



Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran

Behnam Mehdikhani¹, Ali Imamalipour^{2*}

¹ Ph.D. Student, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran

² Associate Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Urmia University, Urmia, Iran

ARTICLE INFO

EXTENDED ABSTRACT

Article History

Received: 01 November 2019
 Revised: 26 April 2021
 Accepted: 27 April 2021

Keywords

Ophiolite
 podiform chromite
 Prospecting
 Resistivity
 Induced polarization
 Magnetometry

*Corresponding author

Ali Imamalipour
a.imamalipour@urmia.ac.ir

Introduction

Podiform chromite deposits are small magmatic chromite bodies formed in the lower section of an ophiolite complex. The Khoy ophiolite covers an extensive area in the northwest of Iran along the Iran-Turkey border. In this research study 1200 magnetometry data and geoelectric studies along 5 profiles were designed for prospecting chromite lenses. Mineralogical and geological studies have shown that pyrite, magnetite and other metallic sulfides are formed during the serpentinization process in the fractures of chromite lenses. The amount of released magnetite in the chromitites is less than the amount released in the harzburgite and dunites. Therefore, the number of magnetic anomalies created are less than those generated by bedrocks (Imamalipour, 2009). These metal sulfides increase the chargeability of positive anomalies in the cross-sections. Resistivity also shows a significant reduction compared to the bedrocks due to the metallic properties of chromite lenses.

Materials and methods

In this research study, geological methods were used to interpret geophysical data in the Khoy ophiolite. Geological surveys at a scale of 1:20000 were implemented in an area of about 70 km². 1200 magnetic points and resistivity and induced polarization along 5 profiles with a geological map and mineralogical studies were used. Magnetometric data at the 5*10m grid and Ip-Rs data with 10 m interval electrode spacing were collected.

How to cite this article

Mehdikhani, B. and Imamalipour, A., 2021. Interpretation of magnetic and geoelectrical data based on geological and mineralogical evidence in the podiform chromite prospecting, Khoy ophiolite, Northwest Iran. *Journal of Economic Geology*, 13(4): 767–787. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51605.84028>



©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

For the inversion modeling of Ip-Rs data, Res2d inv software was used and geological and mineralogical data were integrated with magnetometric results.

Discussion

Exploration of podiform chromite deposits has been a challenge due to their unpredictable occurrence, small size of most orebodies, and intensive tectonic dislocations (Mosier et al., 2012). Moreover, the absence of primary geochemical halos and associated alteration are issues that lead to difficulties in prospecting for podiform chromites. Chromite is an accessory mineral associated with the harzburgite host rock. The results of geophysical studies show that chromite lenses have lower magnetization than gabbro and higher magnetization than harzburgite (Frasheri et al., 1995). The reason is the mineralogical conditions of chromite lenses and their host rocks. Mineralogical study showed that some chromite lenses have fractures that are filled with silicate secondary minerals (serpentine). Chromite and serpentine are the main minerals, and hematite and magnetite are minor minerals in the chromite orebodies. Although these minerals have been altered and have mostly been converted to serpentine, the earliest composition is likely to be olivine. Dunite and harzburgites are chromite lenses host rock and are mainly serpentinized and contain fine magnetite particles, which can cause positive magnetic anomaly (Imamalipour, 2009, Masoudi and Imamalipour, 2019). These small metallic minerals cause high induced polarization and the embedded rocks show a higher degree of charge. Because of the metallic nature of chromite lenses, the resistivity has a much lower value. Therefore, using resistivity,

induced polarization, and magnetic geophysical methods, chromite lenses can be separated from harzburgite host rocks.

Results

In this study, geophysical resistivity and inductive polarization method with magnetometry, which is one of the most important methods for the exploration of subsurface deposits in the Khoy ophiolitic zone, have been used. As a result, it was found that podiform chromite does not show much difference in the magnitude of the magnetic field. Therefore, this method cannot alone be used to explore chromite deposits. However, the IP-Rs method can be used as a practical method for exploration of these reserves. Chromite lenses have low resistivity values of about 400 to 600 ohm-m. The amount of induced polarization is also much lower than its host rock, with values of 3 to 6 mv/v. Therefore, these properties can be used for chromite exploration at a much lower cost than gravimetric and electromagnetic methods. The reason for these values can also be found in the mineralogy of the chromite lenses. During the serpentinization process of harzburgite and dunite, magnetite minerals, chalcopyrite, and some metallic elements are released. Released magnetite increases the magnetic properties of chromite. However, this increase is less than the magnetism of the host rock. The released metallic elements such as chalcopyrite with serpentine also increase the changeability of the host rocks and chromite lenses with low induction polarization and much lower resistivity could be identified.



تحلیل داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک بر اساس شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی در اکتشاف کرومیت‌های انبانی، افیولیت خوی شمال غرب ایران

بهنام مهدیخانی^۱، علی امامعلی‌پور^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

^۲ دانشیار، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش، برای پی‌جویی زیرسطحی عدسی‌های کرومیتی، از روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی در پهنه‌های کرومیت‌دار زون افیولیتی خوی استفاده شد. سنگ درون‌گیر توده‌های کرومیت سرپانتینیت است که هر دو جابه‌جایی زمین‌ساختی شدیدی را متحمل شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی نشان داد که طی فرایند سرپانتینیت شدن، کانی‌های مگنتیت، پیریت و سایر سولفیدهای فلزی در داخل شکستگی‌های توده‌های کرومیتی تشکیل شده‌اند. میزان بارپذیری‌های متفاوتی در مقاطع ژئوفیزیکی به دست آمد؛ اما این پژوهش نشان داد که بررسی‌های مغناطیس‌سنجی به تنهایی قادر به تمایز کامل توده‌های کرومیتی نیست. انتظار می‌رود میزان مقاومت ویژه به دلیل ویژگی فلزی کانسنگ کاهش یابد؛ ولی جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید بر روی توده‌های کرومیتی تأثیر متفاوتی گذاشته که با میزان مقاومت ویژه‌های متغیر خود را در مقاطع نشان می‌دهند. مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه از سنگ میزبان سرپانتینیتی به سمت توده‌های کرومیتی دارای روندی کاهشی است؛ به طوری که مقادیر قطبش القایی در سرپانتینیت میزبان در دامنه ۱۵ تا ۲۲ میلی‌ولت بر ولت و در مورد توده‌های کرومیتی در دامنه ۳ تا ۶ میلی‌ولت بر ولت تغییر می‌کند. مقادیر مقاومت ویژه نیز در سنگ میزبان در دامنه ۲۵۰۰ تا ۴۰۰۰ اهم متر و بر روی توده‌های کرومیتی در دامنه ۴۰۰ تا ۶۰۰ اهم متر تغییر می‌کند. به عنوان یک نتیجه می‌توان گفت که تلفیق دو مقطع مقاومت ویژه و قطبش القایی با لحاظ ساختار زمین‌شناسی توده کانساری، ترکیب کانی‌شناسی و پتروفیزیکی می‌تواند کارایی خوبی در اکتشاف توده‌های کرومیت‌دار زیرسطحی داشته باشد.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۱۰

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۰/۰۲/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۰۷

واژه‌های کلیدی

افیولیت
کرومیت انبانی
پی‌جویی
مقاومت ویژه
قطبش القایی
مغناطیس‌سنجی

نویسنده مسئول

علی امامعلی‌پور

a.imamalipour@urmia.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

مهدیخانی، مهدی؛ امامعلی‌پور، علی، ۱۴۰۰. تحلیل داده‌های مغناطیس‌سنجی و ژئوالکتریک بر اساس شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی در اکتشاف کرومیت‌های

انبانی، افیولیت خوی شمال غرب ایران. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۳(۴): ۷۸۷-۷۶۷. <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.51605.84028>

مقدمه

پهنه افیولیتی خوی، یکی از بزرگ‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران است که در شمال‌باختر ایران واقع شده است. این پهنه افیولیتی از کوه‌های آناطولی در ترکیه به سمت شرق گسترش می‌یابد و ناحیه گسترده‌ای را در طرفین مرز مشترک ایران و ترکیه به خود اختصاص می‌دهد. افیولیت‌ها بقایای پوسته‌های اقیانوسی قدیمی هستند که از سنگ‌های مختلف اولترامافیکی (به طور عمده هارزبورژیت و دونیت)، گابرو، دایک‌های صفحه‌ای، بازالت‌های بالشی و سنگ‌های رسوبی پلاژیک تشکیل شده‌اند. از نظر کانی‌سازی، سنگ‌های اولترامافیکی میزبان کانسنگ‌های کرومیتی هستند که به ذخایر کرومیت انبانی (پادیفرم) معروفند (Zhou and Robinson, 1997; Imamali pour, 2009; Imamali pour, 2001). تاکنون چندین رخنمون کرومیتی شامل کانسار و اندیس معدنی در پهنه افیولیتی خوی شناسایی شده است. رخنمون‌های شناخته شده کرومیت که به شکل عدسی و رگه‌های نامنظم درون سنگ‌های اولترامافیکی جای دارند، همگی به صورت قطع‌کننده و ناهم‌شیب نسبت به هارزبورژیت میزبان هستند. به طور معمول، توده‌های کرومیتی را پوششی از دونیت در بر گرفته است و بخش دونیتی حدفاصل کرومیت‌ها و هارزبورژیت میزبان هستند. وجود غلاف دونیتی با ضخامت‌های متغیر از ویژگی‌های مشترک همه توده‌های کرومیتی ناحیه است (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou and Robinson, 1997; Khalatbari-Jafari et al., 2004; Masoudi and Imamali pour, 2019). همبری بین دونیت و هارزبورژیت میزبان به علت سرپانتینی شدن شدید و نیز جابه‌جایی زمین‌ساختی کاملاً مشخص نیست. محیط زمین‌شناسی توده‌های کرومیت انبانی و نیز سازوکار تبلور کرومیت‌ها هنوز جای بحث دارد؛ اما در حال حاضر، مناطق جزایر کمانی و پشت کمانی و پشته‌های گسترشی با سرعت کم دو جایگاه زمین‌ساختی پذیرفته شده برای تشکیل کرومیت‌های انبانی هستند (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996; Imamali pour, 2001; Imamali pour, 2009). اعتقاد بر آن است که ترکیب شیمیایی بلورهای کرومیت

در نهشته‌های کرومیتی می‌تواند شاخصی از انواع مختلف ماگماها باشد (Melcher et al., 1997; Imamali pour, 2009). کرومیت‌های مناطق نخست از نوع کروم بالا و کرومیت‌های پشت کمانی از نوع آلومینیم-بالا هستند. کرومیت‌های کروم بالا از ماگماهای بونیتی متبلور می‌شوند؛ در حالی که انواع آلومینیم بالا از ماگماهای تولیتی نوع MORB تبلور می‌یابند. در هر دو محیط، تشکیل کرومیت حاصل واکنش گوشته بالایی با ماگمایی است که از میان آن به سمت بالا صعود می‌کند (Arai and Yurimoto, 1995; Zhou et al., 1996; Imamali pour, 2001; Uysal et al., 2005; Imamali pour, 2009).

نتایج پژوهش‌های متعددی که در ذخایر کرومیتی سایر نقاط جهان انجام شده است، نشان می‌دهد که نمی‌توان یک مدل اکتشافی واحد برای ذخایر کرومیتی ارائه داد. پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی به دلیل رخداد غیر قابل پیش‌بینی، ابعاد کوچک توده‌های معدنی و وجود جابه‌جایی‌های زمین‌ساختی شدید همواره چالش برانگیز بوده است (Mosier et al., 2012). همچنین، نبود هاله‌های دگرسانی و زمین‌شیمیایی اولیه، عملیات پی‌جویی و اکتشاف این ذخایر به روش‌های زمین‌شیمیایی را دشوار می‌کند (Masoudi and Imamali pour, 2019). با توجه به اینکه کانسنگ‌های کرومیت انبانی به صورت عدسی و رگه در داخل سنگ میزبان هارزبورژیت و دونیت تشکیل می‌شوند؛ لذا بیشترین تلاش در مراحل اولیه پی‌جویی این ذخایر، استفاده از روش‌های زمین‌شناسی و دورسنجی در تفکیک این واحدهای سنگی است. در مراحل بعد، با مشخص شدن رخنمون و اثرهای کانی‌زایی، می‌توان با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی به بررسی میزان گسترش عمقی و جانبی زون کانه‌دار پرداخت (Rajabzadeh and Al Sadi, 2015). روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه و قطبش القایی از پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که در اکتشاف بیشتر کانسارهای فلزی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

در پهنه افیولیتی خوی، بیشترین رخنمون‌های کرومیتی در منطقه کوچوک شناسایی شده است و در حال حاضر، برخی از آنها معدن کاری می‌شود (Masoudi and Imamalipour, 2019). با توجه به وجود رخنمون‌هایی از توده‌های معدنی بکر و کار نشده و نیز برخی کارگاه‌های استخراجی، محدوده معدنی کوچوک منطقه مناسبی برای انجام پژوهش‌های ژئوفیزیکی است. در این پژوهش، ابتدا بررسی‌های ژئوفیزیکی بر روی رخنمون‌ها و سینه کارهای موجود در منطقه انجام شده است و سپس مدل‌سازی‌های انجام شده با استفاده از ویژگی‌های پتروفیزیکی و کانی‌شناسی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. با وجود توانایی بالایی که زون افیولیتی خوی از نظر ذخایر کرومیتی دارد، تاکنون بررسی‌های ژئوفیزیکی در این منطقه صورت نگرفته است. انجام پژوهش‌های ژئوفیزیکی در این محدوده می‌تواند در توسعه این روش‌ها برای اکتشاف کانسارهای کرومیت انبانی در پهنه‌های افیولیتی کمک کند و نیز مسیری برای اکتشاف ذخایر کرومیتی جدید در این ناحیه باشد.

زمین‌شناسی کانسار

پیش از این نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ ناحیه کوچوک و نیز نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس محدوده کانسار در مقیاس ۱:۱۰۰۰ تهیه شده است؛ لذا اطلاعات زمین‌شناسی کاملی از این محدوده در دست است. واحدهای سنگی موجود در ناحیه مورد بررسی، شامل واحد سنگی اولترامافیک (واحد Ubsr)، بازالت بالشی (واحد Kvb)، گابرو-دیوریت (واحد dg)، کرومیتیت (واحد Cr)، آمیزه افیولیتی (واحد Cm)، آهک‌های بلورین (واحد Lm)، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیل، سنگ آهک (واحد PE cls)، میکرومونزونیت کوارتزار-میکروگرانودیوریت پورفیری (واحد Plm) و لیستونیت (واحد L) هستند (شکل ۱).

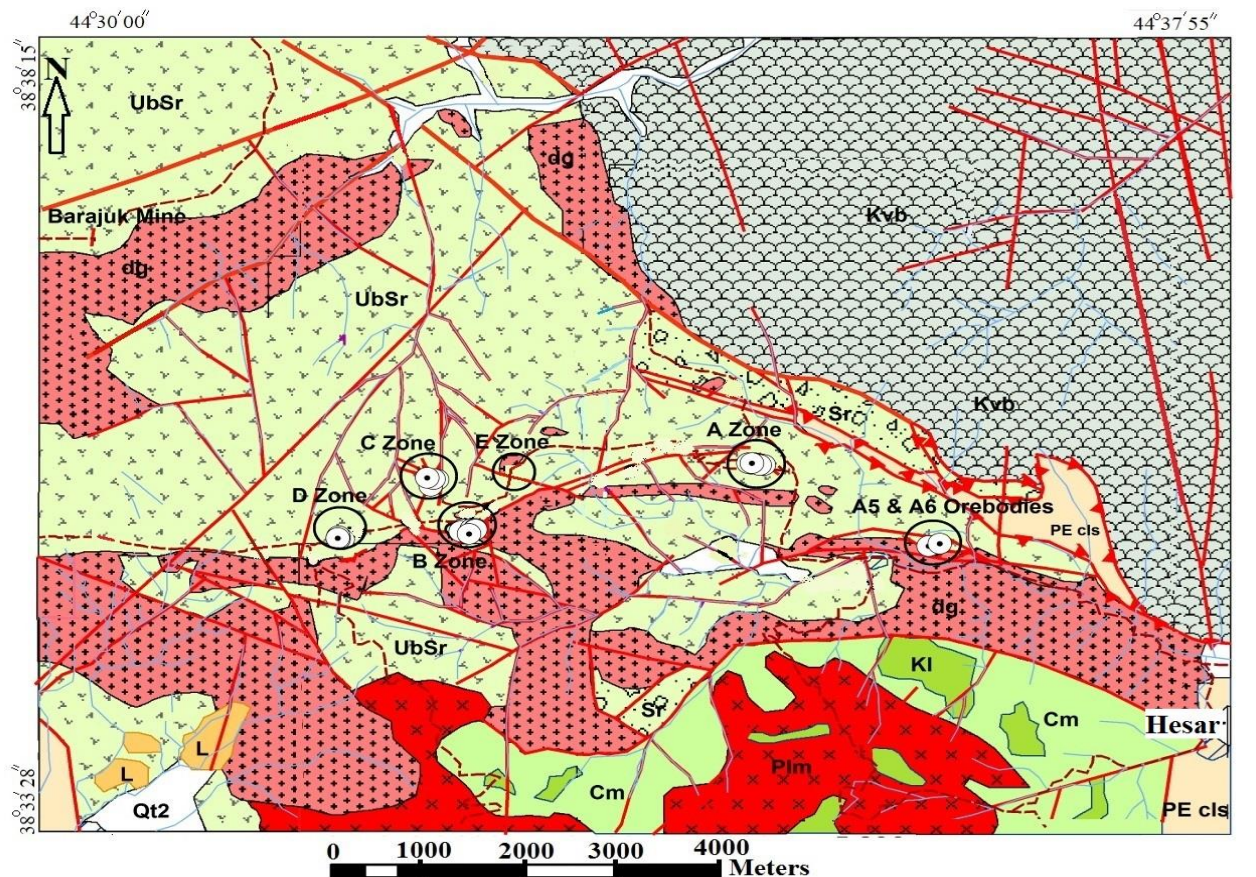
واحدهای سنگی اولترامافیک (Ubsr)، گسترش زیادی در ناحیه مورد بررسی دارند و اصلی‌ترین رخنمون واحد سنگی به شمار می‌روند. اولترامافیک‌های این ناحیه از هارزبورژیت‌های

سربانتینی شده، سربانتینیت و مقدار کمی دونیت تشکیل شده است. شدت سربانتینی شدن بسیار زیاد است و لذا سنگ اولیه کاملاً سالم (هارزبورژیت-دونیت) به ندرت یافت می‌شود. در امتداد روندهای زمین‌ساختی این سنگ‌ها به کلی به سربانتینیت (واحد Sr) تبدیل شده‌اند. دایک‌های رودنگیتی سنگ‌های اولترامافیکی را قطع می‌کنند. سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت بالشی (واحد Kvb) بخشی از توالی مجموعه افیولیتی خوی است که رخنمون قابل توجهی در این ناحیه دارند. این سنگ‌ها گاه با آهک پلاژیک صورتی رنگ و شیل همراه هستند. واحد سنگی dg بیشتر از گابرو تشکیل شده است و به صورت استوک نفوذی و دایک سنگ‌های اولترامافیکی را قطع می‌کند. روند کلی گسترش این واحد سنگی خاوری-باختری است. جایی که این سنگ‌ها به شکل دایک نمایان هستند، بافت پورفیری و ریزبلور دارند (Zaeimnia, et al., 2017). واحد آمیزه افیولیتی (واحد Cm)، شامل سربانتینیت، سنگ‌های اولترامافیک، توده‌ها نفوذی گابرو-دیوریت به همراه سنگ‌های دگرگونی از نوع شیست و آهک‌های بلورین در بخش‌هایی از ناحیه رخنمون دارد. واحد PE cls شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ همراه با میان‌لایه‌های شیل و عدسی‌های متعدد سنگ آهک نومولیت‌دار است. همبری آن از سمت شمال و جنوب زمین‌ساختی است. واحد Plm شامل سنگ‌ها آذرین نفوذی نیمه‌عمیق از نوع میکرومونزونودیوریت کوارتزار و در برخی موارد داسیتیک-آندزیت پورفیری است که به صورت گنبد و استوک مجموعه افیولیتی و نهشته‌ها پالتوسن-ائوسن را قطع کرده است. سن واحدهای ذکر شده در نقشه زمین‌شناسی (۱:۲۰۰۰۰) ورقه خوی، پلوسن در نظر گرفته شده است (Radfar and Amini, 2009).

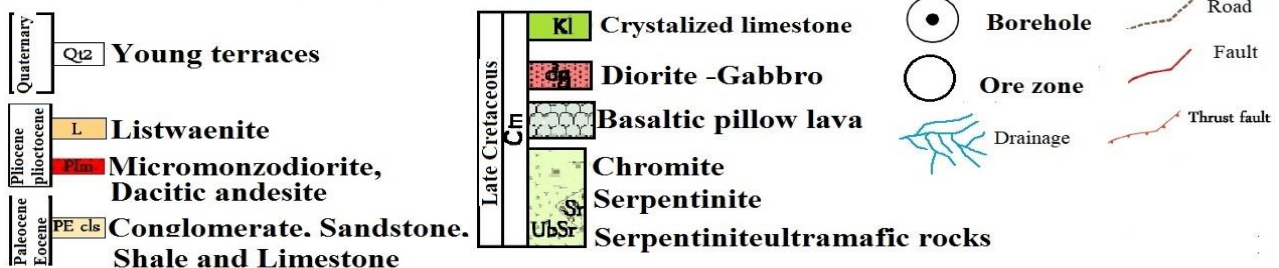
توده‌های کرومیتی به صورت عدسی و رگه‌مانند درون سربانتینیت جای دارند. جابه‌جایی زمین‌ساختی وسیعی هم در توده‌های کرومیت و هم در سنگ درون‌گیر روی داده است. در ناحیه معدنی کوچوک که به عنوان ناحیه مناسب برای انجام بررسی‌های ژئوفیزیکی انتخاب شد. تعداد پنج پهنه کرومیت‌دار به نام‌های A،

اینجا خاطر نشان می‌شود که با توجه به ابعاد کوچک توده‌های کرومیتی، این توده‌ها در نقشه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ قابل پیاده‌کردن و نمایش نیستند؛ اما در نقشه بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰) به خوبی تفکیک شده‌اند. این نقشه در این مقاله نیامده است.

B، C، D و E و تعداد ۱۳ اندیس کرومیتی شناسایی شده است. موقعیت این پهنه‌های کرومیت‌دار در شکل ۲ نشان داده شده است (Masoudi and Imamalipour, 2019). در این پهنه‌ها به ترتیب تعداد ۶، ۴، ۳ و ۲ توده معدنی کرومیتی وجود دارند. در



LEGEND



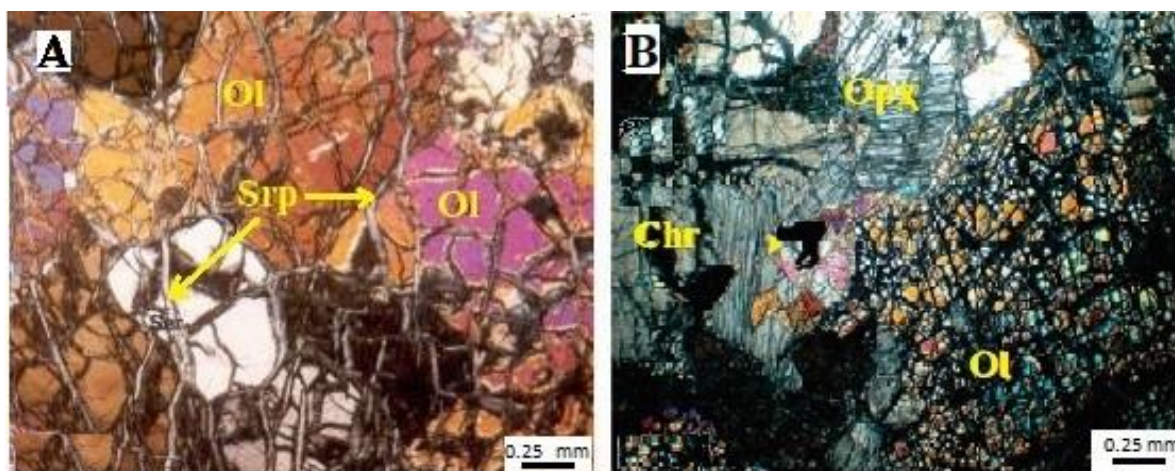
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی (در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰) ناحیه کوچوک، بخشی از افیولیت خوی (باختر شهر خوی) و موقعیت پهنه‌های کرومیت‌دار بر روی آن (Masoudi and Imamalipour, 2019)

Fig. 1. Geology map (1:20000) of Kochuk area, part of Khoy ophiolite (west of the Khoy city) and location of chromite bearing zones (Masoudi and Imamalipour, 2019)

کانی‌شناسی

هارزبورژیت و دونیت (که به شدت سرپانتینی شده‌اند)، سرپانتینیت و کرومیتیت سنگ‌های اصلی مرتبط با توده‌های کرومیتی این محدوده هستند. وجود دونیت در میان هارزبورژیت می‌تواند یکی از معیارهای مهم زمین‌شناسی در پی جویی پهنه‌های حاوی کانی‌سازی کرومیت باشد، به ویژه آنجا که کانه کرومیت در دونیت به صورت پراکنده و یا بافت افشان حضور داشته باشد. در چنین مواقعی می‌توان وجود یک توده کرومیت را در عمق انتظار داشت. از آنجا که سنگ‌های اولترامافیک (هارزبورژیت و دونیت) بیشتر مجموعه‌های افیولیتی آلیبی به ویژه ناحیه مورد بررسی، به شدت سرپانتینی شده و گاه به طور کلی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند؛ از این رو بازشناسی دونیت از هارزبورژیت در نمونه‌های دستی کار ساده‌ای نخواهد بود و نیازمند بررسی‌های پتروگرافی و کانی‌شناسی است (Imamalipour, 2009).

رخدادهای کرومیتی این ناحیه همراه با پوشش دونیتی و سنگ میزبان هارزبورژیتی خود، تحت تأثیر فرایند سرپانتینی شدن قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱). از نظر کانی‌شناسی، هارزبورژیت‌های میزبان از کانی‌های الیوین (به طور عمده سرپانتینی شده)، ارتوپروکسن و مقدار اندکی کلینوپروکسن و کرومیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲). ابعاد بلورهای پروکسن و الیوین تا سه میلی‌متر می‌رسند. رشته‌های نازک سرپانتین در بیشتر مقاطع میکروسکوپی به چشم می‌خورد. در برخی مقاطع کانی‌های سیلیکاته کاملاً به سرپانتین تبدیل شده‌اند و کانی کرومیت به صورت کانی فرعی در آنها حضور دارد. در برخی نمونه‌ها بلورهای ارتوپروکسن در زمینه‌ای از الیوین و سرپانتین با شکستگی‌های نامنظم قرار دارند و تشکیل بافت پورفیروبلاست را می‌دهند. کانی‌های الیوین موجود در غلاف دونیتی نیز در بیشتر مواقع به سرپانتین تبدیل شده‌اند.



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های کانسنگ کرومیت کوچوک (غرب شهر خوی) در نور عبوری (XPL)، A: پوشش دونیتی یک توده کرومیتی از ناحیه کوچوک، ریزدرزه‌های موجود در دانه‌های الیوین توسط سرپانتین به صورت ساخت مش پر شده‌اند، و B: هارزبورژیت مجاور یک توده کرومیتی، الیوین به دلیل سرپانتینی شدن بافت غربالی نشان می‌دهد و کرومیت به صورت کانی فرعی در آن وجود دارد. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ol: الیوین، Chr: کرومیت، OPX: ارتوپروکسن، Srp: سرپانتین).

Fig. 2. Kochuk chromite ore samples (west of Khoy city) in transmitted-light microphotographs (XPL), A: a dunitic envelope of a chromite ore body from Kochuk area, the microfractures in olivine grains have been filled by serpentine as mesh structure, and B: harzburgite adjacent a chromite ore body, olivine shows mesh texture due to serpentinization and chromite are seen as a minor mineral. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol:olivine, Chr:chromite, Opx:orthopyroxene, Srp:serpentine).

فرایند سرپانتینی شدن که حاصل دگرگونی ناحیه‌ای یا دینامیکی است، در دمای کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد در بیشتر توده‌های کرومیتی آلیاژ طبیعی Ni-Fe تشکیل می‌شود. بررسی‌های کانی‌شناسی گویای چنین واکنش‌هایی در پیدایش فازهای گوناگون ثانویه همراه با زمینه سرپانتینی کرومیت‌هاست؛ ولی تبیین شرایط اکسایش و احیا، پیدایش و پایداری چنین واکنش‌هایی دشوار است.

میزان آنومالی ژئوفیزیکی بسته به میزان اختلاف سیگنال در کرومیت و سنگ دربرگیرنده متفاوت است. دانسیته، اولین و مهم‌ترین مؤلفه‌ای است که در مرحله اول برای تفکیک بین کرومیت‌ها و اولترامافیک‌ها می‌توان استفاده کرد. گاهی اوقات اختلاف بین ویژگی فیزیکی کرومیت و سنگ درون‌گیر بسیار کم است که در این صورت هیچ آنومالی ژئوفیزیکی به دست نخواهد آمد. بررسی‌های ژئوفیزیکی شامل گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی و قطبش‌القایی می‌توانند نتایج بسیار مثبتی از تفکیک رگه‌ها و بخش‌ها کانی‌زایی شده نسبت به سنگ درون‌گیر آن داشته باشند. برداشت‌های مغناطیسی به دلیل وجود برخی از کانی‌های مگنتیتی می‌تواند در به دست آوردن یک لایه اطلاعاتی در تلفیق و تفسیر نتایج کمک کند. ویژگی مغناطیسی هر سنگ از جمله کرومیت در مرحله اول به مقدار مگنتیت همراه با آن بستگی دارد. از نظر ژنتیکی رابطه نزدیکی بین کرومیت و مگنتیت وجود دارد؛ اما ترکیب متبلور شده اولیه مگنتیت نشان‌دهنده این مطلب است که مگنتیت به همراه گابرو در بالا و کرومیت همراه با دونیت در بخش اولترامافیکی قرار می‌گیرند. بنابراین تفاوت اولیه در مغناطیسی شدن قابل توجه است. کرومیت واقع در ناحیه بالایی یک توده سنگ قلیایی، ویژگی مغناطیسی بیشتری از سنگ کرومیت واقع در ناحیه لایه‌های پایینی دارد. شکل دیگر استفاده از ویژگی مغناطیسی در صورتی است که توده کرومیتی دارای ویژگی مغناطیسی بالا؛ ولی سنگ مادر دارای ویژگی مغناطیسی کم باشد (Fraseri et al., 1995).

سطح برخی از بلورهای کرومیتی دارای شکستگی‌هایی است که با کانی‌های ثانوی سیلیکاته (سرپانتین) پر شده است. این بافت محصول فراهم‌آمدگی بلورهای کم و بیش درشت کرومیت است که مقادیر کمی کانی‌های سیلیکاتی و غیر سیلیکاتی (همچون مگنتیت، همتایت، پیریت، کالکوپیریت، پنتلاندیت و لینه‌ایت) را نیز در خود جای داده است. کرومیت و سرپانتین کانی‌های اصلی، و همتایت و مگنتیت کانی‌های فرعی در کانسنگ‌های کرومیتی هستند. در کانسنگ‌های افشان، ابعاد دانه‌های کم و بیش وجه‌دار، که بیشتر آنها کناره‌های گرد شده دارند، بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون است. این کانی‌ها دگرسان‌شده و بیشترشان به سرپانتین تبدیل شده‌اند؛ ولی ترکیب نخستین آنها به احتمال زیاد الیون بوده است. فراوانی این کانی‌ها درون برخی از دانه‌های کرومیت آنچنان بالاست که حالت حفره‌مانند به سطح آنها داده‌اند. افزون بر کانی‌های اصلی یادشده، بر اساس آنالیزهای میکروپروب عناصر Ni, Fe, Gd, Ce, La, Ru, Ir, Zn, Co, Cu و S در قالب سولفیدهای فلزهای پایه (پنتلاندیت، کالکوپیریت، پیریت، پیرویت، براونیت، میلریت و لینه‌ایت) نیز تشکیل شده‌اند. بررسی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بسیار زیادی توسط پژوهشگران دیگر در این منطقه انجام شده است (Imamali-pour, 2009). دونیت و هارزبورژیت‌های میزبان توده‌های کرومیتی، اغلب سرپانتینی شده و دارای ذرات بسیار ریز مگنتیت نیز هستند. کرومیت‌ها اغلب به شکل عدسی هستند؛ ولی در اطراف به صورت رگچه، دانه‌های پراکنده و یا به صورت منسجم یافت می‌شوند. اسپینل‌های کرومیت اغلب به صورت منیزیم‌دار یا آهن‌دار تشکیل می‌شوند. در برخی از کرومیت‌ها، کانی مگنتیت ثانویه نیز در درون کرومیت تشکیل شده است. این مگنتیت ثانویه در سرپانتین و کرومیت نیز وجود دارد.

ویژگی‌های پتروفیزیکی اولترامافیک‌ها

ویژگی‌های پتروفیزیکی اولترامافیک‌ها تا حد زیادی بستگی به درجه سرپانتینی شدن و شرایط فیزیکی و مکانیکی آن دارد. در

است. این نقشه در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت. پهنه کرومیت‌دار D به عنوان پهنه آزمایشی مورد برداشت قرار گرفت. در همین راستا، بر روی پهنه کرومیت‌دار D، ۴ پروفیل مقاومت ویژه و قطبش القایی به همراه ۱۲۰۰ نقطه مغناطیس‌سنجی برداشت شد تا به طور هم‌زمان اثر توده‌های کرومیتی بر روی داده‌های ژئوالکتریک نیز بررسی شود. برای بررسی‌های بیشتر بر روی پهنه‌های کرومیت‌دار B و C و A نیز ۸ پروفیل به طول تقریبی ۲۲۰ متر و در مجموع ۱۳ پروفیل با فاصله‌های الکترودی ۱۰ متر و با آرایه دوقطبی-دوقطبی در حوضه زمانی برداشت شد. در شکل ۳، ساختار زمین‌ساختی برخی از توده‌های کرومیتی در سنگ میزبان هارزبورژیتی نشان داده شده است. چنان‌که مشاهده می‌شود، مرز بین توده‌های عدسی‌شکل کرومیتی با سنگ درون‌گیر در بیشتر موارد تند و ناگهانی است که دلیل آن هم به شرایط زمین‌ساختی بعد از تشکیل کرومیت‌ها باز می‌گردد (شکل ۳-A و B و D). این به هم ریختگی و پیچیدگی توده‌های کرومیتی در میان دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها به یقین بر روی داده‌های ژئوفیزیکی و تفسیر مقاطع آنها اثرگذار است. از دیگر نشانه‌ها و ویژگی‌های تشکیل کرومیت بر روی زمین، نبود پوشش گیاهی است که می‌تواند به عنوان معیار شناسایی پهنه‌های کانه‌دار مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۳-C).

بررسی‌های ژئوفیزیکی

روش‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی که به اختصار RS و IP نیز نامیده می‌شوند، از انواع کاوش‌های الکتریکی بوده که مانند سایر روش‌های ژئوفیزیکی با آشکارسازی اثرهای سطحی حاصل از عبور جریان در زمین انجام می‌شوند. در برداشت‌های صحرائی با تزریق جریان الکتریکی به زمین، مقدار اختلاف پتانسیل بین دو نقطه اندازه‌گیری می‌شود. روش قطبش القایی نیز از عکس‌العمل خازنی زمین که اغلب برای کشف زون‌های حاوی کانی‌های فلزی در سنگ میزبان و همچنین کشف کانی‌های رسی است، استفاده می‌کند. به طور معمول از دو آرایه قطبی-دوقطبی و دوقطبی-

ذخایر کرومیت منطقه همانند کرومیت‌های انبانی در جهان، در بخش‌های بالایی هارزبورژیت و در هاله‌ای از دونیت تشکیل یافته‌اند. دونیت و هارزبورژیت‌ها اغلب سرپانتینی شده و دارای ذره‌های بسیار ریز مگنتیت نیز هستند. کرومیت‌ها اغلب به شکل عدسی بوده؛ ولی در اطراف به صورت رگچه، دانه‌های پراکنده و یا به صورت منسجم یافت می‌شوند. اسپینل‌های کرومیت اغلب به صورت منیزیم‌دار یا آهن‌دار تشکیل می‌شوند. در برخی از کرومیت‌ها کانی مگنتیت ثانویه نیز در درون کرومیت تشکیل یافته است. این مگنتیت ثانویه در سرپانتین و کرومیت نیز وجود دارد (Fraseri et al., 1995). شرایط کاربردی روش مغناطیسی در اکتشاف توده‌های کرومیت زمانی مشکل می‌شود که اختلاف شدید ویژگی مغناطیسی در سنگ‌های مادر وجود داشته باشد که در این صورت جداسازی آنومالی‌های به دست آمده و ارتباط دادن آنها با توده معدنی مشکل است (Fraseri et al., 1995). در این روش علاوه بر دستیابی مستقیم به ماده معدنی، می‌توان وضعیت زمین‌ساختی منطقه را نیز روشن کرد و به طور غیرمستقیم توده معدنی را اکتشاف کرد. در پیمایش مغناطیسی باید با فاصله‌های کوتاه (تقریباً ۱۰ متر)، منطقه شبکه‌بندی شود و در صورتی که آنومالی مشاهده شود، فاصله باز هم کمتر انتخاب شود. این روش در سال‌های گذشته در مناطق فاریاب، اسفندقه و برخی مناطق در سبزواری (سفید میدان) مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی انجام‌شده بر روی سنگ درون‌گیر و کانسنگ کرومیتی منطقه که در ادامه آورده شده است، می‌توان انتظار داشت که اختلاف قابل‌ثبتي در میزان شدت میدان مغناطیسی آنها وجود داشته است و در نتیجه می‌توان از روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف این ماده معدنی استفاده کرد.

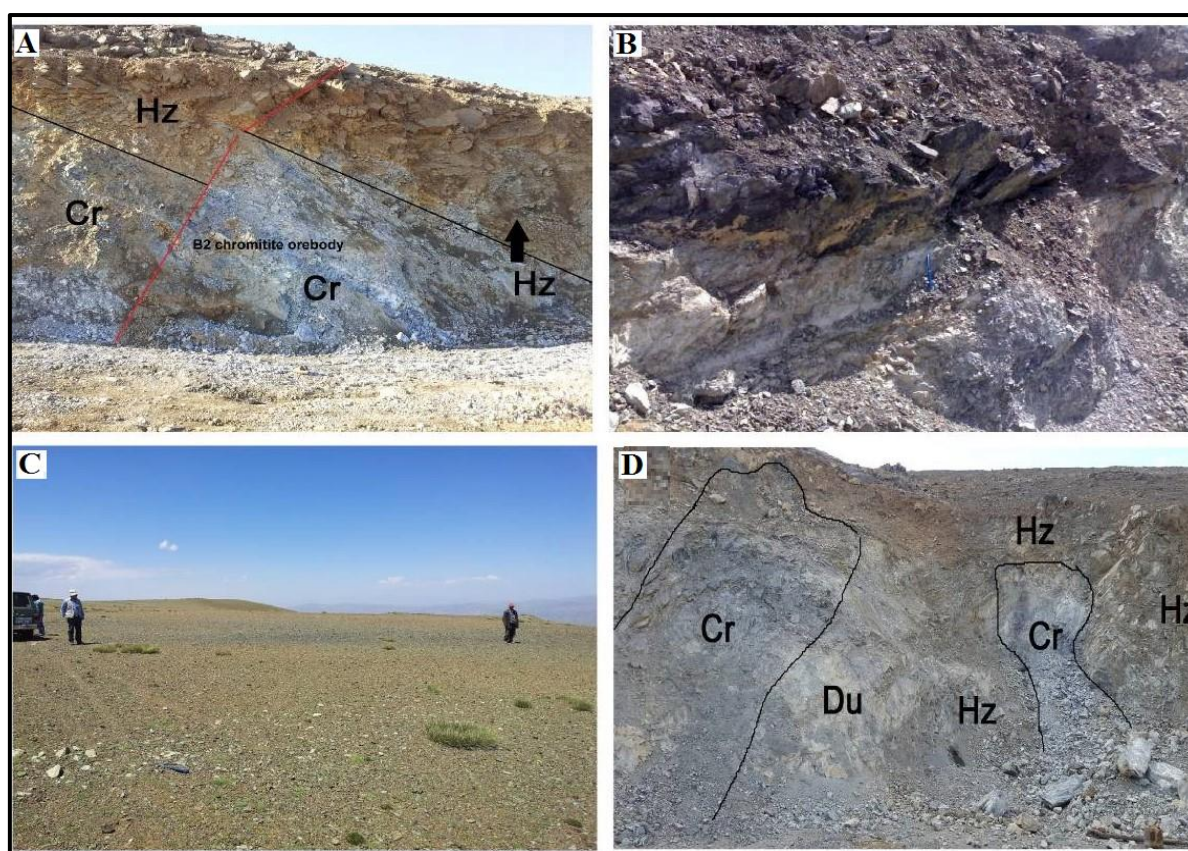
روش پژوهش

طی عملیات اکتشافی در سال‌های قبل، موقعیت عدسی و رگه‌های کرومیتی در محدوده معدنی مشخص شده و پراکندگی آنها در نقشه زمین‌شناسی بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰) به دقت تفکیک شده

مقایسه‌ای منحنی‌های اصلی قابل تفسیر نیست. به همین دلیل، تفسیر داده‌های به دست آمده با استفاده از روش‌های مستقیم چندان قابل اعتماد نیستند. در حال حاضر، به کارگیری روش‌های مختلف مدل‌سازی معکوس در تسهیل تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی امری متداول شده است (Meju, 1995; Loke and Barker, 1995).

دوقطبی برای برداشت شبه مقاطع استفاده می‌شود که در این پژوهش از هر دو آرایه برای برداشت‌ها استفاده شده است (Loke and Barker, 1995; Meju, 1995; Szalai and Szarka, 2008).

داده‌هایی که در خلال برداشت صحرایی ثبت می‌شوند، اغلب پراکنده و حاوی اشتباه‌هایی از انواع گوناگون هستند. در ضمن به دلیل لایه‌های مختلف تشکیل‌دهنده زمین، استفاده از روش‌های



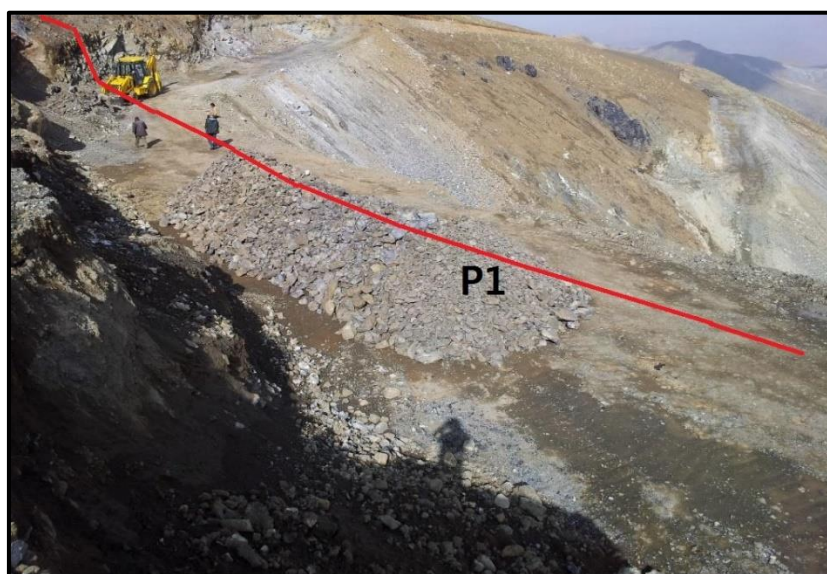
شکل ۳. A: ساختار توده معدنی کرومیت کوچوک (ناحیه خوی) در سنگ میزبان هارزبورژیتی (دید به سمت جنوب)، B: همبندی ناگهانی توده معدنی کرومیتی با سنگ درون گیر، C: رخنمون دونیت کرومیت‌دار و نبود پوشش گیاهی در پهنه کرومیت‌دار (دید به غرب) و D: پوشش دونیتی و دونیت‌های هارزبورژیتی پیرامون توده کرومیتی. علائم اختصاصی کانی‌ها بر اساس ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cr: کرومیت، Hz: هارزبورژیت سرپانتینی شده، Du: دونیت).

Fig. 3. A: Structure of the Kochuk chromite ore body (Khoi area) within serpentinitized harzburgite (view to south), B: sharp contact between chromite ore body and host rock, C: outcrop of chromite bearing dunite and lack of vegetable cover in the chromite bearing zone; From Kochuk chromite ore field in the Khoi ophiolite, and D: dunite and harzburgite envelope around chromite ore body. Symbols from Whitney and Evans (2010) (Cr: chromite, Hz: Serpentinized harzburgite, Du: dunite).

با ۸۵۰ اهم متر و میانگین مقادیر بارپذیری ۵۱ میلی‌ثانیه است. در این پروفیل توده‌های کرومیت در نقاط ۸۰ تا ۹۰ متری، ۱۰۰ تا ۱۱۰ و نقطه ۱۳۰ متری برون‌زد دارند. با وجود پله‌های استخراجی با ارتفاع زیاد، گسترش عمقی توده کرومیتی قابل مشاهده بوده و این امر در مدل‌های ژئوفیزیکی نیز به وضوح دیده می‌شود. میزان مقاومت ویژه بر روی عدسی‌های کرومیتی تا ۲۰۰۰ اهم متر و میزان قطبش القایی نیز تا حدود ۲۰ میلی‌ثانیه افزایش دارد که البته نسبت به سنگ درون‌گیر همچنان میزان بسیار پایینی است. این مسئله با توضیح‌های ارائه‌شده در بخش کانی‌شناسی چندان هم دور از انتظار نیست. محل رخنمون‌ها و همچنین مقاطع مدل‌سازی معکوس به دست آمده از این پروفیل‌ها در **شکل ۴** و **شکل ۵** نشان داده شده است.

در تئوری مدل‌سازی معکوس بهینه، هدف تنها کمینه کردن اختلاف بین داده‌های صحرایی و پاسخ مدل نیست؛ بلکه هدف، رسیدن به یک مقدار مجاز انحراف از مدل و برازش مدل بهینه تحت شرایط به حداقل رساندن اختلاف بین داده‌های اندازه‌گیری شده و پاسخ مدل است. لذا در تفسیر داده‌های برداشت‌شده از روش مدل‌سازی معکوس و مدل‌سازی معکوس بهینه استفاده شد. برای این منظور از نرم‌افزارهای مختلفی استفاده می‌شود که از معمول‌ترین آنها نرم‌افزار Res2Dinv است.

در حال حاضر، پهنه کرومیت‌دار B در حال معدن‌کاری بوده و رخنمون‌های کرومیتی بر روی آن قابل مشاهده است. لذا مدل‌سازی و تفسیر نتایج این پروفیل می‌تواند معیار بسیار خوبی برای تفسیر پروفیل‌های بعدی باشد. میانگین مقاومت ویژه در پروفیل P1 برابر



شکل ۴. موقعیت پروفیل ژئوفیزیکی P1 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

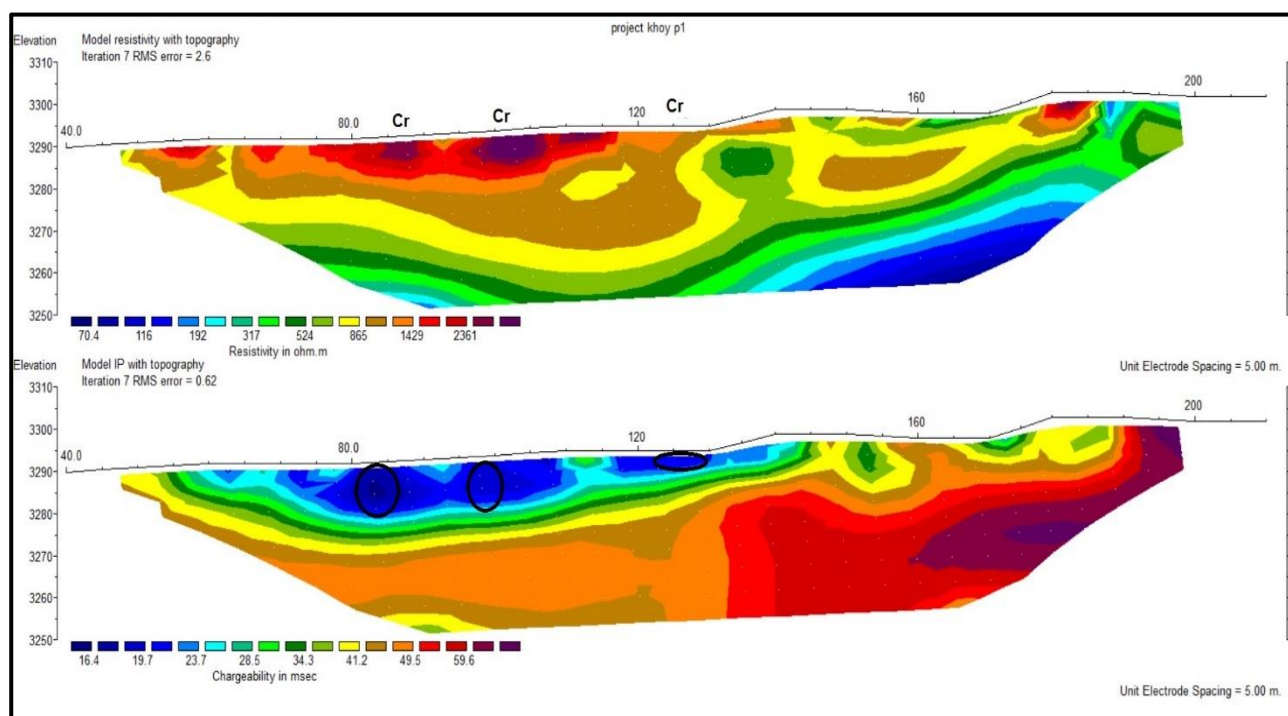
Fig. 4. P1 geophysical profile position on B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

دارای گسترش عمقی بیشتری بوده و لذا با توجه به رخنمونی که در سطح نیز دارد، به نظر می‌رسد از ذخیره قابل توجهی برخوردار بوده و قابل برنامه‌ریزی و استخراج باشد (**شکل ۶- A**). میانگین مقادیر مقاومت ویژه ۶۵۰ اهم متر و بارپذیری ۵۵ میلی‌ثانیه است

برای بررسی‌های بیشتر دو پروفیل دیگر نیز بر روی این زون برداشت شد. در این پروفیل‌ها نیز مقادیر بارپذیری ۲۰ میلی‌ثانیه و مقاومت ویژه ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ اهم متر به عنوان نقطه هدف در نظر گرفته شد. توده کرومیتی مورد هدف در ابتدای پروفیل P13

کرومیتی بر روی شکل‌ها با علامت بیضی نشان داده شده است. این رخنمون‌ها انطباق بسیار خوبی با مدل‌های به دست آمده، نشان می‌دهند

که مقدار بارپذیری بسیار بالاست. در مقطع پروفیلی P16 نیز دو عدسی کرومیتی با همین ویژگی‌ها دیده می‌شود که البته از لحاظ عمقی گسترش کمتری دارند (شکل ۶- B). رخنمون عدسی‌های

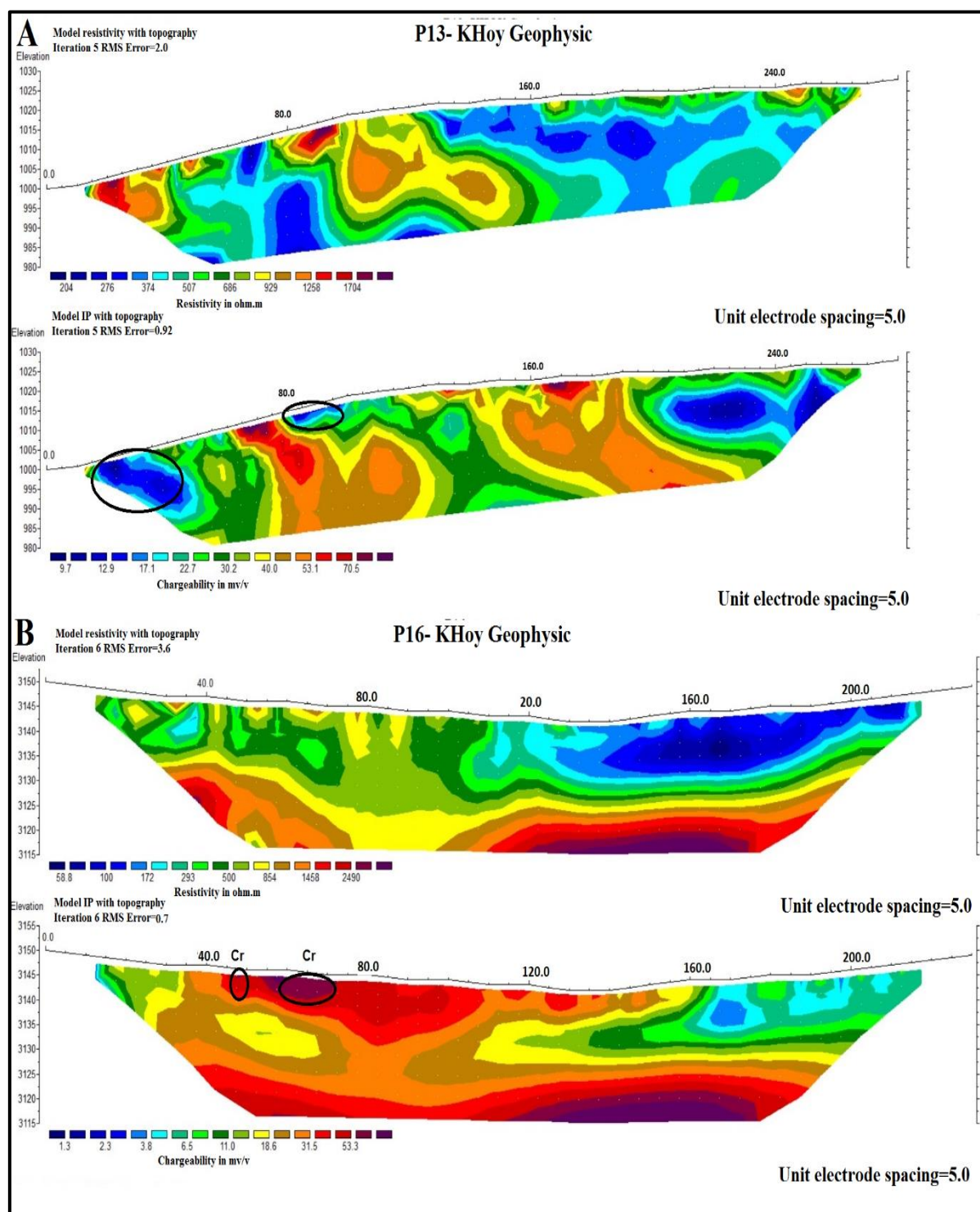


شکل ۵. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P1 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچک (ناحیه خوی)

Fig. 5. Inverse modeling cross-section of profile P1 on the B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

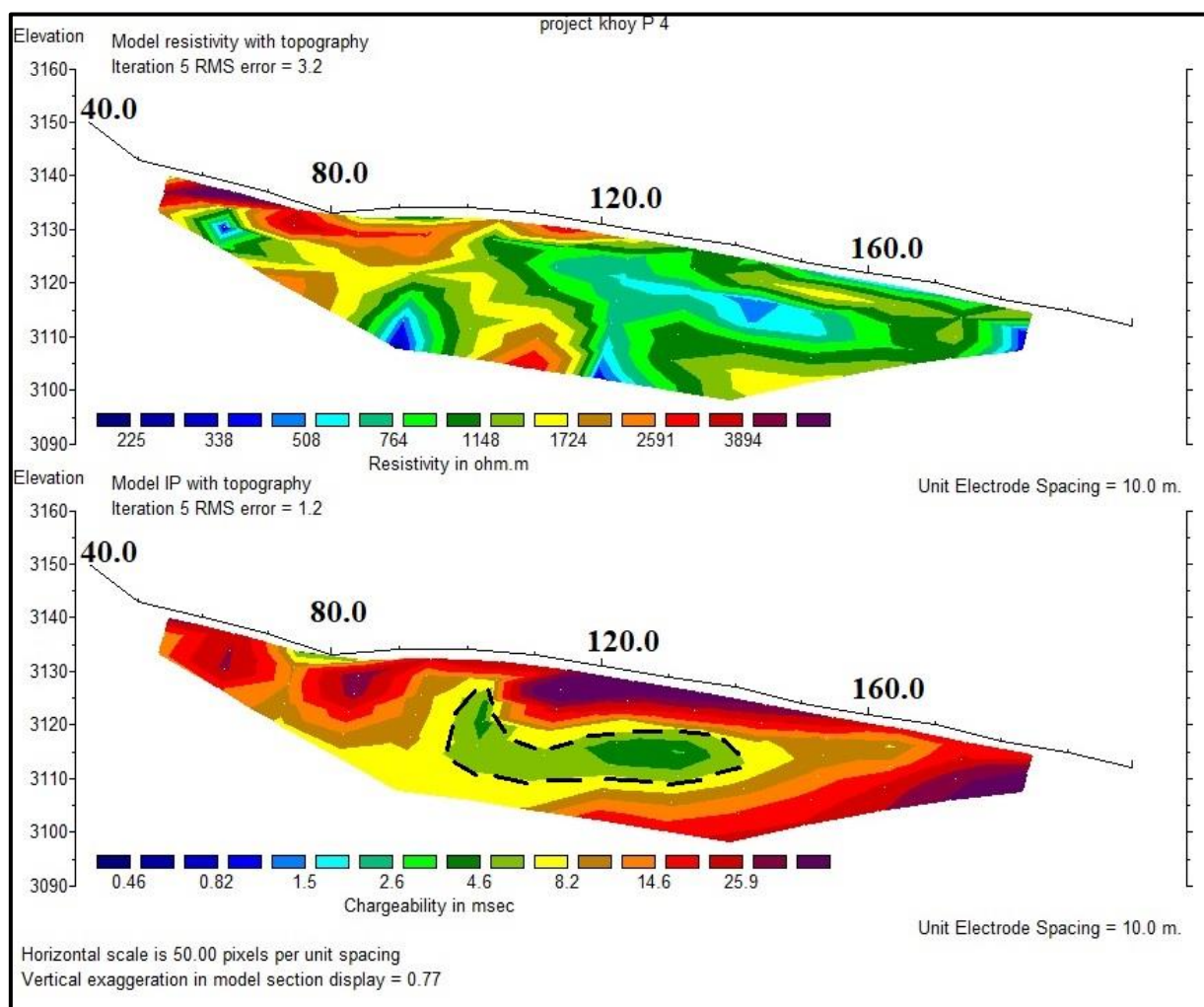
و B). چنان‌که در این مقاطع دیده می‌شود، هرچه به سمت تراز ارتفاعی بالاتر پیش می‌رویم، با توجه به میزان فرسایش موجود در منطقه، میزان گسترش عمقی توده‌های کرومیتی نیز تغییر یافته و اغلب کاهش می‌یابد. در این مقاطع نیز عدسی‌های کرومیتی که اغلب رخنمون دارند، منطبق بر مقادیر بالای مقاومت ویژه و قطبش القایی هستند. بررسی وضعیت ساختاری توده‌های کرومیتی و مقادیر قرائت شده از مقاومت ویژه نشان‌دار که هرچه میزان درزه و شکستگی توده کرومیتی در اثر شرایط زمین‌ساختی و جابه‌جایی‌های متعدد افزایش می‌یابد، میزان مقاومت ویژه به دست آمده در مقاطع نیز افزایش خواهد یافت.

در پهنه کرومیت‌دار C، سینه کار بزرگی ایجاد شده و بخش‌های اصلی ماده معدنی قابل مشاهده است. بر همین اساس، پروفیل P4 در امتداد سینه کار و دو پروفیل P11 و P12 نیز تقریباً به موازات آن و در بخش جنوبی سینه کار طراحی و برداشت شد. میزان بارپذیری عدسی کرومیتی در این مقطع تقریباً ۳ میلی‌ثانیه و میزان مقاومت ویژه آن در حد ۵۰۰ اهم متر است. نقطه ۱۰۰ تا ۱۶۰ متری محل رخنمون‌های کرومیتی است که البته میزان گسترش آن توسط حفاری و پیشروی سینه کار که پس از برداشت‌های ژئوفیزیکی صورت گرفت، تأیید شد. در این شکل‌ها نیز نقاط احتمالی وجود عدسی‌های کرومیتی با بیضی بر روی نقشه‌ها و مقاطع مدل‌سازی شده نشان داده شده است (شکل ۷ و شکل ۸- A)



شکل ۶. A: مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P13 و B: مقطع مدل‌سازی شده پروفیل P16 بر روی زون کانه‌دار B در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 6. A: Inverse modeling cross-section of profile P13, and B: Cross section of profile P16 on the B mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)



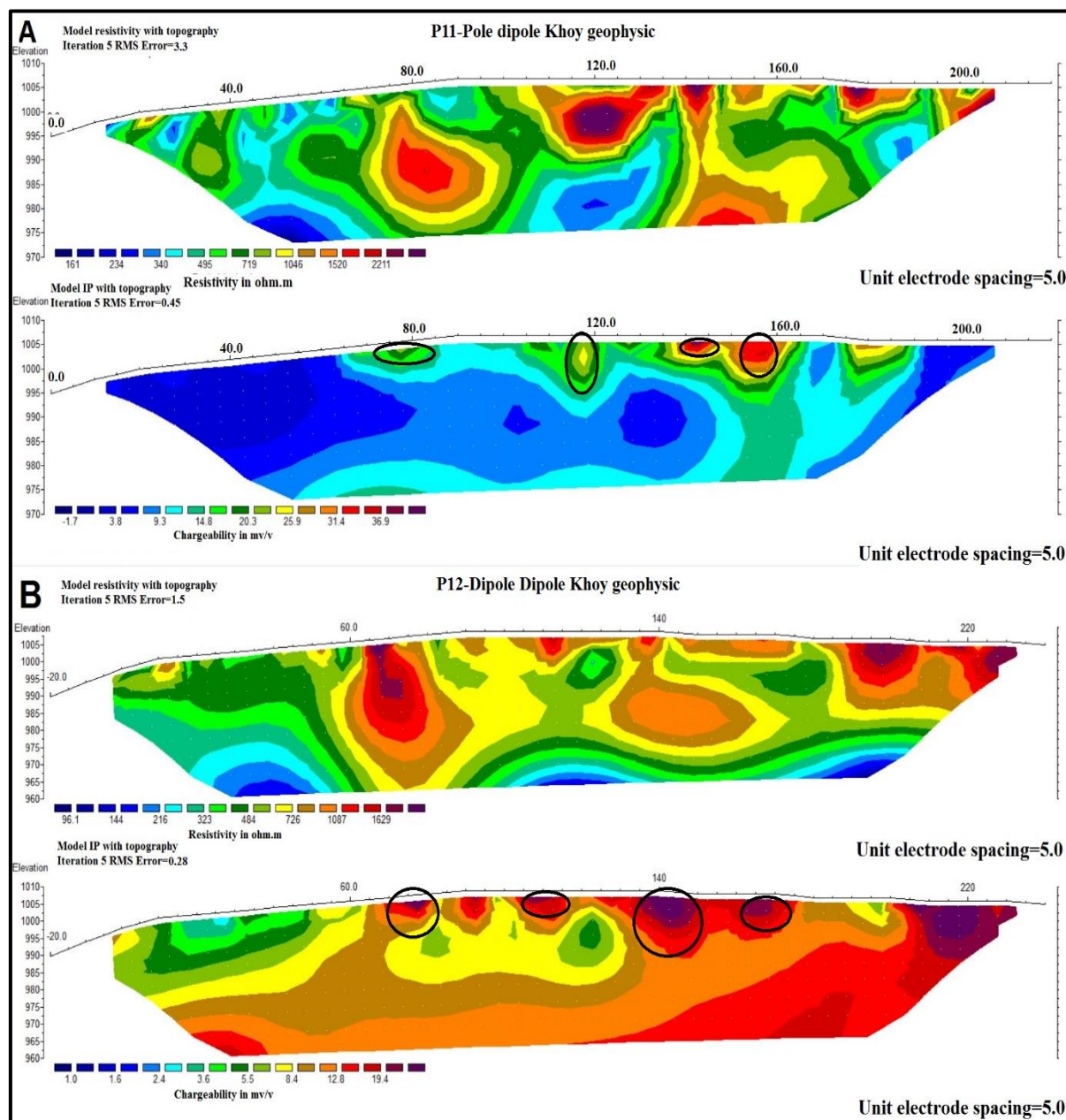
شکل ۷. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P4 بر روی زون کانه‌دار C در کانسار کرومیت کوچک (ناحیه خوی)

Fig. 7. Inverse modeling cross section of profile P4 on the C mineralized zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

کرومیتی نیز تقریباً ۳ میلی‌ثانیه بر ثانیه بوده و مقاومت ویژه آن ۵۰۰ اهم متر دارای اختلاف قابل ملاحظه‌ای نسبت به سنگ درون‌گیر است.

اندازه‌گیری‌های ژئوالکتریک و مدل‌سازی‌های انجام‌شده در این محدوده معدنی نشان داد که مقادیر بالای قطبش القایی منطبق بر سنگ درون‌گیر سرپانتینیستی هستند. توده‌های کرومیتی مقادیر قطبش القایی به مراتب کمتری را در مقایسه با سنگ درون‌گیر نشان می‌دهند. همچنین مقادیر مقاومت ویژه نیز بر روی سنگ درون‌گیر بسیار بالا بوده و تا ۳۰۰۰ اهم متر نیز می‌رسد (شکل ۹).

مقطع ژئوفیزیکی بعدی (پروفیل P5) بر روی پهنه کرومیت‌دار E برداشت‌شد. در نقطه ۱۳۰ متری رخنمونی از کرومیت دیده می‌شود. با توجه به توپوگرافی این محل به نظر می‌رسد که بخش‌های بالایی توده کرومیتی در نتیجه فرسایش از بین رفته و بخش پایین آن باقی‌مانده است. مدل‌سازی این پروفیل نشان می‌دهد که انتهای بخش باقی‌مانده توده کرومیتی در عمق ۱۰ متری زیر سطح زمین جای دارد. همچنین بر اساس داده‌های به دست آمده، به نظر نمی‌رسد که در اطراف این محل، توده کرومیت دیگری وجود داشته باشد. میزان قطبش القایی برای این توده



شکل ۸. A: مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P11، و B: مقطع مدل‌سازی شده پروفیل P12 بر روی زون کانه‌دار C در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

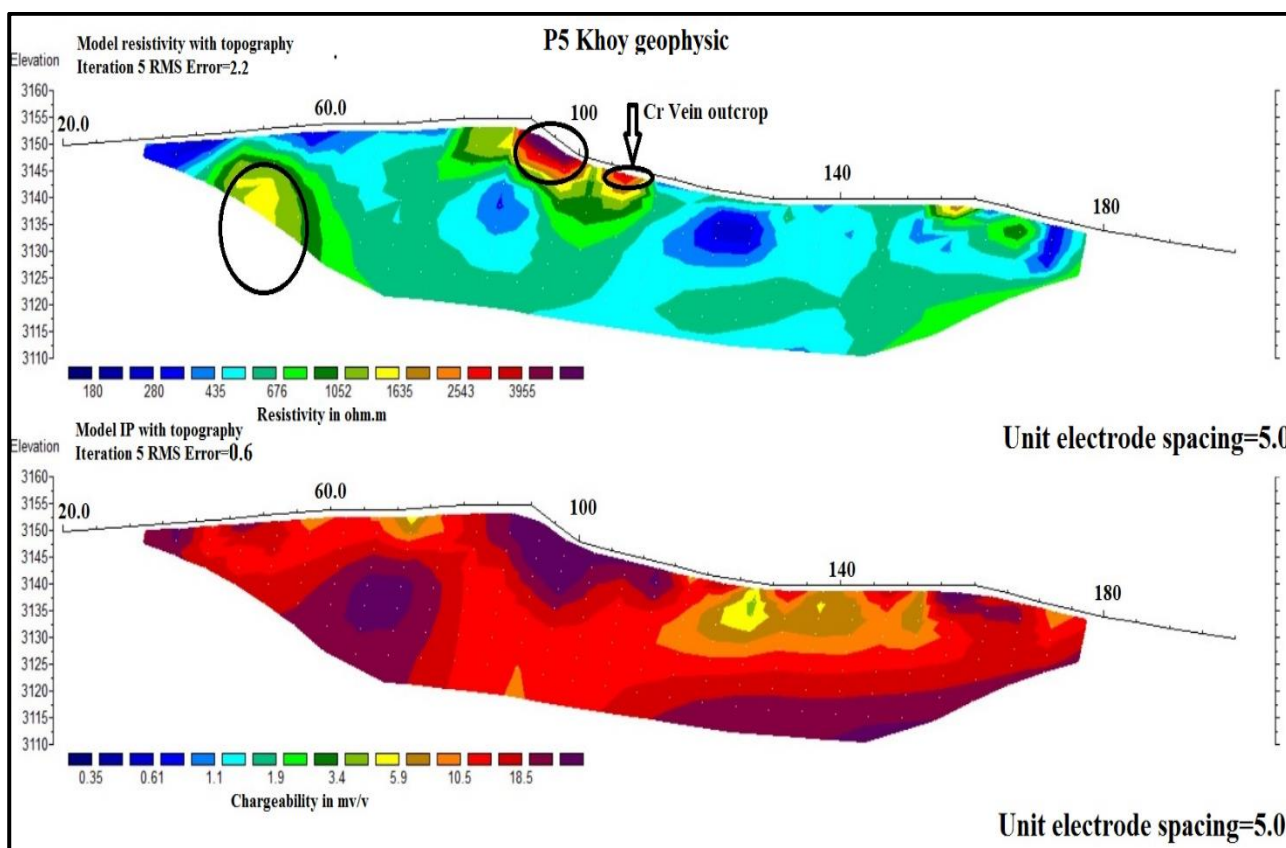
Fig. 8. A: Inverse modeling cross section of profile P11, and B: Cross section of profile P1 on the B zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

برداشت‌شده، فاصله‌های شبکه برداشت ۱۰*۵ متری برای برداشت‌های مغناطیسی انتخاب شد. شدت میدان کل مغناطیسی

در ادامه بررسی‌ها، عملیات مغناطیس‌سنجی بر روی پهنه کرومیت‌دار D انجام شد. برای بالا بردن دقت داده‌های

ادامه فراسو، فروسو و نظایر آنها معمولاً برای تعیین بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده به کار گرفته می‌شوند. در ادامه، به کلیاتی از دو روش سیگنال تحلیلی و فیلتر برگردان به قطب پرداخته شده و سپس نقشه‌های هر کدام به همراه موقعیت توده‌های کرومیتی بر روی آنها آورده شده است.

زمین در محدوده مورد بررسی ۴۷۸۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف آن به ترتیب ۵۷/۴۳ و ۵/۸۶ است. مهم‌ترین مرحله در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، جداسازی بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای از بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده است که بسته به هدف مورد نظر از آنها استفاده می‌شود. برای این منظور، از فیلترهای مخصوصی استفاده می‌شود. فیلترهای معمول مانند روند سطحی، مشتقات،



شکل ۹. مقطع مدل‌سازی معکوس پروفیل P5 بر روی زون E در کانسار کرومیت کوچک (ناحیه خوی)

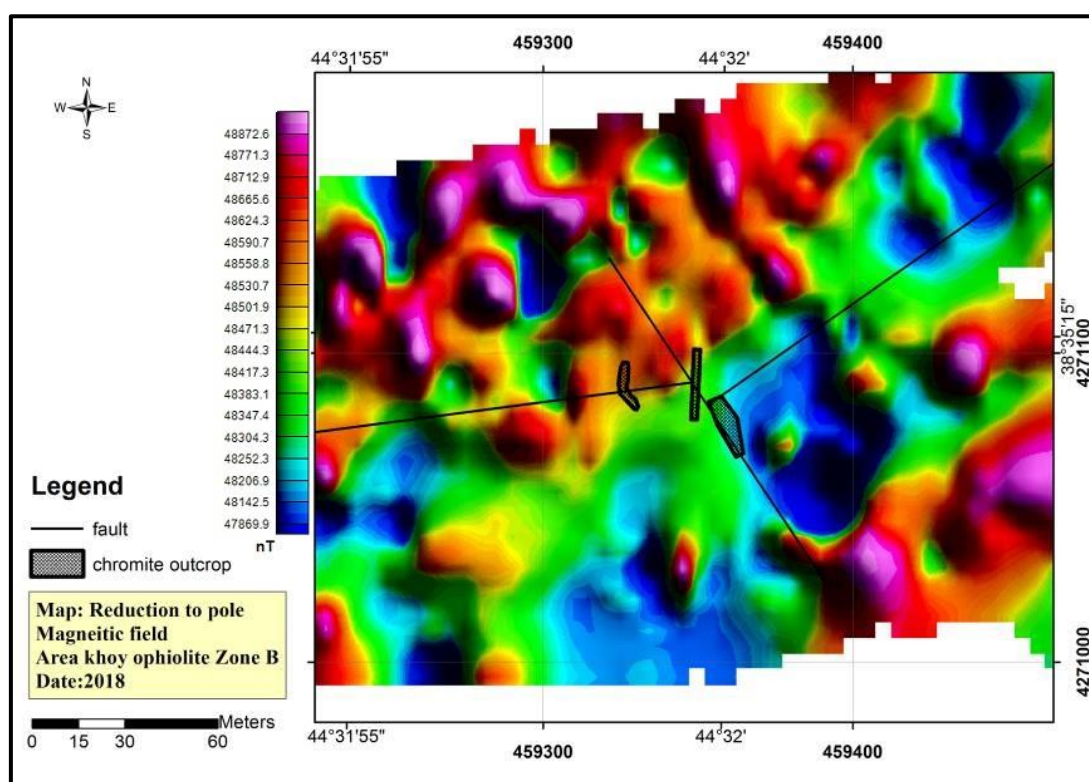
Fig. 9. Inverse modeling cross-section of profile P5 on the E zone of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

مغناطیسی در قطب مغناطیسی زمین که در آن جهت میدان قائم است، اندازه‌گیری شده است. همچنین با اعمال این فیلتر مقادیر واقعی آنومالی‌ها در محل خود قرار می‌گیرد (Fatehi and Asadi Haroni, 2019).

با اعمال فیلتر برگردان به قطب، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیب‌دار است به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان قائم است، منتقل می‌شود و در این صورت بی‌هنجاری‌های به وجود آمده بر روی منبع ایجادکننده آنها قرار می‌گیرند. در واقع، فرض می‌شود که میدان

چنان‌که مشاهده می‌شود، این توده بعد از اعمال فیلتر برگردان به قطب، بر روی مقادیر میانگین شدت میدان مغناطیسی قرار گرفته است. در نقشه سیگنال تحلیلی نیز توده‌های گابرویی با مقادیر مثبت بالاتری نشان داده شده‌اند (شکل ۱۱). در این نقشه نیز محل توده‌های کرومیتی بر روی مقادیر متوسط نقشه سیگنال تحلیلی قرار می‌گیرد.

تئوری روش سیگنال تحلیلی نیز بر اساس حذف نوفه با توجه به مشتق در جهت‌های مختلف بیان می‌شود؛ به این صورت که با گرفتن مشتق اثر روند منطقه‌ای از نوع درجه اول در سه بعد حذف می‌شود و اثر آنومالی‌های سطحی و غیر مرتبط با کانسار بسیار بهتر حذف می‌شوند. در شکل ۱۰، موقعیت توده‌های کرومیتی اکتشاف شده بر روی نقشه‌های برگردان به قطب آورده شده است.



شکل ۱۰. موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون بر روی نقشه برگردان داده‌ها به قطب در کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

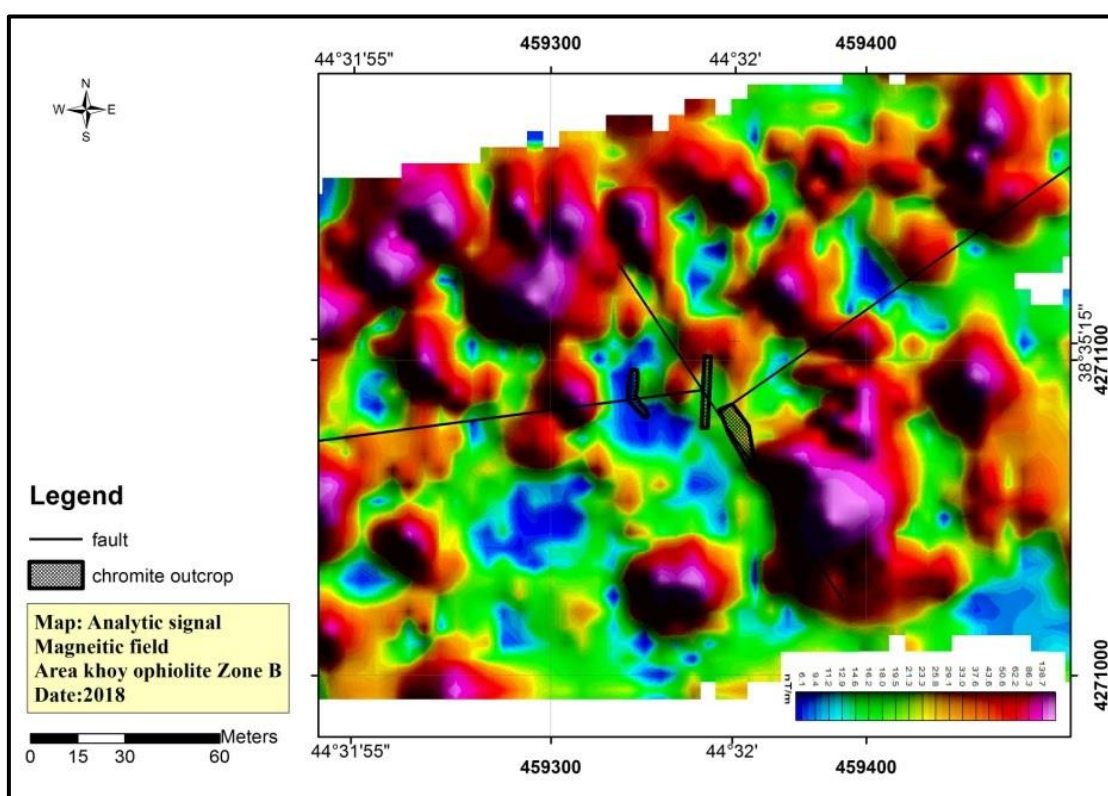
Fig. 10. Locations of chromite orebody outcrops on the Reduction to magnetic pole map of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

کرومیتی زیرسطحی احتمالی را شناسایی کرد. اندازه‌گیری‌های مغناطیس‌سنجی نشان داد که مقادیر شدت میدان مغناطیسی در سرپانتینیت میزبان در حدود ۴۸۰۰۰ تا ۴۸۸۰۰ نانوتسلا متغیر است؛ ولی توده‌های کرومیتی تنها ۴۸۲۰۰ تا ۴۸۵۰۰ نانوتسلا را نشان می‌دهند. آنومالی مغناطیسی مقادیر قابل تفکیکی برای عدسی‌های

با پیاده‌کردن موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون و اکتشاف شده بر روی نقشه‌های به دست آمده، نتیجه‌گیری می‌شود که اختلاف معناداری در میدان مغناطیسی بر روی توده‌های کرومیتی و سنگ‌های درون‌گیر اطراف آن وجود ندارد و از این‌رو، با استفاده از این نقشه‌ها به تنهایی نمی‌توان توده‌های

سرپانتینیت‌ها هستند. لذا بخش‌های با مقادیر متوسط شدت میدان مغناطیسی می‌تواند در این نقشه‌ها به عنوان مناطق هدف مورد بررسی قرار گیرند. در جدول ۱، به طور خلاصه ویژگی‌های ژئوفیزیکی به دست آمده از برداشت‌های انجام شده، نشان داده شده است.

کرومیتی نداشته و استفاده از این روش به تنهایی برای اکتشاف کانسنگ‌های کرومیتی چندان کارساز نخواهد بود، بلکه می‌تواند به عنوان محدودکننده بخش‌های مستعد در یک توالی افیولیتی مورد استفاده قرار گیرد. بدین صورت که مقادیر بسیار بالای قطب مثبت بیانگر لیتولوژی‌هایی شبیه گابرو و مقادیر منفی بیانگر



شکل ۱۱. موقعیت توده‌های کرومیتی دارای رخنمون بر روی نقشه سیگنال تحلیلی کانسار کرومیت کوچوک (ناحیه خوی)

Fig. 11. Locations of chromite orebody outcrops on the analytic signal magnetic map of Kochuk chromite deposit (Khoy area)

جدول ۱. مشخصات ژئوفیزیکی سنگ‌های اولترامافیکی کرومیت‌های خوی

Table 1. Geophysical properties of chromite and Khoy ultramafic rocks

Rock sample	Geophysical properties							
	Density Ton/m ³		Total magnetic field (nT)		Chargability mV/V		Resistivity Ohm-m	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Chromitite	2.58	4.4	48300	48500	3	6	400	600
Dunite-serpentinized Dunite	2.58	3.1	48000	48800	15	22	2500	4000

نتیجه‌گیری

نکته مهم در استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی، شناخت روشی مناسب برای شناسایی و اکتشاف کانسار مورد نظر و تفسیر دقیق و تلفیق آن با اطلاعات زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی است. برای تفسیر مناسب، باید ابتدا مدل مفهومی درباره کانسار مورد بررسی و نحوه تغییرات ویژگی‌های فیزیکی در آن کانسار داشت. دانستن سنگ بستر و عمق تقریبی کانی‌زایی که باید بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی پیش‌بینی شوند، بسیار حائز اهمیت است. اکتشاف کانسارهای کرومیت‌انباری با توجه به ماهیت آنها چه به روش‌های زمین‌شیمیایی و چه به روش‌های ژئوفیزیکی امری دشوار و چالش‌برانگیز است. در این پژوهش، از روش‌های ژئوفیزیکی مقاومت ویژه و قطبش القایی به همراه روش مغناطیس‌سنجی، که از مهم‌ترین روش‌های اکتشاف ذخایر زیر سطحی هستند، در منطقه معدنی کوچوک واقع در پهنه افیولیتی خوی استفاده شد. در نتیجه این بررسی‌ها، مشخص شد که انبارهای کرومیتی اختلاف زیادی در شدت میدان مغناطیسی نسبت به سنگ درون‌گیر سرپانتینی خود نشان نمی‌دهند در نتیجه نمی‌توان از این روش به تنهایی برای اکتشاف ذخایر کرومیتی استفاده کرد؛ اما در این پژوهش مشخص شد که اختلاف قابل توجه و معناداری در مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه بین توده‌های کرومیتی و سنگ درون‌گیر آنها وجود دارد.

برداشت‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی در چهار پهنه کرومیت‌دار این ناحیه، نشان داد که مقادیر قطبش القایی سنگ‌های سرپانتینی میزبان در دامنه ۱۵ تا ۲۲ میلی‌ولت بر ولت، و در مورد توده‌های کرومیتی در دامنه ۳ تا ۶ میلی‌ولت بر ولت تغییر می‌کند. همچنین مقادیر مقاومت ویژه در سنگ میزبان در دامنه ۲۵۰۰ تا ۴۰۰۰ اهم متر و بر روی توده‌های کرومیتی در دامنه ۴۰۰ تا ۶۰۰ اهم متر تغییر می‌کند. در حالت کلی، مقادیر قطبش القایی و مقاومت ویژه از سنگ میزبان سرپانتینی به توده‌های کرومیتی دارای روندی کاهشی است. این یک نتیجه‌گیری امیدبخش به شمار می‌رود؛ اما مشکل این است که کانسارهای کرومیت‌انباری

دارای جابه‌جایی زمین‌ساختی شدید هستند و در مواردی دگرشکلی، گسیختگی توده معدنی و راندگی سرپانتینیت میزبان به داخل آن و یا برعکس در پهنه‌های کرومیت‌دار به چشم می‌خورد. این ساختار خاص کانسارهای کرومیت‌انباری می‌تواند در مقادیر اندازه‌گیری شده، تأثیر گذارد. از این رو، در تحلیل داده‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه باید ضمن توجه به زمین‌شناسی ساختاری منطقه احتیاط کرد. این مورد را می‌توان در پهنه کرومیت‌دار B مشاهده کرد. در این پهنه، به دلیل راندگی‌های زمین‌ساختی سرپانتینیت به داخل توده کرومیتی و نیز شدت بالای سرپانتینیزه‌شدن سنگ‌ها، میزان بارپذیری بسیار بالا بوده و مقادیر اندازه‌گیری قطبش القایی تا ۲۰ میلی‌ولت بر ولت افزایش نشان می‌دهد.

مقاطع مدل‌سازی معکوس دو بعدی به دست آمده از برداشت‌های انجام‌شده، نشان می‌دهد تلفیق دو مقطع مقاومت ویژه و قطبش القایی با در نظر گرفتن اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های زمین‌شناسی ساختاری، کانی‌شناسی و پتروفیزیکی می‌تواند کارایی بسیار خوبی در تفکیک و اکتشاف توده‌های کرومیت‌دار زیرسطحی داشته باشد. با توجه به هزینه این روش‌ها نسبت به روش‌هایی مانند گرانی‌سنجی، استفاده از آن برای اکتشاف کرومیت‌های انباری توصیه می‌شود. در اینجا پیشنهاد می‌شود که بررسی‌های گرانی‌سنجی نیز در پهنه کرومیت‌دار انجام شود و نتیجه‌های آن با نتیجه‌های به دست آمده از روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه مقایسه شود و یا اینکه نتیجه این سه روش با هم تلفیق شود. به نظر می‌رسد که تلفیق داده‌های هر سه روش بتواند توده‌های کرومیتی را با دقت بالاتری تفکیک کند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه ارومیه و همچنین از شرکت زمین‌کاوان غرب، بهره‌بردار معادن کرومیت کوچک ۱ و ۲ به خاطر همکاری و مساعدت در انجام این پژوهش، تشکر و قدردانی می‌شود.

References

- Arai, S. and Yurimoto, H., 1995. Possible sub arc origin of podiform chromitites. *Island Arc*, 4(2): 104–111.
<https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.1995.tb00135.x>
- Fatehi, M. and Asadi Haroni, H., 2019. Geophysical signatures of the gold rich porphyry copper deposits: A case study at the Dalli Cu-Au porphyry deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 639–675. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.69539>
- Fraseri, A., Lubonja, L. and Alikaj, P., 1995. On the application of geophysics in the exploration for copper and chrome ores in Albania. *Geophysical prospecting*, 43(6): 743–757.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1995.tb00278.x>
- Imamalipour, A., 2001. Metallogeny of Khoy ophiolite with special regard to sulfide deposits associated with the volcanic rocks of Qezildash area. Doctoral dissertation, Ph.D. Thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran, pp. 359. (in Persian)
- Imamalipour, A., 2009. Mineralogy of accessory and rare minerals associated with chromite deposits in the Khoy area. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 16(4): 559–570. (in Persian with English abstract) Retrived Mar 2, 2021 from <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=138277>
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J. and Emami, H., 2004. New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 507–535.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.07.005>
- Loke, M.H. and Barker, R.D., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6): 1682–1690.
<https://doi.org/10.1190/1.1443900>
- Masoudi, J. and Imamalipour, A., 2019. Application of geological methods for prospecting of podiform chromite deposits in the Khoy ophiolite zone, Northwestern Iran. *Journal of Economic Geology*, 11(2): 285–303. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.V11I2.70623>
- Meju, M.A., 1995. Simple effective resistivity-depth transformations for infield or real-time data processing. *Computers & Geosciences*, 21(8): 985–992.
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(95\)00035-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(95)00035-7)
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhammer, T. V. and Stumpf, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10): 1419–1458.
<https://doi.org/10.1093/petroj/38.10.1419>
- Mosier, D.L., Singer, D.A., Moring, B.C. and Galloway, J.P., 2012. Podiform chromite deposits database and grade and tonnage models. USGS Scientific Investigations Report, 2012-5157, 45 pp. US Geological Survey. Retrived Mar 2, 2021 from <https://pubs.usgs.gov/sir/2012/5157>
- Radfar, J. and Amini, B., 2009. Geological map of Khoy 1:100000 series, sheet 4967. Geological Survey of Iran. Retrived Mar 2, 2021 from <https://gsi.ir/fa/map/7/%D8%AE%D9%88%D9%89>
- Rajabzadeh, M.A. and Al Sadi, F., 2015. Sulfide mineralization in ultramafic rocks of the Faryab ophiolite complex, southern Kerman. *Journal of Economic Geology*, 7(2): 259–276. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v7i2.35550>
- Szalai, S. and Szarka, L., 2008. On the classification of surface geoelectric arrays. *Geophysical Prospecting*, 56(2): 159–175.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2007.00673.x>
- Uysal, I., Sadiklar, M.B., Tarkian, M., Karsli, O. and Aydin, F., 2005. Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Muğla-SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineralogy and Petrology*, 83(3–4): 219–242.
<https://doi.org/10.1007/s00710-004-0063-3>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187.
<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zaeimnia, F., Kananian, A., Arai, A., Mirmohammadi, M., Imamalipour, A., Zaki Khedr, M., Makoto Miura, M. and Abbou-Kebir,

- K., 2017. Mineral chemistry and petrogenesis of chromitites from the Khoy ophiolite complex, Northwestern Iran: Implications for aggregation of two ophiolites. *Island Arc*, 26(6): 1–15. <https://doi.org/10.1111/iar.12211>
- Zhou, M.F. and Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92(2): 259–262. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.2.259>
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J. and Li, Z., 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Journal of Petrology*, 37(1): 3–21. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.3>