

کاهش به قطب دیفرانسیلی نقشه مغناطیس هوایی ایران

وحید قبادیان^۱، عبدالرضا قدس^{۱*}، مهناز رضائیان^۱ و وحید تکنیک^۱

^۱ دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۸/۲۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۱/۱۹)

چکیده

نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی هوایی ایران (صالح، ۱۳۸۷) با روش کاهش به قطب دیفرانسیلی ارکانی‌حامد (۱۹۸۸) به قطب کاهیده شد. در روش کاهش به قطب دیفرانسیلی، بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با در نظر گرفتن تغییرات جهت بردار میدان مغناطیسی در منطقه مورد بررسی به قطب کاهش می‌یابند. عملگر کاهش به قطب دیفرانسیلی، بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را در همه عرض‌های جغرافیایی روی منابع تولید کننده منتقل می‌کند و در نتیجه باعث سهولت عرضه تفسیر زمین‌شناسی می‌شود. روش کاهش به قطب دیفرانسیلی ابتدا روی مدل‌های آزمایشی در عرض‌های گوناگون جغرافیایی ایران اجرا و پس از کسب نتیجه مطلوب، روی داده‌های مغناطیس هوایی ایران اعمال شد. مقایسه نقشه کاهش به قطب به دست آمده از ساختارها و پهنه‌های زمین‌شناسی ایران و همچنین گسل‌ها و کمربندهای آتشفشانی، تطابق زیادی بین مرزهای مغناطیسی و زمین‌شناسی نشان می‌دهد. به کارگیری این لایه اطلاعاتی جدید امکان تفسیر بهتری از بی‌هنجاری‌های مغناطیسی گستره ایران را فراهم می‌کند.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری‌های مغناطیسی ایران، کاهش به قطب استاندارد، کاهش به قطب دیفرانسیلی، زاویه میل ژئومغناطیسی، بازماند القایی، تفسیر زمین‌شناسی

Differential reduction to pole of aeromagnetic data of Iran

Vahid Ghobadian¹, Abdolreza Ghods¹, Mahnaz Rezaeian¹ and Vahid Teknik¹

¹Department of Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 18 November 2012, accepted: 8 February 2014)

Summary

The aeromagnetic data of Iran was surveyed by Aeroservice Company (Houston, Texas) under auspicious of Geological Survey of Iran during 1974-1977. The survey was done with a two-engine airplane using a cesium vapor magnetometer with a sensitivity of 0.02 gama. The data was collected along flight lines with average line spacing of 7.5 km over 62 flight blocks mostly with a constant barometric flight height. A barometric elevation range of 1000-3600 m was used (Yousefi and Feridberg, 1977) which translated to about a 500-1000 m height from the Earth surface.

Saleh (2006) used the raw data of the 62 blocks and produced an aeromagnetic composite map of Iran. The raw data had already been corrected for daily variations of the geomagnetic field. To produce a composite grid of the aeromagnetic map of Iran from the original rather

*Corresponding author:

aghods@iasbs.ac.ir

*نگارنده رابط:

raw data, Saleh (2006) first implemented the detailed leveling and micro-leveling procedures for each block. The fully leveled blocks were stitched initially to eight geologically coherent larger blocks and finally the larger blocks were stitched. The final 1 km by 1 km grid of the aeromagnetic map of Iran was produced from the combined data set using a bidirectional interpolation scheme.

Magnetic anomalies in Iran latitudes do not correlate directly with their corresponding causative magnetic bodies because the direction of the geomagnetic field and magnetization are not normal to the Earth surface. The asymmetry between the magnetic anomalies and their causative magnetic bodies increases from north to south of Iran. The deviation could reach to tens of kilometers for aeromagnetic anomalies located in the south of Iran. For geological interpretation purposes, it is very desirable to derive aeromagnetic anomalies that are positioned over their causative magnetic bodies, quite similar to that expected from gravity anomalies, or an induced magnetic body located in the North Pole. Baranov and Naudy (1964) introduced a procedure called reduction-to-the-pole (the standard RTP method) which converts magnetic anomalies in mid-latitudes to that produced by the magnetic bodies having vertical magnetization, and lying at the north geomagnetic pole.

The standard RTP is only valid for regions in which the direction of the geomagnetic field is almost constant. Therefore, the standard RTP method is not applicable to produce an RTP map of the aeromagnetic field of Iran. The RTP methods which allow for variations of geomagnetic field are called differential reduction-to-pole methods (DRTP).

In this study, the revised aeromagnetic map of Iran (Saleh, 2008) was reduced to the pole considering the variations of inclination and declination of the geomagnetic field over Iran. The new aeromagnetic map was produced using the differential reduction to the pole (DRTP) method developed by Arkani-Hamed (1988). The DRTP operator shifts aeromagnetic anomalies in different geographical latitudes to the top of their causative sources, thus facilitating an easier geological interpretation of the magnetic anomalies. We first applied the DRTP method to the synthetic magnetic anomalies of three identical spheres lying in north, centre and south of Iran assuming induced magnetization for the spheres. We found that the DRTP method did not show any instability; thus it is appropriate to use in Iran. The DRTP aeromagnetic map of Iran showed significantly a better correlation between the magnetic anomalies and the boundaries of the main tectono-stratigraphic units of Iran (e.g. Alborz, Jazmurain Depression), volcanoes (e.g. Sabalan Mountain) and major active faults (e.g. Tabriz and Doruneh faults).

Keywords: Aeromagnetic field of Iran, reduction to the pole (RTP), differential-reduction-to-the-pole (DRTP), geomagnetic inclination, induced magnetization, geological interpretation

۱ مقدمه

بردار میدان مغناطیسی زمین فقط در قطب‌های مغناطیسی زمین عمودی است. علاوه بر تغییرات بردار میدان مغناطیسی زمین، بردار مغناطش سنگ‌های پوسته هم می‌تواند با مکان تغییر کند که به نوبه خود این امر باعث پیچیده‌تر شدن شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌شود. حتی اگر منابع مغناطیسی موجود در پوسته زمین دارای مغناطش با زماند همسو با میدان مغناطیسی کنونی زمین

جهت بردار میدان مغناطیسی در نقاط گوناگون کره زمین به شدت تغییر می‌کند. تغییر بردار میدان مغناطیسی باعث نامتقارن شدن شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌شود، به طوری که بیشینه و کمینه بی‌هنجاری‌ها روی توده‌های مسبب آنها قرار نمی‌گیرد. برخلاف گرانش که دارای بردار عمود بر سطح زمین (سطح ژئوئید) است، جهت

برای حل مشکل ثابت گرفتن بردار میدان مغناطیسی، روش‌های گوناگونی در فضای مکان و بسامد ابداع شده است که هر یک دارای مزایا و معایبی هستند. وان فریز (۱۹۸۱) روشی برای کاهش به قطب دیفرانسیلی عرضه کرد که در آن تغییرات میدان مغناطیسی با مکان لحاظ شده است. در این روش ابتدا مغناطش یک لایه معادل دوقطبی با استفاده از مدل‌سازی وارون و بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده محاسبه می‌شود. سپس با استفاده از مدل‌سازی مستقیم و مغناطش لایه معادل محاسبه شده، بی‌هنجاری‌های کاهیده به قطب دیفرانسیلی محاسبه می‌شود. کل این عملیات در فضای مکان صورت می‌گیرد. بزرگ‌ترین ایراد روش نامبرده ناپایداری در عملیات وارون‌سازی بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده به لایه مغناطیسی ناپیوسته است که ممکن است برای هر محدوده‌ای از عرض جغرافیایی اتفاق بیافتد. برای محاسبه مغناطش لایه معادل روش‌های دیگری بر پایه بلوک‌های همگن مغناطیسی (بات و انگلس، ۱۹۷۲) و یا دوبلت‌های مغناطیسی (سیلوا، ۱۹۸۶) هم داده شده است. کوپر (۲۰۰۵) با به‌کارگیری سری بسط تیلور توانست به‌صورت تقریبی تغییرات بردار میدان مغناطیسی را در محاسبات عملگر کاهش به قطب وارد کند، اما روش او با محاسبه مشتقات مرتبه اول و دوم میدان همراه است که معمولاً تقویت دامنه نوفه را هم به‌همراه دارد.

روش کاهش به قطب دیفرانسیلی ارکانی حامد (۱۹۸۸) در فضای عدد موج صورت می‌گیرد و یکی از روش‌های سریع برای کاهش به قطب داده‌های مغناطیسی در مقیاس منطقه‌ای است. کارآمدی این روش در اجرا روی داده‌های مغناطیسی متعددی از جمله امریکای شمالی، برزیل و استرالیا (ارکانی حامد-اورکات، ۱۹۸۸) اثبات شده است. روش کاهش به قطب دیفرانسیلی را می‌توان در فضای عدد موج با در نظر گرفتن تغییرات جهت میدان مغناطیسی و مغناطش پوسته عملی کرد. روش کاهش به

باشند، تفسیر داده‌های مغناطیسی به علت تغییرات مکانی بردار مغناطیسی زمین، با مشکل روبه‌رو خواهد شد. با هدف ساده‌سازی فرایند تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، تصحیح کاهش به قطب را اولین بار بارانف (۱۹۵۷) ابداع کرد و سپس بارانف و نودی (۱۹۶۴) آن را توسعه دادند. این تبدیل به گونه‌ای است که هم روی داده‌های نیم‌رخ و هم روی داده‌های شبکه‌ای قابل اجرا است. بلیکلی و کاکس (۱۹۷۲) از این عملگر برای تصحیح نیم‌رخ داده‌های مغناطیسی دریایی بهره جستند. تصحیح کاهش به قطب به منزله یک تصحیح استاندارد روی داده‌های مغناطیسی پذیرفته شده است (بلیکلی، ۱۹۹۶). روش کاهش به قطب استاندارد شکل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را به گونه‌ای تغییر می‌دهد که گویی چشمه مغناطیسی مسبب آن در قطب شمال واقع شده است. در قطب شمال مغناطیسی، راستای بردارهای مغناطش القایی و میدان مغناطیسی زمین عمود بر سطح زمین است. تصحیح کاهش به قطب استاندارد یک عملگر خطی است که در فضای بسامد روی داده‌های مغناطیسی اعمال می‌شود (بارانف، ۱۹۵۷). در روش کاهش به قطب استاندارد، کاستی‌هایی مانند لزوم استفاده از زاویه شیب و انحراف مغناطیسی ثابت برای منطقه مورد بررسی و تقویت نوفه در عرض‌های پایین وجود دارد. این معایب باعث بروز مشکلاتی در تصحیح داده‌های مغناطیسی می‌شود. اگر ناحیه مورد بررسی به اندازه‌ای وسیع باشد که نتوان جهت و اندازه بردار میدان مغناطیسی زمین را ثابت در نظر گرفت، فرض اولیه این روش با تناقض روبه‌رو می‌شود و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به‌درستی به قطب کاهیده نمی‌شوند. ضعف دیگر عملگر کاهش به قطب استاندارد، ناپایداری در عرض‌های پایین (۰ تا ۱۰ درجه) است که تفسیر داده‌های مغناطیسی در این مناطق را با مشکل مواجه می‌کند. این مشکل به‌خصوص برای بی‌هنجاری‌های با روند شمالی - جنوبی نمایان‌تر است (بلیکلی، ۱۹۹۶).

بیشتری از زمین ساخت و زمین شناسی ناحیه‌ای ایران و نیز تعیین پهنه‌های مساعد برای اکتشافات تفصیلی کانی‌ها و هیدروکربن‌ها بوده است. برداشت‌های صورت گرفته در سال‌های ۱۹۷۴-۱۹۷۵ و ۱۹۷۶-۱۹۷۷ به ترتیب شامل پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر است. هواپیمای به کار رفته هواپیمایی دوموتوره بود که یک مغناطیس سنج بخار سزیم با حساسیت ثبت ۰/۰۲ گاما را حمل می‌کرد. داده‌های مغناطیسی در ۶۲ بلوک مجزا و عمدتاً با سطح پرواز ثابت بارومتریک در محدوده ۱۰۰۰-۳۶۰۰ متری و یا ۵۰۰-۱۰۰۰ متری از سطح زمین برداشت شده‌اند (یوسفی و فریدبرگ، ۱۹۷۷).

صالح (۱۳۸۷) با استفاده از داده‌های خام ۶۲ بلوک پروازی، نقشه یکپارچه مغناطیس ایران را تهیه کرد. به منظور تولید این نقشه ابتدا روی هر یک از ۶۲ بلوک پروازی، تصحیح هم‌ترازی به کمک خطوط کنترل و ریزهم‌ترازی صورت گرفت. سپس با بخیه کردن، ۶۲ بلوک هم‌تراز شده، ۸ بلوک که دارای زمین شناسی نسبتاً همگنی بودند تشکیل شد و سرانجام نقشه یکپارچه مغناطیس هوایی ایران با بخیه کردن هشت بلوک پیش گفته ایجاد شد. نقشه شدت کل بی‌هنجاری میدان مغناطیسی ایران با استفاده از این داده‌ها مطابق شکل شماره ۱ تهیه شده است. همان‌طور که از نقشه داده‌های مغناطیس هوایی ایران در شکل ۱ مشخص است، برای مناطقی در جنوب غربی (زاگرس) و شمال شرقی (کپه داغ) و غربی (آذربایجان)، داده وجود ندارد.

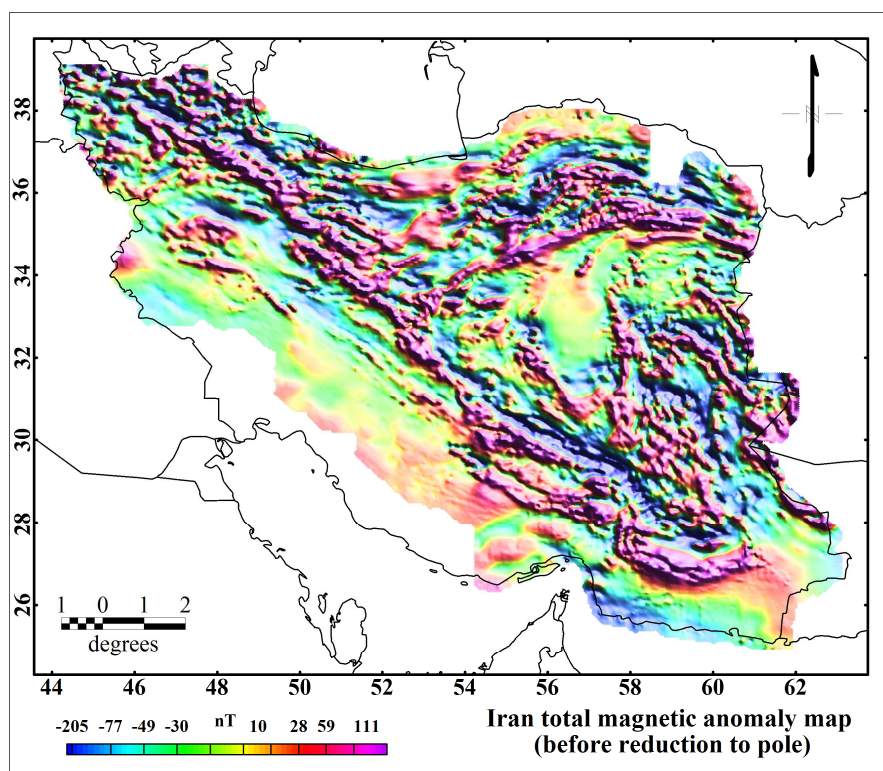
گسترده‌گی شمالی-جنوبی ایران در راستای ۱۲ درجه عرض جغرافیایی و به تبع آن تغییرات قابل ملاحظه بردار میدان مغناطیسی زمین، کاربرد روش کاهش به قطب

قطب دیفرانسیلی (ارکانی حامد، ۱۹۸۸) به مانند روش کاهش به قطب استاندارد در عرض‌های پایین (۰ تا ۱۰ درجه) دچار ناپایداری می‌شود و پدیده‌هایی مثل تقویت نوفه در امتداد شمالی-جنوبی در آن دیده می‌شود. در نسخه بازبینی شده این روش (ارکانی حامد، ۲۰۰۷) ناپایدار نبودن دامنه بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در عرض‌های جغرافیایی پایین بهبود یافته است. استفاده از تبدیل فوریه در این روش برخلاف روش فضای مکان (کوپر، ۲۰۰۵)، باعث سریع و کارآمد بودن آن می‌شود، به طوری که مراحل محاسبه بی‌هنجاری تبدیل شده با رایانه‌های دارای سرعت متوسط مقدور است.

با توجه به گسترش زیاد ایران در عرض جغرافیایی و تغییرات زیاد زاویه میل مغناطیسی، نقشه کاهیده به قطب دیفرانسیلی برای ایران یک ضرورت است. در این مقاله، روش کاهش به قطب دیفرانسیلی ابتدا روی سه مدل آزمایشی در محدوده عرض‌های جغرافیایی ایران اجرا و پس از اثبات عملکرد صحیح روش و برنامه‌های مربوط به آن، روی داده‌های مغناطیس هوایی ایران اعمال شد. در ادامه نقشه کاهش به قطب به دست آمده با ساختارها و پهنه‌های ساختاری-چینه‌ای ایران و همچنین گسل‌ها و کمربندهای آتشفشانی تحلیل و بررسی می‌شود.

۲ داده‌ها

داده‌های مورد استفاده در این مقاله، داده‌های مغناطیس هوایی ایران با تفکیک ۷/۵ کیلومتر متعلق به سازمان زمین شناسی ایران است. بین سال‌های ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷ دو برداشت مغناطیس هوابرد از سوی شرکت آروسرویس برای سازمان زمین شناسی ایران صورت گرفته است که در مجموع بیشترین قسمت‌های ایران را تحت پوشش قرار می‌دهد. هدف از این کار به دست آوردن اطلاعات



شکل ۱. نقشه تصحیح شده داده‌های مغناطیس هوایی ۷/۵ کیلومتری ایران با فاصله خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر (صالح، ۱۳۸۷). پرواز به صورت بارومتریک با ارتفاع بین ۵۰۰ تا ۴۰۰۰ متر از سطح دریا انجام گرفته است (یوسفی و فریدبرگ، ۱۹۷۷).

ابداع کرده است. این روش در فضای عدد موج به صورت یک مسئله وارون با حل معادله بازگشتی و با استفاده از روش پریشیدگی صورت می‌گیرد. در این روش جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها در اثر اعمال فیلتر کاهش به قطب دیفرانسیلی در عرض‌های پایین، بیشتر از عرض‌های میانی و بالایی است. همچنین این روش، نبود تقارن بی‌هنجاری‌ها را از بین می‌برد و بی‌هنجاری‌ها را روی منبع خود جابه‌جا می‌کند. ارکانی حامد (۱۹۸۸) روش کاهش به قطب دیفرانسیلی را روی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی اقیانوسی سواحل شرقی کانادا اعمال کرد. او روشن ساخت که جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها در جنوب منطقه مورد بررسی حدود ۳۰ کیلومتر به سمت شمال است؛ در حالی که جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها در شمال منطقه مورد بررسی به علت نزدیکی به قطب شمال، محسوس نیست.

استاندارد روی داده‌های مغناطیسی ایران را دچار مشکل جدی می‌کند. در روش کاهش به قطب استاندارد، بردار میدان مغناطیسی زمین ثابت فرض می‌شود و لاجرم میزان جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها از عملگر کاهش به قطب برای یک طول موج مشخص در عرض‌های جغرافیایی متفاوت یکسان خواهد بود. در عمل با توجه به مایل تر شدن جهت بردار میدان مغناطیسی زمین، میزان جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها در عرض‌های پایین تر بیشتر است. این مقاله با هدف رفع مشکل پیش گفته با روش کاهش به قطب دیفرانسیلی، داده‌های مغناطیس هوایی ایران را به قطب کاهیده می‌کند.

۳ کاهش به قطب دیفرانسیلی

برای تصحیح نقشه بی‌هنجاری مناطق جغرافیایی که در عرض‌های جغرافیایی وسیعی گسترده‌اند، ارکانی حامد (۱۹۸۸) روشی به نام روش کاهش به قطب دیفرانسیلی

و در نتیجه تلفیق معادله‌های ۱ و ۲ یک معادله غیرخطی خواهد بود و انتگرال گیری‌های مربوط به عملگر فوریه با پیچیدگی مواجه خواهد شد. برای حل این مشکل از روش پریشیدگی استفاده می‌شود. لذا هر یک از مقادیر بردار مغناطش و بردار یکه میدان مغناطیسی زمین به دو قسمت ثابت و متغیر تقسیم می‌شود،

$$\hat{M} = M_0 + \delta M, \quad (۳)$$

$$\hat{B} = B_0 + \delta B, \quad (۴)$$

که M_0 مقدار میانگین بردار یکه مغناطش (\hat{M}) است. رابطه بردار مغناطش (M) با \hat{M} به صورت $M = m \hat{M}$ و m یک مقدار نرده‌ای در ارتباط با اندازه بردار M است. B_0 مقدار میانگین بردار یکه میدان مغناطیسی (\hat{B}) است. δB و δM نمایانگر انحراف از مقادیر متوسط \hat{M} و \hat{B} هستند. معمولاً B_0 و M_0 را برابر با مقدار \hat{B} و \hat{M} در مرکز منطقه مورد بررسی در نظر می‌گیرند. اگر مغناطش لایه معادل را به صورت صفحه‌ای دو بُعدی بدون ضخامت و موازی سطح فرض کنیم، داریم:

$$m(x_0, y_0, z_0) = m_0(x_0, y_0) \delta(z_0 - z'), \quad (۵)$$

لایه معادل در حکم منبع مغناطیسی روی یک صفحه به ارتفاع z' قرار می‌گیرد و دارای ضخامت صفر است. این فرض، عمومیت این روش را تاجایی که $z' \leq z$ باشد محدود نمی‌کند. m_0 نیز یک تابع پیوسته از x_0 و y_0 است. حال با جای گذاری (۳)، (۴) و (۵) در معادله‌های (۱) و (۲) و اعمال تبدیل فوریه و میل دادن Z' به مقدار Z به معادله‌های زیر می‌رسیم،

$$F[V] = -\frac{F[T] + F[\delta B \cdot \nabla V]}{G \cdot B_0}, \quad (۶)$$

۴ نظریه روش کاهش به قطب دیفرانسیلی

در روش کاهش به قطب دیفرانسیلی در ابتدا بی‌هنجاری مشاهده شده را به یک لایه معادل مغناطیسی با مغناطش متغیر تبدیل می‌کنیم و سپس با مدل‌سازی پیشرو میدان مغناطیسی را در قطب به دست می‌آوریم. به منظور تبدیل بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده به لایه معادل مغناطیسی در ابتدا باید میدان پتانسیل بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده را محاسبه کنیم. اگر V و T به ترتیب پتانسیل و اندازه بی‌هنجاری مغناطیسی در فاصله r از سطح زمین باشند، آن‌گاه داریم:

$$V(r) = -C_m \iiint M(r_0) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r-r_0} \right) dv_0, \quad (۱)$$

$$T = -\hat{B} \cdot \nabla V, \quad (۲)$$

M مغناطش پوسته در نقطه r_0 است (گرانت و وست، ۱۹۶۵). r و r_0 به ترتیب بردارهایی هستند که مرکز مختصات را به چشمه مغناطیسی و نقطه مشاهده متصل می‌کنند. انتگرال حجمی در معادله (۱) روی حجم V_0 منبع مغناطیسی محاسبه می‌شود. ضریب ثابت C_m برابر با 10^{-7} است. \hat{B} بردار یکه میدان مغناطیسی است که در ارتباط با زوایای میل و انحراف مغناطیسی است. زاویه میل مغناطیسی در یک منطقه گسترده شده در عرض جغرافیایی می‌تواند دارای تغییرات چشم‌گیری باشد. برای مثال در ایران از عرض ۲۶ تا ۳۸ درجه، مقدار زاویه میل مغناطیسی از ۳۸ تا ۵۵ درجه و مقدار میدان از ۴۴۵۰۰ تا ۴۸۷۰۰ نانوتسلا تغییر می‌کند.

برای پیدا کردن رابطه‌ای بین V و T در فضای عدد موج باید معادله (۱) در معادله (۲) جای گذاری شود و سپس به طرفین عملگر فوریه اعمال شود. در حالتی که عملیات کاهش به قطب برای یک منطقه گسترده در عرض جغرافیایی صورت می‌گیرد، M و \hat{B} متغیر هستند

و دیفرانسیلی ابتدا با استفاده از معادله (۶) مقدار تبدیل فوریه پتانسیل مغناطیسی ($F[V]$) از بی‌هنجاری اندازه‌گیری شده (T) به دست می‌آید. اما با توجه به اینکه $\delta B \cdot \nabla V$ در معادله (۶) مجهول است، $F[V]$ به طور مستقیم قابل محاسبه نیست. مناسب‌ترین روش برای حل این معادله، روش تکرار به صورت بازگشتی (Recursive) است (ارکانی حامد، ۱۹۸۸). در روش بازگشتی با جای گذاری مقدار صفر برای ∇V در اولین تکرار، مقدار $F[V] = -\frac{F[T]}{G \cdot B_0}$ محاسبه می‌شود. با تبدیل فوریه وارون این رابطه، یک برآورد اولیه برای V به دست می‌آید. حال می‌توان یک برآورد اولیه از مقدار $\delta B \cdot \nabla V$ را محاسبه کرد و در معادله (۶) قرار داد و برآورد بهتری برای V به دست آورد. به همین ترتیب با چند تکرار ساده می‌توان مقدار پتانسیل مغناطیسی را با همگرایی معادله (۶) به دست آورد. بعد از محاسبه پتانسیل مغناطیسی منطقه مورد بررسی نیز می‌توان مقدار مغناطش لایه معادل را با استفاده از رابطه (۷) محاسبه کرد. از آنجا که مقدار $m_0 \cdot \delta M$ مجهول است، محاسبه مغناطش لایه معادل به طور مستقیم غیر ممکن است. با روشی مشابه به روش محاسبه میدان پتانسیل (روش بازگشتی)، این مشکل نیز برطرف می‌شود. به این ترتیب ابتدا با قرار دادن مقدار صفر برای m_0 ، مقدار مجهول $m_0 \cdot \delta M$ برابر با صفر می‌شود و برآورد اولیه‌ای برای m_0 به دست می‌آید ($F[m_0] = \frac{-K F[V] / 2\pi C_m}{G \cdot M_0}$). با داشتن یک برآورد اولیه برای m_0 و با قرار دادن این مقدار در معادله (۷) برآورد مقدار m_0 را بهبود می‌دهیم. معمولاً بعد از پنج عمل تکرار برای معادله (۷) مقدار مغناطش لایه معادل همگرا و محاسبه می‌شود. میزان همگرایی را می‌توان با تفاضل دو مقدار جدید و قدیم مغناطش در هر تکرار به دست آورد. با محاسبه تبدیل فوریه مغناطش لایه معادل و

$$F[m_0] = \frac{-K F[V] / 2\pi C_m + G \cdot F[m_0 \delta M]}{G \cdot M_0}, \quad (۷)$$

وقتی که بردار G به صورت زیر تعریف می‌شود،

$$G = (i k_x, i k_y, k) \quad (۸)$$

$k = (k_x^2 + k_y^2)^{\frac{1}{2}}$ ، k_x و k_y به ترتیب اعداد موج در جهت محور x (شمالی جنوبی) و محور y (شرقی غربی) دستگاه مختصات هستند. در همه محاسبات صورت گرفته در این تحقیق، جهت محور z به سمت پایین مثبت در نظر گرفته شده است. با حل معادله (۶) مقدار پتانسیل مغناطیسی حاصل می‌شود. با داشتن V می‌توان با استفاده از معادله (۷) مقدار مغناطش لایه معادل m_0 را محاسبه کرد.

با داشتن مغناطش لایه معادل m_0 می‌توانیم بی‌هنجاری مغناطیسی را به هر مکان دیگری روی کره زمین منتقل کنیم. برای محاسبه بی‌هنجاری مغناطیسی در قطب شمال فرضی که همه وسعت لایه معادل را در برمی‌گیرد، اندازه مولفه‌های افقی بردار یکه میدان مغناطیسی و بردار مغناطش را برابر با صفر قرار می‌دهیم و یا به عبارتی $B_0 = (0, 0, 1)$ و $\hat{M} = (0, 0, 1)$ فرض می‌کنیم. همچنین به علت اینکه در قطب شمال فرضی که همه وسعت لایه معادل را در برمی‌گیرد، همواره بردار مغناطیسی و بردار مغناطش القایی ناشی از آن عمود بر سطح زمین و مقادیر پربشیدگی δB و δM برابر با صفر است. با قرار دادن مقادیر $\delta B, \delta M, \hat{M}, \hat{B}$ در روابط (۶) و (۷) به رابطه زیر می‌رسیم.

$$F[T_p] = -2\pi C_m K F[m_0], \quad (۹)$$

وقتی که T_p اندازه بی‌هنجاری کاهیده به قطب است. برای محاسبه مقدار بی‌هنجاری کاهیده به قطب

$$B = B_0 D \quad \text{و} \quad D = [1 + \sin^2 \Theta]^{1/2}$$

اندازه بی‌هنجاری مغناطیسی کل مشاهده شده سه کره (T) با استفاده از معادله‌های میدان مغناطیسی کره مغناطیده (بلیکلی، ۱۹۹۶) محاسبه می‌شود. با استفاده از معادله‌های (۱۰)، مقادیر δB و δM (معادله‌های (۳) و (۴)) در فضای مکان محاسبه می‌شوند. بنابراین قسمت غیرخطی معادله (۶) در فضای مکان به دست می‌آید.

محاسبه گرادیان تابع پتانسیل V در هریک از عملیات تکرار معادله (۶) در فضای عدد موج با استفاده از معادله $F[\nabla V] = G F[V]$ محاسبه می‌شود و سپس این گرادیان به فضای مکان برگردانده می‌شود. در قدم بعدی قسمت غیرخطی معادله (۶)، $(\delta B \cdot \nabla V)$ ، در فضای مکان به دست می‌آید و نتیجه به فضای بسامد منتقل می‌شود تا در تکرار بعدی استفاده شود. به همین ترتیب قسمت غیرخطی معادله (۶) به دست می‌آید. مقدار $m_0 \delta M$ معادله (۷) در فضای مکان محاسبه می‌شود و بعد به فضای عدد موج تبدیل می‌شود.

برای نمایش عملکرد کاهش به قطب دیفرانسیلی در عرض‌های گوناگون جغرافیایی، از چند مدل بهره می‌گیریم. مدل‌ها به صورت چند دوقطبی که در عرض‌های ۲۵، ۳۳ و ۴۰ درجه واقع شده‌اند هستند. شکل‌های ۲ و ۳ اعمال عملگر کاهش به قطب دیفرانسیلی را روی داده‌های آزمایشی نشان می‌دهند. موقعیت مدل‌ها به گونه‌ای است که تغییرات بردار میدان مغناطیسی و زاویه میل تقریباً در محدوده عرضی ایران (۲۷ درجه تا ۴۲ درجه) قرار می‌گیرند.

همان‌طور که شکل ۳- a نشان می‌دهد، نیم‌رخ بی‌هنجاری‌های مغناطیسی سه کره مغناطیسی یکسان که در سه عرض جغرافیایی متفاوت واقع شده‌اند دارای شکل کاملاً نامتقارن است. شکل‌های ۳- b و d نشان می‌دهند که عملگر کاهش به قطب دیفرانسیلی توانسته است شکل

جای‌گذاری این مقدار در رابطه (۹) و گرفتن تبدیل فوریه وارون از مقدار به دست آمده، بی‌هنجاری مغناطیسی کاهیده به قطب به روش دیفرانسیلی (T_p) به دست می‌آید.

ناپایداری روش کاهش به قطب دیفرانسیلی وقتی اتفاق می‌افتد که مقدار $G \cdot B_0$ (مخرج کسر معادله ۶) به صفر میل کند. این ناپایداری شبیه ناپایداری در روش کاهش به قطب استاندارد در عرض‌های پایین اتفاق می‌افتد. وقتی که $B_z = 0$ (استوا) و یا $k_x B_x + k_y B_y = 0$ مخرج معادله (۶) صفر می‌شود، ناپایداری در روش خواهیم داشت. به طور مشابه، وقتی که $k_x M_x + k_y M_y = 0$ مخرج معادله (۷) صفر می‌شود، ناپایداری در روش خواهیم داشت.

۵ مدل‌سازی

قبل از به کارگیری روش کاهش به قطب دیفرانسیلی برای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی ایران که از ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی ناشی می‌شوند، کاربرد روش کاهش به قطب را برای سه کره مغناطیسی که در عرض‌های جغرافیایی ۲۷، ۳۵ و ۴۲ درجه (محدوده عرضی جغرافیایی ایران) قرار دارند تشریح می‌کنیم.

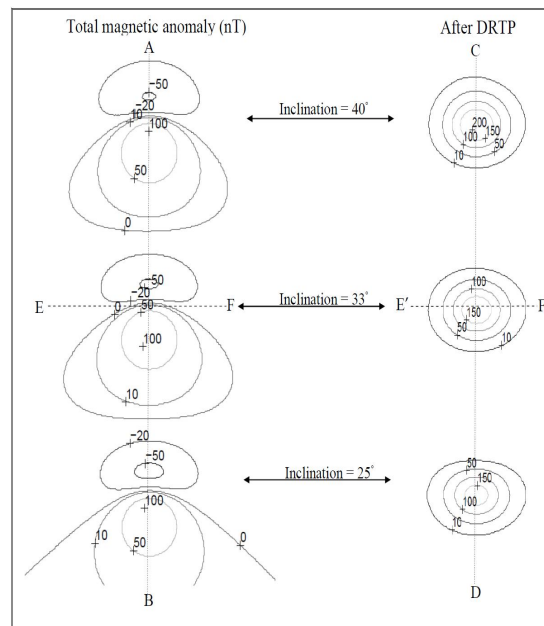
برای تولید میدان مغناطیسی زمین و مشاهده تغییرات آن روی سه کره فرضی از مدل دوقطبی میدان مغناطیسی زمین استفاده می‌کنیم. اگر Θ و Φ به ترتیب زاویه انحراف و میل میدان مغناطیسی باشند می‌توانیم برای هر نقطه روی سطح زمین مقادیر یکه مؤلفه‌های میدان خارجی (B_x ، B_y و B_z) را محاسبه کنیم.

$$\begin{aligned} B_x &= \frac{-\cos \Theta \sin \Phi}{D} \\ B_y &= \frac{-\cos \Theta \cos \Phi}{D} \\ B_z &= \frac{-2 \sin \Theta}{D} \end{aligned} \quad (10)$$

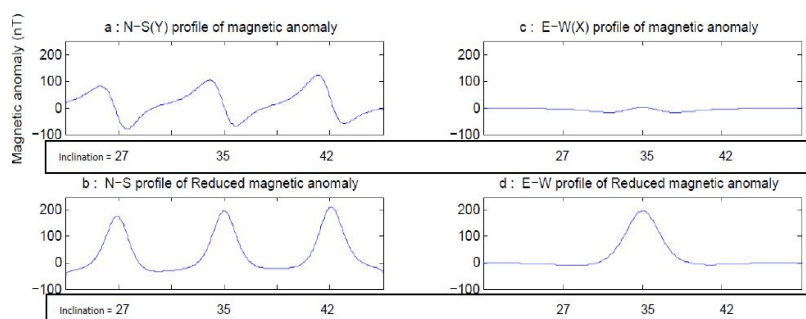
۶ نقشه برگردان به قطب داده‌های مغناطیس هوایی ایران بعد از حصول اطمینان از صحت کارکرد عملگر کاهش به قطب دیفرانسیلی، می‌توانیم داده‌های مغناطیس هوایی ایران را به قطب کاهش دهیم. این روش در طول موج‌های کوتاه پایدار است و فقط در عرض‌های جغرافیایی بسیار کم ناپایدار است. با این حال همان‌طور که مدل‌ها نشان دادند (شکل‌های ۲ و ۳) در عرض‌های حدود ۲۷ درجه که جنوبی‌ترین قسمت ایران را در بر می‌گیرد، داده‌های مغناطیسی ایران با این ناپایداری روبه‌رو نمی‌شوند و با دقت بسیار زیادی به قطب کاهش می‌یابند.

برای اجرای برنامه کاهش به قطب دیفرانسیلی روی داده‌های مغناطیس هوایی به تغییرات بردار میدان مغناطیسی و زاویه میل میدان مغناطیسی نیازمندیم. با توجه به تفاوت زمانی برداشت‌ها در مناطق گوناگون و مشخص نبودن تاریخ‌های دقیق برداشت هر ناحیه، از مدل میانگین IGRF سال ۱۹۷۵ استفاده شده‌است. مدل میانگین IGRF سال ۱۹۷۵ نسبت به مدل‌های سال ۱۹۷۴ و ۱۹۷۶ کمتر از ۰/۰۱ درصد تفاوت دارد لذا بازه خطایی که در به‌کاربردن کاملاً دقیق مدل IGRF به بلوک‌های متفاوت پروازی وارد محاسبات می‌شود قابل اغماض است. زاویه میل مغناطیسی در محدوده عرض‌های

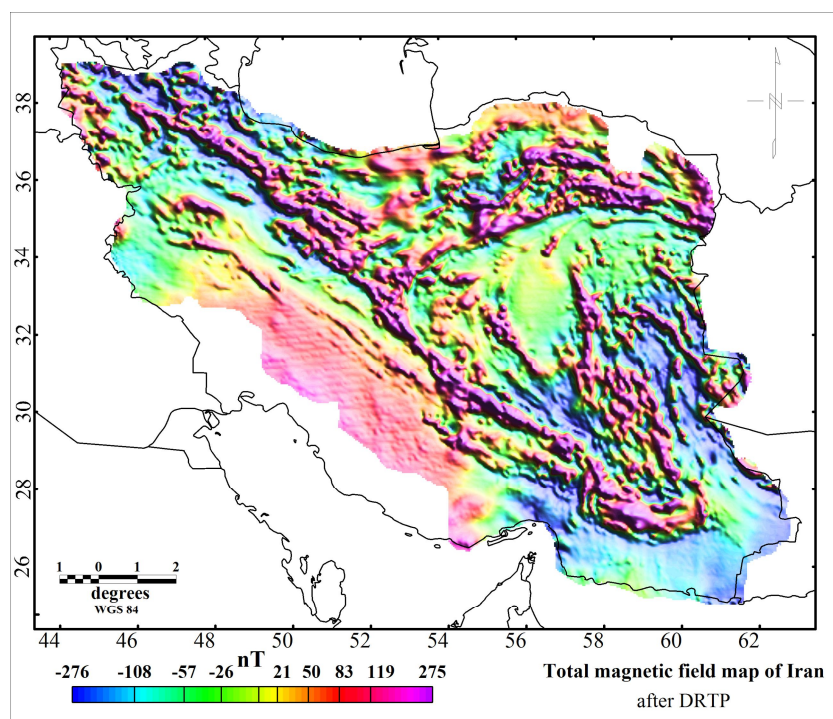
بی‌هنجاری کره‌های مغناطیسی را در عرض‌های گوناگون تقریباً به یک شکل و اندازه و مستقل از محل قرارگیری آنها درآورد. هرچقدر ناحیه مورد مطالعه به قطب شمال نزدیک‌تر باشد، انحراف‌ها از مقدار بی‌هنجاری کاهیده به قطب کمتر خواهد بود.



شکل ۲. دو قطبی‌های مغناطیسی در عرض‌های گوناگون جغرافیایی و یا زوایای میل مغناطیسی متفاوت - سمت چپ: قبل از تصحیح - سمت راست: بعد از تصحیح. خطوط AB و CD نیم‌رخ‌های شمالی - جنوبی و خطوط EF و E'F' نیم‌رخ‌های شرقی - غربی هستند که در شکل ۳ نمایش داده شده‌اند. اعداد روی منحنی‌های میدان مغناطیسی معرف شدت بی‌هنجاری کل میدان برحسب نانوتسلا است. دو قطبی‌ها به‌صورت کره‌های مغناطیسه همگن به شعاع ۵ کیلومتر و پذیرفتاری مغناطیسی ۰/۰۱ هستند.



شکل ۳. نیم‌رخ تغییرشکل بی‌هنجاری دو قطبی‌ها در عرض‌های گوناگون (a) نیم‌رخ شمالی جنوبی قبل از تصحیح (خط A-B) (b) نیم‌رخ شمالی جنوبی بعد از تصحیح (خط C-D) (c) نیم‌رخ شرقی - غربی قبل و بعد از تصحیح. (خط E-F) و (E'F') در عرض ۳۳ درجه.



شکل ۴. نقشه داده‌های مغناطیس هوایی ایران بعد از تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی.

۴) معلوم می‌شود که بی‌هنجاری‌ها به سمت قطب شمال مغناطیسی جابه‌جا شده‌اند. جابه‌جایی‌ها در قسمت‌های جنوبی مشخص‌ترند، به طوری که در جنوب ایران بی‌هنجاری‌ها تقریباً ۳۵ کیلومتر جابه‌جا شده‌اند.

۷ تغییرات نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی ایران بعد از تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی

مهم‌ترین مزیت روش کاهش به قطب دیفرانسیلی برای نقشه‌های مغناطیسی در مقیاس‌های منطقه‌ای مثل ایران، جابه‌جایی بی‌هنجاری‌ها متناسب با عرض جغرافیایی چشمه مغناطیسی آنها است. جابه‌جایی بی‌هنجاری‌هایی که در عرض‌های پایین‌تر قرار دارند بیشتر از بی‌هنجاری‌هایی است که در عرض‌های بالای جغرافیایی قرار دارند.

نقشه کاهیده به قطب مغناطیسی ایران می‌تواند همخوانی عارضه‌های زمین‌شناسی ایران را با بی‌هنجاری‌ها مربوط به آنها بهبود دهد. این همخوانی با فرض مغناطش‌القایی و

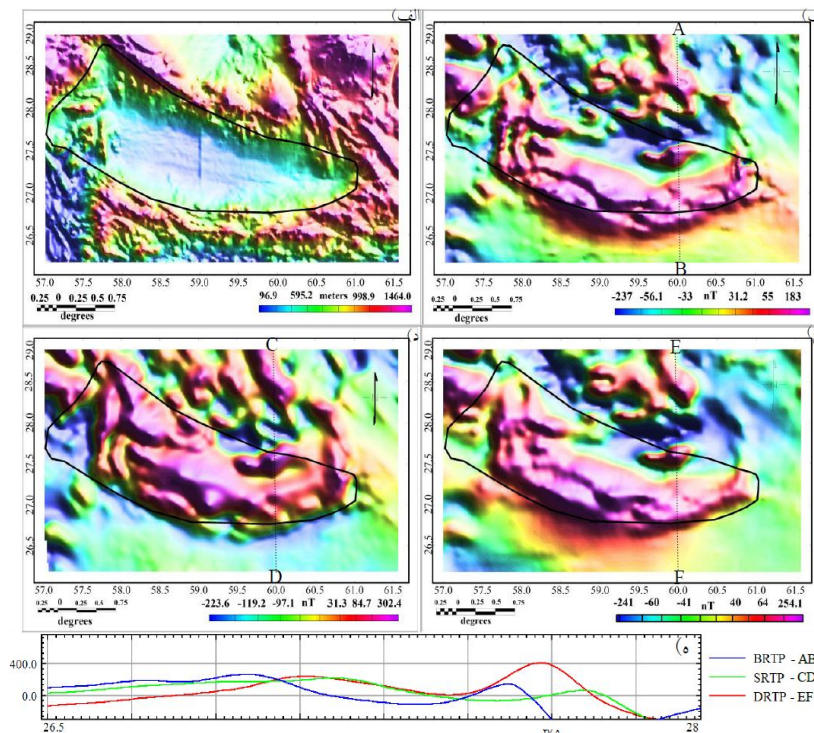
جغرافیایی ایران از ۳۸ تا ۵۵ درجه تغییر می‌کند. شدت میدان مغناطیسی در ایران در محدوده ۴۴۵۰۰ الی ۴۸۷۲۰ نانوتسلا است. با اعمال برنامه کاهش به قطب دیفرانسیلی روی داده‌های مغناطیسی ایران نقشه مغناطیسی کاهیده به قطب ایران محاسبه شد (شکل ۴). علاوه بر نقشه مغناطیسی ایران (صالح، ۱۳۸۷)، داده‌های دیگری نیز در سایت نرم‌افزار ژئوسافت برای محدوده فلات ایران موجود است که تلفیقی از برداشت‌های هوایی و دریایی با تفکیک متفاوت در منطقه خاورمیانه است. با بررسی‌های صورت گرفته روی این داده‌ها و مقایسه آنها با داده‌های قبل و بعد از تصحیح، مشخص شد که جابه‌جایی قابل ملاحظه تقریباً شمالی جنوبی در این نقشه وجود دارد که غیرقابل قبول است. بنابراین در ادامه، تصحیح کاهش به قطب فقط روی نقشه مغناطیسی صالح (۱۳۸۷) صورت گرفته است.

از مقایسه نقشه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی ایران قبل (شکل ۱) و بعد از اعمال تصحیح کاهش به قطب (شکل

یکی از بی‌هنجاری‌های شاخص مغناطیسی در جنوب شرقی ایران واقع شده است. این بی‌هنجاری مثبت ناشی از گودال جازموریان است که در شمال پهنه مکران واقع شده است. گودال جازموریان با مساحت تقریبی ۲۵۰۰ کیلومترمربع یک حوضه پشت قوسی مرتبط با فرورانش است (شهاب پور، ۲۰۱۰). در شکل ۵ با استفاده از نقشه توپوگرافی ایران مرز گودال جازموریان مشخص شده است (منحنی سیاه در شکل ۵الف). سپس با مقایسه مرز گودال با نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی این ناحیه قبل و بعد از تصحیح، مقدار تطابق مرزهای بی‌هنجاری مغناطیسی با مرز گودال ارزیابی می‌شود. شکل‌های ۵الف، ب و ج و د به ترتیب نقشه توپوگرافی، نقشه مغناطیسی قبل از کاهش به قطب، نقشه مغناطیسی ژئوسافت و نقشه

با در نظر گرفتن نبود تغییر قابل ملاحظه عرض جغرافیایی کنونی واحدهای ساختاری-چینه‌ای ایران از زمان کرتاسه پایانی (شنگور و ناتالین، ۱۹۹۶) قابل قبول است. برای اثبات این ادعا می‌توان ساختارهای زمین‌شناسی را با بی‌هنجاری‌های مغناطیسی قبل و بعد از تصحیح کاهش به قطب آنها مقایسه کرد. بنابراین سه منطقه در ایران (گودال جازموریان، رشته کوه البرز و گسل دورونه) که دارای شکل، روند و یا بافت بی‌هنجاری مغناطیسی بارزی هستند، برای بررسی میزان جابه‌جایی بی‌هنجاری و همچنین بررسی تطابق بی‌هنجاری‌ها با واحدهای ساختاری-چینه‌ای ایران در نظر گرفته می‌شود.

۱-۷ گودال جازموریان (جنوب شرقی ایران)



شکل ۵. نقشه توپوگرافی و بی‌هنجاری مغناطیسی گودال جازموریان به انضمام مرز تعیین شده - الف نقشه توپوگرافی - ب- نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی قبل از تصحیح کاهش به قطب (BRTP - ج) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی ژئوسافت - د) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی بعد از تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی (DRTP - ه) نیم‌رخ در راستای خطوط AB و CD و EF - علاوه بر جابه‌جایی ۰/۳ درجه‌ای در راستای شمالی-جنوبی، افزایش دامنه در نقشه تصحیح شده دیفرانسیلی (رنگ سرخ) نسبت به نقشه قبل از تصحیح (رنگ آبی) حدود دو برابر است.

شکل تقریبی V و روند شرقی-غربی از سوی غرب از انتهای جنوبی کوه‌های تالش آغاز می‌شود و در سوی شرق تا پهنه کپه‌داغ ادامه می‌یابد. بخش بزرگی از البرز در راستای کناره جنوبی دریای مازندران کشیده شده‌است.

شکل ۶ نقشه توپوگرافی و بی‌هنجاری مغناطیس‌هوایی پهنه البرز را به انضمام مرز جنوبی رشته کوه البرز نشان می‌دهد. نقشه مغناطیسی کاهیده به قطب دیفرانسیلی البرز (شکل ۶-د) بیشترین هماهنگی را با مرز تقریبی V شکل رشته کوه البرز دارد. جابه‌جایی بی‌هنجاری‌های مثبت در جهت شمالی جنوبی در منحنی DRTP (بعد از تبدیل کاهش به قطب دیفرانسیلی) نسبت به منحنی BRTP (قبل از کاهش به قطب) آشکار و حدود ۴/۵ کیلومتر است.

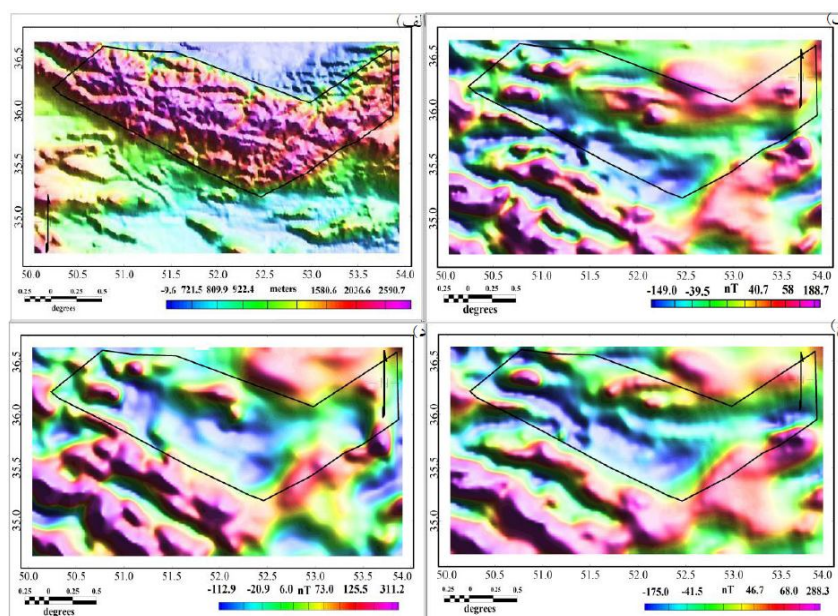
۳-۷ گسل دورونه (شرق ایران)

گسل دورونه حدود ۷۰۰ کیلومتر طول دارد که از نائین، در یک راستای شمال شرقی - جنوب غربی تا ناحیه

مغناطیسی بعد از کاهش به قطب دیفرانسیلی را برای گودال جازموریان نشان می‌دهند. همان‌طور که در شکل‌ها مشخص است فقط نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی بعد از تصحیح دیفرانسیلی ارتباط مناسبی با شکل و مرزهای این ناحیه دارد. این تصحیح با جابه‌جایی حدود ۳۴ کیلومتر (۰/۳ درجه) در راستای شمالی- جنوبی برای گودال جازموریان صورت گرفته‌است. شکل ۵-ه برش عرضی نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی را در راستای خطوط AB, CD و EF نشان می‌دهد. مقایسه دامنه بی‌هنجاری‌ها در شکل ۵-ه نشان می‌دهد که دامنه بی‌هنجاری‌های مثبت مغناطیسی در نقشه کاهش به قطب دیفرانسیلی افزایش یافته‌است و همین امر باعث تمایز بیشتر در مرز بین بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی و تشخیص دقیق‌تر آنها شده‌است.

۲-۷ رشته کوه البرز (شمال ایران)

رشته کوه البرز، مهم‌ترین رشته کوه شمال ایران است که با



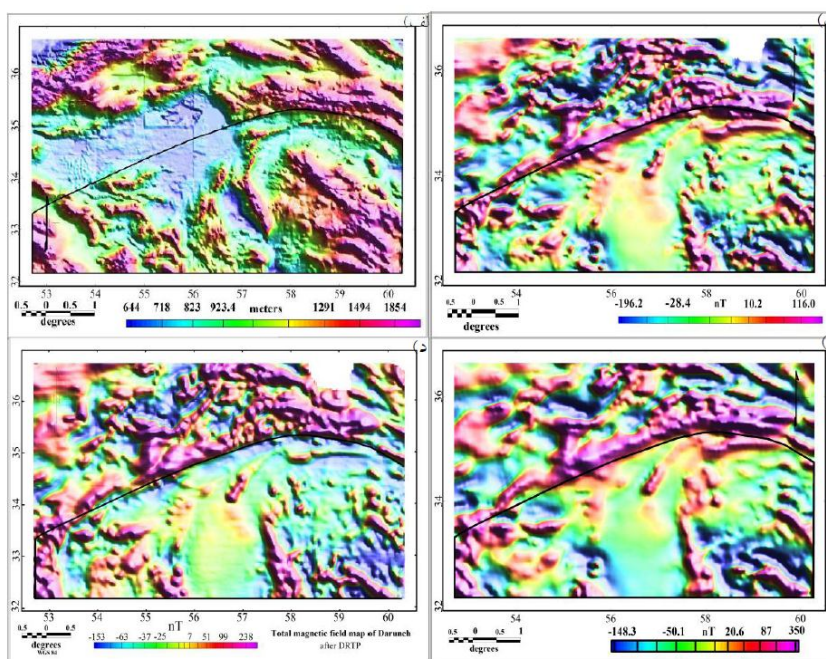
شکل ۶. نقشه توپوگرافی و بی‌هنجاری مغناطیسی رشته کوه البرز به انضمام مرز تعیین شده (منحنی‌های سیاه) - الف) نقشه توپوگرافی - ب) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی قبل از تصحیح کاهش به قطب - ج) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی ژئوسافت - د) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی بعد از تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی.

دورونه در جنوب غربی کاشمر ادامه دارد و از دورونه، با خمیدگی به سمت جنوب و یک روند شرقی-غربی، تا شرق ایران و مرز افغانستان ادامه می‌یابد. در امتداد این گسل، بلوک‌ها به دو صورت چپ‌گرد و راست‌گرد حرکت کرده‌اند. پس از گسل زاگرس، گسل دورونه یکی از مهم‌ترین و طولی‌ترین ساختارهای خطی ایران است. نوروزی و مک‌کنزی (۱۹۷۲) این گسل را در حکم مرز شمالی بلوک لوت دانسته‌اند. شکل ۷ (الف تا د) نقشه توپوگرافی و مغناطیس هوایی منطقه دورونه را نشان می‌دهد. در شکل‌های ۷ ب و د، شکل تغییرات شدید بی‌هنجاری مغناطیسی به وضوح با روند شرقی-غربی گسل همخوانی دارد. اما در شکل ۷-د که شکل تصحیح شده دیفرانسیلی بی‌هنجاری مغناطیسی گسل دورونه است، مرز دو ناحیه با بی‌هنجاری مثبت و منفی دقیقاً روی خط گسلش قرار دارند. به علاوه دامنه بی‌هنجاری مثبت و منفی

روند شرقی غربی آن در شکل ۷-د بسیار متمایز و آشکارتر است. جابه‌جایی بی‌هنجاری‌های مثبت در جهت شمالی جنوبی در منحنی DRTP (بعد از تبدیل کاهش به قطب دیفرانسیلی) نسبت به منحنی BRTP (قبل از کاهش به قطب) آشکار و در حدود ۶/۵ کیلومتر است.

۸ نتیجه‌گیری

در این مقاله روش کاهش به قطب دیفرانسیلی روی داده‌های مغناطیس هوایی ایران که صالح (۱۳۸۷) آن را بازپردازش کرده بود اعمال شد. نقشه بی‌هنجاری مغناطیس هوایی ایران پس از اعمال عملگر کاهش به قطب دیفرانسیلی، هماهنگی بسیار مطلوبی با ساختارهای زمین‌شناسی ایران پیدا کرده‌است. میزان این هماهنگی و



شکل ۷. نقشه توپوگرافی و بی‌هنجاری مغناطیسی گسل دورونه به انضمام مرز تعیین شده - الف) نقشه توپوگرافی - ب) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی قبل از تصحیح کاهش به قطب - ج) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی ژئوسافت - د) نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی بعد از تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی (۰/۱۸ درجه جابه‌جایی شمالی جنوبی) - جابه‌جایی ۰/۰۶ درجه‌ای (۶/۵ کیلومتر) در راستای شمالی-جنوبی، افزایش دامنه در نقشه تصحیح شده دیفرانسیلی نسبت به نقشه قبل از تصحیح حدود ۱۵۰ نانوتسلا است.

تقارن به قدری است که اکنون می‌توان با دقت بیشتری به بررسی روندهای گوناگون خطی مانند مرز پهنه‌ها، گسل‌ها، یا عوارض نقطه‌ای مثل آتشفشان‌ها و مناطق برخوردی پرداخت. با در دست بودن نقشه کاهیده به قطب ایران، نقشه خطواره‌های مغناطیسی ایران (یوسفی و فردبرگ، ۱۹۷۷) و نتایج به دست آمده از این نقشه برای تعیین حد و مرزهای زمین‌شناسی ایران باید مورد بازبینی قرار گیرد.

محاسبات کاهش به قطب با این فرض صورت می‌گیرد که بردار مغناطش پوسته موازی با بردار میدان مغناطیسی است و یا به عبارتی، مغناطش تماما القایی است. این امر ناشی از فقدان اطلاعات کافی در مورد اندازه مغناطش پوسته و جهت‌گیری آن است. فرض مغناطش القایی برای مناطقی که عمدتاً از توده‌های آذرین درونی کم‌عمق و یا توده‌های آذرین بیرونی تشکیل شده‌اند صحیح نیست و معمولاً در این مناطق اندازه و جهت میدان مغناطیسی می‌تواند بسیار متفاوت از جهت و اندازه میدان مغناطش القایی باشد. ارکانی حامد و سلّتی (۱۹۸۹) روشن ساختند که توده‌های کم‌عمق آذرین به علت سرد شدن سریع دارای مغناطش بازماند قابل ملاحظه‌ای هستند ولی توده‌های عمیق به علت سرد شدن طولانی‌شان دارای مغناطش لایه‌بندی شده هستند که منجر به مغناطش بازماند متوسط غیرقابل ملاحظه‌ای برای این توده‌ها می‌شود.

کمربندهای آتشفشانی در ایران دارای رخنمون وسیعی هستند (امامی و همکاران، ۱۹۹۳) و سنگ‌های تشکیل‌دهنده آنها دارای مغناطش بازماند قابل توجهی می‌توانند باشند. از آنجا که فرض مغناطش القایی برای کمربندهای آتشفشانی صحیح نیست، تصحیح کاهش به قطب دیفرانسیلی تهیه شده در این مقاله می‌تواند به درستی بی‌هنجاری‌های مربوط به کمربندهای آتشفشانی را روی توده‌های مسبب آن منتقل نکرده باشد. ولی از آنجا که اکثر سنگ‌های آتشفشانی ایران مربوط به دوره سنوزوئیک و

کواترنر هستند (امامی و همکاران، ۱۹۹۳)، موقعیت جغرافیایی تشکیل کمربندهای آتشفشانی در طی دوران سنوزوئیک جابه‌جایی قابل ملاحظه‌ای در عرض جغرافیایی (شنگور و ناتالین، ۱۹۹۶) نداشته است. بنابراین راستای میدان مغناطیسی زمین برای کمربندهای آتشفشانی هم تغییر چندانی نداشته است. با اینکه در دوران سنوزوئیک جهت میدان مغناطیسی (نرمال و معکوس بودن میدان) به کرات تغییر کرده است ولی راستای میدان تغییرات چندانی نداشته است. سنگ‌های آتشفشانی ایران که در دوره‌های وارونگی میدان مغناطیسی زمین تشکیل شده‌اند باید دارای بی‌هنجاری کم یا منفی باشند و آنهایی که در دوره‌های نرمال بودن میدان مغناطیسی به وجود آمده‌اند باید دارای بی‌هنجاری مثبتی بیش از آنچه از مغناطش القایی سنگ‌های پوسته انتظار می‌رود باشند.

تشکر و قدردانی

از خانم دکتر نظری از بخش شیمی دانشگاه علوم پایه زنجان برای در اختیار گذاشتن رایانه‌های محاسباتی سپاسگزاریم.

امکان دسترسی به داده‌ها

کُد برنامه DRTP و داده‌های نقشه کاهش به قطب دیفرانسیلی ایران با ارسال پست الکترونیکی به عبدالرضا قدس aghods@iasbs.ac.ir قابل دسترسی است.

منابع

- صالح، ر.، ۱۳۸۷، بازپردازش نقشه آنومالی مغناطیسی هوارد ایران، رساله کارشناسی ارشد: دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران.
- Arkani-Hamed J., 1988, Differential reduction-to-the-pole of regional magnetic anomalies: *Geophysics*, 53, 1592-1600.
- Arkani-Hamed J., and W. E. S. Urquhart, 1988, *Reduction to the pole of the North American*

- series expansion: *Computer and Geosciences*, **45**, 359-378.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M., Omrani, S. J., 1993, *Magmatic Map of Iran 1:1,000,000*: Geological Survey of Iran, internal report.
- Grant, F. S., and G. F. West, 1965, *Interpretation Theory in Applied Geophysics*: McGraw-Hill Book Co., pp 583.
- Sengor, A. M. C., and Natal'in, B. A., 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis, in *The Tectonic Evolution of Asia*, edited by A. Yin and T. M. Harrison, 486-640, Cambridge Univ. Press, New York.
- Shahabpour, J., 2009, Tectonic implications of the geochemical data from the Makran igneous rocks in Iran: *Island Arc*, **19**, 676-689.
- Silva, J. B. C., 1986, Reduction to the pole as an inverse problem and its application to low-latitude anomalies: *Geophys. J. Int.*, **51**, 369-382.
- Von Frese, R. R. B., Hmre., W. J., and Braile, L. W., 1981, Spherical earth gravity and magnetic anomaly analysis by equivalent point source inversion: *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **53**, 69-83.
- Yousefi E., and Friedberg, J. L., 1977, *Aeromagnetic map of Iran: Quaderangle NO. F5.*, Tehran, Geological Survey of Iran.
- magnetic anomalies: *Geophys. J. Int.*, **55**, 211-225.
- Arkani-Hamed J., and G. Celetti, 1989, Effects of thermal remanent magnetization of the magnetic anomalies of intrusives: *J. Geophysical Res.*, **94**, 7364-7378.
- Arkani-Hamed J., 2007, Differential reduction to the pole: Revisited: *Geophys. J. Int.*, **72**, L13-L20, 10.
- Barnov V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, **22**, 359-383.
- Baranov V., and H. Naudy, 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophys. J. Int.*, **29**, 67-79.
- Blakely, R. J., and A. Cox., 1973, Identification of short polarity events by transforming marine magnetic profiles to the pole: *J. Geophys. J. Int., Res.*, **77**, 4339-4349.
- Blakely, R. J., 1996, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Application*: Cambridge University Press, 2nd edition, pp 464.
- Bott, M. H. P., and A. Ingles, 1972, Matrix method for joint interpretation of two-dimensional gravity and magnetic anomalies with application to the Iceland-Faeroe Ridge: *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **30**, 55-67.
- Cooper, J. R. C., 2005, Differential reduction to the pole of magnetic anomalies using Taylor's