

Estimation of geothermal parameters using spectral analysis and 3D inverse modelling of the magnetic data in the Mahallat geothermal field

Sina Shirani¹, Ali Nejati Kalateh^{2*}, Mohammad Mohammadzadeh Moghaddam³

1-Mining Exploration Engineering Department, Faculty of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

2-Geophysics Department, Faculty of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

3-Research Institute of Applied Sciences, Shahid Beheshti University, Daneshjoo Blvd, Tehran, Iran

Keywords: Geothermal system, Spectral analysis, Curie point depth, Centroid method, Mahallat

1-Introduction

Today, energy resources are considered one of the most important assets of any country, and more importantly they can be renewable resources. One of the types of renewable energies is geothermal energy sources. Geothermal energy is the thermal energy within the Earth, often concentrated along tectonic plates and in known volcanic and seismic areas. The Curie Point Depth (CPD) is regarded as a significant factor for understanding the distribution of temperature in the crust and rheology of the Lithosphere (Ravat et al., 2007). The CPD temperature, approximately 580°C, can be considered as an index for the depth to the bottom of the magnetic source. In fact, CPD is the depth at which the magnetic minerals, affected by the high-temperature fluids, lose their magnetic properties and are converted into the paramagnetic state (Tanaka et al., 1999; Porwal et al., 2003; Bansal et al., 2011). The CPD provided the information regarding the temperature gradients and heat flow of the crust over the study area. The main purpose of the current research is to estimate the CPD, geothermal gradient and heat-flow values of subsurface structures in the central part of Iran (Mahalat geothermal field) using Centroid depth method. The studied geothermal area in the north of Mahalat city in Markazi province located in 33 ° 57 ' to 34 ° 7' and latitude 50 ° 30' to 50 ° 40'. The Abgarm area consists of young volcanic rocks and altered hydrothermal zones and wide travertine outcrops. Travertine often accumulates around the Abgarm hot springs, which may indicate geothermal activity in the area. Subsequently, the results obtained from the CPD estimation, 3D inversion modeling of the magnetic data and hot spring locations were also investigated.

2-Methodology

2-1- Centroid depth

Bhattacharyya and Leu (1975) presented a method to determine the centroid depth of parallel prismatic hypothetical magnetic resources to investigate the Curie point depth in Yellowstone Park. If it is assumed that the two-dimensional magnetic masses are magnetized quite randomly and independently, the radially averaged power spectral density of the total magnetic field, $P(k)$, can be simplified as follow (Blakely, 1995; Stampolidis et al., 2005):

$$P(k) = A_1 e^{-2|k|z_t} (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2 \quad (Eq. 1)$$

*Corresponding author: nejati@shahroodut.ac.ir

DOI: 10.22055/AAG.2020.28917.1957

Received 2019-03-15

Accepted 2020-01-20

Where, A_1 is a constant number, Z_t and Z_b are depth to the top and bottom of the magnetic source, respectively, and k shows the wavenumber of the magnetic field. For wavelengths less than twice the thickness of the layer, Eq. (1) will approximately be converted to:

$$\ln\left(\frac{P(k)^{\frac{1}{2}}}{k}\right) = A_2 - |k|Z_0 \quad (Eq. 2)$$

Moreover, Eq. (1) could be rewritten as (Tanaka et al., 1999):

$$\ln\left(P(k)^{\frac{1}{2}}\right) = A_3 - 2|k|Z_t \quad (Eq. 3)$$

Where $P(k)$ is the power spectral density, A_2 and A_3 represent constant numbers. Therefore, the bottom depth of the magnetic mass (Z_b) could be calculated through two steps. At first, the depth to the centroid (Z_o) is estimated using the slope of the smallest wavenumber part of the log power spectrum divided by the wave number (Eq. (2)). Similarly, the depth to the top (Z_t) is calculated based on Eq. (3) using the slope of the next wavenumber part of the log power spectrum. From these depths, the Curie point depth is calculated using Eq. (4).

$$Z_b = 2Z_o - Z_t \quad (Eq. 4)$$

The basic relation for conductive heat transfer is Fourier's law. In a one-dimensional object, assuming a vertical direction of the temperature variation and a constant temperature gradient $\frac{\partial T}{\partial Z}$, Fourier's law takes the following relation (Tanaka et al., 1999):

$$q = k \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (Eq. 5)$$

2.2. 3D inversion

The three-dimensional density contrast model was calculated with the UBC-GIF Mag3D software with the algorithms of Li and Oldenburg (1998b), which often provided interesting results (e.g., Oldenburg and Pratt, 2007; Louro and Mantovani, 2012; Kalateh and Kahoo, 2013). This algorithm starts from Eq. 6.

$$d = Gm \quad (Eq. 6)$$

Where d the vector of real is extracted in the survey, G is the sensitivity matrix and m is the susceptibility vectors of the tri-orthogonal mesh to be created for the inversion. The inverse problem can be formulated as an optimization problem where an objective function of the model is minimized, subject to the constraints in Eq. 6. The objective function of the density model in Eq. 7 is minimized under determined constraints in order to reproduce the data inside an error tolerance (Phillips, 2002).

$$\Phi_m = a_s \int_V w_s (m(x, y, z) - m(x, y, z)_{ref})^2 dv + a_x \int_V w_x \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial x}\right)^2 dv + a_y \int_V w_y \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial y}\right)^2 dv + a_z \int_V w_z \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial z}\right)^2 dv \quad (Eq. 7)$$

where m is magnetic model element, $m(x, y, z)_{ref}$ the reference model, w_s , w_x , w_y , and w_z weighting functions, a_s , a_x , a_y , and a_z coefficients which affect the relative importance of different components in the objective function and $m(x, y, z)$ a generalized depth weighting function. This function has flexibility in constructing a variety of models. The aim of the objective function is to counteract the geometrical decay of the sensitivity with the distance from the observation location, so that the recovered density is not concentrated near the observation locations. In the next step, the data misfit (Φ_d) between the observed data and the predicted data is calculated, using Eq. 7.

$$\Phi_d = \|w_d(d_{mod} - d_{obs})\|^2 \quad (Eq. 8)$$

Where w_d is a diagonal matrix in which the i th element is the standard deviation of the i th datum, d_{mod} the predicted density, and d_{obs} the observed data. The inversion objective is to minimize the difference between both the objective function and the data misfit:

$$\Phi = \Phi_d + \mu\Phi_m \quad (Eq. 9)$$

In which μ is a regularization parameter that controls the relative importance of the model norm and the data misfit. The described methodology provides a basic structure for solving 3D magnetic inversion.

3- Results and discussion

The three-dimensional models produced show a positive magnetic anomaly in the Mahalat geothermal area. Based on the models and geological data it is found that the hot springs are located around the area with high magnetic susceptibility. Satellite imagery and geological maps can detect faults in an exploratory area. The ETM images were used to identify and analyze geological structures in the area. The purpose of these studies was to explore their relationship to the location of hot springs, geothermal activities and geothermal reservoirs in the area. In order to detection of magnetic anomaly in study area, magnetic surveys were performed over a total of 10 profiles with a total length of 160 km with a stationary distance of 40 m. After applying the required corrections, including diurnal correction and IGRF correction, the residual magnetic field map is obtained, in order to place the anomalies appearing on the residual magnetic field intensity map on the actual location of the anomaly sources, used the reduction to magnetic pole filter (RTP). In this study, considered the dimensions of blocks (5000 m × 5000 m) and then the power spectrum was calculated using Fast Fourier Transform (FFT). Following this process, according to the power spectral centralization method, for each block, the top depths, the central depths and the magnetic layer bottom will be estimated according to the 9, 12 and 13 equations. After applying the necessary processing on the magnetic data by the centroid method, the top depths and bottom depth of the magnetic layer were estimated in this area was estimated at 1350 to 3400 meters. Also the top depth variations of the magnetic layer that indicating the location of the magnetic anomalies, the thermal gradient and heat flow Estimated in the range of 1230 to 2390 m, 170.08 to 429.54 °C/km and 425.22 to 1086/86 mW/m², respectively (Fig 1).

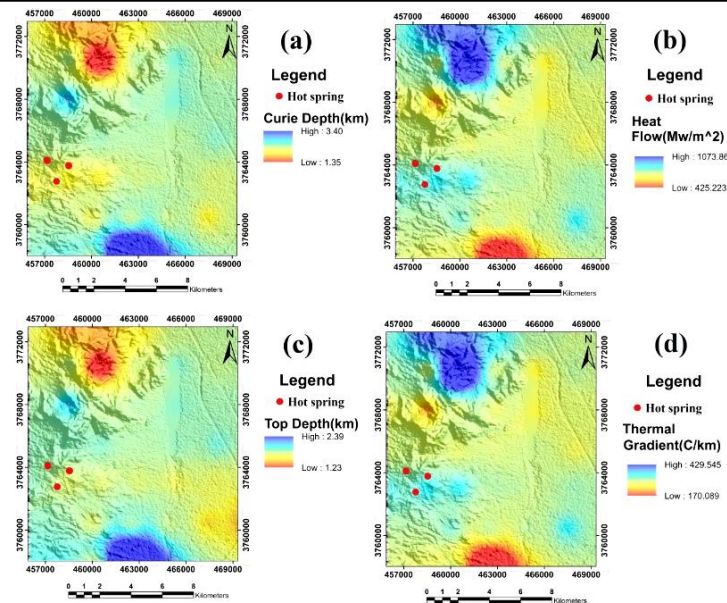


Fig 1. (a) Curie point depth of magnetic layer in the study area, (b) Heat flow variations map in the study area along with the location of hot springs, (c) Top depth of the magnetic layer in the study area, and (d) Thermal gradient map in the study area.

According to the results of three dimensional inverse modeling of magnetic data, the depth of magnetic body is about 2000 to 2500 m which these results are in good agreement with the values of top depth of magnetic layer obtained by centroid method.

4. Conclusion

In this study, we were able to determine the bottom depth of the magnetic sources by using the centroid method. In this method, the depth estimation of the magnetic source is performed in two steps: (a) calculating the central depth of the deepest magnetic sources; and (b) calculating the top depth of the deepest magnetic sources. The results also show that the bottom depth of magnetic layer varies from 1350 to 3400 m. The results also show that the bottom depth of magnetic layer varies from 1350 to 3400 m.

Also, the top depth of the magnetic layer, which represents the depth of the magnetic basement, varies from 1230 to 2390 m. Finally, according to the results obtained in this study, the values obtained are in good agreement with the location of the hot springs and the geological evidence, as well as the estimated depth values that are in a confined and more accurate range than previous studies.

References

- Aydın, İ., Karat, H.İ. and Koçak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophysical Journal International* 162(2), 633-640.
- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P. and Krawczyk, C.M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics* 76(3), 11-22.
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research* 80(32), 4461-4465.
- Blakely, R.J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93(10), 11817-11832.
- Dolmaz, M.N., Ustaömer, T., Hisarlı, Z.M. and Orbay, N., 2005. Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey. *Earth, planets and space* 57(5), 373-383.
- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1998. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics* 63(1), 109-119.

- Louro, V.H.A., Mantovani, M.S.M., 2012. 3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast of Brazil. *Journal of Applied Geophysics* 80, 110-120.
- Nejati Kalateh, A., 2013. Estimation of 3D density distribution of chromites deposit using gravity data. *Journal of Mining and Environment* 4(2), 97-104.
- Oldenburg, D.W., Pratt, D.A., 2007. Geophysical inversion for mineral exploration: a decade of progress in theory and practice. *Proceedings of Exploration* 7(5), 61-95.
- Phillips, N.D., 2002. Geophysical inversion in an integrated exploration program: Examples from the San Nicolas deposit (Doctoral dissertation, University of British Columbia).
- Porwal, A., Carranza, E.J.M. and Hale, M., 2003. Knowledge-driven and data-driven fuzzy models for predictive mineral potential mapping. *Natural Resources Research* 12(1), 1-25.
- Ravat, D., Pignatelli, A., Nicolosi, I., Chiappini, M., 2007. A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data. *Geophysical Journal International* 169(2), 421-434.
- Soligo, M., Tuccimei, P., Barberi, R., Delitala, M.C., Miccadei, E., Taddeucci, A., 2002. U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): paleoclimatic and geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 184(1-2), 147-161.
- Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G.N., Tsourlos, P., 2005. Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics* 26(4), 461-480.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306(3-4), 461-470.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Shirani, S., Nejati Kalateh, A., Mohammadzadeh Moghaddam, M., 2020. Estimation of geothermal parameters using spectral analysis and 3D inverse modelling of the magnetic data in the Mahallat geothermal field. *Adv. Appl. Geol.* 10(3), 328-353.

DOI: 10.22055/AAG.2020.28917.1957

url: https://aag.scu.ac.ir/article_15345.html?lang=en

تخمین پارامترهای زمین گرمایی با استفاده از تحلیل طیفی و مدلسازی معکوس سه بعدی داده‌های مغناطیس سنجی در منطقه‌ی زمین گرمایی محلات

سینا شیرانی

گروه مهندسی اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

علی نجاتی کلاته*

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

محمد محمدزاده مقدم

گروه زمین شناسی نفت، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۳۰

*nejati@shahroodut.ac.ir

چکیده

وجود چشمه‌های آبگرم، محدوده‌های دگرسان شده‌ی گرمایی در منطقه‌ی محلات حاکی از وجود یک سامانه‌ی زمین گرمایی مهم می‌باشد. به منظور شناسایی مخزن سامانه‌ی زمین گرمایی، عملیات مغناطیس سنجی زمینی در طول ۱۰ کیلومتر، جمعاً به طول ۱۶۰ کیلومتر با فاصله ایستگاهی ۴۰ متر در محلات صورت گرفته است. در این مطالعه به منظور تخمین پارامترهای زمین گرمایی از قبیل عمق نقطه‌ی کوری، عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی، میزان شار و گرادیان حرارتی از آنالیز طیفی و روش مرکزبایی استفاده گردید. همچنین با هدف تعیین هندسه بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مدلسازی معکوس سه بعدی داده‌ها به وسیله‌ی الگوریتم لی-اولدنبرگ انجام شد. نتایج حاصل شده حاکی از آن است که محدوده‌ی تغییرات عمق کف منابع مغناطیسی و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی در نواحی مختلف منطقه مورد مطالعه به ترتیب بین ۱۳۵۰ تا ۳۴۰۰ متر و ۱۲۳۰ تا ۲۳۹۰ متر بوده که نتایج حاصل شده مطابقت قابل قبولی با نتایج عمقی حاصل از مدلسازی معکوس داده‌ها، مکان چشمه‌های آبگرم، موقعیت و روند گسل‌های منطقه دارد.

کلمات کلیدی: سامانه‌ی زمین گرمایی، مدلسازی معکوس، عمق نقطه‌ی کوری، مرکزبایی، محلات

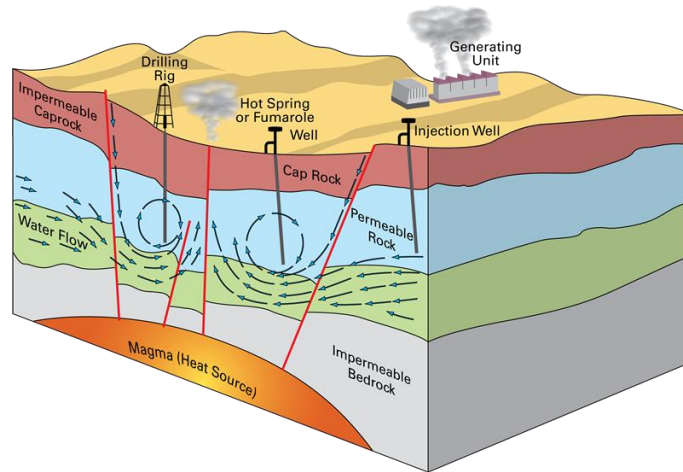
مقدمه

جوی که از راه شکستگی‌ها وارد زمین می‌شوند، توسط ماگما گرم و گرم‌تر می‌شود و ممکن است بخشی از آن‌ها به صورت بخار یا چشمه‌های آب گرم به سطح برگردد و یا در مسیر بالا آمدن در یک سری از سنگ‌های متخلخل و تراوا که زیر یک لایه ناتروا قرار گرفته است، به دام افتاده و یک ذخیره زمین گرمایی تشکیل شود. دمایی که در آن سنگ‌ها خاصیت مغناطیسی خود را ازدست داده و دیگر هیچ مشخصه مغناطیسی از خود نشان نمی‌دهند را دمای کوری (Curie Point Temperature) می‌نامند. به بیان دیگر دمای کوری دمایی است که گذار مواد مغناطیسی، از حالت فرومغناطیس به پارامغناطیس در آن رخ می‌دهد. به عنوان مثال، دمای کوری برای کانی مگنتیت در فشار یک

امروزه منابع انرژی یکی از مهم‌ترین سرمایه‌های هر کشور به حساب می‌آیند، و مهم‌تر اینکه این انرژی را بتوان به صورت تجدیدپذیر بدست آورد. یکی از انواع انرژی‌های تجدیدپذیر، منابع انرژی زمین گرمایی می‌باشد. انرژی زمین گرمایی، انرژی حرارتی درون زمین است که اغلب در امتداد صفحات تکتونیکی و در نواحی شناخته شده آتشفشانی و لرزه خیز متمرکز شده است. همان طور که در شکل ۱ نمایش داده شده است وقتی که ماگما از بخش‌های فوقانی گوشته و بخش‌های تحتانی پوسته به طرف سطح زمین حرکت کند بخش زیادی از آن به سطح نمی‌رسد، و گرمای خود را به منطقه وسیعی از سنگ‌های اطراف منتقل می‌کند. چرخه آب زیرزمینی موجود در منطقه و آب‌های

پوسته‌ی سرد، ضخیم شود و عمق کوری افزایش یابد. میزان شار حرارتی (Heat Flow) و انرژی زمین‌گرایی در منطقه نیز سومین عامل در این زمینه است. اصولاً هر جا که شارش انرژی زمین‌گرایی یا گرادیان دمایی (Thermal Gradient) قائم در یک منطقه از مقدار زمینه بیشتر باشد، در عمق‌های کمتری به دماهای بالا دست خواهیم یافت و بالعکس (Dolmaz et al., 2005). استفاده از داده‌های مغناطیسی به منظور تخمین عمق کوری ایده جدیدی نمی‌باشد و در نقاط مختلف جهان به کار برده می‌شود.

اتم‌سفر حدود ۵۸۰ درجه سلسیوس است. عمقی را که در آن سنگ‌ها به دمای کوری می‌رسند، عمق کوری می‌گویند (Aydin et al., 2005; Dolmaz et al., 2005). به طوری که ۳ پارامتر عمده تغییرات عمق کوری را کنترل می‌کنند. جنس مواد تشکیل دهنده پوسته (از نظر نوع و کیفیت مغناطیس‌شدگی) یکی از این عوامل است. شرایط تکتونیکی منطقه‌ی مورد مطالعه، دومین عامل موثر در الگوی تغییرات عمق کوری است. به عنوان مثال وجود رژیم کششی در یک منطقه موجب نازک شدن پوسته، بالا آمدن گوشته گرم و کم شدن عمق کوری می‌شود و برعکس با وجود یک رژیم فشارشی و برخوردی انتظار داریم



شکل ۱- نمایش سه بعدی سازوکار استفاده از انرژی زمین‌گرایی.

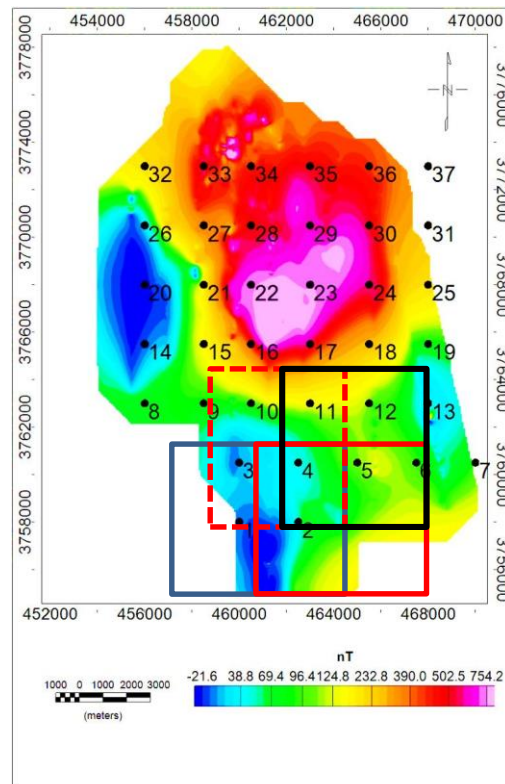
Fig. 1. Three-dimensional display of the mechanism usage the geothermal energy.

از غرب یونان به سمت دریای اژه از روندی کاهشی پیروی می‌کرد. با استفاده از تحلیل‌های طیفی داده‌های مغناطیسی، عمق نقطه کوری برای نواحی شرق و جنوب شرقی آسیا توسط تاناکا و همکاران تعیین شد (Tanaka et al., 1999). آن‌ها با بکارگیری روش مرکزبایی (Centroid Method) و با استفاده از داده‌های جریان حرارتی و همچنین چاه‌های اکتشافی عمق کوری را برای این نواحی بین ۹ تا ۴۶ کیلومتر تخمین زدند. کاراستاتیس و همکاران (۲۰۱۰) به وسیله ترکیب مدلسازی معکوس داده‌های لرزه‌نگاری به همراه تحلیل‌های عمق کوری براساس داده‌های مغناطیس هوابرد توانستند منابع عمیق میدان‌های زمین‌گرایی و همچنین مراکز آتشفشانی را برای بخش مرکزی یونان شناسایی کنند (Karastathis et al., 2010). یازو و همکاران

باتاچاریا و لئو نقشه هم‌دمای کوری را برای پارک ملی یلواستون در آمریکا تهیه کردند و عمق کوری را برای این ناحیه بین ۴ تا ۸ کیلومتر تخمین زدند (Bhattacharyya and Leu, 1975). همچنین هیسارلی و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی و چاه‌ها، نقشه عمق کوری و جریان حرارتی منطقه شمال غرب ترکیه را تهیه کردند (Hisarli et al., 2012). سلنتیس (۱۹۹۱) عمق نقطه کوری را برای یونان با استفاده از داده‌های مغناطیس هوابرد و جریان حرارتی سطحی حاصل از چاه‌ها محاسبه نمود (Tselentis, 1991). هدف از این مطالعه تخمین عمق کوری به منظور درک ماهیت و میزان عمق سیستم زمین‌گرایی ناحیه‌ای در یونان بود. نتایج بررسی‌های او عمق کوری را بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر نشان می‌داد که این مقدار

مغناطیسی هواپرد عمق نقطه‌ی کوری و نقشه‌ی جریان حرارتی را برای بخش شمالی صحرای غربی در مصر تهیه نمود (Saada, 2016). در ابتدا به جهت تصحیح شکل و مکان قرارگیری آنومالی‌های مغناطیسی متفاوت تصحیح برگردان به قطب (Reduction to the Pole) را بر روی داده‌ها اعمال، و در مرحله‌ی بعد با استفاده از فیلتر پایین‌گذر، فرکانس‌های مربوط به آنومالی‌های سطحی را به منظور شناسایی منابع عمیق‌تر حذف و عمق کوری را برای این منطقه بین ۲۴٫۵ تا ۳۳ کیلومتر تخمین زد.

(۲۰۱۷) با استفاده از روش مرکزبایی، عمق کوری و عمق بالای لایه‌ی مغناطیسی را برای شمال چین تخمین زدند (Xu et al., 2017). آن‌ها با استفاده از پنجره‌هایی متحرک با ابعاد ۱۸۰ کیلومتر مربع عمق کوری را برای این منطقه بین ۱۸ تا ۳۲ کیلومتر برآورد کردند. همچنین نشان دادند که عمق نقطه‌ی کوری در بخش‌های غربی منطقه‌ی مورد مطالعه نسبت به بخش شرقی عمیق‌تر می‌باشد و طبق محاسبات انجام شده عمق کوری در اطراف دریای بوهای نسبت به بقیه‌ی مناطق کمتر است. سادا احمد سادا (۲۰۱۶) با استفاده از آنالیز طیفی داده‌های



شکل ۲- نقشه برگردان به قطب شده میدان مغناطیسی باقیمانده (RTP) به همراه مراکز بلوک‌های مغناطیسی (دایره‌های مشکی) که بلوک‌های مجاور دارای هم پوشانی ۵۰٪ می‌باشند.

Fig. 2. Reduction to the pole (RTP) map of the magnetic field, along with the centers of magnetic blocks (black circles) where an adjacent block has 50% overlapping.

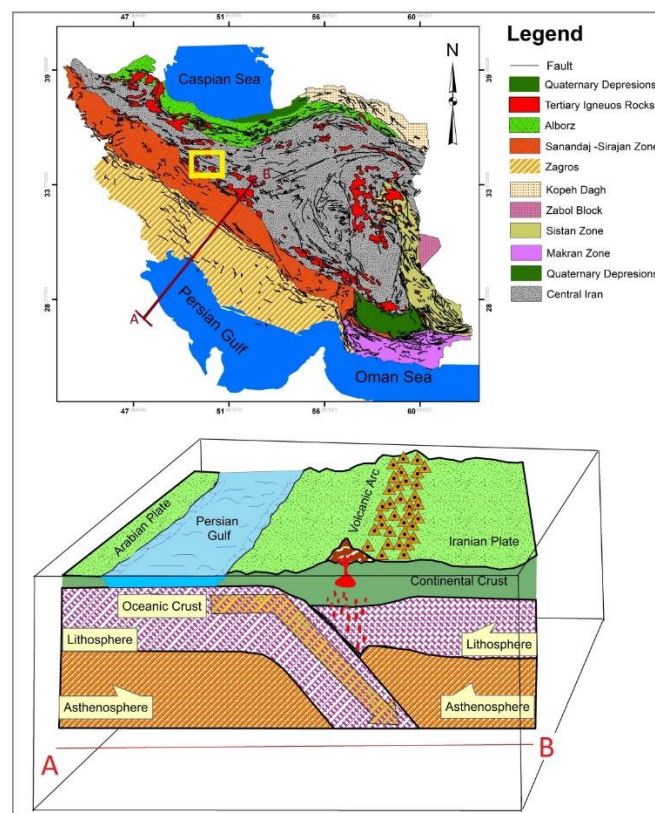
درجه و ۷ دقیقه و طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۴۰ دقیقه می‌باشد. در استان مرکزی ایران ساختارها و عوارض زمین‌شناسی بر اثر تحرکات صفحه فرورونده عربستان بر

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه زمین‌گرمایی مورد مطالعه در شمال شهرستان محلات در استان مرکزی از عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۵۷ دقیقه تا ۳۴

قرارداد (شکل ۴). رسوبات موجود در منطقه که به رخساره پالئوزوئیک محلات معروف می‌باشند؛ به ترتیب شامل دولومیت-های سلطانیه، زاگون، لالون، میلا و پرمین است. تشکیلات قابل توجهی در منطقه مورد مطالعه جز سازند شمشک محسوب می‌شود (شیل و ماسه‌سنگ)، سنگ‌های آهک متعلق به کرتاسه، سنگ آهک‌های مارلی متعلق به سازند قم و سنگ‌های آتشفشانی (گرانودیوریت، توف و لاوا) (Nouraliee and Shahhosseini, 2012). چشمه‌های آبگرم سبب شده تا رسوبات تراورتن با ضخامت حدود ۵۰۰ متر به وجود آید. در این منطقه شکستگی‌ها و گسل‌ها نقش بسیار مهم در گردش آب در اعماق زمین دارند. برخی از دگرسانی‌های مهم این منطقه گواه این امر می‌باشد. برخی از گسل‌های مهم در این منطقه شناسایی شده است که بطور کلی این گسل‌ها در راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و شمال‌شرقی- جنوب‌غربی امتداد یافته است (شکل ۴).

زیر صفحه ایران در بخش مرکزی ایران شکل گرفته است (شکل ۳). تاریخچه زمین‌شناسی و چینه‌شناسی این منطقه به دلیل ویژگی‌های تکتونیکی که دارد بسیار پیچیده می‌باشد در نتیجه اطلاعات چینه‌شناسی ثبت شده نشان دهنده این است که این منطقه از ویژگی‌های ساختاری مختلفی تشکیل شده است. در طول دوره آئوسن، در این ناحیه فعالیت‌های آذرین صورت گرفته که باعث انباشت سنگ‌های آتشفشانی بر روی رسوبات مزوزوئیک و پالئوزوئیک شده است. بعدها این سنگ‌ها به وسیله باتولیت‌های ابتدای میوسن دچار دگرگونی حرارتی شده‌اند و در یک راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی امتداد یافته‌اند. اغلب چشمه‌های مهم آبگرم در منطقه‌ای در ۱۵ کیلومتری شمال شرق محلات، بنام آبگرم در استان مرکزی قرار گرفته‌اند، که این منطقه قسمت کوچکی از زون ایران مرکزی و در حد فاصل کمربند آتشفشانی ارومیه - کرمان و زون سنندج - سیرجان



شکل ۳- نمایش واحدهای ساختاری موجود در ایران (با تغییرات Nouraliee et al., 2015). محدوده زرد رنگ منطقه مورد مطالعه در زون مرکزی ایران را نمایش می‌دهد.

Fig. 3. Map showing the structural units of Iran. Yellow square indicates the study area.

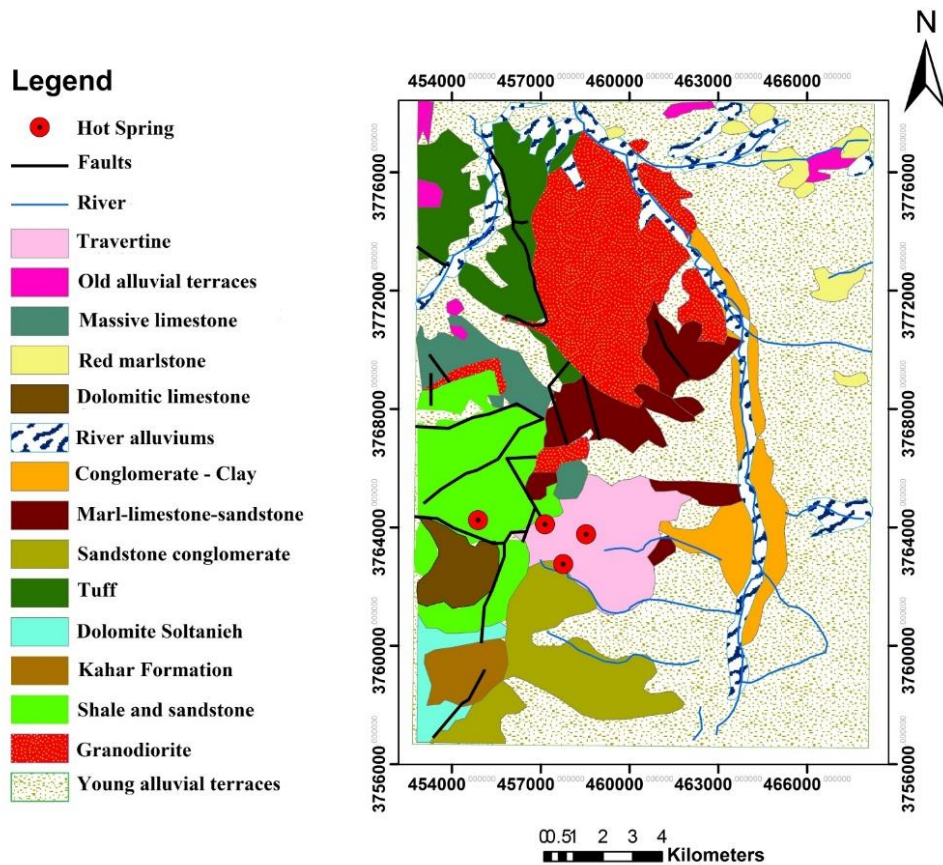
ویژگی‌های میدان زمین‌گرمایی

منطقه‌ی آبگرم از سنگ‌های آتشفشانی جوان و زون‌های دگرسان (Alteration Zone) شده‌ی هیدروترمال و رخنمون-های عریض تراورتن تشکیل شده است. همه‌ی چشمه‌های آبگرم به‌صورت ذاتی با فعالیت‌های تکتونیک‌ی ارتباط دارند و فعالیت-های آن‌ها سبب ذخیره‌شدن مقدار زیادی از تراورتن در منطقه محلات شده است. شرایط تشکیل تراورتن به گونه‌ای است که اغلب در اطراف چشمه‌های آبگرم و در طول رودخانه‌ها ظهور می‌کند و شامل کلسیت و اراگونیت می‌باشد. در اطراف چشمه-های آبگرم اغلب تراورتن انباشته می‌شود که این می‌تواند نشان-دهنده‌ی فعالیت‌های زمین‌گرمایی در آن منطقه باشد. حرکات گسل‌های فعال می‌تواند به‌عنوان عاملی برای مهاجرت چشمه‌ها نام برده شود که این فرآیند منجر به رسوب طیف وسیعی از تراورتن در سطوح مختلف می‌شود (Soligo et al., 2002). در این منطقه در گذشته مطالعات زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی انجام گرفته و بررسی‌های زمین‌شناسی به‌وسیله نقشه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ محلات بطور دقیق و قابل قبولی گردآوری شده است (Nouraliee and Shahhosseini, 2012). همه‌ی گسل-ها و واحدهای سنگ‌شناسی با جزئیات دقیق مورد مطالعه قرار گرفته و افزون بر آن مناطق دگرسان شده هیدروترمال (Hydrothermal) به‌وسیله تصاویر ماهواره استر شناسایی شده است. مطالعاتی که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای انجام می‌شود براساس رخنمون‌ها و بررسی‌های سنگ‌نگاری صورت می‌گیرد و در همین راستا چندین زون دگرسان شده در این منطقه شناسایی شده است. انواع دگرسانی‌های مهم اغلب شامل آرژیلیک - سربسیت و کائولینیت - آلونیت می‌باشد. دگرسانی آرژیلیک-سربسیت وابستگی نزدیکی به فعالیت‌های سیال هیدروترمال دارند و از این طریق قابل شناسایی و تفکیک می‌باشند. این نوع از دگرسانی‌ها نشان دهنده سیستم‌های زمین-گرمایی با درجه حرارت بالا می‌باشند. مطالعاتی که در گذشته

انجام گرفته فرآیند سرد شدن ماگما گداخته را به‌عنوان منبع گرمایی چشمه‌های آبگرم پیشنهاد داده‌اند (Beitollahi, 1996; Oskooi and Darijani, 2013). بررسی‌های هیدرولوژی و زمین‌گرماسنجی میزان متوسط دمای چشمه‌های آبگرم را ۴۶ درجه سلسیوس و مقدار pH را در محدوده اسیدی تا خنثی نمایش می‌دهند (Rezaie et al., 2009). اشباع آب چشمه‌های آبگرم به‌وسیله کانی‌های کلسیت بیان‌کننده آن است که مخزن زمین‌گرمایی در محیط میزبانی شامل سنگ آهک تشکیل می‌شود. یک روش مفید برای تشخیص تغییرات انواع آب‌های منابع زمین‌گرمایی استفاده از دیاگرام سه تایی کلرید - سولفات - بیوکربنات می‌باشد. با در نظر گرفتن داده‌های ژئوشیمیایی بدست آمده می‌توان دریافت که چشمه‌های آبگرم محلات شامل اندکی ترکیبات اسیدی و سولفاتی می‌باشند. درجه حرارت سطح زمین برای مخزن زمین‌گرمایی محلات بین ۸۸ تا ۱۹۴ درجه سلسیوس تخمین زده شد (Nouraliee and Ebrahimi, 2012).

تئوری تحلیل طیفی منابع مغناطیسی چشمه‌های دوبعدی مغناطیسی

اجسام سه‌بعدی را که در یکی از ابعاد، گسترش بسیار زیادی دارند و به تعبیری تا بی‌نهایت امتداد یافته‌اند، می‌توان جسم دوبعدی در نظر گرفت. برای مثال فرض کنید خطی افقی از دو قطبی‌ها را داریم که در راستای Y تا بی‌نهایت امتداد یافته است. این خط محور Z را در Z' قطع می‌کند. در اینصورت تابع ناهنجاری مغناطیسی ناشی از این میله فقط به ابعاد X و Z وابسته بوده و از بعد Y مستقل خواهد بود (شکل ۵). تبدیل فوریه‌ی پتانسیل ناشی از این خط افقی از دو قطبی‌ها که در بالای خط و عمود بر آن اندازه‌گیری شده باشد، با رابطه‌ی زیر داده می‌شود:



شکل ۴- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (Nouraliee and Shahhosseini, 2012). نقشه زمین شناسی قم و گلپایگان مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Fig. 4. Geological map of the study area (Geological map of the Qom and Golpayegan (scale 1:250000) retrieved from Geological Survey & Mineral Exploration of Iran.

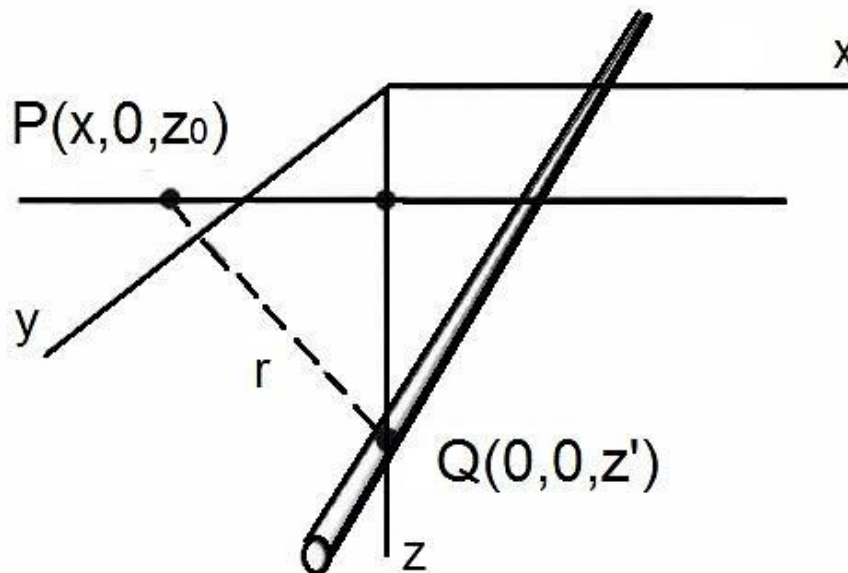
به طور مشابه در این رابطه $\theta'_f = \hat{f}_z + i\hat{f}_x \text{sgn}(k)$ است. در ادامه می توان تبدیل فوریه ی ناهنجاری میدان کل ناشی از یک نوار مغناطیسی که در بعد y از منفی بی نهایت تا مثبت بی نهایت و در جهت قائم از z_1 تا z_2 امتداد دارد را با انتگرال گیری از رابطه ی ۲ روی محور z ها از z_1 تا z_2 به شکل زیر بدست آورد که در آن، m'' گشتاور دوقطبی واحد سطح است (Blakely, 1996):

$$F[\Delta T] = 2\pi C_m m'' \theta'_m \theta'_f e^{|k|z_0} (e^{-|k|z_1} - e^{-|k|z_2}) \quad (\text{رابطه 3})$$

$$F[V] = 2C_m m' \left\{ \hat{m}_x F\left(\frac{x}{r^2}\right) + \hat{m}_z (z_0 - z') F\left(\frac{1}{r^2}\right) \right\} = 2\pi C_m m' \theta'_m \quad (\text{رابطه 1})$$

که در این رابطه $\theta'_m = \hat{m}_z + i\hat{m}_x \text{sgn}(k)$ است. عملگر علامت است که دارای مقدار +1 برای آرگومان بزرگتر از صفر و مقدار -1 برای آرگومان کوچکتر از صفر است. تبدیل فوریه ی ناهنجاری میدان کل به صورت زیر است:

$$F[V] = 2\pi C_m m' \theta'_m \theta'_f |k| e^{|k|(z_0 - z')} \quad (\text{رابطه 2})$$



شکل ۵- سیستم مختصات و نمایش هندسی چشمه های دو بعدی خطی به منظور بدست آوردن مشتقات تبدیلات فوریه بی‌هنجاری مغناطیسی ناشی از آن (Blakely, 1996).

Fig. 5. Coordinate system and geometric representation of linear two-dimensional sources in order to obtain the derivatives of the Fourier transforms of the magnetic anomaly resulting from it (Blakely and Richard, 1996).

$$Q(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 |\theta_m|^2 |\theta_f|^2 e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(2d)})^2 \quad (\text{رابطه ۵})$$

و در آن $\Phi_m(k_x, k_y)$ چگالی انرژی مغناطیس‌شدگی m می‌باشد. تمامی جملات به جز $|\theta_f|^2$ و $|\theta_m|^2$ به صورت شعاعی متقارن‌اند. یعنی اگر مقادیر را در فضای فوریه بر حسب k_y و k_x رسم کنیم، همه مقادیری که در روی دایره به شعاع $k = k_x + k_y$ قرار می‌گیرند، مقداری برابر دارند. پس می‌توانیم میانگین شعاعی رابطه‌ی ۵ را به صورت زیر داشته باشیم:

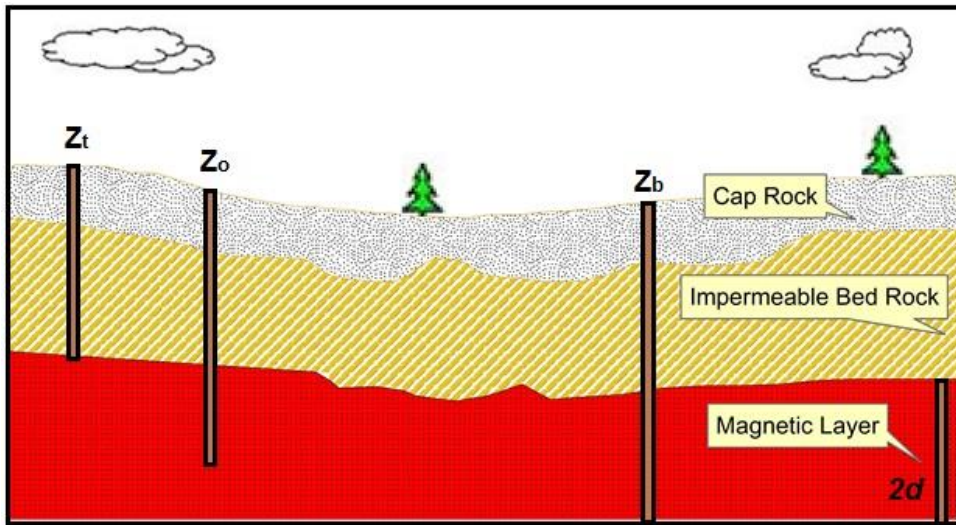
$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = A \bar{\Phi}_m(|k|) e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(2d)})^2 \quad (\text{رابطه ۶})$$

تحلیل طیفی لایه‌ی افقی با مغناطیس‌شدگی تصادفی

یک لایه‌ی افقی مغناطیسی با مغناطیس‌شدگی تصادفی m که عمق قسمت فوقانی آن z_t و ضخامت آن $2d$ است را در نظر بگیرید (شکل ۶). فرض کنید که این لایه در هر دو راستای افقی X, Y گسترش بینهایت دارد. مطابق روابط زیر تبدیل فوریه ناهنجاری میدان مغناطیسی کل ناشی از این لایه افقی به شکل زیر خواهد بود (F عملگر تبدیل فوریه و ΔT آنومالی میدان مغناطیسی است):

$$F[\Delta T] = F[m] \{ 2\pi C_m \theta_m \theta_f e^{-|k|z_t} (1 - e^{-|k|(2d)}) \} \quad (\text{رابطه ۴})$$

اگر m یک تابع تصادفی باشد $F[m]$ و در نتیجه $F(\Delta T)$ موجود نخواهد بود به همین دلیل ما باید از ایزاری به نام طیف چگالی انرژی استفاده کنیم، که در رابطه‌ی ۴ داریم:



شکل ۶- لایه مغناطیسی افقی با ضخامت محدود. z_t عمق فوقانی، z_0 عمق میانی و z_b عمق پایینی و $2d$ ضخامت لایه مغناطیسی است.

Fig. 6. Horizontal magnetic layer with limited thickness. z_t top depth, z_0 centeroid depth and z_b bottom depth and $2d$ is the thickness of the magnetic layer.

دادن عبارت B به جای مقادیر ثابت در رابطه بالا و لگاریتم‌گیری از طرفین معادله به رابطه‌ی زیر می‌رسیم (Nwankwo and Shehu, 2015).

$$\ln[\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)] = \ln B - 2|k|z_t \quad (\text{رابطه 9})$$

مشاهده می‌کنیم که اگر نمودار $\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|)$ را نسبت به $|k|$ رسم کنیم، شیب نمودار z_t یا همان عمق سطح فوقانی لایه‌ی مورد نظر خواهد بود. البته برآزش خط بر منحنی را باید در محدوده‌ای از نمودار انجام دهیم که شرط $\lambda < 2d$ برقرار باشد. از طرف دیگر معادله‌ی بالا را می‌توان به شکل زیر بازنویسی کرد:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = C e^{-2|k|z_0} (e^{-|k|(z_t - z_0)} - e^{-|k|(z_b - z_0)})^2 \quad (\text{رابطه 10})$$

که در آن z_0 عمق قسمت میانی لایه‌ی مغناطیسی و C مقداری ثابت است. در طول موج‌های بلند، معادله بالا به شکل زیر قابل بیان است:

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = C e^{-2|k|z_0} (e^{-|k|(-d)} - e^{-|k|(d)})^2 \approx C e^{-2|k|z_0} (2|k|d)^2 \quad (\text{رابطه 11})$$

که در آن $\bar{\Phi}_m$ میانگین شعاعی Φ_m و A میانگین شعاعی Φ_m است (شکل ۷). اگر $2d = z_b - z_t$ باشد که در آن z_t عمق سطح فوقانی لایه و z_b عمق سطح تحتانی آن باشند، رابطه بالا را می‌توان به صورت زیر بازنویسی کرد (Blakely, 1988):

$$\bar{\Phi}_{\Delta T}(|k|) = A \bar{\Phi}_m(|k|) e^{-2|k|z_t} \times (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2 \quad (\text{رابطه 7})$$

روش مرکزبایی

اگر m کاملاً تصادفی باشد، طیف توان آن هم مقداری ثابت خواهد بود. در این حالت برای طول موج‌های خیلی کوچک‌تر از دو برابر ضخامت لایه مورد نظر، یعنی $\lambda \ll 4d$ عبارت زیر

$$A \bar{\Phi}_m(|k|) (1 - e^{-|k|(z_b - z_t)})^2 \quad (\text{رابطه 8})$$

یک مقدار ثابت است. زیرا اولاً همان‌طور که گفتیم، $\bar{\Phi}_m(|k|)$ مقداری ثابت است و هم عبارت نمایی به مقداری کوچک میل می‌کند زیرا $k = \frac{2\pi}{\lambda} \ll 4d$ برای $\lambda \ll 4d$ خیلی کوچک می‌شود. با قرار

برگردان سه بعدی داده‌ها

به منظور بررسی سه بعدی مشخصه‌های زمین‌شناسی منطقه زمین‌گرمایی محلات با بکارگیری الگوریتم لی-اولدنبرگ در قالب نرم‌افزار Mag3d معکوس‌سازی داده‌های مغناطیسی انجام می‌شود. در الگوریتم ارائه شده توسط لی-اولدنبرگ (Li-Oldenberg) برای برگردان سه بعدی داده‌ها ابتدا باید متغیر مورد نظر جهت تفسیر تعیین شود، که در این تحقیق این متغیر خودپذیری مغناطیسی یا لگاریتم خودپذیری مغناطیسی یا تابعی بر حسب آن خواهد بود. در گام بعدی یک تابع هدف که شامل چند مولفه می‌باشد و قابلیت تولید انواع مدل‌ها را دارا می‌باشد ساخته می‌شود. شکل این تابع هدف به گونه‌ای است که می‌تواند بر محدودیت‌های ژئوفیزیکی غلبه کند و داده‌ها را به ازای این نواقص تصحیح نماید. این تابع ناهمواری‌ها را در سه بعد فضایی تصحیح می‌کند و یک وزن‌دهی بر اساس توزیع خودپذیری مغناطیسی با تغییرات عمقی دارا می‌باشد. تابع‌های کمکی وزن-دهی سه بعدی در تابع هدف را می‌توان با ترکیب کردن اطلاعات بیشتر درباره مدل بکار برد. چنین اطلاعاتی ممکن است از داده‌های دیگر ژئوفیزیکی یا کاوش‌های زمین‌شناسی در دسترس باشند. مسئله مغناطیس در این روش با فرض اینکه ناحیه مورد بررسی می‌تواند با تعدادی سلول نشان داده شود، معرفی شده است. این پارامترسازی اجازه می‌دهد که توزیع خودپذیری مغناطیسی ایجاد شده با هر بلوک جداگانه محاسبه شود. مجموع اثرات ناشی از هریک از بلوک‌های مجزا، میدان مغناطیسی را در نقطه مشاهده تولید می‌کند. به طور کلی ارتباط بین هر داده ژئوفیزیکی با پارامترهای مدل آن را می‌توان به شکل زیر نوشت (Li and Oldenberg, 1996):

$$d = Gm \quad (\text{رابطه 15})$$

درستی این مطلب را در ادامه نشان خواهیم داد. همانطور که گفته شد $2d$ ضخامت لایه مغناطیسی است. اگر طرفین معادله فوق را بر k^2 تقسیم کرده و از طرفین لگاریتم طبیعی بگیریم، داریم (Blakely, 1996; Stampolidis, 2005):

$$\ln \left\{ \frac{[\Phi_{\Delta T}(|k|)]}{|k|^2} \right\} = \ln D - 2|k|z_0 \quad (\text{رابطه 12})$$

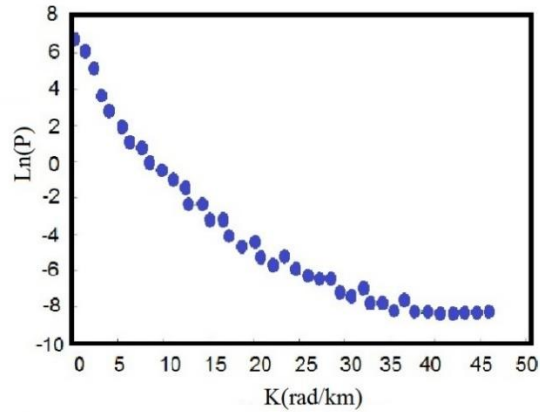
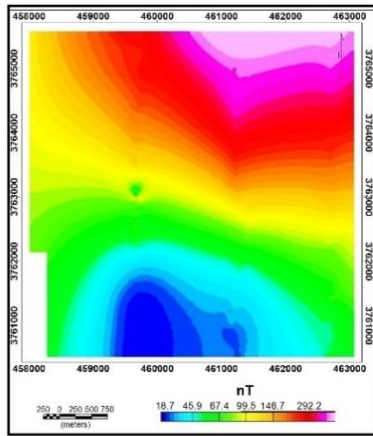
که در اینجا D مقداری ثابت است. حال اگر نمودار $\ln\{[\Phi_{\Delta T}(|k|)]/|k|^2\}$ را نسبت به $|k|$ رسم کنیم، شیب نمودار دو برابر z_0 یا همان عمق قسمت میانی لایه مغناطیسی افقی خواهد بود. حال با توجه به هندسه مسئله، نشان داده شده در شکل ۵ می‌توان نوشت:

$$z_b = 2z_0 + z_t \quad (\text{رابطه 13})$$

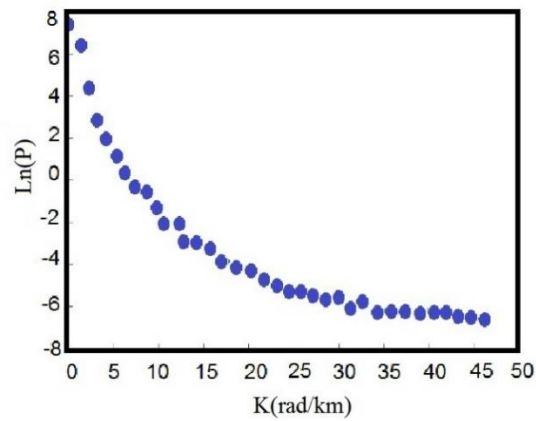
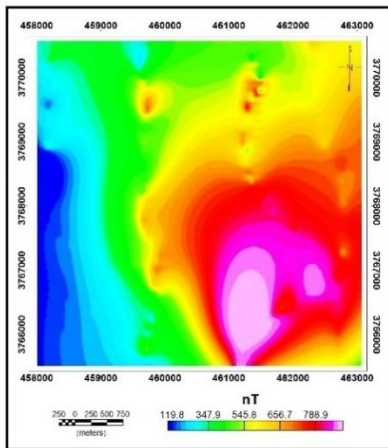
و به این ترتیب عمق قسمت تحتانی لایه مغناطیسی افقی که هدف اصلی ما از این محاسبات بود، به دست می‌آید. این همان روشی است که اسپکتور و گرنت برای محاسبه عمق تحتانی توده مغناطیسی بنیان‌گذاری کردند. باید توجه شود که هم عمق فوقانی و هم عمق پایینی که ما در این تحقیق محاسبه می‌کنیم نسبت به نقطه مشاهده در هر منطقه مورد استفاده در آنالیز طیفی است. پس از محاسبه عمق کوری با استفاده از رابطه زیر می‌توان جریان حرارتی سطحی را برای ناحیه مورد مطالعه محاسبه نمود (Tanaka et al., 1999):

$$q = k \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (\text{رابطه 14})$$

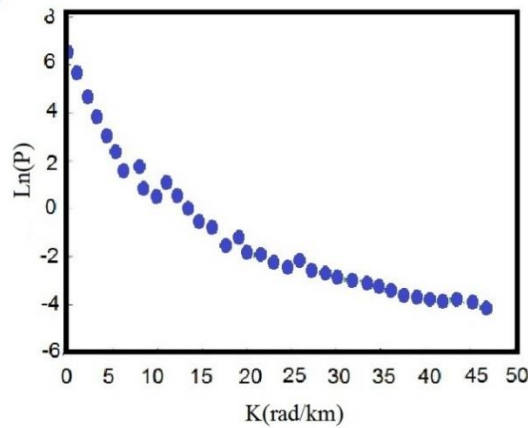
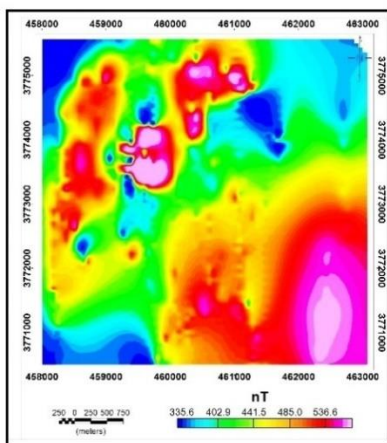
که در این رابطه q میزان جریان حرارتی سطحی، k ثابت هدایت حرارتی و $\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$ گرادیان گرمایی نسبت به تغییرات عمقی می‌باشد. مقدار ضریب هدایت گرمایی در این مطالعه مقدار ثابت 2.5 W/mK در نظر گرفته می‌شود.



(a)



(b)



(c)

شکل ۷- نقشه شدت میدان مغناطیسی باقیمانده برگردان به قطب شده به همراه نمایش طیف توان بلوک های (a) شماره ۳۴، (b) شماره ۲۲ و (c) شماره ۱۰ بر حسب عدد موج (رادیان/کیلومتر).

Fig. 7. Reduction to the pole of the residual magnetic anomaly map along with show the power spectrum of the blocks; (a) number 34, (b) number 22, and (c) number 10 in wave number (radians / km).

$$\Phi_d = \|w_d(d - d_{pre})\|^2 \quad (\text{رابطه 18})$$

رابطه‌ی ۱۹ تابع هدف را نشان می‌دهد که شامل جملات توابع تابع عدم برازش داده و تابع هدف پارامترهای مدل می‌باشد. کمینه شدن این تابع هدف سبب ایجاد مدل مطلوب خواهد شد.

$$\Phi = \Phi_d + \Phi_m \quad (\text{رابطه 19})$$

که در این رابطه μ ضریب منظم‌سازی (Regularization) است (Phillips, 2002). مدل‌های سه بعدی تولید شده یک آنومالی مغناطیسی مثبت را در منطقه‌ی زمین‌گرایی محلات نمایش می‌دهد. مطالعات و بررسی‌های مغناطیسی انجام شده در منطقه زمین‌گرایی محلات نشان می‌دهند که ممکن است وجود آنومالی مثبت مغناطیسی در این ناحیه به دلیل وجود سنگ‌هایی با خودپذیری مغناطیسی بالا مانند سنگ‌های دیوریت و گرانودیوریت و بازالتیک باشد. به نظر می‌رسد محتوای مغناطیسی سنگ‌های آذرین مانند مگنتیت در عمق‌های زیاد و سنگ‌هایی با خودپذیری مغناطیسی بالا و در عمق‌های کم عامل ایجاد چنین آنومالی مغناطیسی شدیدی خواهد بود. همچنین براساس اطلاعات میدانی به دست آمده از منطقه‌ی مورد مطالعه می‌توان گفت که دمای سنگ‌های آذرین آن ناحیه به میزانی می‌باشد که می‌توان آن را به عنوان یک سیستم زمین‌گرایی در نظر گرفت. وجود چشمه‌های آبگرم در این منطقه را می‌توان گواهی بر این مدعا دانست که با نفوذ آب به زیر زمین از طریق شکستگی‌ها و گسل‌های موجود و قرار گرفتن در مجاورت سنگ‌های آذرین با درجه حرارت بالا، دمای آب هم بالا رفته و با بازگشت به سطح چشمه‌های آبگرم منطقه را تشکیل می‌دهد. شکل ۷ نماهایی در راستاهای متفاوت از مدل سه بعدی آنومالی مغناطیسی موجود در منطقه را نمایش می‌دهد. همان طور که در شکل ۸ نمایش داده شده است نواحی با مغناطیس‌پذیری بالا در بخش‌های شمال، شرقی و غربی منطقه تشکیل شده است. نماهای مختلف مدل به دست آمده در شکل ۸ نشان دهنده مدل‌های سه بعدی از آنومالی مغناطیسی در منطقه می‌باشد که توسط برش‌هایی در راستاهای مختلف نمایش داده شده است.

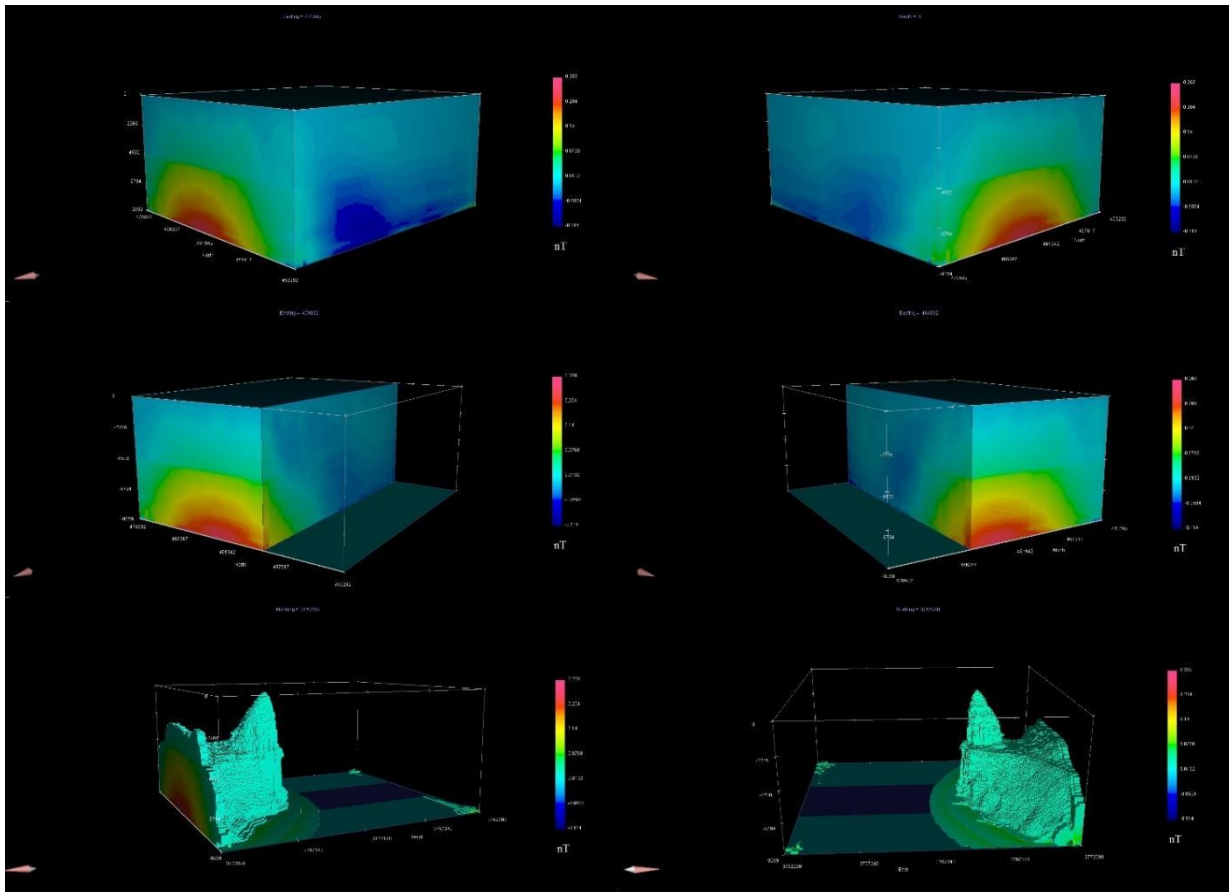
که در آن d بردار داده‌هاست. در عمل ممکن است d تابعی از مکان یا زمان و یا مجموعه‌ای از مشاهدات مجزا باشد. در این رابطه G ماتریس حساسیت و m بردار پارامترهای مدل است. روند وارون‌سازی در این روش مانند مسائل بهینه‌سازی است و هدف پیدا کردن مدلی است که تابع هدف ارائه شده در رابطه‌ی ۱۵ را کمینه کرده و داده‌های آن تا مقدار معینی با داده‌های مشاهده‌ای منطبق باشند. تابع هدف مدل ارائه شده در این روش به صورت زیر است (Phillips, 2002):

$$\begin{aligned} \Phi_m &= a_s \int_V w_s (m(x, y, z) - m(x, y, z)_{ref})^2 dv \\ &+ a_x \int_V w_x \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial x} \right)^2 dv \\ &+ a_y \int_V w_y \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial y} \right)^2 dv \\ &+ a_z \int_V w_z \left(\frac{\partial m(x, y, z)}{\partial z} \right)^2 dv \quad (\text{رابطه 16}) \end{aligned}$$

قسمت اول رابطه‌ی ۱۶ میزان نزدیکی مدل بدست آمده با مدل مرجع $m(x, y, z)_{ref}$ و قسمت بعدی معادله میزان همواری مدل به دست آمده را در سه جهت اندازه‌گیری می‌کند. ضرایب a_s, a_x, a_y, a_z با وزن‌دهی قسمت‌های مختلف باعث بازسازی مدل‌هایی می‌شود که به مدل مرجع نزدیک یا در یک راستای خاص هموارتر باشد. توابع وزن‌دهی وابسته فضایی w_x, w_y, w_z, w_s برای وزن‌دهی تاثیر یک پارامتر مدل نسبت به دیگری می‌باشد. همچنین شکل ماتریسی رابطه‌ی ۱۶ به صورت زیر خواهد بود:

$$\Phi_m = \|w_m (m - m_{ref})\|^2 \quad (\text{رابطه 17})$$

که در آن w_m یک ماتریس وزنی با ابعاد $M \times M$ است که توابع مشتق و وزن‌دهی‌های توابع مدل درون آن جای می‌گیرند. در ادامه یک تابع عدم برازش به فرم ماتریسی طبق رابطه‌ی زیر برای میزان انطباق بین داده‌های مشاهده و محاسبه شده به صورت زیر نمایش داده می‌شود:

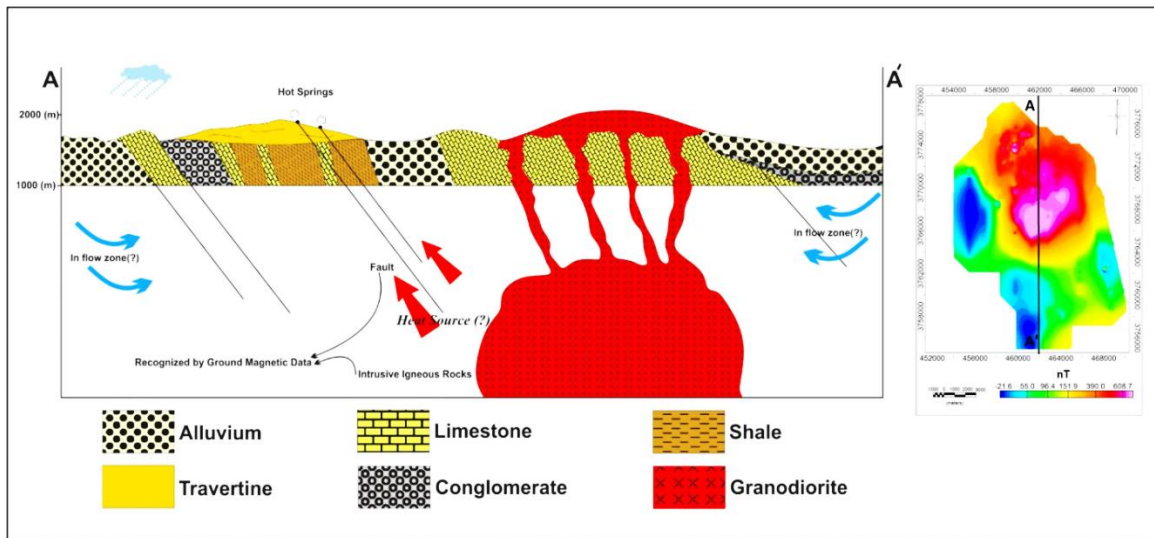


شکل ۸- نمایش سه بعدی از توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه در راستاهای متفاوت.

Fig. 8. Three-dimensional representation of the intrusive body in the study area in different directions.

داده شده است. در بخش‌های مختلف منطقه‌ی مورد مطالعه وجود انباشت‌های تراورتن به‌وضوح قابل مشاهده است و همانطور که انتظار می‌رود ضخامت آن‌ها در نواحی اطراف چشمه‌های آبگرم، بیشتر از سایر نقاط می‌باشد. منبع زمین‌گرمایی شناسایی شده در این منطقه که احتمالاً آخرین مراحل سرد شدن را طی می‌کند (با توجه به سن ائوسن) و آب چشمه‌های آبگرم محلات به آخرین مراحل سرد شدن ماگمایی این توده مذاب در منطقه و شیب زمین‌گرمایی بیشتر منطقه به واسطه وجود توده نفوذی، مربوط می‌شود.

بر اساس مدل‌های بدست آمده و اطلاعات زمین‌شناسی مشخص می‌شود که چشمه‌های آبگرم در اطراف ناحیه با خودپذیری بالای مغناطیسی پراکنده شده‌اند (شکل ۹). بر اساس اطلاعات موجود در منطقه‌ی زمین‌گرمایی محلات یک مدل مفهومی از سیستم زمین‌گرمایی این ناحیه به‌دست آمد که یک مقطع عرضی در راستای شمالی- جنوبی منطقه در شکل ۹ نمایش داده شده است (مقطع عرضی 'A-A' نمایش داده شده در شکل ۹). همان‌طور که در شکل ۹ نمایش داده شده است با استفاده از تحلیل و بررسی داده‌های مغناطیسی و اطلاعات زمین‌شناسی در این ساختار یک توده نفوذی که نقش منبع حرارتی را برای سیستم زمین‌گرمایی این ناحیه ایفا می‌کند نشان



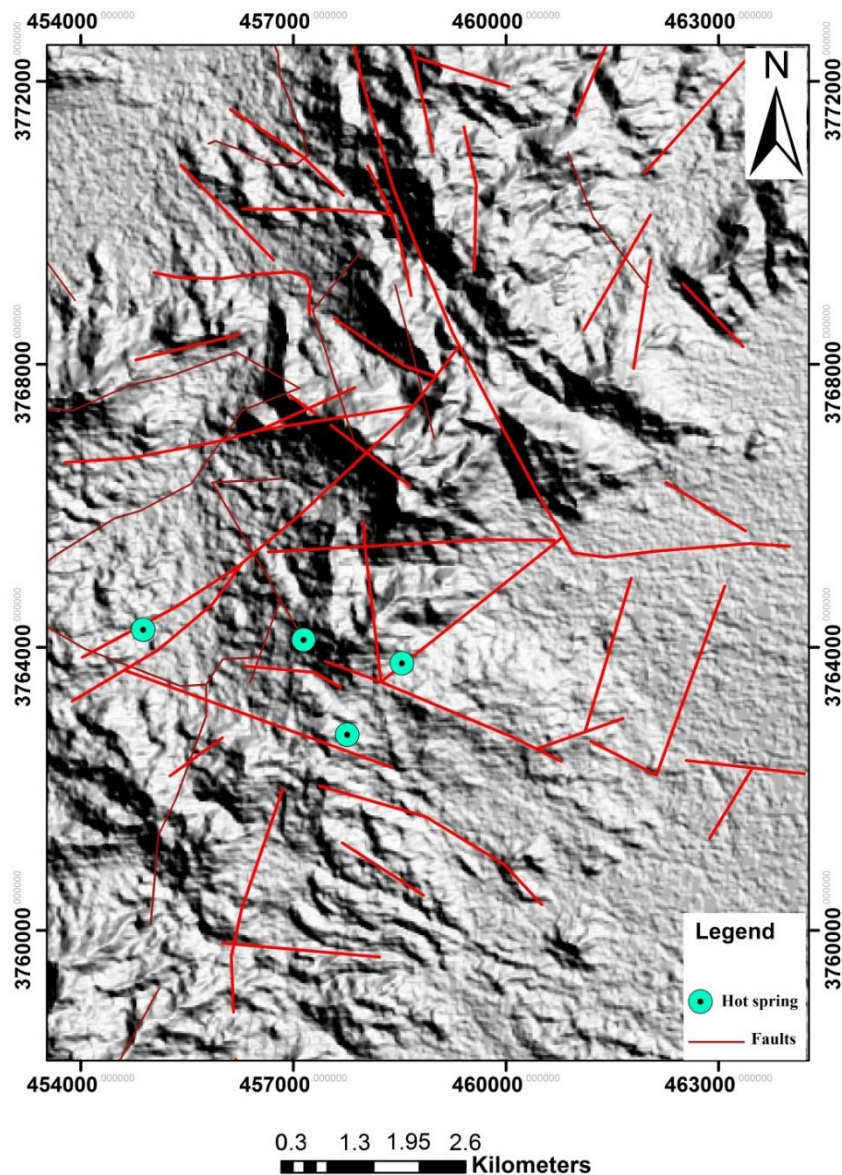
شکل ۹- مدل مفهومی در منطقه مورد مطالعه (Mohammadzadeh-Moghaddam et al., 2012). پروفیل A-A' در نقشه برگردان به قطب شده میدان مغناطیسی نمایش داده شده.

Fig. 9. Conceptual model in the study area. A-A' profile illustrated in the reduction to the pole of magnetic anomaly map.

توسط شکستگی‌ها و گسل‌ها به سطح زمین باز می‌گردد و سبب تجمع آن‌ها در سنگ‌های کم عمق تا عمیق منطقه شده و شرایط تشکیل مخزن زمین‌گرمایی را فراهم می‌کند. گسل‌های منطقه علاوه بر شکل ۹ در نقشه ارتفاعی رقومی ارائه شده در شکل ۱۰ نیز قابل مشاهده می‌باشد که بدلیل وجود اختلاف ارتفاعی سطوح جهت شیب این گسل‌ها به‌طور شفاف قابل تعیین نمی‌باشد. تصاویر ETM برای شناسایی و تحلیل ساختارهای زمین‌شناسی در این منطقه به‌کار گرفته شد که هدف از این مطالعات کشف ارتباط آن‌ها با مکان قرارگیری چشمه‌های آبگرم، فعالیت‌های زمین‌گرمایی و مخازن زمین‌گرمایی موجود در منطقه می‌باشد. برای تهیه نقشه خطواره‌ها از فیلتر تعیین لبه و نقشه سایه روشن (Hill Shad) با در نظر گرفتن آزمون ۴۵ درجه و نقشه زمین‌شناسی منطقه استفاده شد. این تکنیک یکی از متداول‌ترین ابزارهاست و برای تشخیص بهتر خطواره‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. نتایج به‌دست آمده توسط شکل ۱۰ نمایش داده شده است.

ارتباط گسل‌های منطقه با فعالیت‌های زمین‌گرمایی

به کمک تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی می‌توان گسل‌های موجود در یک منطقه اکتشافی را شناسایی نمود. داد: ۱- عدم پیوستگی سازندها و واحدهای سنگی ۲- تغییر در لیتولوژی و توپوگرافی دو طرف گسل ۳- وجود جابجایی در دو طرف خط گسل. نکته قابل توجه در مورد شناسایی گسل‌ها توسط تصاویر ماهواره‌ای این است که با بررسی تصاویر نمی‌توان به نوع آن‌ها پی برد زیرا آگاهی داشتن از سن سنگ‌ها بسیار مهم است و گاهی اوقات شناسایی آن‌ها نیازمند مطالعات صحرایی نیز هست. یکی از مزایای شناسایی گسل‌ها توسط تصاویر ماهواره‌ای تشخیص گسل‌هایی است که تاکنون شناسایی نشده‌اند. بدیهی است که این مزیت در اکتشاف مناطق مستعد زمین‌گرمایی بسیار ارزشمند است. فعالیت این گسل‌ها سبب انتقال سیالات سطحی به عمق شده و سپس با بالا رفتن درجه حرارت سیال،



شکل ۱۰- شناسایی گسل‌های منطقه بر روی نقشه سایه روشن با آزیموت ۴۵.

Fig. 10. Faults detection in the study area with azimuth 45.

گرفت. در این تحقیق در مجموع بیش از ۴۰۰۰ ایستگاه مغناطیس‌سنجی برداشت شد و مساحت کل ناحیه مورد بررسی حدود ۲۵۰ کیلومتر مربع می‌باشد (شکل ۱۱). پس از اعمال تصحیحات مورد نیاز که شامل تصحیح روزانه و تصحیح IGRF (International Geomagnetic Reference Field) می‌باشد نقشه‌ی میدان مغناطیسی باقیمانده به دست می‌آید، به منظور قرارگیری آنومالی‌های ظاهر شده بر روی نقشه شدت میدان

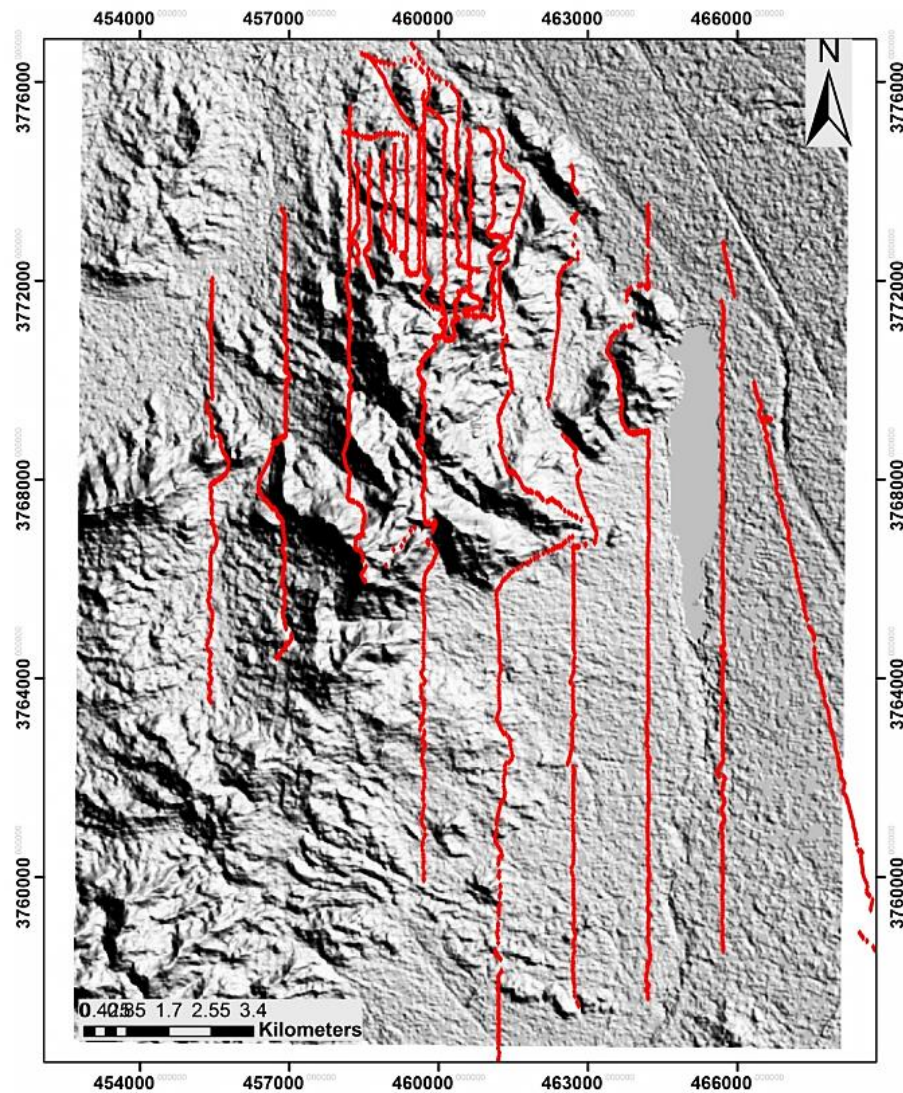
پردازش داده‌های مغناطیسی

به منظور مشخص ساختن نواحی دارای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، عملیات مغناطیس‌سنجی زمینی در طول ۱۰ نیم‌رخ به نسبت بلند جمعاً به طول ۱۶۰ کیلومتر با فاصله ایستگاهی ۴۰ متر محلات صورت گرفته است. این طرح در نیمه اول ۱۳۹۰ از سوی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و دانشگاه اراک صورت

تعیین پارامترهای زمین گرمایی با استفاده از روش مرکز یابی

پس از اعمال پردازش های لازم بر روی داده های مغناطیسی با استفاده از روش مرکز یابی، عمق های بالا و کف لایه مغناطیسی تخمین زده شد و همچنین میزان شار حرارتی و گرادیان حرارتی بر طبق رابطه ی ۱۴ محاسبه گردید و مقدار عمق کف لایه مغناطیسی (عمق کوری) در این ناحیه بین ۱۳۵۰ تا ۳۴۰۰ متر برآورد شد. همچنین تغییرات عمق بالای لایه مغناطیسی که نشان دهنده ی محل تشکیل آنومالی های مغناطیسی است، میزان گرادیان حرارتی و شار حرارتی بترتیب در محدوده ی ۱۲۳۰ تا ۲۳۹۰ متر، $170/0.8$ تا $429/54$ C/km و $425/22$ تا $1073/86$ Mw/m^2 تخمین زده شد که تمامی این نتایج به همراه مختصات مراکز بلوک های مغناطیسی در جدول ۱ نشان داده شده است (شکل ۱۳). با توجه به نتایج به دست آمده و اطلاعات زمین شناسی موجود همانطور که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، با در نظر گرفتن نقشه عمق کوری، نقشه عمق بالای لایه مغناطیسی و موقعیت قرارگیری واحدهای زمین شناسی محدوده مورد مطالعه، مشاهده می شود که این کمیت ها در نواحی دارای توده های نفوذی گرانودیوریت، نسبت به سایر مناطق که مواد تشکیل دهنده آنها دارای خاصیت مغناطیسی کمتری می باشند، مقادیر پایین تری را نشان می دهد. همچنین وجود چشمه های آبگرم در اطراف مناطقی با عمق کوری کم گواهی بر نزدیک به سطح بودن منبع حرارتی در این مکان ها می باشد. با مشاهده شکل ۱۳ همانطور که انتظار می رود میزان شار حرارتی دارای بیشترین مقدار خود در نزدیکی چشمه های آبگرم، و کمترین مقدار خود در اطراف رسوبات منطقه است. با توجه به نتایج حاصل از مدلسازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیسی عمق توده در حدود ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متر بدست آمده که این نتایج با مقادیر عمق بالای لایه مغناطیسی به دست آمده توسط روش مرکز یابی، مطابقت قابل قبولی دارد. بنابراین علاوه بر نتایج حاصل از مدلسازی، شواهد و اطلاعات زمین شناسی موجود در منطقه نیز به میزان بالایی بر درستی نتایج بدست آمده گواهی می دهند.

مغناطیسی باقیمانده بر روی مکان واقعی چشمه های آنومالی از فیلتر برگردان به قطب های مغناطیسی (RTP) استفاده می کنیم. گام بعدی در تخمین عمق کف منابع مغناطیسی انتخاب ابعاد بهینه برای بلوک بندی منطقه مورد نظر می باشد. طبق نظر اکیوبو و همکاران ابعاد بهینه پنجره مربعی مورد بررسی برای محاسبه ی طیف توان باید تقریباً ۱۰ برابر عمق واقعی هدف باشد (Okubo et al., 2003). بولیگاند و همکاران پیشنهاد کردند که ابعاد پنجره مورد بررسی حداقل باید ۲ برابر بزرگتر از عمق کف منبع مغناطیسی باشد تا عمق کف به دست آمده به خوبی در طیف آشکار گردد (Bouligand et al., 2009). بانسال و همکاران دریافتند در صورتی ابعاد پنجره مورد نظر بهینه است که در نمودار طیف توان در عدد موج های پایین برای اکثر بلوک ها، بیشینه مشاهده گردد (Bansal et al., 2011). به عنوان مثال اگر ابعاد بلوک ها از مقدار معینی کمتر باشند بر روی منحنی طیف توان پیک مشاهده نمی شود و ظاهر نشدن پیک بر روی منحنی بیانگر این است که عمق کف منابع مغناطیسی قابل تشخیص نمی باشد و باید ابعاد بلوک ها را بزرگتر در نظر گرفت تا پیک بر روی منحنی طیف توان ظاهر گردد. بعد از انتخاب ابعاد بلوک ها لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان محاسبه می شود و به مرکز هر یک از بلوک ها نسبت داده می شود. در این مطالعه ابعاد بلوک ها (5000×5000) متر مربع در نظر گرفته شد سپس طیف توان با استفاده از تبدیل فوریه سریع (Fast Fourier Transform) محاسبه می گردد. در ادامه ی این فرآیند طبق روش مرکز یابی طیف توان، برای هر یک از بلوک ها عمق های بالا و عمق مرکزی و کف لایه مغناطیسی طبق روابط ۹، ۱۲ و ۱۳ تخمین زده خواهد شد. برای تخمین عمق مرکزی و عمق بالای منابع مغناطیسی انتخاب محدوده ای مناسب از عدد موج بسیار حیاتی می باشد تعیین این بازه بستگی به نظر محقق دارد و فرد محقق باید به منظور به دست آوردن بهترین برازش بین منحنی لگاریتم طیف توان که بر حسب عدد موج رسم شده است با یک خط راست بازه های متفاوتی از عدد موج را آزمایش کند. شکل ۱۲ مثالی از روش مرکز یابی را برای بلوک ۲۲، ۳۴ و ۱۰ را به نمایندگی از سایر بلوک ها نشان می دهد.



شکل ۱۱- موقعیت نقاط برداشت داده‌های مغناطیسی در منطقه مورد مطالعه.
 Fig. 11. Location of the magnetic data acquisition in the study area.

نتیجه‌گیری

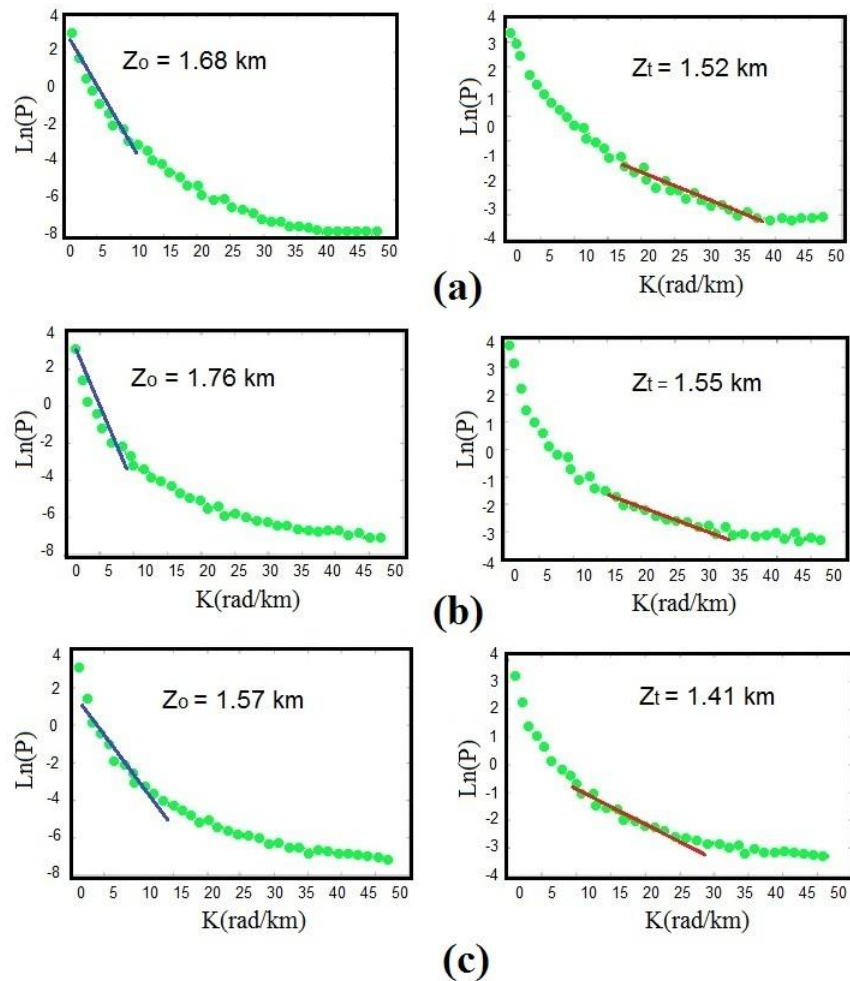
چند نقطه با شیب تند در بسامدهای پایین آخر طیف توان محاسبه می‌شوند یا بر روی داده‌ها قبل از محاسبه عمق مرکزی فیلتر بالا گذر اعمال می‌شود. این روش برای ۳۷ بلوک مغناطیسی با هم‌پوشانی ۵۰٪ با ابعاد ۵۰۰۰×۵۰۰۰ متر مربع از داده‌های مغناطیسی زمینی برداشت شده در منطقه محلات بکار برده شد. همچنین نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که عمق کف منابع مغناطیسی بین ۱۳۵۰ تا ۳۴۰۰ متر متغیر می‌باشد.

در این مطالعه ما با استفاده از روش مرکزیابی توانستیم عمق کف منابع مغناطیسی را تعیین کنیم. در این روش تخمین عمق کف منبع مغناطیسی در دو مرحله انجام می‌شود: الف) محاسبه عمق مرکزی عمیق‌ترین منابع مغناطیسی و ب) محاسبه عمق بالایی عمیق‌ترین منابع مغناطیسی. در اکثر مطالعات تعیین عمق با روش مرکزیابی، عمق مرکزی با نادیده گرفتن

جدول ۱- نتایج حاصل از تخمین عمق کف منابع مغناطیسی به وسیله روش مرکزبایی و تعیین مقادیر جریان وگرادیان حرارتی در منطقه‌ی مورد مطالعه.

Table 1. Results of Curie point depth estimation of magnetic sources by centroid method and determination of thermal gradients and heat flow quantities in the study area.

Block number	Coordinate (UTM)		$Z_o(km)$ Centroid depth	$Z_t(km)$ Top depth	$Z_b(km)$ CPD	Heat flow (C°/km)	Thermal gradient (Mw/m^2)
	$X(km)$	$Y(km)$					
1	460	3758	1.77	1.55	1.99	291.5	728.6
2	462.5	3758	2.9	2.4	3.41	170.1	425.2
3	460	3760.5	1.7	1.52	1.88	308.5	771.3
4	462.5	3760.5	1.76	1.57	1.95	297.4	743.6
5	465	3760.5	1.74	1.54	1.94	299.0	747.4
6	467.5	3760.5	1.65	1.46	1.84	315.2	788.0
7	470	3760.5	1.66	1.39	1.93	300.5	751.3
8	456	3763	1.72	1.58	1.86	311.8	779.6
9	458.5	3763	1.68	1.52	1.84	315.2	788.0
10	460.5	3763	1.68	1.52	1.84	315.2	788.0
11	463	3763	1.72	1.52	1.93	300.5	751.3
12	465.5	3763	1.73	1.5	1.96	295.9	739.8
13	468	3763	1.70	1.5	1.91	303.7	759.2
14	456	3765.5	1.78	1.58	1.98	292.9	732.3
15	458.5	3765.5	1.78	1.58	1.98	292.9	732.3
16	460.5	3765.5	1.79	1.59	2	290.0	725.0
17	463	3765.5	1.77	1.56	1.98	292.9	732.3
18	465.5	3765.5	1.77	1.58	1.96	295.9	739.8
19	468	3765.5	1.81	1.6	2.02	287.1	717.8
20	460	3758	1.79	1.57	2.02	287.1	717.8
21	462.5	3758	1.89	1.65	2.145	270.4	676.0
22	460	3760.5	1.76	1.55	1.98	292.9	732.3
23	462.5	3760.5	1.78	1.56	2	290.0	725.0
24	465	3760.5	1.81	1.59	2.04	284.3	710.8
25	467.5	3760.5	1.78	1.57	1.99	291.5	728.6
26	470	3760.5	1.72	1.52	1.93	300.5	751.3
27	456	3763	1.75	1.54	1.96	295.9	739.8
28	458.5	3763	1.49	1.23	1.35	429.6	1074.1
29	460.5	3763	1.75	1.53	1.97	294.4	736.0
30	463	3763	1.82	1.59	2.05	282.9	707.3
31	465.5	3763	1.74	1.54	1.94	299.0	747.4
32	468	3763	1.69	1.5	1.88	308.5	771.3
33	456	3765.5	1.55	1.4	1.7	341.2	852.9
34	458.5	3765.5	1.57	1.41	1.73	335.3	838.2
35	460.5	3765.5	1.65	1.47	1.84	315.2	788.0
36	463	3765.5	1.74	1.54	1.94	299.0	747.4
37	465.5	3765.5	1.75	1.55	1.96	295.9	739.8

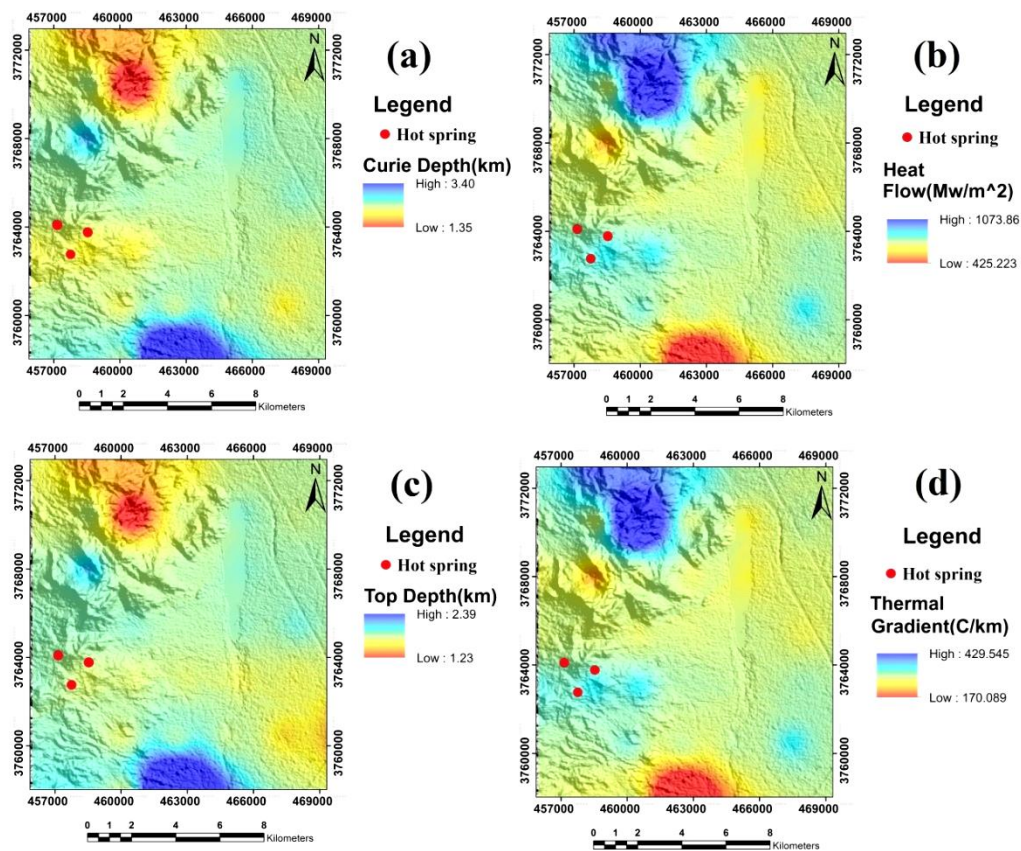


شکل ۱۲- تخمین عمق های بالا Z_t (خط قرمز رنگ) و مرکزی Z_o (خط آبی رنگ) منابع مغناطیسی توسط روش مرکز یابی برای (a) بلوک شماره ۱۰، (b) بلوک شماره ۲۲ و (c) بلوک شماره ۳۴ می باشد.

Fig. 12. Top depths estimation z_t (red line) and centroid depth (blue line) of the magnetic sources by centroid method for (a) block number 10, (b) block number 22, and (c) block number 34.

(Nouraliee et al., 2015). با استفاده از مدل سازی وارون ۳ بعدی داده های گرانی عمق چشمه زمین گرمایی را در محدوده ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر تخمین زده اند (Oskooi et al., 2014). با استفاده از روش تخمین عمق اوایلر و ترکیب روش اوایلر و سیگنال تحلیلی منبع تامین انرژی گرمایی منطقه را محاسبه کردند. تخمین عمقی که توسط روش اوایلر با شاخص ساختاری ۱/۷۵ انجام شد عمق ۱۰۰۰ متر را نشان داد، و ترکیب این روش با روش سیگنال تحلیلی با شاخص ساختاری ۱/۸۲ عمق ۱۲۰۰ متر را تخمین زد.

همچنین عمق بالای لایه مغناطیسی که نماینده عمق بستر توده های مغناطیسی می باشد در بازه ۱۲۳۰ تا ۲۳۹۰ متر متغیر بوده که نواحی رسوبی دارای بیشترین مقدار، و هر چه به سمت محل تشکیل توده های نفوذی پیش می رویم این مقدار کاهش پیدا خواهد کرد. این در حالی است که مطالعات قبلی که در این منطقه صورت گرفته و هر کدام عمق هایی را برای منبع زمین گرمایی پیشنهاد داده اند. به طور مثال (Babaei et al., 2016) با استفاده از وارون سازی داده های گرانی سنجی عمق منبع زمین گرمایی را بین ۸۰۰ تا ۲۰۰۰ متر برآورد کرده اند



شکل ۱۳- (a) نقشه تغییرات عمق کف لایه مغناطیسی در منطقه، (b) نقشه تغییرات شار حرارتی منطقه همراه با محل چشمه های آبگرم، (c) نقشه تغییرات عمق بالای لایه مغناطیسی موجود در منطقه و (d) نقشه گرادیان گرمایی موجود در منطقه.

Fig. 13. (a) Curie point depth of magnetic layer in the study area, (b) heat flow variations map in the study area along with the location of hot springs, (c) Top depth of the magnetic layer in the study area, and (d) Thermal gradient map in the study area.

شاهد بسیار خوبی از قدمت زیاد این سیستم زمین گرمایی و گسل های منطقه می باشد. در نهایت با توجه به نتایج به دست آمده در این مطالعه مقادیر به دست آمده با مکان های چشمه های آبگرم و شواهد زمین شناسی مطابقت خوبی دارد هم چنین مقدار عمق های تخمین زده شده که نسبت به مطالعات پیشین در بازه ی محدودتر و دقیق تری قرار دارد.

همچنین با استفاده از مدل سازی دوبعدی داده های MT مربوط به منطقه ی کمترین مقدار عمق تخمین زده برای لایه ی مغناطیسی را ۱۰۰۰ و بیشترین را ۲۰۰۰ متر تعیین کردند. حضور چندین گسل عمیق در منطقه عامل بسیار خوبی برای نفوذ آب به اعماق و سپس بالا آمدن پس از گرم شدن مجدد در مخزن است. حجم و ضخامت بسیار زیاد تراورتن ها در منطقه

منابع

- Aydın, İ., Karat, H.İ., Koçak, A., 2005. Curie-point depth map of Turkey. *Geophysical Journal International* 162(2), 633-640.
- Babaei, B., Falahipour, M., Baghzendani, H. R., 2016. Recognition of geothermal reservoirs using inverse modeling of gravimetric data in the Mahallat hot springs. *Journal of Research on Applied Geophysics* 3, 43-49.

- Bansal, A.R., Gabriel, G., Dimri, V.P., Krawczyk, C.M., 2011. Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany. *Geophysics* 76(3), 11-22.
- Beitollahi, A., 1996. Travertine formation and the origin of the high natural radioactivity in the region of Mahallat hot springs (Doctoral dissertation, M. Sc. Thesis. Islamic Azad University of Tehran, Iran) (In Persian).
- Bhattacharyya, B.K., Leu, L.K., 1975. Analysis of magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissance. *Journal of Geophysical Research* 80(32), 4461-4465.
- Blakely, R.J., 1988. Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93(10), 11817-11832.
- Blakely, R.J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.
- Bouligand, C., Glen, J.M., Blakely, R.J., 2009. Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114 (11).
- Connard, G., Couch, R., Gemperle, M., 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics* 48(3), 376-390.
- Dolmaz, M.N., Ustaömer, T., Hisarli, Z.M., Orbay, N., 2005. Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey. *Earth, planets and space* 57(5), 373-383.
- Hisarli, Z.M., Dolmaz, M.N., Okyar, M., Etiz, A., Orbay, N., 2012. Investigation into regional thermal structure of the Thrace Region, NW Turkey, from aeromagnetic and borehole data. *Studia Geophysica et Geodaetica* 56(1), 269-291.
- Hsieh, H.H., Chen, C.H., Lin, P.Y., Yen, H.Y., 2014. Curie point depth from spectral analysis of magnetic data in Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 90, 26-33.
- Karastathis, V.K., Papoulia, J., Di Fiore, B., Makris, J., Tsambas, A., Stampolidis, A., Papadopoulos, G.A., 2010. June. Exploration of the deep structure of the central Greece geothermal field by passive seismic and Curie depth analysis. In 72nd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE Europe 2010.
- Li, Y., Oldenburg, D.W., 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics* 61(2), 394-408.
- Mirzaei, M., Moghaddam, M.M., Oskooi, B., Ghadimi, F., Jazayeri, S., 2013. Processing and interpretation of ground magnetic data corresponding to geothermal resources using Euler and AN-EUL method, north-east of Mahallat. *Journal of Earth Space Physics* 39, 83-96.
- Mohammadzadeh-Moghaddam, M., Oskooi, B., Mirzaei, M., Jouneghani, S. J., 2012. September. Magnetic studies for geothermal exploration in Mahallat, Iran. In Istanbul 2012-International Geophysical Conference and Oil & Gas Exhibition, Society of Exploration Geophysicists and The Chamber of Geophysical Engineers of Turkey, 1-4.
- Nouraliee, J., Ebrahimi, D., 2012. *Geochemical Studies in Mahallat Geothermal Region*, Internal Report. Niroo Research Institute (NRI), Tehran, Iran.
- Nouraliee, J., Porkhial, S., Mohammadzadeh-Moghaddam, M., Mirzaei, S., Ebrahimi, D. and Rahmani, M.R., 2015. Investigation of density contrasts and geologic structures of hot springs in the Markazi Province of Iran using the gravity method. *Russian Geology and Geophysics* 56(12), 1791-1800.
- Nouraliee, J., Shahhosseini, A., 2012. Geological map of Mahallat geothermal region, Scale: 1:25,000. Niroo Research Institute (NRI), Tehran, Iran (In Persian) .
- Nwankwo, L.I., Shehu, A.T., 2015. Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic (HRAM) data of the entire Sokoto Basin, Nigeria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 305, 45-55.
- Okubo, Y., Matsushima, J., Correia, A., 2003. Magnetic spectral analysis in Portugal and its adjacent seas. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 28 (9-11), 511-519.
- Oskooi, B., Darijani, M., 2014. 2D inversion of the magnetotelluric data from Mahallat geothermal field in Iran using finite element approach. *Arabian Journal of Geosciences* 7(7), 2749-2759.
- Phillips, N.D., 2002. *Geophysical inversion in an integrated exploration program: Examples from the San Nicolas deposit* (Doctoral dissertation, University of British Columbia).

- Rezaie, M., Ghorbani, M., Bomeri, M., 2009. The hydrogeology and geothermology of the Mahallat hot springs. in: 1st National Conference on Hydrogeology. Behbahan, Iran.
- Saada, S.A., 2016. Curie point depth and heat flow from spectral analysis of aeromagnetic data over the northern part of Western Desert, Egypt. *Journal of Applied Geophysics* 134, 100-111.
- Soligo, M., Tuccimei, P., Barberi, R., Delitala, M.C., Miccadei, E., Taddeucci, A., 2002. U/Th dating of freshwater travertine from Middle Velino Valley (Central Italy): paleoclimatic and geological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 184(1-2), 147-161.
- Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G.N., Tsourlos, P., 2005. Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics* 26(4), 461-480.
- Tanaka, A., Okubo, Y., Matsubayashi, O., 1999. Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia. *Tectonophysics* 306(3-4), 461-470.
- Tselentis, G.A., 1991. An attempt to define Curie point depths in Greece from aeromagnetic and heat flow data. *Pure and Applied Geophysics* 136(1), 87-101.
- Xu, Y., Hao, T., Zeyen, H., Nan, F., 2017. Curie Point Depths in North China Craton Based on Spectral Analysis of Magnetic Anomalies. *Pure and Applied Geophysics* 174(1), 339-347.

