آمده است. در این روش مرز توده‌های مولد بی‌هنجاری با دقت بالایی مشخص شده؛ ولی یکسری لبه کاذب نیز ایجاد شده؛ به طوری که تشخیص لبه‌های واقعی از لبه‌های کاذب غیر ممکن است. بنابراین روش دترمینان نیز برای تعیین مرز توده‌های مغناطیسی توصیه نمی‌شود. شکل ۱. ج نتایج روش بزرگترین مقدار ویژه را نشان می‌دهد؛ که با دقت بسیار بالایی مرز توده‌های مولد را شناسایی کرده و هیچ گونه لبه کاذبی هم تولید نشده است. نتایج این روش با نتایج حاصل از روش زاویه تیلت (شکل ۱. د) مقایسه شد دیده می‌شود که روش زاویه تیلت در تفکیک مرز بین توده‌های عمیق تر (دایک ۱ و ۲) ناموفق بوده و این دو دایک را به صورت توده‌ای یک پارچه نمایش داده است ولی روش بزرگترین مقدار ویژه مرز این دو توده را دقیق نشان داده است.



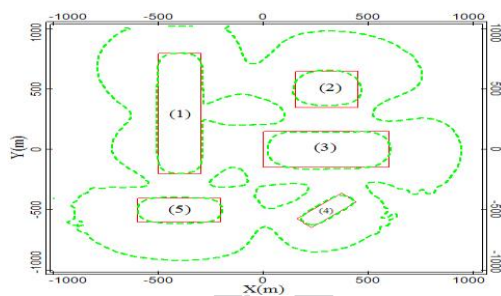
تیلت را بر روی داده‌های مغناطیسی مدل مصنوعی شکل ۱. نشان می‌دهد که مرز تخمین زده شده با استفاده از روش‌های ذکر شده با خطوط سبز رنگ و موقعیت افقی توده‌های مولد بی‌هنجاری با خطوط قرمز مشخص شده است.

جدول ۱: مشخصات توده‌های مغناطیسی مدل مصنوعی شکل ۱.

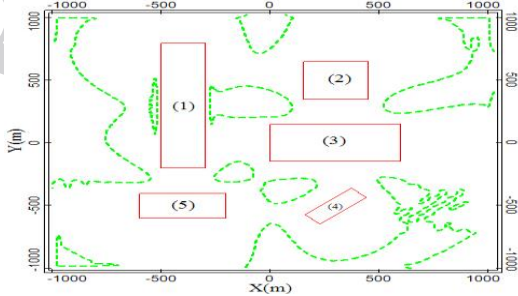
شماره دایک	ابعاد (متر مربع)	عمق (متر)	آزموت (درجه)	شیب (درجه)	خودپذیری مغناطیسی (SI)
۱	۲۰۰×۱۰۰۰	۱۰۰	۰	۹۰	۰/۵
۲	۳۰۰×۳۰۰	۱۸۰	.	۹۰	۰/۵
۳	۳۰۰×۶۰۰	۲۰۰	۹۰	۹۰	۰/۵
۴	۱۰۰×۳۰۰	۶۰	۴۵	۹۰	۰/۵
۵	۲۰۰×۴۰۰	۱۲۰	۹۰	۹۰	۰/۵



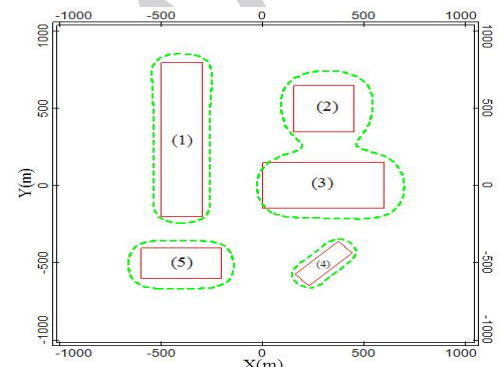
شکل ۱: نمایش سه بعدی و دو بعدی از مدل مصنوعی مغناطیسی



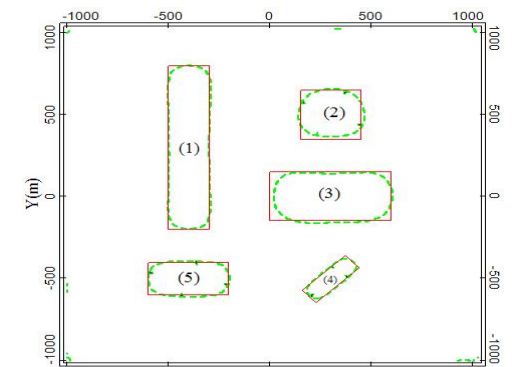
(ب)



(الف)



(د)

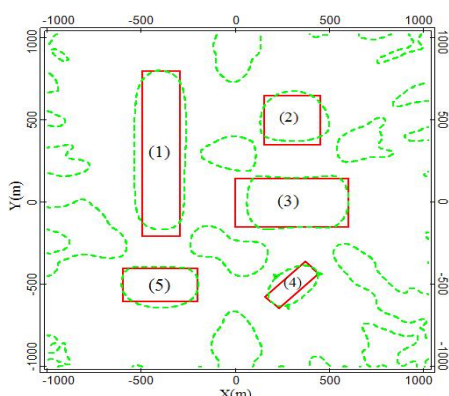


(ج)

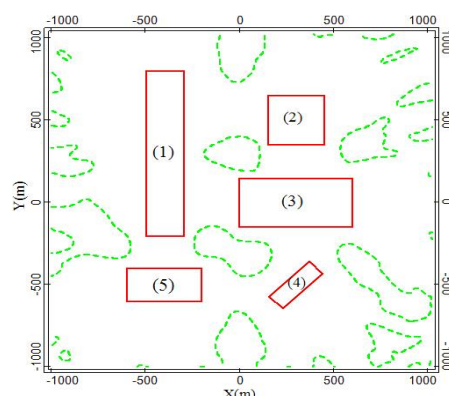
شکل ۲: نتایج اعمال فیلترهای تعیین مرز بر روی داده‌های مغناطیسی مدل مصنوعی در شکل ۱. الف) λ_2 (ب) \det (ج) λ_1 (د) Tilt. خطوط قرمز موقعیت افقی توده‌ها و خطوط سبز مرز برآوردی با هر یک از روش‌ها را نشان می‌دهد.

داده شدند و سپس از نتایج آنها در محاسبات بعدی استفاده شد. در شکل ۳. نتایج حاصل از اعمال فیلترهای کوچکترین مقدار ویژه، بزرگترین مقدار ویژه، دترمینان و زاویه تیلت بر روی داده های نوفه دار مدل مصنوعی شکل ۱. نشان داده شده است. مقایسه نتایج حاصل از اعمال روش های λ_1 و λ_2 بر روی داده های $det(T)$ در روی داده های نوفه دار، با نتایج حاصل از اعمال این روش ها بر روی داده های بدون نوفه حاکی از مطابقت کامل این نتایج است. لازم به ذکر است که روش زاویه تیلت به حالت مرسوم اعمال شده و از داده های گسترش به بالا داده شده در محاسبه آن استفاده نشده؛ که نتایج مخرب افزایش نوفه با روش زاویه تیلت در شکل ۳.د کاملاً مشهود است.

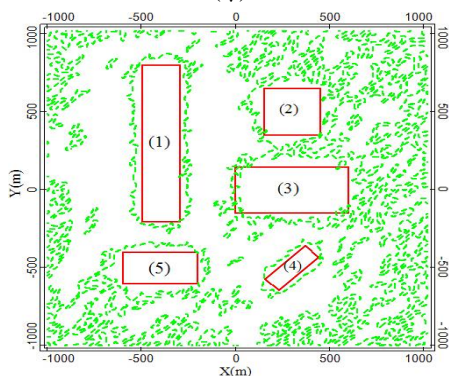
از طرفی روش بزرگترین مقدار ویژه مرز توده های مولد بی هنجاری را با دقت بسیار بالایی نسبت به روش زاویه تیلت نمایش داده است. در مرحله بعد مقدار ۵ درصد نوفه تصادفی بر روی داده های مدل مصنوعی اعمال و سپس تانسورهای گرادیان افقی متناظر محاسبه شد. با توجه به این که با افزایش مرتبه مشتق میزان نوفه در داده ها تقویت می شود. بنابراین در محاسبه تانسورهای گرادیان افقی متناظر، مقدار نوفه به حدی زیاد می شود؛ که عملاً نمی توان از آن داده ها در محاسبات بعدی استفاده کرد. لذا برای کاهش اثرات مخرب نوفه در داده ها پس از محاسبه تانسورهای گرادیان افقی T_{xx} ، T_{xy} و T_{yy} هر سه آنها به صورت مجزا ۱۰۰ متر گسترش به بالا



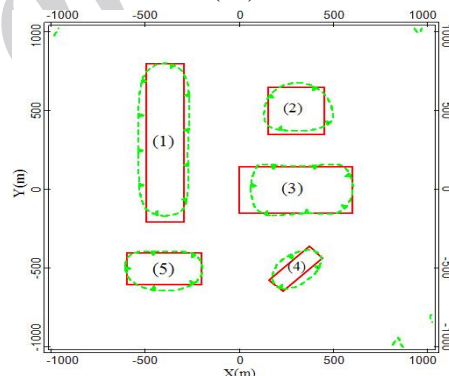
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۳ نتایج اعمال فیلترهای تعیین مرز بر روی داده های مغناطیسی مدل مصنوعی با ۵٪ نوفه تصادفی در شکل (الف) λ_2 (ب) det (ج) λ_1 (د) Tilt خطوط قرمز موقعیت افقی توده ها و خطوط سبز مرز برآوردی با هر یک از روش ها را نشان می دهد.

دیوریت تا گرانودیوریت در بین سنگ های رسوبی و واحدهای فیلیش گونه کرتاسه با ترکیب ماسه سنگی، شیل و سنگ آهک شده و دگرگونی سنگ های اولیه را سبب شده است در فاصله حدود ۵۰۰ متر در جنوب و جنوب غرب توده گرانودیوریتی باتولیت قره داغ، هاله دگرگونی مجاورتی با ترکیب سنگ شناسی اگزو اسکارن تشکیل شده و زون اندواسکارن در این منطقه دیده نمی شود. براساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ منطقه آستمال (شکل ۴)، محدوده مورد مطالعه عمدتاً شامل سه واحد سنگی کالک سیلیکات هورنفلس و اسکارن، گدازه های آتشفشانی آندزیتی و مرمر است. واحد کالک سیلیکات هورنفلس و اسکارن مهم ترین واحد سنگی منطقه از نظر گسترش و ارزش معدنی است. این واحد میزبان کانی سازی آهن آستمال بوده و

۳- آنومالی مغناطیسی منطقه آستمال

محدوده آهن آستمال در شهرستان ورزقان-استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این محدوده شامل سه رخنمون مگنتیتی با توپوگرافی بسیار خشن است؛ که در منتهی الیه جنگل های ارسباران بر روی ستیغ کوه شکل گرفته است.

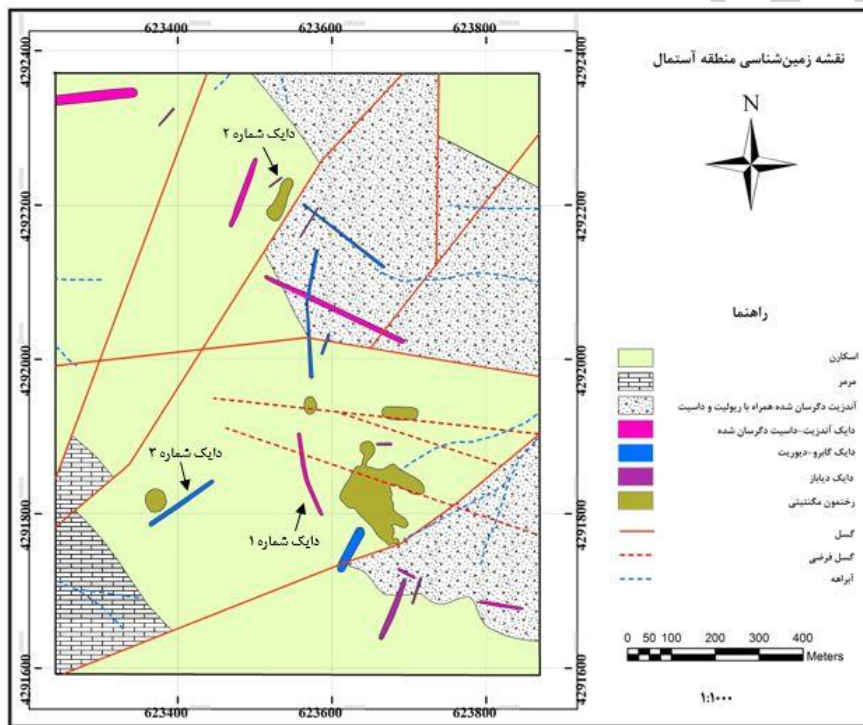
۳-۱- زمین شناسی منطقه آستمال

منطقه مورد مطالعه قسمتی از زون زمین ساختی البرز آذربایجان می باشد؛ که بر روی برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی سیه رود واقع شده است. فعالیت های ماگمایی بعد از ائوسن باعث نفوذ توده ای با ترکیب گسترده از گابرو،

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.

که با روند کلی گسل‌ها تقریباً مشابه هستند. یکسری از این دایک‌ها متحمل متاسوماتیسم و دگرسانی شده‌اند و یکسری از آنها عملاً دگرسانی شاخصی را نشان نمی‌دهند. شواهد صحرایی حاکی از این است که دایک‌های دگرسان شده، قبل از نفوذ باتولیت قره داغ به منطقه، در داخل مجموعه آتشفشانی-رسوبی کرتاسه بالایی تزریق شده‌اند. این دایک‌ها عمدتاً دارای ترکیب حدواسط-اسیدی بوده و مشابه با سنگ میزبان خود، آثار دگرسانی پروپلیتی را به نمایش می‌گذارند. سری دوم دایک‌های دگرسان نشده موجود در این منطقه می‌باشند؛ که احتمالاً مرتبط با نفوذ باتولیت قره‌داغ به منطقه بوده و همزمان و یا بعد از آن به منطقه تزریق شده‌اند. این دایک‌ها عمدتاً دارای ترکیب حد واسط-بازیک می‌باشند (Baghban et al., 2015).

رخمونی از توده‌های مگنتیتی در شرق، شمال و غرب محدوده، در داخل این سنگ‌ها قابل مشاهده است. گدازه‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی با ترکیب آندزیتی در نتیجه نفوذ باتولیت قره‌داغ متحمل دگرسانی پروپلیتی شده و همراه با سنگ‌های آندزیتی، گدازه‌های داسیتی و همچنین واحدهای آذرآواری با ترکیب ریولیتی در شمال شرق و جنوب شرق منطقه مشاهده می‌گردد. بخش‌های کربناته خالص توالی فلیش‌گونه کرتاسه بالایی، تحت تاثیر باتولیت قره داغ در منطقه مطالعاتی به مرمر تبدیل شده و به صورت لایه‌های سنگی نازک و خرد شده به رنگ کرم تا سفید در جنوب غرب منطقه دیده می‌شود. مجموع واحدهای سنگی ذکر شده با گسل‌هایی غالباً در راستای شمال و شمال شرق تحت تاثیر قرار گرفته‌اند؛ که دره‌های اصلی منطقه در روی آنها تشکیل شده است. علاوه بر گسل‌ها، واحدهای سنگی منطقه توسط دایک‌هایی با ترکیبات آندزیت داسیت، گابرو-دیوریت و دیاباز قطع شده است. این دایک‌ها عمدتاً روند شمال شرق - جنوب غرب دارند؛



شکل ۴. نقشه ۱:۱۰۰۰ زمین‌شناسی منطقه آستمال

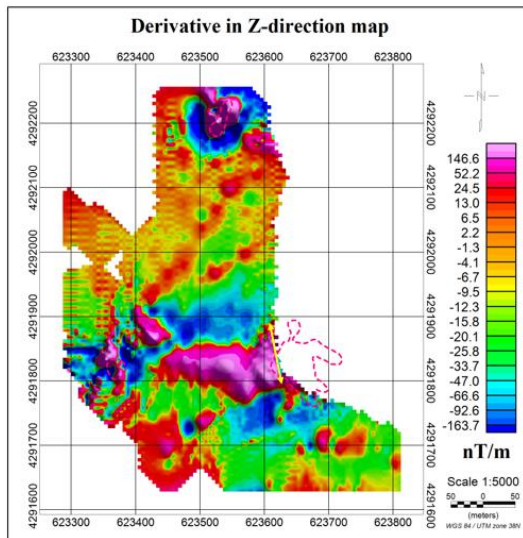
۲-۲- مغناطیس‌سنجی منطقه آستمال

اندازه‌گیری و امکان ایجاد خطا در نتایج، از برداشت‌های مغناطیسی چشم-پوشی شد و فقط به برداشت‌های زمین‌شناسی در این مناطق بسنده شد. داده‌های برداشت شده پس از آماده‌سازی و تصحیح اولیه به صورت نقشه-های شدت میدان مغناطیسی و RTP درآمده است. با توجه به شکل ۵ الف. سه آنومالی اصلی به ترتیب اهمیت با عنوان آنومالی‌های A، B و C بر روی نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه قابل تشخیص می‌باشد. محل رخمون‌های مگنتیتی A، B و C با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه همراه با محل آنومالی‌های مغناطیسی A، B و C بر روی شکل ۵ الف آورده شده است. آنومالی‌های A، B و C تا حدودی منطبق بر رخمون‌های مگنتیتی A، B و C منطقه می‌باشد؛ به صورتی که رخمون‌های B و C

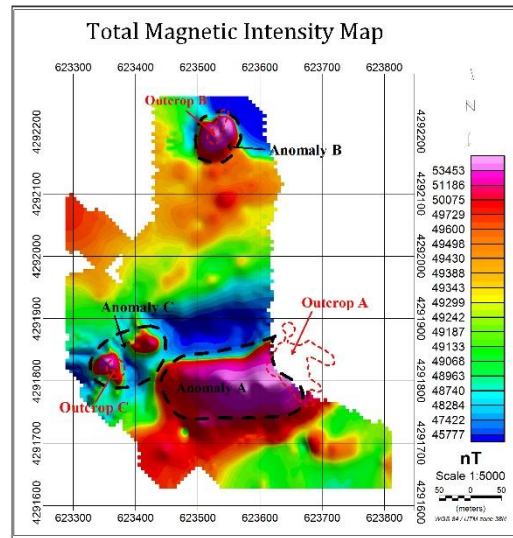
در راستای انجام مطالعات مغناطیس‌سنجی با توجه به اطلاعات اولیه و بازدیدهای صحرایی از محدوده مورد مطالعه، شبکه برداشت به صورت پروفیل‌هایی با فواصل برداشت ۲۰ متر و فاصله نمونه‌برداری ۱۰ متر در راستای شمالی-جنوبی عمود بر گسترش احتمالی ماده معدنی طراحی شد. ذکر این نکته ضروری است که توپوگرافی خشن محدوده مورد مطالعه امکان پیاده‌سازی کامل شبکه برداشت را نمی‌داد. همچنین در بعضی از نقاط به دلیل قرارگیری توده مگنتیتی در ارتفاعی به مراتب بالاتر از دستگاه

با دایک شماره ۱ و دایک دیوریتی (دایک شماره ۲) با مشخصات $N30W < 70NW$ در بین آنومالی های A و C نیز این روش ناموفق بوده و آنها را به صورت یک توده مگنتیتی نشان داده و محل آنها را از آنومالی مغناطیسی منطقه تفکیک نکرده است؛ که ناشی از بزرگتر نشان دادن پهنای آنومالی ها در روش سیگنال تحلیلی می باشد. نقشه مربوط به فیلتر زاویه تیلت (شکل ۴.ه) که کنترل صفر آن مرز توده های مولد بی هنجاری را نشان می دهد، موقعیت افقی توده مگنتیتی را به خوبی مشخص کرده است. این روش در مقایسه با روش های مشتق قائم مرتبه اول و سیگنال تحلیلی پهنای آنومالی ها را بهتر نمایش داده؛ هر چند مرزهای برآوردی پخش شدگی نشان می دهند. این روش آنومالی A و C را به خوبی از همدیگر جدا کرده، مرز آنومالی B را بهتر نمایش داده و موقعیت برخی از گسل ها و شکستگی های منطقه را نیز مشخص کرده است. همچنین این روش قسمتی از دایک آندزیتی در وسط آنومالی A را به صورت یک توده مگنتیتی نشان داده؛ که احتمالاً ناشی از پهنای کم دایک شماره ۱، حجم بالای توده مگنتیتی و پخش شدگی مرز برآوردی ناشی از اعمال فیلتر زاویه تیلت می باشد. نتایج حاصل از اعمال روش بزرگترین مقدار ویژه به همراه موقعیت افقی توده های مگنتیتی و سه دایک تاثیرگذار در شکل گیری آنها را در شکل ۴.و نشان داده شده است. مقایسه مرزهای مشخص شده با استفاده از روش بزرگترین مقدار ویژه در محل رخنمون B و دیواره غربی رخنمون A حاکی از نزدیک بودن پهنای مرز برآوردی به مقدار حقیقی آن می باشد. این روش آنومالی های A و B را به خوبی از همدیگر جدا کرده و همچنین موقعیت قسمتی از دایک آندزیتی (دایک شماره ۱) در وسط آنومالی A و دایک دیوریتی (دایک شماره ۲) در بین آنومالی B و C را به خوبی از توده مگنتیتی تفکیک کرده است. در نزدیکی رخنمون C روش بزرگترین مقدار ویژه دو محل جدا از هم را به عنوان مرز آنومالی مگنتیتی نشان می دهد؛ که یکی از آنها تقریباً منطبق بر رخنمون مگنتیتی بوده و فقط کمی به سمت غرب شیفت نشان می دهد؛ که احتمالاً ناشی از گسترش عمقی آن به سمت غرب می باشد. شیب غربی دایک دیوریتی نیز این مطلب را تایید می کند. در مورد محل دوم مشخص شده با روش بزرگترین مقدار ویژه در محل آنومالی C نیز بررسی های بعدی نشان داده است که در این محل در عمق کمتر از نیم متری سطح زمین توده مگنتیتی وجود دارد و با ضخامت کمی از سنگ های هورنفلسی پوشانده شده است. واریزه هایی از مگنتیت نیز در این محل به وضوح قابل مشاهده می باشد. در کل آنومالی C احتمالاً بر اثر نفوذ سیالات کانی ساز در شکستگی ها و دیواره غربی دایک دیوریتی (دایک شماره ۲) به صورت دو توده کوچک جدا از هم شکل گرفته که با توپوگرافی منطقه و شیب غربی توده کاملاً تطابق دارد. نتایج تفسیر نقشه های مغناطیسی منطقه آستمال در شکل ۶. آمده و موقعیت افقی آنومالی ها، گسل ها و شکستگی های تشخیص داده شده با روش های مغناطیسی بر روی آن مشخص شده است.

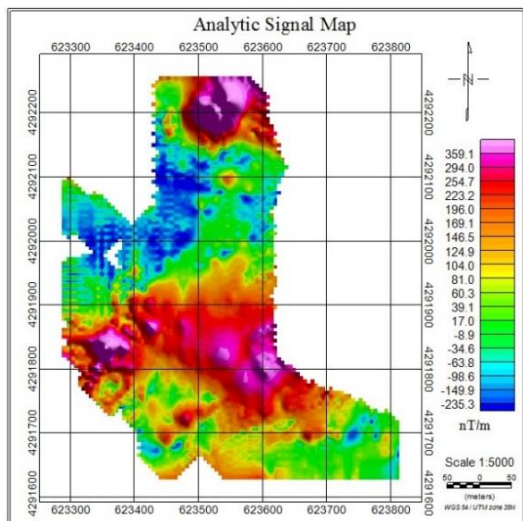
به طور کامل تحت پوشش برداشت های مغناطیسی قرار گرفته؛ ولی رخنمون A به خاطر توپوگرافی خاص منطقه و احتمال ایجاد خطا در داده ها به دلیل قرارگیری توده مگنتیتی در ارتفاعی به مراتب بالاتر از دستگاه اندازه گیری، تحت پوشش کامل برداشت های مغناطیس سنجی قرار نگرفته و برداشت داده فقط تا دیواره غربی رخنمون A انجام گرفته است. لذا در تفسیرهای مغناطیس سنجی و استفاده از فیلترهای تعیین مرز، صحت-سنجی نتایج فقط بر روی آنومالی های B و C صورت گرفته و در مورد آنومالی مغناطیسی A پس از تعیین مرز توده مگنتیتی صحت سنجی نتایج تنها در بخش غربی رخنمون A مورد بررسی قرار گرفته است. شکل ۵ ب نتایج حاصل از اعمال فیلترهای تعیین مرز مشتق قائم مرتبه اول و دوم، سیگنال تحلیلی، زاویه تیلت و بزرگترین مقدار ویژه بر روی داده های مغناطیسی منطقه آستمال را نشان می دهد. کنترل صفر مشتق قائم میدان مغناطیسی مرز توده های مگنتیتی را مشخص می کند. با توجه به شکل ۵ ب. فیلتر مشتق قائم علی رغم تعیین موقعیت نسبی توده های مگنتیتی پهنای آنومالی ها را بسیار بیشتر از مقدار حقیقی آنها نشان داده است؛ به طوری که در شرق آنومالی A این روش پهنای آنومالی را حداقل سه برابر بزرگتر از مقدار حقیقی آن نشان داده است. در محل رخنمون C علاوه بر بزرگتر نشان دادن پهنای آنومالی، مرزهای برآوردی اعوجاج نشان داده است؛ که احتمالاً ناشی از افزایش میزان نوفه در هنگام مشتق گیری و تاثیر بیشتر آن بر روی آنومالی های ضعیف تر می باشد. همچنین موقعیت تقریبی دایک آندزیتی (دایک شماره ۱) با مشخصات $N10W < 80W$ واقع در ستیغ کوه و وسط آنومالی A، از توده مگنتیتی تفکیک نشده است؛ به طوری که قسمتی از دایک که در داخل آنومالی مغناطیسی A قرار دارد، به صورت توده مگنتیتی نشان داده شده است؛ که احتمالاً ناشی از بزرگتر نشان دادن پهنای آنومالی در روش مشتق قائم مرتبه اول و ضخامت کم دایک آندزیتی می باشد. در شکل ۵. ج با افزایش مرتبه مشتق قائم (مشتق قائم مرتبه دوم) پهنای آنومالی ها به مقدار حقیقی نزدیک تر شده و موقعیت قسمتی از دایک شماره ۱ در وسط آنومالی را با وضوح بالایی مشخص کرده است. از طرفی افزایش مرتبه مشتق قائم باعث افزایش میزان نوفه در داده ها شده؛ به نحوی که این افزایش میزان نوفه باعث کاهش کارایی این روش به ویژه در محل آنومالی های ضعیف تر B و C شده است و عملاً نمی توان مرز خاصی را برای آنومالی C مشخص کرد. شکل ۵. د نتایج حاصل از اعمال روش سیگنال تحلیلی را نشان می دهد که بیشترین مقدار آن موقعیت توده های مولد بی هنجاری را نشان می دهد. با توجه به شکل، این روش در کاهش میزان نوفه در داده ها موفق بوده؛ اما همانند روش مشتق قائم مرتبه اول پهنای آنومالی ها را خیلی بیشتر از مقدار حقیقی آن نمایش داده است؛ به طوری که آنومالی A و C را به عنوان یک آنومالی یکپارچه نشان داده؛ که مطالعات بعدی علیرغم تصورات اولیه از منطقه این موضوع را تأیید نمی کند. در مورد آنومالی B نیز مرز برآوردی بسیار بزرگتر از مقدار حقیقی آن است. در رابطه



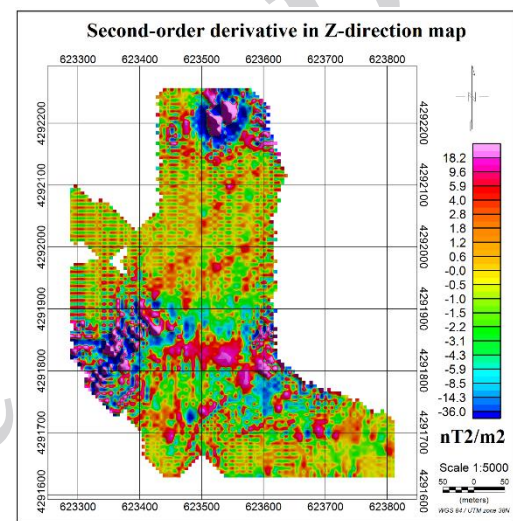
(ب)



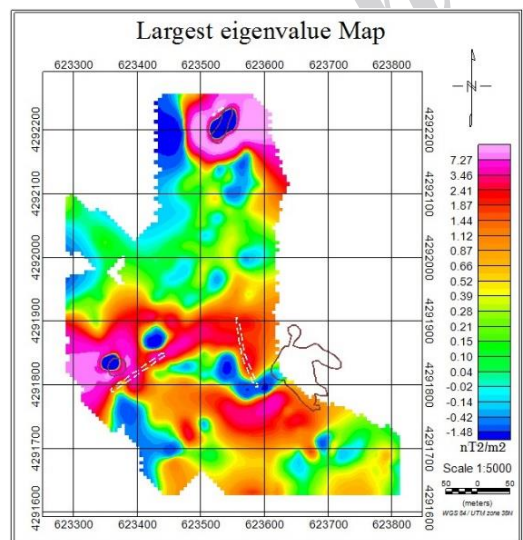
(الف)



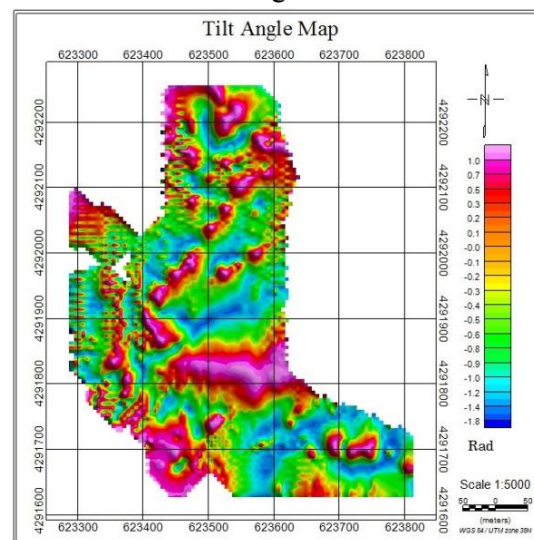
(د)



(ج)



(و)



(ه)

شکل ۵. نتایج اعمال فیلترهای تعیین مرز بر روی داده‌های مغناطیسی منطقه آستمال (الف) شدت کل مغناطیسی، (ب) مشتق قائم مرتبه اول، (ج) مشتق قائم مرتبه دوم، (د) سیگنال تحلیلی، (ه) زاویه تیلت، (و) بزرگترین مقدار ویژه.

منطقه می باشد. به طوری که نفوذ دایک های شماره ۱ و ۲ در بین سنگ های میزبان باعث افزایش شکستگی ها در محدوده آنومالی مغناطیسی A و گسترش کانی سازی در محدوده بین این دو دایک شده است. همچنین این دایک ها به صورت یک سد باعث تمرکز سیالات کانی ساز در میان خود شده اند. با توجه به این که سمت شرقی دایک شماره ۱ به دلایلی که قبلاً ذکر شد، خارج از محدوده عملیات مغناطیس سنجی می باشد؛ لذا در مورد گسترش بخش شرقی آنومالی مغناطیسی A نمی توان با قاطعیت اظهار نظر نمود. آنومالی های B و C نیز با درجه اهمیت کمتری نسبت به آنومالی A در داخل شکستگی های منطقه تشکیل شده اند.

۵- سپاس گذاری

نگارندگان از مساعدت و همکاری شرکت توانگران سهند تبریز، آقایان مهندس نصیری، مهندس امیرپور، دکتر سهرابی، مهندس اصغرزاده و خطیبی به خاطر پشتیبانی و فراهم آوردن امکانات مورد نیاز برای برداشت داده از منطقه مورد مطالعه کمال تشکر و قدردانی را دارند.

۶- منابع

Baghban, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Mokhtari, M. A. A., Gregory, D., 2015, Geology, mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Eastern Azarbaijan Province, NW Iran, *Ore Geology Reviews*, 68, 79-96.

Cooper, G. and Cowan, D., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase, *Computers & Geosciences*, 32(10), 1585-1591.

Cordell, L. and Grauch, V., 1982, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 246-247.

Evjen, H., 1936, The place of the vertical gradient in gravitational interpretations, *Geophysics*, 1(1), 127-136.

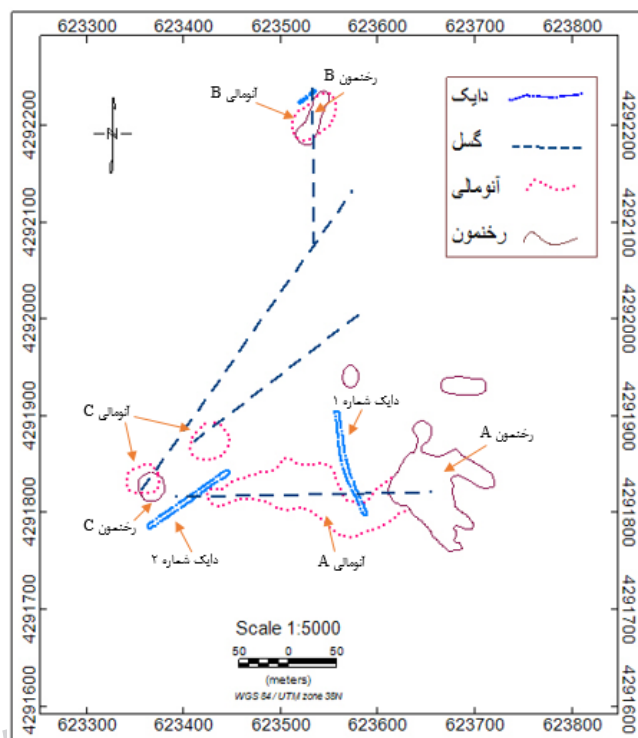
Hansen, R. and Deridder, E., 2006, Linear feature analysis for aeromagnetic data, *Geophysics*, 71(6), L61-L67.

Jeong, W.K., Whitaker, R., Dobin, M., 2006, Interactive 3D seismic fault detection on the Graphics Hardware, *Proceedings of the 2006 International Workshop on Volume Graphics*, 111-118.

Ma, G., 2013, Edge detection of potential field data using improved local phase filter, *Exploration Geophysics*, 44(1), 36-41.

Mickus, K. L. and Hinojosa, J. H., 2001, The complete gravity gradient tensor derived from the vertical

از طرفی موقعیت افقی رخنمون ها و دایک های تاثیر گذار در شکل گیری آنومالی ها، بر روی آن نشان داده شده است. نتایج حاصل حاکی از مطابقت بسیار خوب اطلاعات بدست آمده از روش های مغناطیسی با داده های زمین شناسی است.



شکل ۶. موقعیت افقی ساختارها و آنومالی های مشخص شده با روش های مغناطیسی

۴- نتیجه گیری

به منظور بررسی کارایی روش های درمیان، بزرگترین و کوچکترین مقدار ویژه در تعیین مرز توده های مغناطیسی، این روش ها بر روی داده های مغناطیسی مدل مصنوعی با و بدون نوفه اعمال شد. نتایج نشان می دهد که روش بزرگترین مقدار ویژه با دقت بالایی مرز توده های مولد را مشخص می کند؛ ولی روش کوچکترین مقدار ویژه هیچکدام از مرزها را به درستی نشان نداده و فقط لبه کاذب تولید کرده است. روش درمیان علیرغم تعیین مرز توده ها، لبه کاذب تولید کرده است. بنابراین برای تعیین مرز توده های مغناطیسی فقط از روش بزرگترین مقدار ویژه می توان استفاده کرد. همچنین این روش به همراه روش های مشتق مرتبه اول و دوم، سیگنال تحلیلی و زاویه تیلت بر روی داده های مغناطیسی منطقه آستمال اعمال گردید. نتایج حاکی از دقت بالای روش بزرگترین مقدار ویژه در تعیین مرز توده های مگنتیتی و تفکیک دایک های داخل توده های مگنتیتی منطقه می باشد. تلفیقی از روش های فوق الذکر با شواهد زمین شناسی، احتمالاً نشان دهنده نفوذ سیالات کانی ساز در بین شکستگی ها و گسل های

- Sertcelik, I. and Kafadar, O. 2012, Application of edge detection to potential field data using eigenvalue analysis of structure tensor, *Journal of Applied Geophysics*, 84, 86-94.
- Weickert, J., 1999, Coherence-enhancing diffusion of color images, *Image and Vision Computing*, 17(3), 201-212.
- Wijns, C., Perez, C., Kowalczyk, P., 2005, Theta map: Edge detection in magnetic data, *Geophysics*, 70(4), L39-L43.
- Zhou, S., Geng, M., 2014, Comment on “Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief” by B. Oruç et al. (2013), *Journal of Applied Geophysics*, 111, 393-394.
- component of gravity: A Fourier transform technique, *Journal of Applied Geophysics*, 46(3), 159-174.
- Miller, H. G. and Singh, V., 1994, Potential field tilt—a new concept for location of potential field sources, *Journal of Applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- Nabighian, M. N., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations, *Geophysics*, 49(6), 780-786.
- Oruç, B., Sertçelik, I., Kafadar, Ö., Selim, H., 2013, Structural interpretation of the Erzurum Basin, eastern Turkey, using curvature gravity gradient tensor and gravity inversion of basement relief, *Journal of Applied Geophysics*, 88, 105-113.

Archive of SID



Interpretation of Magnetic Anomalies in Astmal Area using the Largest Eigenvalue

Vahid Zareie¹ and Rasoul Hamidzadeh Moghadam^{1*}

1- Faculty of Mining Engineering, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

Received: 20 November 2017; Accepted: 16 May 2018

Corresponding author: hamidzadeh@sut.ac.ir

Keywords

Geomagnetic

Edge detection of magnetic anomaly
The largest eigenvalue method

Extended Abstract

Summary

Edge detection of causative bodies is crucial in interpretation of potential field data. Among the various edge detection methods, eigenvalue methods are majorly used to discriminate the gravity anomalies. The present investigation is, however, about to employ the eigenvalue methods to detect the magnetic anomalies. To this end, the largest eigenvalue method was applied to the total intensity of the magnetic data in Astmal area besides the vertical derivative,

tilt angle and analytical signal methods in order to interpret the magnetic anomalies. In aids of the mentioned methods, the geomagnetic target map was prepared and integrated with the geological information. Results indicated that the mineralizing fluids infiltrate the faults and fractures of the area. Also, dykes might play important roles in formation of the Astmal magnetite deposit.

Introduction

The edge detection of geologic contacts are widely used as a significant tool in geophysical explorations. Different techniques in this area often utilize high-pass filters based on horizontal or vertical derivatives of the potential field data. Typically, various filters such as vertical derivative, total horizontal derivative, analytic signal, tilt angle, theta map, STM, TDX, ILP, etc recognize the edges of the potential field data; nevertheless, they cannot delineate the edges of the sources clearly. Having developed the measuring techniques for potential field gradient tensor data in recent years, some more accurate methods have been presented to detect the edges of causative sources which are based on the curvature and eigenvalues of the potential field gradient tensor matrix. Oruç et al. (2013) and Zhou et al. (2013) made use of eigenvalues of the curvature gravity gradient tensor for the edge detection of gravity anomalies. This study investigated the outcomes of applying the largest eigenvalue, smallest eigenvalue and determinant methods on synthetic magnetic anomalies. The largest eigenvalue method has finally been chosen for interpretation of magnetic anomalies of Astmal area, Eastern Azerbaijan, Iran.

Methodology and Approaches

The structural tensor matrix represents partial derivatives of the potential fields in x, y directions. The eigenvalues of this matrix can be applied to detect the edges of causative bodies of an anomaly. Its zero contours specify the horizontal locations of the edges of bodies. In order to delineate the edges of the sources, Oruç et al. (2013) used the largest eigenvalue for the positive contrast density of sources and smallest eigenvalue for situations with the negative contrast density. In this study, results of applying these methods on synthetic magnetic anomaly data along with noise and without noise, were investigated. Then, the largest eigenvalue method was used to interpret the real magnetic data extracted from Astmal area to contribute in providing its structural map. Finally, the results of the magnetic methods with geological data were integrated.

Results and Conclusions

The results of applying the eigenvalue and tilt methods on synthetic magnetic data showed that the largest eigenvalue method of the total intensity data can display the edge of the bodies more accurately. Besides, the largest eigenvalue method has the highest performance in separation of deeper bodies. Therefore, locations of faults, dykes and magnetic bodies of Astmal area have been indicated by vertical derivative, tilt angle, analytical signal and eigenvalue methods. The data of magnetometry and geology have been integrated to disclose that the fluid infiltration through the faults and fractures of this area causes magnetic mineralization.