



## Research Article

# Geology, Mineralography and geochemistry in 16 B Fe mineralization Bafq (Yazd)

Pouria Salami<sup>1</sup>, Afshin Akbarpour<sup>1\*</sup> , Mohammad Lotfi<sup>1</sup>, Arash Gourabjiri<sup>2</sup>

1-Economic geology at the Research Institute for Earth Sciences (Geological Survey of Iran), Tehran, Iran

2-Economic geology at Mianeh Azad University, Mianeh, Iran

Received: 17 May 2023 Accepted: 05 Feb 2025

## Extended Abstract

### Introduction

The XVI-B anomaly iron ore deposit is situated within the Central Iranian structural zone, specifically in the Bafq region. This region is notable for its lack of a direct association between specific tectonic periods and iron ore deposits. The Bafq area contains 39 iron ore deposits with an estimated total reserve of 2 billion tons, making it one of the most significant iron ore extraction regions in Iran.

### Materials and Methods

Prominent iron ore deposits in the area include Sechahoon (117 Mt), Chadormalu (400 Mt), and Choghart (216 Mt). The Bafq anomaly iron ore deposit is located within the Central Iranian structural zone. This study involved the collection of drilling core samples for ICP-MS analysis (conducted at Karaj Laboratory), thin-polish and thin-section preparations (54 samples), and XRF analysis (5 samples, also conducted at Karaj Laboratory). According to the structural-sedimentary unit classification of Iran, the study area lies within the central Iranian zone (Nabawi, 1976). This zone contains some of the oldest metamorphic rocks in Iran, dating back to the Precambrian (Aghanbati, 2004). The Bafq mineral district, a subset of the central-eastern Iranian microplate, has experienced tectonic evolution influenced by the Katanga orogeny and related movements over the past 600 million years (Taghavi, 2015). The region's Neoproterozoic–Early Cambrian mass magnetite deposits are predominantly found in volcanic rocks associated with mantle diapirism along caldera margins. Notable deposits include Chaghez, Chadormalu, Choghart, and Sechahoon (Torab et al, 2007). The dispersed mineralization of iron and rare earth elements in the Bafq mining area is directly linked to intracontinental rifting. Volcanism, magmatism, and regional tectonics, influenced by rift dynamics, played a significant role in the mineralization of igneous rocks (Samani, 1993).

The XVI-B deposit is part of the Bafq mineral district, located within the central-eastern Iranian microplate. Stratigraphically, the area is divided into western, central, and eastern sections (Ramezani and Tucker, 2003). The oldest rocks (Neoproterozoic–Early Cambrian) are situated in the eastern part, while the youngest rocks (Eocene) are found in the west. Major faults, including the Nybaz-Chatak and Poshte-Badam faults, delineate these sections.

**Citation:** Salami, P. et al, 2025. Geology, Mineralography and geochemistry in 16 B Fe mineralization Bafq (Yazd), *Res. Earth. Sci.* 16(1), (24-49) DOI: 10.48308/esrj.2021.100929

\* Corresponding author E-mail address: afshinakbarpour@ries.ac.ir



## Results and Discussion

The region contains diverse igneous and metamorphic rocks. The igneous rocks include gabbro, diorite, syenite, quartz monzonite, granite, and highly altered basic rocks (metabasites). The metamorphic rocks are dominated by marble and skarn formations. The leucogranite, characterized by idiomorphic and graphic textures, contains plagioclase and sodic feldspar crystals alongside quartz, alkali feldspar, biotite, and secondary minerals such as sericite, clay minerals, epidote, and carbonates. Tectonic activity has resulted in cataclastic textures in some samples. Mineralization in the area is primarily associated with syenite, gabbro, and skarn rocks. The metallic minerals include magnetite, hematite, pyrite, and chalcopyrite, while non-metallic minerals such as quartz, actinolite, calcite, and epidote are also present.

### Mineralization and Geochemical Characteristics

Iron mineralization predominantly occurs as magnetite, which is observed in massive, void-filling, and disseminated forms. Near the surface, magnetite undergoes oxidation, resulting in its transformation into hematite, goethite, and other iron oxides. Associated metallic minerals include pyrite and chalcopyrite, often found with quartz, actinolite, calcite, and epidote in host rocks, intrusive syenites, gabbros, and skarns. The total iron oxide content in the collected samples ranges from 25% to 75%, while silica content varies between 5% and 45%. Titanium concentrations are relatively low, between 0.1% and 0.5%, and exhibit a negative correlation with iron content. Potassium oxide levels range from 0.1% to 1.8%, and phosphorus content varies between 0.02% and 0.35%, indicating an absence of phosphate mineralization. Magnesium oxide levels range from 1% to 12%, largely attributable to the presence of ferromagnesian minerals such as amphibole and dolomite. Negative correlations between magnesium oxide and iron suggest minimal substitution of magnesium for iron in the mineral lattice. Aluminum and calcium oxides range from 2% to 12% and 2% to 26%, respectively. The ore samples contain cobalt (3–75 ppm), nickel (1–17 ppm), chromium (10–96 ppm), and vanadium (40–120 ppm). The behavior of rare earth elements (REEs) indicates hydrothermal alteration, with total REE content varying between 13.1 and 375.1 ppm. Enrichment in light REEs (LREEs) and depletion in heavy REEs (HREEs), alongside a positive Eu anomaly, are consistent with skarn-type deposits (Bea et al, 1996). This pattern suggests that REEs may substitute for elements in garnet, zircon, and magnetite structures.

## Conclusion

The geological evidence indicates that the oldest rocks in the area are Precambrian metamorphic units, including gneiss, mica-schist, amphibolite, and migmatite, which form the bedrock of the mineralization anomaly. The deposit is covered by Tertiary and Quaternary sediments of the Bafq Basin. The alkaline diorite-syenite intrusive units play a significant role in hosting mineralization. The mineralization comprises a variety of igneous and metamorphic rocks, including gabbro, syenite, quartz monzonite, granite, marble, and skarn. Magnetite is the dominant iron oxide ore and is accompanied by pyrite and chalcopyrite. Oxidation near the surface leads to the formation of secondary iron oxides like hematite and goethite. The geochemical data suggest that the deposit is of hydrothermal origin, with characteristics aligning it with skarn-type deposits. Correlations among trace elements such as Co/Ni, Cr/Ni, and Cr/V, along with ratios like Al/Co and Sn/Ga, further support this classification. The REE patterns, including a positive Eu anomaly and LREE enrichment, are consistent with skarn-type mineralization and provide insights into the role of hydrothermal fluids in the formation process. This study highlights the skarn origin of the XVI-B anomaly iron ore deposit, emphasizing the significance of intrusive magmatic activity and hydrothermal processes in its formation. These findings contribute valuable insights for the geological modeling and economic evaluation of the deposit.

**Keywords:** Fe mineralization, Geochemistry, Skarn, Anomaly 16 B, Bafq, Yazd.

## زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و ژئوشیمی کانسار آهن ۱۶ ب بافق یزد

پوریا سلامی<sup>۱</sup>، افشین اکبرپور<sup>۱\*</sup> , محمد لطفی<sup>۱</sup>، آرش گورابجیری<sup>۲</sup>

۱-زمین‌شناسی اقتصادی پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

۲-زمین‌شناسی اقتصادی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی میانه، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۲/۲۷ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۱۱/۱۷

### چکیده گسترده

#### مقدمه

پراکندگی کانسارهای آهن در ایران از لحاظ زمانی مربوط به دوره خاص زمین‌ساختی نیست. ذخایر آهن بافق با ۳۹ کانسار و اندیس معدنی با حدود دو میلیارد تن کانسنگ آهن، یکی از مهمترین مناطق استخراج سنگ آهن در ایران است. کانسارهای آهن سه چاهون، چادرملو و چغارت، هر یک به ترتیب ۱۱۷، ۴۰۰ و ۲۱۶ میلیون تن ذخیره دارند کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب بافق در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است.

#### مواد و روش‌ها

با توجه به پیمایش‌های صحرایی و مطالعه مغزه‌های حفاری که در منطقه انجام شده است. ۵۴ نمونه جهت مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، ۴۴ (۱۹ نمونه کانسنگ و ۲۵ نمونه از توده نفوذی و سنگ میزبان) نمونه از مغزه‌های حفاری جهت تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش طیفسنجی پلاسمای جفت شده القایی - طیفسنجی جرمی (ICP-MS) مدل Varian برای ۴۴ عنصر در آزمایشگاه شرکت فرآوری کرج و ۵ نمونه از سنگ‌های نفوذی میزبان رگه‌های کانه‌دار به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) ساخت کمپانی PHILIPS مدل PW1480 در آزمایشگاه فرآوری کرج برای اکسیدهای اصلی تجزیه شده است. طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی - رسوبی ایران، منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی واقع شده است (Nabavi, 1355). در این زون قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین وجود دارد (Aghanabati, 1384). منطقه معدنی بافق بخشی از ریز صفحه ایران مرکزی (خاوری) است که تکامل این ریز صفحه در ارتباط با کوهزایی کاتانگایی و حرکات تکتونیکی آن طی ۶۰۰ میلیون سال گذشته است (Taghavi, 2007). مهمترین ذخایر مگنتیت‌های توده‌ای نئوپروتروزوئیک - کامبرین پیشین در سنگ‌های آتشفشانی بافق در دیاترم‌ها (بالا آمدگی‌های مواد گوشته‌ای) در حاشیه فروافتادگی‌های کالدرهای ایگنمبریتی واقع شده است (Förster et al, 1994). ذخایر مربوط به دیاترم‌ها که در منطقه معدنی بافق مشخص شده‌اند شامل ذخایر چاه‌گز، چادرملو، چغارت و سه چاهون است. کانی‌سازی‌های پراکنده آهن و عناصر نادر خاکی در منطقه معدنی بافق با ایجاد ریفت درون قاره‌ای ارتباط مستقیم دارد. فعالیت‌های آتشفشانی، ماگماتیسم و تکتونیک منطقه تا حدی متاثر از فرایند کافتی شدن است که سبب کانی‌سازی در سنگ‌های آذرین شده است (Samani, 1993).

استناد: سلامی، پ. و همکاران، ۱۴۰۴. زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و ژئوشیمی کانسار آهن ۱۶ ب بافق یزد، پژوهشهای دانش زمین:

DOI: 10.48308/esrj.2021.100929, (۲۴-۴۹), (۱)۱۶

E-mail: [afshinakbarpour@ries.ac.ir](mailto:afshinakbarpour@ries.ac.ir)

\* نویسنده مسئول:



Copyright: © 2025 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

کانسار ۱۶ ب بخشی از محدوده معدنی بافق و ریز قاره ایران مرکزی، خاوری است. بر اساس ویژگی‌های سنگ و چینه‌شناختی، منطقه معدنی بافق- ساغند به سه بخش غربی، مرکزی و شرقی تقسیم می‌شود (Ramezani and Tukker, 2003). قدیمی‌ترین سنگ‌ها در بخش شرقی (نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین) و جوانترین سنگ‌ها در بخش غربی (ائوسن) قرار گرفته است. گسل نی‌باز-چاتک جداکننده دو بخش غربی و مرکزی از یکدیگر است. بخش‌های مرکزی و شرقی نیز بوسیله پشت بادام از یکدیگر جدا می‌شوند.

### نتایج و بحث

در محدوده کانسار انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی وجود دارد. مهم‌ترین سنگ‌های آذرین منطقه گابرو، دیوریت، سینیت، کوارتز مونوزوسینیت، گرانیت و سنگ‌های بازیگ به شدت دگرسان شده (متابازیت) است. سنگ‌های دگرگونی منطقه مرمر و سنگ‌های اسکارنی است. گابرو، سینیت، گرانیت، کوارتز مونوزوسینیت از سنگ‌های آذرینی هستند که در حاشیه محدوده و در نتایج حاصل از مغزه‌گیری دیده شده است. سنگ گرانیتی محدوده از نوع لوکوگرانیت و با بافت هیپ ایدیومورفیک و گرافیکی (هم‌رشدی فلدسپار پتاسیک و کوارتز) از هم‌رشدی بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تیغه‌های منشوری و فلدسپات سدیک به صورت بلورهای بی‌شکل و قطور همراه با دانه‌های کوارتز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با حواشی گرد شده یا خلیجی است. مگنتیت، هماتیت، آلکالی فلدسپارها و بیوتیت جز کانی‌های فرعی و سرسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کربنات‌ها از کانی‌های ثانویه این طیف سنگ‌ها هستند. مقدار کانی‌های کدر در این نمونه‌ها ۸ تا ۱۰ درصد است. در برخی مقاطع بلورها، در اثر فشارهای تکتونیکی، شکسته و خرد شده و بافت کاتاکلاستی را به وجود آورده‌اند. کانی‌زایی فلزی در منطقه مورد مطالعه در ارتباط با سنگ‌های سینیتی، گابرویی و اسکارنی رخ داده است، کانی‌شناسی محدوده مورد مطالعه بسیار ساده است و شامل دو دسته کانی‌های فلزی و غیرفلزی (باطله) می‌باشد. کانی‌های فلزی مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت است که با کوارتز، اکتینولیت، کلسیت و اپیدوت همراهی می‌شود و به شکل‌های مختلف در داخل سنگ‌های میزبان، توده‌های نفوذی سینیتی، گابرویی و اسکارنی دیده شده است. کانی‌سازی دارای ساخت توده‌ای و بافت‌های پرکننده فضای خالی، جانیشینی (مارتیتیزاسیون)، عدم آمیزش و افشان از بافت‌های غالب در نمونه‌ها هستند. بررسی نتایج حاصل از مطالعات تجزیه نمونه‌های کانسنگ نشان می‌دهد که مقدار اکسید آهن کل در نمونه‌های برداشت شده از ۲۵ تا ۷۵ درصد تغییر می‌کند. مقدار سیلیس در نمونه‌ها از (۵ تا ۴۵) درصد متغیر است. میزان تیتانیوم در نمونه‌های کانسنگ منطقه مورد مطالعه از ۰/۱ تا ۰/۵ درصد است. با توجه به روند تغییرات بین تیتان و آهن منفی است. تیتانیوم معمولاً در ساختار مگنتیت وارد می‌شود (Bin et al, 2016). میزان تغییرات اکسید پتاسیم از حدود ۰/۱ تا ۱/۸ درصد متغیر است. مقدار فسفر در نمونه‌های مورد آنالیز از ۰/۰۲ تا ۰/۳۵ متغیر است که این موضوع نشان‌دهنده عدم وجود کانه‌های فسفات‌دار در کانه‌زایی این کانسار بوده و تغییرات مقدار فسفر نسبت به آهن تا حدودی ثابت است. اکسید منیزیم از ۱ تا ۱۲ درصد است. افزایش مقدار اکسید منیزیم ناشی از وجود کانی‌های فرومنیزیم از جمله آمفیبول و دولومیت است. روند تغییرات اکسید منیزیم نسبت به آهن دارای شیب منفی است که این نشان‌دهنده عدم وجود احتمالی جانیشینی منیزیم به جای آهن با دو بار مثبت است. تغییرات مقدار اکسید آلومینیوم از ۲ تا ۱۲ درصد و مقدار اکسید کلسیم از ۲ تا نزدیک ۲۶ درصد است. مقدار عناصر کبالت و نیکل در نمونه‌های کانسنگ به ترتیب از ۳ تا ۷۵ و ۱ تا ۱۷ گرم در تن است. مقدار کروم و وانادیم در محدوده مورد مطالعه به ترتیب ۱۰ تا ۹۶ و ۴۰ تا ۱۲۰ گرم در تن است. رفتار عناصر نادر خاکی برای تعیین نحوه تشکیل، برای کانسارهای آهن با منشا متفاوت آذرین یا رسوبی دارای اهمیت است (Naslund et al, 2000). در این کانسار همبستگی مثبتی بین عناصر نادر خاکی با  $P_2O_5$  در منطقه آنومالی دیده نشده است (Zamanian et al, 2014). برای بهتر نمایان شدن همبستگی‌ها می‌توان اعداد در یک ضریب ثابت ضرب یا تقسیم نمود (Zamanian et al, 2014). نسبت  $Eu/Eu^*$  و  $Ce/Ce^*$  که بنا بر معادلات روابط ۱ و ۲:

رابطه (۱)

$$Eu/Eu^* = \{(2Eu)_{sp} / (Eu)_{ch}\} / \{(Sm)_{sp} / (Sm)_{ch}\} + \{(Gd)_{sp} / (Gd)_{ch}\}$$

رابطه (۲)

$$Ce/Ce^* = \{(2Ce)_{sp} / (Ce)_{ch}\} / \{(La)_{sp} / (La)_{ch}\} + \{(Pr)_{sp} / (Pr)_{ch}\}$$

محاسبه می‌شود و مقیاسی از بی‌هنجاری بوده و مقادیر بالاتر از ۱ بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از ۱ بی‌هنجاری منفی است. مقادیر محاسبه شده برای  $Eu/Eu^*$  بین ۱/۴ تا ۲/۴ و  $Ce/Ce^*$  بین ۰/۶۷ تا ۳/۲۸ در تغییر است. این ارتباط بین Ce و REE بیان‌کننده ثابت شدن Ce به صورت  $Ce^{4+}$  در شرایط اکسیدی و اسیدی است، در حالی که در شرایط بازی عنصر Ce با لیگندهای کربنات، تشکیل هم‌بافت داده و از گستره شسته شده و حرکت می‌کند که باعث بی‌هنجاری منفی Ce می‌گردد (Gasper et al, 2007). رفتار Eu در نمونه‌ها قابل اندازه‌گیری نبوده است بر همین اساس نمی‌توان راجع به نتایج آن بررسی مناسبی نمود. تفریق بیشتر در بخش LREE از نمودار قابل مشاهده است، جایی که میانگین  $La/Sm$  ۱۲ می‌باشد، در حالی که میانگین نسبت Gd/Lu در بخش HREE برابر با ۲/۹۵ است. الگوی تغییرات REE در این کانسار نشان می‌دهد که تحت‌تاثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین ۱۳/۱ تا ۳۷۵/۱ گرم در تن است که مشابه میزان گزارش شده برای کانسارهای مگنتیت‌دار اسکارنی می‌باشد (Gasper et al, 2007)، با توجه به نمودار نرمالایز شده نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی در LREE و تهی‌شدگی در HREE بوده و همچنین آنومالی مثبت Eu است (مقدار اندازه‌گیری شده در نمونه P-34)، که این وضعیت نشان‌دهنده کانسارهای تیپ اسکارنی است (Bea et al, 1996). به احتمال زیاد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهد که این عناصر به صورت جان‌شینی در شبکه کانی‌های گارنت و زیرکن و همچنین کانه مگنتیت می‌توانند حضور داشته باشند.

### نتیجه‌گیری

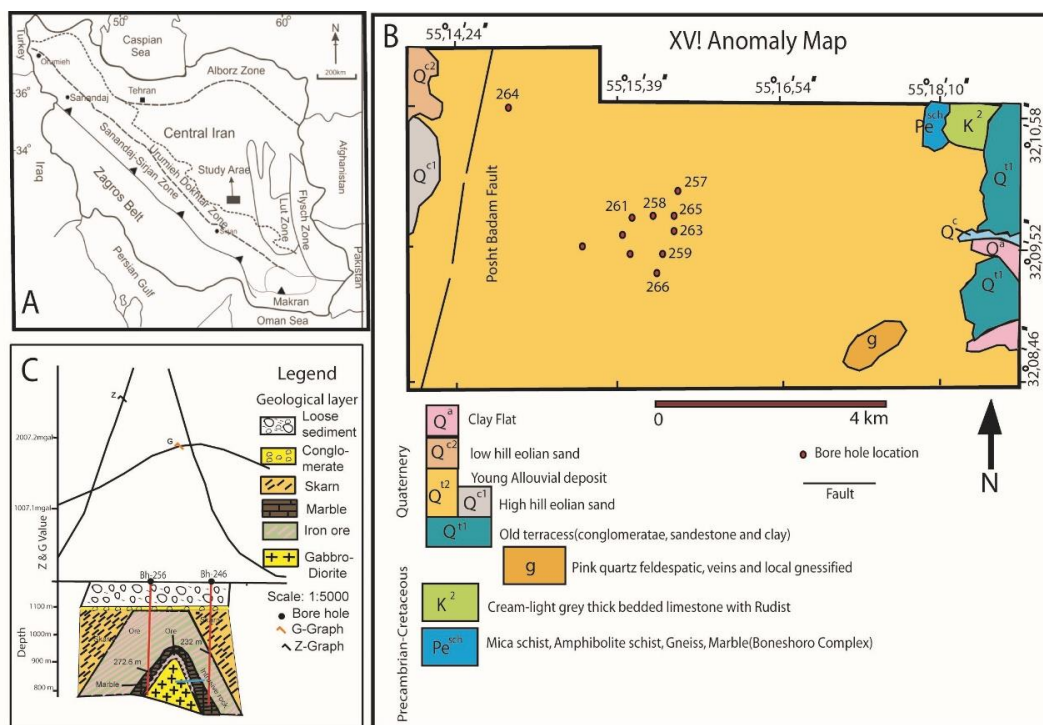
از دیدگاه زمین‌شناسی کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه، واحدهای دگرگون شده پرکامبرین از نوع گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت و میگماتیت بوده که پی سنگ منطقه را تشکیل داده است. محدوده کانی‌سازی به شکل کامل بوسیله سری رسوبات ترشیری و کوآترنری حوضه بافق پوشیده شده است. توده نفوذی زیر زون کانه‌دار دیوریت - سینیت‌های قلیایی است. در این کانسار انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی وجود دارد. از نظر پتروگرافی سنگ‌های آذرین محدوده شامل گابرو، سینیت، کوارتز مونوزوسینیت، گرانیت و سنگ‌های بازی که به شدت دگرسان شده (متابازیت) است. سنگ‌های دگرگونی منطقه از مرمر و سنگ‌های اسکارنی است. کانی‌زایی فلزی در ارتباط با سنگ‌های سینیتی، گابرویی رخ داده است. مگنتیت فراوانترین کانه اکسیدی آهن در محدوده مورد مطالعه است و با ساخت توده‌ای، نواری، پرکننده فضاهای خالی و افشان دیده می‌شود. دانه‌های آن شکل‌دار تا بی‌شکل است. مگنتیت در نزدیکی سطح زمین اکسید شده و به کانی‌های هماتیت، گوتیت و دیگر اکسیدهای آهن دگرسان می‌شود. دیگر کانی‌های فلزی همراه مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت است که با کوارتز، اکتینولیت، کلسیت و اپیدوت به شکل‌های مختلف در داخل سنگ‌های میزبان، توده‌های نفوذی سینیتی، گابرویی و اسکارنی دیده شده است. تطابق نمودارهای عناصر نادر در کانی‌سازی آهن و توده نفوذی نشان‌دهنده احتمالی یکسان بودن منشا کانی‌سازی با توده نفوذی است. عیار اکسید آهن در کانسنگ بین ۲۵ تا ۷۵ درصد تغییر می‌کند. عنصر آهن با اکسیدهای تیتانیوم، منیزیم، منگنز، فسفر، پتاسیم و سدیم همبستگی منفی نشان می‌دهد. بر اساس رابطه کبالت با نیکل، کروم با نیکل، کروم با وانادیم، این کانسار آهن در محدوده کانسارهای با منشا هیدروترمال قرار می‌گیرد. با توجه به نسبت  $Al/Co$  و  $Sn/Ga$  این کانسار در محدوده کانسارهای تیپ اسکارنی قرار می‌گیرد. بر اساس الگوهای پراکندگی عناصر کمیاب کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب با کانسارهای تیپ اسکارنی بیشتر شباهت دارد. شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و کانه‌نگاری و همچنین ژئوشیمیایی کانی مگنتیت نشان‌دهنده منشاء اسکارنی برای کانی‌سازی آهن آنومالی ۱۶ است. آهن توسط سیالات داغ حاصل از توده‌های نفوذی، جابجا شده و در حدفاصل بین واحدهای دگرگونی اسکارنی و مرمر تجمع حاصل کرده است.

**واژگان کلیدی:** کانه‌زایی آهن، ژئوشیمی، اسکارنی، آنومالی ۱۶ ب، بافق، یزد.

(Hooshmandzadeh, 1989; Haghypour, 1977; Samani, 1993; Emadi, 2009; Afzal, 2003; Taghavi, 2007; Daliran, 2002; Daliran, 2007; Moore, 2003; Iranmanesh, 2013; Bonyadi et al, 2011; Baiat, 2014; Amirkhani et al, 2016; Bakhtiari, 2016; Heidarian et al, 2017). کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب بافق در استان یزد و دارای مختصات  $55^{\circ}29'$  طول شرقی و  $33^{\circ}08'$  عرض شمالی در ۵۵ کیلومتری شمال باختری معدن آهن چغارت قرار دارد (شکل ۱ A). مساحت این کانسار ۶ کیلومتر مربع بوده و در منطقه خالی از سکنه قرار گرفته است. ذخایر آهن بافق با ۳۹ کانسار و اندیس معدنی با حدود دو میلیارد تن کانسنگ آهن، یکی از مهمترین مناطق استخراج سنگ آهن در ایران است. کانسارهای آهن سه چاهون، چادرمولو، چغارت، هر یک به ترتیب ۱۱۷، ۴۰۰، ۲۱۶ میلیون تن ذخیره دارند (Torab et al, 2007). مطالعه و بررسی کانه زایی آنومالی ۱۶ ب از نظر زمین‌شناسی، کانه‌نگاری و ژئوشیمی از اهداف این نوشتار بوده است.

## مقدمه

ایران با داشتن واحدهای مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا عهد حاضر و پوسته ناهمگن و تحولات مختلف زمین‌شناسی، از ذخایر غنی معدنی برخوردار است. پراکندگی کانسارهای آهن در ایران از لحاظ زمانی، مکانی و سنگ میزبان قابل طبقه‌بندی است. آهن یکی از فراوان‌ترین عناصر فلزی موجود در زمین است. تا کنون بیش از ۲۰۰ کانسار، نشانه‌ی معدنی و آنومالی آهن در ایران شناسایی شده که مجموع ذخایر آنها، حدود ۲/۷ میلیارد تن سنگ آهن با عیار میانگین ۴۰ تا ۵۵ درصد است. حدود ۹۰ درصد ذخایر آهن ایران، در سه منطقه‌ی معدنی (بافق، گل گهرسیرجان و سنگان خراسان) متمرکز است (Jafarzadeh, 1996). منطقه بافق یکی از مهمترین زون‌های کانی‌سازی آهن در ایران است که کانسار ۱۶ ب بافق از جمله‌ی کانسارهای آهن در حاشیه شمالی آن است که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۱: A: جایگاه محدوده مورد مطالعه در نقشه ساختاری ایران (Nabavi, ۱۳۵۵). نقشه زمین‌شناسی اقتباس شده از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آریز (Haghypour, 1976, Geological survey of Iran) با محل گمانه‌های حفاری شده در محدوده مورد مطالعه. C: مدل تقریبی واحدهای سنگ‌شناسی و ارتباط آنها با کانی‌سازی بر اساس نتایج حفاری دو عدد از گمانه‌ها و مطالعات ژئوفیزیک در محدوده مورد مطالعه.

Fig. 1: A: The location of the studied area in the structural map of Iran (Nabavi, 1977). B: Geological map adapted from the geological map of 100,000 Ariz (Haghypour, 1976, Geological survey of Iran) with the location of boreholes drilled in the study area. C: Approximate model of lithological units and their relationship with mineralization based on the results drilling of two boreholes and geophysical studies in the study area.

## مواد و روش‌ها

با توجه به پیمایش‌های صحرائی و مطالعه مغزه‌های حفاری که در منطقه انجام شده است. ۵۴ نمونه جهت مطالعات سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری، ۴۴ نمونه (۱۹ نمونه کانسنگ و ۲۵ نمونه از توده نفوذی و سنگ میزبان) از مغزه‌های حفاری جهت تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش طیف سنجی پلاسما جفت شده القایی - طیف سنجی جرمی (ICP-MS) مدل Varian برای ۴۴ عنصر در آزمایشگاه شرکت فرآوری کرج و ۱۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی دیوریت-سینیتی به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) ساخت کمپانی PHILIPS مدل PW1480 در آزمایشگاه فرآوری کرج برای اکسیدهای اصلی تجزیه شده است.

## زمین شناسی

طبق تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران، منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی واقع شده است (Nabavi, 1977) (شکل ۱ A). در این زون قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین وجود دارد (Aghanabati, 2006). منطقه معدنی بافق بخشی از ریز صفحه ایران مرکزی (خاوری) است که تکامل این ریز صفحه در ارتباط با کوهزایی کاتانگایی و حرکات تکتونیکی آن طی ۶۰۰ میلیون سال گذشته است (Taghavi, 2007). مهم‌ترین ذخایر مگنتیت‌های توده‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین در سنگ‌های آتش‌فشانی بافق در دیاترم‌ها (بالاآمدگی‌های مواد گوشته‌ای) در حاشیه فروافتادگی‌های کالدرهای ایگنمبریتی واقع شده است (Förster et al, 1994). ذخایر مربوط به دیاترم‌ها که در منطقه معدنی بافق مشخص شده‌اند شامل ذخایر چاه‌گز، چادر ملو، چغارت و سه چاهون است (Torab et al, 2007) کانی‌سازی‌های پراکنده آهن و عناصر نادر خاکی در منطقه معدنی بافق با ایجاد ریفت درون قاره‌ای ارتباط مستقیم دارد. فعالیت‌های آتشفشانی، ماگماتیسم و تکتونیک منطقه تا حدی متاثر از فرایند کافتی شدن است که سبب کانی‌سازی در سنگ‌های آذرین شده است (Samani, 1993). کانسار ۱۶ ب بخشی از محدوده معدنی بافق و ریز قاره ایران مرکزی، خاوری است. بر اساس ویژگی‌های سنگ و چینه‌شناختی، منطقه معدنی بافق-ساغند به سه بخش غربی، مرکزی و شرقی تقسیم می‌شود (Ramezani and Tukker, 2003). قدیمی‌ترین سنگ

ها در بخش شرقی (نئوپروتروزوئیک-کامبرین پیشین) و جوانترین سنگ‌ها در بخش غربی (ائوسن) قرار گرفته است. گسل نی‌باز-چانتک جداکننده دو بخش غربی و مرکزی از یکدیگر است. بخش‌های مرکزی و شرقی نیز بوسیله پشت بادام از یکدیگر جدا می‌شوند. کهن‌ترین سنگ‌های این ناحیه، سنگ‌های دگرگون شده پرکامبرین از نوع گنایس، میکاشیست، آمفیبولیت و میگماتیت است که پی سنگ منطقه را تشکیل داده است. محدوده آنومالی بوسیله سری رسوبات ترشیری و کواترنری حوضه بافق پوشیده شده است (شکل ۱ B). سنگ‌های که تحت اسکارنی شدن و جانیشینی توسط کانی‌های معدنی قرار گرفته‌اند با سنگ‌های کربناته (مرمر) با سن کرتاسه مشخص می‌شوند و گاهی اسکارن‌های پیوسته‌ای را تشکیل می‌دهند. توده نفوذی زیر زون کانه‌ای که ظاهراً سبب تشکیل اسکارن‌ها و کانه‌ها شده است با گابرویدوریت تا سینیت‌های قلیایی مشخص می‌شود (شکل ۱ C). واحدهای اصلی تشکیل دهنده محدوده شامل واحدهای زیر است.

## کمپلکس دگرگونی بنه شورو $PE^{sch}_b$

ردیف ستبری از سنگ‌های دگرگونی میکاشیست، آمفیبول شیست، آمفیبولیت، گنایس و مرمر بروزد دارد که به نام کمپلکس بنه شورو معرفی شده اند (Haghipour, 1977). بخش عمده این کمپلکس را میکاشیست (سریسیست، مسکویت شیست، بیوتیت، آمفیبول شیست، گارنت شیست) همراه با درون لایه‌هایی از آمفیبولیت و کوارتزیت تشکیل می‌دهد (شکل ۱ B). با توجه به نمونه‌برداری از حفاری‌های صورت گرفته، این واحد به طور عمده در گمانه های ۲۵۷، ۲۵۸، ۲۶۳ و ۲۶۴ از عمق ۲۶۰ تا ۳۵۰ متری سطح زمین قابل مشاهده است. کانی‌های تشکیل دهنده این واحدها به طور عمده کوارتز، کلسیت، اپیدوت، گارنت است. این واحد در عمق زیاد تشکیل و نشان دهنده حضور آن در پی سنگ محدوده مورد مطالعه می‌باشد.

## واحد آهکی $K_1^2$

ردیف ستبری از آهک خاکستری تا کرم رنگ دیده شده است که بخش زیرین آن کلوک‌دار و خاکستری و بخش فوقانی آن کرم رنگ است. دارای فسیل‌های رودیست، دوکفه‌ای و اوربیتولین است که بر پی ماسه‌سنگی-کنگومرایی قرمز رنگ و یا واحد مارنی-ماسه‌سنگی قرار می‌گیرد (شکل ۱ B). این واحد بخش بالای واحدهای

مقدار کانی‌های کدر در این نمونه‌ها ۸ تا ۱۰ درصد است. در برخی مقاطع بلورها، در اثر فشارهای تکتونیکی، شکسته و خرد شده و بافت کاتاکلاستی را به وجود آورده‌اند (شکل ۲ B).

گابرو: از فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین در محدوده و دارای بافت هیپ ایدئومورفیک تا اینترگرانولار است. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل پلاژیوکلاز (آنورتیت تا لابرادوریت) درشت دانه با فراوانی زیاد و ماکل کارلسباد در کنار بلورهای تیغه‌ای و منشوری آمفیبول و پیروکسن قرار گرفته‌اند (شکل ۲ C). کانی‌های فرعی شامل اسفن و کانی‌های کدر (با حجم حدود ۱۵ درصد و بیشتر مگنتیت) می‌باشد. از کانی‌های مافیک می‌توان به حجم زیاد پیروکسن و آمفیبول (نیمه‌شکل‌دار و سدیک) و مقدار کم الیون اشاره کرد.

سینیت: بافت سینیت به صورت دانه‌ای و از ریز تا درشت دانه تغییر می‌کند. فلدسپات‌های پتاسیم (میکروکلین و ارتوزپرتیتی دگرسان شده به آرژیلی و سرسیتی)، کلینوپیروکسن (تبدیل شده به آمفیبول سدیک اورالیتی و اکتینولیتی) و آمفیبول (تبدیل شده به بیوتیت) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ هستند. دانه‌های کوارتز به مقدار کم و بیشتر به شکل شبه خلیجی دیده می‌شود. کانه‌های کدر می‌تواند مگنتیت و پیریت باشد که در این واحد خود را نشان می‌دهد (شکل ۲ D, E).

کوارتز مونوزوسینیت: نسبت به دیگر سنگ‌های آذرین محدوده از فراوانی کمتری برخوردار هستند. این واحد در عمق بین ۲۲۵ تا ۲۶۰ متری از سطح زمین دیده می‌شود و دارای بافت هتروگرانولار است. پلاژیوکلاز و الکالی فلدسپات دگرسان شده آرژیلی و کانی کوارتز (ریز تا درشت دانه) و کلسیت بصورت ثانویه از کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ هستند (شکل ۲ A). متابازیت‌ها از فراوانی کمی در محدوده برخوردار بوده و به شدت تحت‌تأثیر فرآیندهای تکتونیکی دچار شکستگی‌هایی شده است. از کانی‌های مهم می‌توان به آمفیبول (با حجم حدود ۵۰ درصد)، اپیدوت، فلدسپات (پلاژیوکلازهای به شدت دگرسان شده) و همچنین کانی‌های اپک اشاره نمود. کانی‌های خانواده اپیدوت در حدود بیش از ۷۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۲ F). کانی کدر به صورت مگنتیت نیز در این سنگ مشاهده می‌شود.

دگرگونی بنه شور و است و توسط توده‌های نفوذی گابرویی، دیوریتی، سینیتی و گرانیتی قطع شده است (Haghipour, 1977). مطالعه مغزه‌های حفاری، نشان‌دهنده تبدیل این واحد آهکی در عمق به دولومیت است که تحت‌تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته است.

#### توده نفوذی (g2)

سنگ‌های این توده از کانی‌های فلدسپار آلکالن پرتیتی، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز تشکیل و به رنگ صورتی است (شکل ۱ B). کانی عمده آنها کوارتز است. با توجه به نمونه برداری‌های حاصله، واحدهای نفوذی (گابرویی، سینیت، دیوریت، کوارتز مونوزوسینیت و گرانیت) در تمام گمانه‌ها دارای ضخامت‌های متفاوتی بوده است، این واحد در تعدادی از گمانه‌ها از عمق ۲۵۰ شروع و تا عمق ۱۲۰ متری وجود دارد و در بسیاری از نمونه‌ها دچار فرآیند متاسوماتیک و یا ریولیت دچار آمیختگی شده‌اند. بررسی‌های جدید تعیین سن مطلق توسط رمضانی (۲۰۰۳)، زمان  $6 \pm 44/5$  میلیون سال (معادل ائوسن میانی) را برای باتولیت‌های بزرگ گرانیتی (ناریگان، لوکو گرانیت زریگان، لوکو گرانیت دوزخ دره، گرانیت سفید، گرانودیوریت‌های آریز و کوه پلو) نشان داده است.

#### سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری

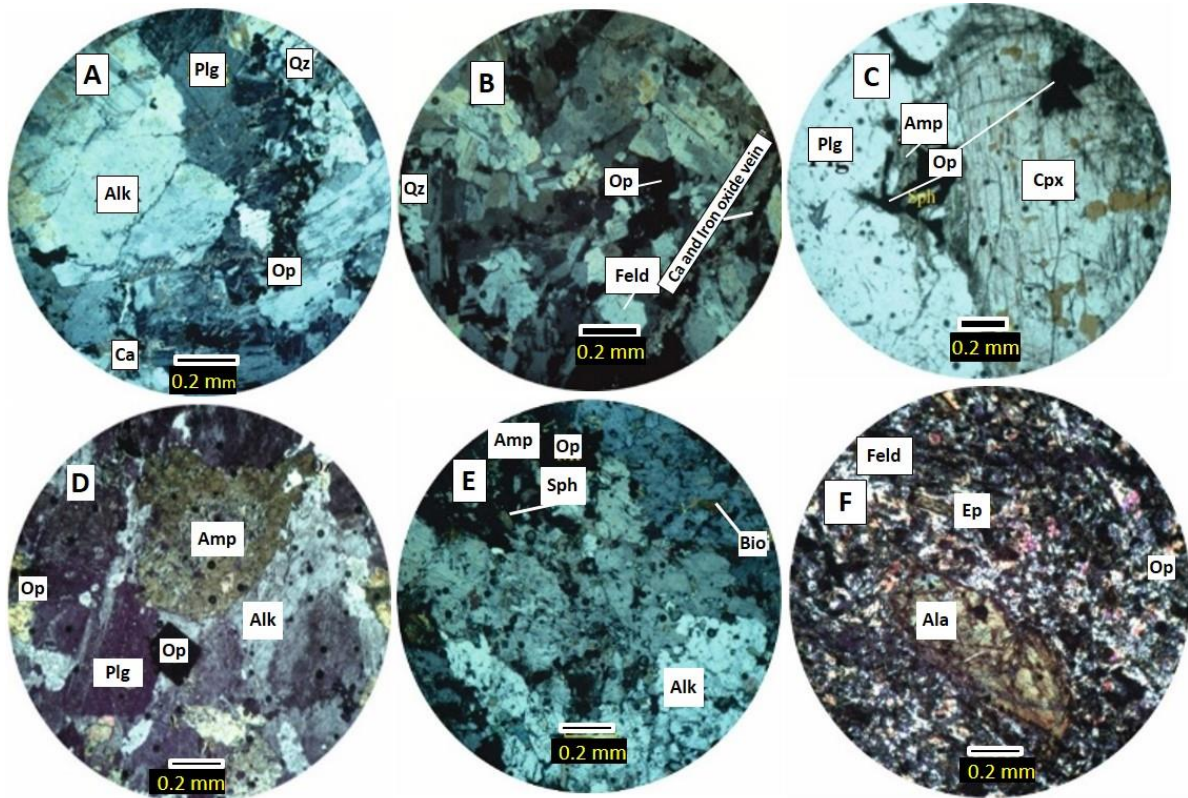
در محدوده کانسار انواع سنگ‌های آذرین، دگرگونی وجود دارد. مهم‌ترین سنگ‌های آذرین منطقه گابرو، دیوریت، سینیت، کوارتز مونوزوسینیت، گرانیت و سنگ‌های بازیک به شدت دگرسان شده (متابازیت) است. سنگ‌های دگرگونی منطقه مرمر و سنگ‌های اسکارنی است.

#### پتروگرافی سنگ‌های آذرین

گابرو، سینیت، گرانیت، کوارتز مونوزوسینیت از سنگ‌های آذرینی هستند که در حاشیه محدوده و در نتایج حاصل از مغزه‌گیری دیده شده است. سنگ گرانیتی محدوده از نوع لوکوگرانیت و با بافت هیپ ایدئومورفیک و گرافیکی (هم-رشدی فلدسپار پتاسیک و کوارتز) از هم‌رشدی بلورهای پلاژیوکلاز به صورت تیغه‌های منشوری و فلدسپات سدیک به صورت بلورهای بی‌شکل و قطور همراه با دانه‌های کوارتز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با حواشی گرد شده یا خلیجی است (شکل ۲ A). مگنتیت، هماتیت، آلکالی فلدسپارها و بیوتیت جز کانی‌های فرعی و سرسیت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کربنات‌ها از کانی‌های ثانویه این طیف سنگ‌ها هستند.

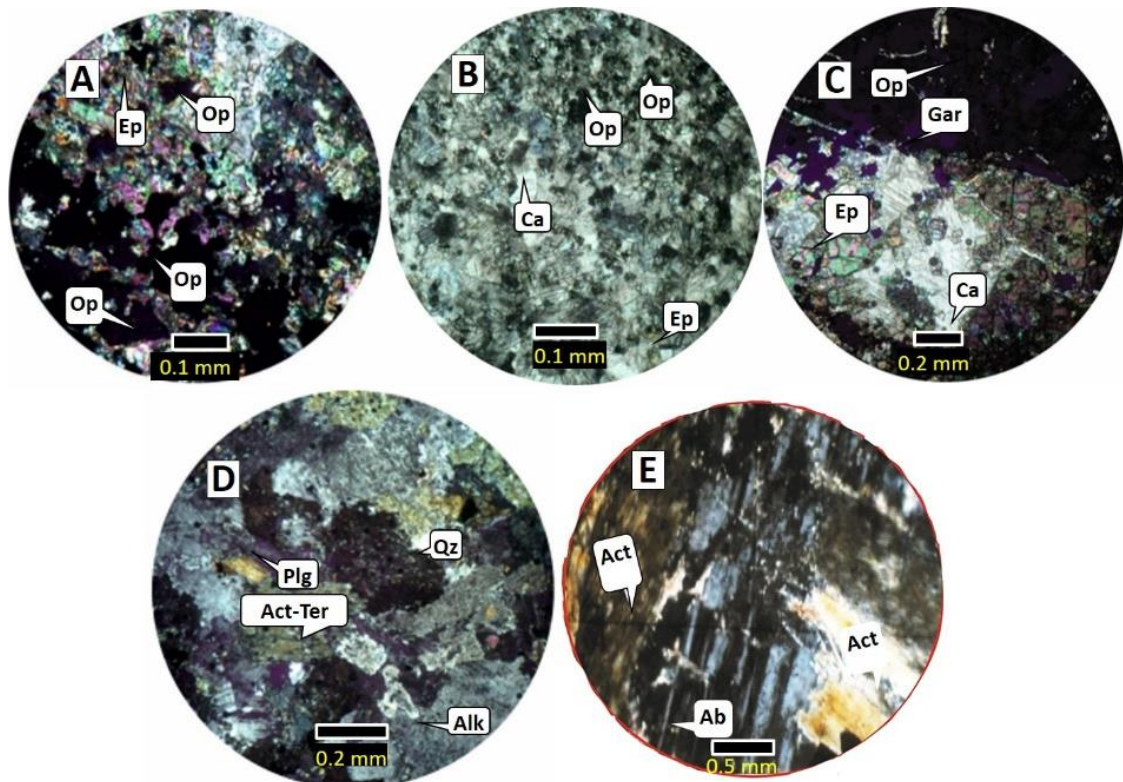


پتروگرافی واحدهای دگرگونی  
مرمر از واحدهای دگرگونی با سن کرتاسه است که بافت  
گرانوبلاستیک دارد و کانی‌های اپیدوت، آمفیبول، کدر  
(مگنتیت) و کلسیت در مقطع آن دیده می‌شود. واحد  
سنگی مرمر بیشتر از کانی‌های اپیدوت و کلسیت تشکیل  
شده است (شکل ۳ A, B).



شکل ۲: A: بافت هیپ ایدیومورفیک از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات سدیک، نمونه PS-5، ۲۷۰ متری چاه شماره ۲۶۴ (XPL). B: بافت گرافیک دارای هم‌رشدی فلدسپات پتاسیک و کوارتز، نمونه PS-5 در عمق ۱۷۵ متری چاه شماره ۲۶۰ (XPL) همراه با رگه کلسیت و مگنتیت. C: کانی کلینوپیروکسن، اسفن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و اسفن در سنگ‌های گابرویی، نمونه PS-53 از رخنمون سطحی (PPL). D: دانه‌های نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات آرژیلی و سریسیته شده و آمفیبول سدیک اورالیتی و اکتینولیتی شده و کانی‌زایی پیریت، نمونه PS-15 در عمق ۳۳۲ متری چاه شماره ۲۵۷ (XPL). E: دانه‌های متشکل از آلکالی فلدسپات، آمفیبول سدیک، بیوتیت، اسفن و کانی اپک (مگنتیت)، نمونه PS-24 در عمق ۳۲۸ متری چاه شماره ۲۵۸ (XPL). F: دانه‌های متشکل از فلدسپات، اپیدوت، آلانیت و کانی اپک، نمونه PS-21 در عمق ۲۹۱ متری چاه شماره ۲۵۸ (XPL). Plag: پلاژیوکلاز؛ Felds: آلکالی فلدسپات؛ Qz: کوارتز؛ Amp: آمفیبول سدیک؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Bio: بیوتیت؛ Sph: اسفن؛ Op: کانی کدر؛ Ala: آلانیت؛ Ep: اپیدوت.

Fig. 2: A: Idiomorphic texture of plagioclase minerals, sedic quartz feldspar, sample PS-5, 270 meters deep, well No. 264 (XPL). B: graphic texture with co-growth of potassium feldspar and quartz, sample PS-5 at a depth of 175 meters in well No. 260 (XPL) along with calcite and magnetite veins. C: Clinopyroxene, sphene, amphibole, plagioclase and sphene minerals in gabbroic rocks, sample PS-53 from surface outcrop (PPL). D: Relatively large grains of plagioclase and argillaceous and sericitized alkali feldspar and actinolitic sodic amphibole and pyrite mineralization, sample PS-15 at a depth of 332 meters in well No. 257 (XPL). E: Grains consisting of alkali feldspar, sodic amphibole, biotite, sphene and opac mineral (magnetite), sample PS-24 at a depth of 328 meters in well No. 258 (XPL). F: Grains of feldspar, epidote, allanite and opac mineral, sample PS-21 at a depth of 291 meters in well No. 258 (XPL). Plag: Plagioclase; Felds: alkali feldspar; Qz: quartz; Amp: sodic amphibole; Cpx: clinopyroxene; Bio: biotite; Sph: sphene; Op: Opac; Ala: allanite; Ep: epidote.



شکل ۳: A: سنگ مرمر متشکل از اپیدوت و کانی اپک (تیپ اسکارنی) و کلسیت، نمونه PS-11 در عمق ۲۶۱ متری چاه شماره ۲۵۷ (XPL). B: مرمر اپیدوت‌دار، دانه‌های متشکل از اپیدوت و کلسیت، نمونه PS-13 در عمق ۲۷۶ متری چاه شماره ۲۵۷ (PPL). C: دانه‌های متشکل از اپیدوت، کلسیت، گارنت و کانی اپک که دارای رگه کلسیتی (تیپ اسکارنی) XPL. اپیدوت و گارنت به خرج کلسیت به وجود آمده‌اند، نمونه PS-8 در عمق ۲۴۸ متری چاه شماره ۲۵۷. D: دانه‌های نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات آرژیلی و سریسیتی شده و آمفیبول اورالیتی و اکتینولیتی شده، نمونه PS-15 در عمق ۳۳۲ متری چاه شماره ۲۵۷ (XPL). E: دانه‌های متشکل از فلدسپات، اکتینولیت، نمونه PS-22 در عمق ۲۹۴ متری چاه شماره ۲۵۸ (XPL). Plag: پلاژیوکلاز؛ Grt: گارنت؛ Qz: کوارتز؛ Ab: آلپیت؛ Act: اکتینولیت؛ Ter: ترمولیت؛ Ca: کلسیت؛ Op: کانی کدر؛ Alk: آلکالی فلدسپار؛ Ep: اپیدوت).

Fig. 3: A: Marble composed of epidote and opac minerals (skarn type) and calcite, sample PS-11 at a depth of 261 meters in well No. 257 (XPL). B: Epidote marble, grains consisting of epidote and calcite, sample PS-13 at a depth of 276 meters in well No. 257 (PPL). C: Grains consisting of epidote, calcite, garnet and opac mineral with calcite veins (skarn type) XPL. Epidote and garnet were formed at the expense of calcite, sample PS-8 at a depth of 248 meters in well No. 257. D: relatively large grains of plagioclase and argillaceous and sericitized alkali feldspar and actinolitic amphibole, sample PS-15 in 332 meters' depth of well No. 257 (XPL). E: grains consisting of feldspar, Actinolite, sample PS-22 at a depth of 294 meters, well No. 258 (XPL). Plag: plagioclase; Grt: garnet; Qz: quartz; Ab: albite; Act: actinolite; Ter: Tremolite; Ca: calcite; Op: Kani Kader; Alk: alkali feldspar; Ep: epidote.

هماتیت و همچنین اپیدوت در این مقطع دیده می‌شود (شکل ۳ C, E).

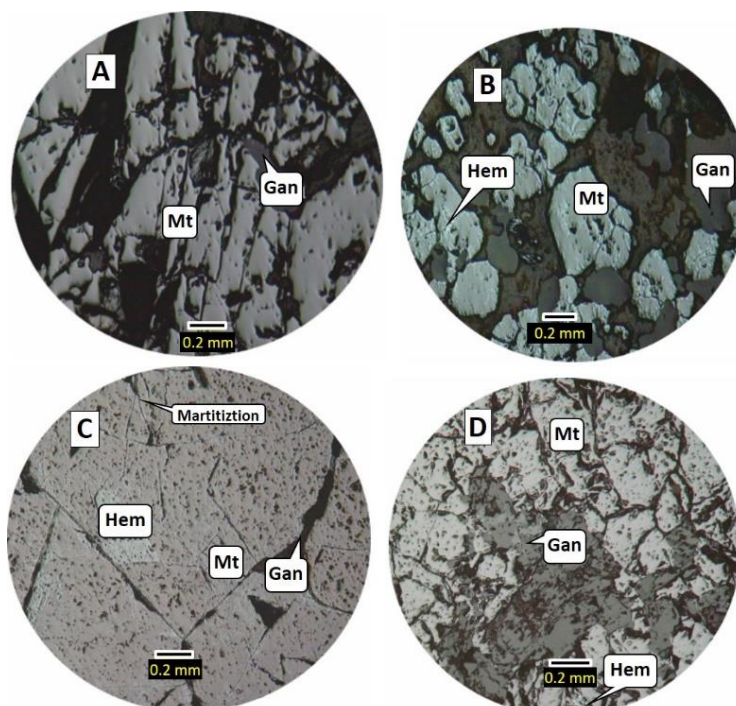
#### کانه‌نگاری

کانی‌زایی فلزی در منطقه مورد مطالعه در ارتباط با سنگ های سینیتی، گابرویی و اسکارنی رخ داده است. کانی شناسی محدوده مورد مطالعه بسیار ساده است و شامل دو دسته کانی‌های فلزی و غیرفلزی (باطله) می‌باشد. کانی‌های فلزی مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت است که با کوارتز، اکتینولیت، کلسیت و اپیدوت همراهی می‌شود و به

سنگ اسکارن گسترش قابل توجهی در محدوده مورد مطالعه دارد. این واحد بر اثر متاسوماتیسم شیمیایی سنگ ها در هنگام دگرگونی و در منطقه همبری توده‌های نفوذی ماگمایی (گابرو و گابرویدوریت) با سنگ غنی از کربنات (سنگ آهکی) محدوده مورد مطالعه پدید می‌آید و دارای بافت دانه درشت تا دانه‌ریز است کانی‌های مانند کلسیت و کوارتز در آن یافت می‌شود (شکل ۳ D)، مهم‌ترین کانی های اسکارنی گارنت، پیروکسن، آمفیبول و اکتینولیت ترمولیت است و کانی‌های فرعی فلزی مانند مگنتیت و

خالی، جاننشینی (مارتیتیزاسیون)، عدم آمیزش و افشان از بافت‌های غالب در نمونه‌ها هستند.

شکل‌های مختلف در داخل سنگ‌های میزبان، توده‌های نفوذی سینیتی، گابرویی و اسکارنی دیده شده است. کانی سازی دارای ساخت توده‌ای و بافت‌های پرکننده فضای



شکل ۴: A: کانه مگنتیت (Mt) با بافت توده‌ای، نمونه PS-22 در عمق ۳۱۲ متری چاه شماره ۲۵۸ (PPL). B: بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا خودشکل مگنتیت (Mt) به صورت پراکنده، نمونه PS-42 در عمق ۹۲ متری چاه شماره ۲۶۱ (PPL). C: مارتیتی شدن بلورهای نیمه شکل‌دار تا خودشکل مگنتیت، در نمونه PS-43 در عمق ۱۰۰ متری چاه شماره ۲۶۱ (PPL). D: کانی هماتیت (Hem) به همراه پدیده مارتیتیزاسیون، و به صورت افشان، در نمونه PS-45 در عمق ۱۰۵ متری چاه شماره ۲۶۱ (PPL). Hem): هماتیت؛ Mt: مگنتیت؛ Gan: باطله).

Fig. 4: A: Magnetite ore (Mt) with massive texture, sample PS-22 at a depth of 312 meters in well No. 258 (PPL). B: Scattered subidiomorphic to idiomorphic magnetite (Mt) crystals, sample PS-42 at a depth of 92 meters in well No. 261 (PPL). C: Martitization of subidiomorphic to idiomorphic magnetite crystals in sample PS-43 at a depth of 100 meters in well No. 261 (PPL). D: Hematite mineral (Hem) along with the phenomenon of martitization, and in the form of splash, in sample PS-45 at a depth of 105 meters in well No. 261 (PPL). Hem): hematite; Mt: magnetite; Gan: gunge)

کاتاکلاستیک (شامل بلورهای مگنتیت خرد شده) و بافت حاصل از عدم آمیزش (امولسیون) است (شکل ۴ C, D). در برخی نمونه‌ها تیغه‌های ایلمنیت (تیتان) به صورت اکسلوشن در داخل مگنتیت دیده می‌شود.

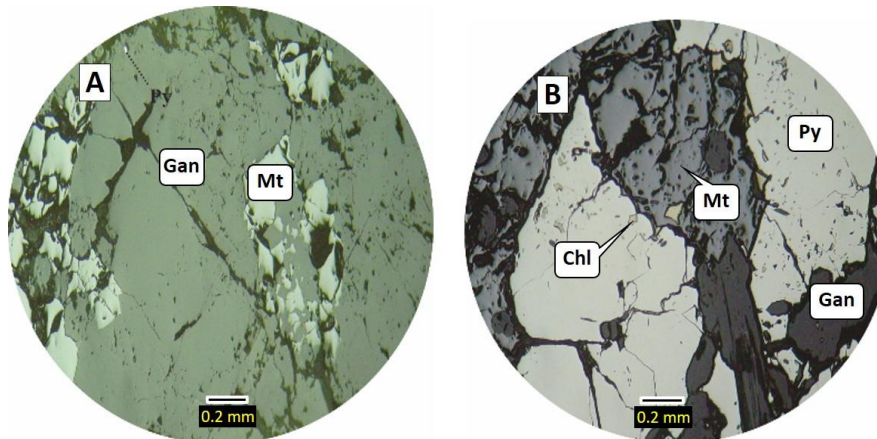
#### هماتیت

این کانی بعد از مگنتیت فراوان‌ترین کانی اکسید آهن در منطقه مورد مطالعه می‌باشد، و به دو صورت اولیه و ثانویه در محدوده دیده می‌شود. هماتیت اولیه به صورت سوزنی می‌باشد (در رگه، رگچه‌ها که فرصت تبلور داشته است) و هماتیت ثانویه طی پدیده مارتیتیزاسیون از مگنتیت اولیه به وجود آمده است که فراوان‌ترین نوع هماتیت می‌باشد. بلورهای مگنتیت در خیلی مواقع در حاشیه و مرکز در حال

#### مگنتیت

مگنتیت فراوان‌ترین کانه اکسیدی آهن در محدوده مورد مطالعه است و با ساخت توده‌ای (شکل ۴ A)، پرکننده فضاهای خالی و افشان (شکل ۴ B) دیده می‌شود. دانه‌های آن شکل‌دار تا بی‌شکل است. مگنتیت در نزدیکی سطح زمین اکسید شده و به کانی‌های هماتیت، گوتیت و دیگر اکسیدهای آهن دگرسان می‌شود (شکل ۴ C). در برخی نمونه‌ها مگنتیت طی پدیده مارتیتی شدن در امتداد سطح کلیواژ {III} توسط هماتیت جانشین شده است و گاهی اوقات به طور کامل به مارتیت تبدیل می‌شود و آثاری از مگنتیت اولیه در سطح سنگ قابل مشاهده شدن نیست. بافت مگنتیت افشان، جاننشینی (مارتیتیزاسیون)، بافت

پیریت به‌طور معمول توسط سختی بالا، رنگ زرد مایل به سفید و سیستم تبلور مکعبی و همسانگرد شناخته می‌شود. اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، گاهی بی-شکل است. پیریت به صورت پراکنده (شکل ۵ A) در داخل مگنتیت دیده می‌شود و هم‌زمان با کانه‌زایی مگنتیت تشکیل شده است (شکل ۵ B). کالکوپیریت با رنگ زرد متمایل به سبز و با فراوانی کم دیده می‌شود. این کانی بیشتر به صورت دانه‌ریز بی‌شکل دیده شده و همچنین در برخی نمونه‌ها در امتداد رگه‌ها قرار گرفته است با توجه به ارتباط این کانه با پیریت، کالکوپیریت در مرحله بعد از کانه‌زایی مگنتیت و پیریت تشکیل شده است (شکل ۵ B).



شکل ۵: A: دانه‌های پراکنده پیریت درون نمونه‌های کانه‌دار مگنتیت در نمونه PS-48 در عمق ۴۱۵ متری چاه شماره ۲۵۹ (PPL). B: دانه‌های ریز کالکوپیریت در زمینه پیریت (Py) همراه با مگنتیت (Mt) به صورت درشت دانه در نمونه PS-19 در عمق ۲۷۶ متری چاه شماره ۲۵۸ (PPL). Hem: هماتیت؛ Mt: مگنتیت؛ Gan: باطله؛ Py: پیریت؛ Chl: کالکوپیریت

Fig. 5: A: Scattered grains of pyrite in magnetite ore samples in sample PS-48 at a depth of 415 meters in well No. 259 (PPL). B: Fine grains of chalcopyrite in pyrite (Py) along with magnetite (Mt) in the form of coarse grains in sample PS-19 at a depth of 276 meters in well No. 258 (PPL). Hem: hematite; Mt: magnetite; Gan: Gunge; Py: pyrite; Chl: chalcopyrite).

شده است (شکل ۳ A). کلسیت نیز در منطقه به شکل ثانویه ناشی از فعالیت‌های گرمایی در درز و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی تشکیل شده، که ارتباطی با فعالیت کانی‌زایی در منطقه ندارد (شکل ۳ B). کانی اکتینولیت (فراوانترین کانی سیلیکاته آبدار) و فلدسپات سدیک نیز همراه با مگنتیت و در محدوده دیده می‌شوند (شکل ۳ D, E).

#### توالی پاراژنزی

توالی‌های پاراژنتیکی کانی‌های مهم درگیر با کانه‌زایی در جدول زیر نشان داده می‌شود:

تبدیل شدن به هماتیت می‌باشند. تبدیل مگنتیت به هماتیت (مارتیت) یک دگرسانی معمول است که در دماهای پایین و عمق کم رخ می‌دهد (کم‌تر از ۵۰ متر) (شکل ۴ C). هماتیت دارای بافت افشان، بافت جانیشینی و بافت جریان‌ی می‌باشد (شکل ۴ D).

#### کانی‌های سولفیدی (پیریت، کالکوپیریت)

مقدار کانی‌های سولفیدی در افق‌های کانه‌دار بسیار اندک بوده و به مقدار کم همراه با اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. این کانه شامل پیریت و گاه به ندرت شامل کالکوپیریت است. بافت آنها در نمونه‌های مطالعه شده به صورت پرکننده فضای خالی و دانه پراکنده می‌باشد که در اثر فرآیندهای سطحی پیریت به گوتیت تبدیل شده است.

#### کانی‌های باطله

مطالعه و بررسی کانی‌های باطله سهم بزرگی در دستیابی به نحوه تشکیل، توالی پاراژنزی و تشکیل کانسار مورد مطالعه دارد و بعضی از این کانی‌ها شاخص مناسبی برای شناسایی نوع تیپ کانسار می‌باشد. برجسته‌ترین کانی‌های باطله در کانسار مورد نظر کانی‌های کوارتز، اکتینولیت، کلسیت، فلدسپات‌ها و گارنت می‌باشند. کوارتز فراوان‌ترین کانی سیلیکاته باطله می‌باشد که به صورت رگه‌ای و شکاف پرکن در درز و شکاف سنگ‌های منطقه و از دگرسانی کانی‌های سیلیکاته حاصل شده است. خاموشی موجی و مرز دانه‌های مضرسی در طی تنش‌های زمین‌ساختی ایجاد

جدول ۱: ستون پاراژنتیک کانی‌های اصلی و مهم در آنومالی XVI-b

Table 1: Paragenetic column of the main and important minerals in anomaly XVI-b

Mineral	Metamorphism (Isochemical)				Metasomatism (allochemical)		Weathering
	Prograde skarn		Retrograde skarn				
Magnetite	—————		—————				
Chalcopyrite			—————		---		
Pyrite		—————			---		
Garnet	—————		—————				
Hematite				---	—————	—————	
Goethite						—————	
Pyrothite			—————				
Quartz				—————	---	---	
Calcite				—————	---	---	
Actinolite				—————	---		
Chlorite				—————	---	---	
Epidote				—————	---	---	

فسفات‌دار در کانه‌زایی این کانسار بوده و تغییرات مقدار فسفر نسبت به آهن تا حدودی ثابت است. اکسید منیزیم از ۱ تا ۱۲ درصد است. افزایش مقدار اکسید منیزیم ناشی از وجود کانی‌های فرومنیزیم از جمله آمفیبول و دولومیت است. روند تغییرات اکسید منیزیم نسبت به آهن دارای شیب منفی است که این نشان‌دهنده عدم وجود احتمالی جانشینی منیزیم به جای آهن با دو بار مثبت است. تغییرات مقدار اکسید آلومینیوم از ۲ تا ۱۲ درصد و مقدار اکسید کلسیم از ۲ تا نزدیک ۲۶ درصد است (شکل ۶). مقدار عناصر کبالت و نیکل در نمونه‌های کانسنگ به ترتیب از ۳ تا ۷۵ و ۱ تا ۱۷ گرم در تن است. مقدار کروم و وانادیم در محدوده مورد مطالعه به ترتیب ۱۰ تا ۹۶ و ۴۰ تا ۱۲۰ گرم در تن است (شکل ۱۱).

## ژئوشیمی کانسار

اکسیدهای اصلی

بررسی نتایج حاصل از مطالعات تجزیه نمونه‌های کانسنگ در جدول ۲ نشان می‌دهد که مقدار اکسید آهن کل در نمونه‌های برداشت شده از ۲۵ تا ۷۵ درصد تغییر می‌کند. مقدار سیلیس در نمونه‌ها از (۵ تا ۴۵) درصد متغیر است. میزان تیتانیوم در نمونه‌های کانسنگ منطقه مورد مطالعه از ۰/۱ تا ۰/۵ درصد است. با توجه به شکل ۶ روند تغییرات بین تیتان و آهن منفی است. تیتانیوم معمولاً در ساختار مگنتیت وارد می‌شود (Bin et al, 2016). میزان تغییرات اکسید پتاسیم از حدود ۰/۱ تا ۱/۸ درصد متغیر است. مقدار فسفر در نمونه‌های مورد آنالیز از ۰/۰۲ تا ۰/۳۵ متغیر است که این موضوع نشان‌دهنده عدم وجود کانه‌های

جدول ۲: نتایج آنالیز نمونه‌های کانسنگ آنومالی XVI-b

Table 2: Analysis results of anomalous ore samples XVI-b

Sample No	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Dy(ppm)	Al(%)	As(ppm)	Ba(ppm)	Ca(%)	Zn(ppm)
P-S-16	21.0	10.0	9.0	3.8	6.9	2.0	85.0	3.4	38.0
P-S-15	19.0	3.0	5.0	4.8	6.6	3.0	583.0	3.2	71.0
P-S-53	59.0	32.0	185.0	1.6	9.7	3.0	177.0	9.2	66.0
P-S-54	25.0	95.0	49.0	3.8	8.3	20.0	402.0	6.2	55.0
P-S-32	20.0	92.0	61.0	4.9	7.5	11.0	140.0	8.8	28.0
P-S-28	21.0	45.0	5.0	14.8	5.5	4.0	71.0	2.0	41.0
P-S-43	14.0	65.0	4.0	5.0	4.9	11.0	90.0	6.8	22.0
P-S-10	23.0	78.0	5.0	1.7	1.7	14.0	38.0	19.0	28.0

P-S-21	15.0	69.0	4.0	2.9	4.0	4.0	54.0	13.4	35.0
P-S-34	8.0	113.0	5.0	6.0	3.2	5.0	3624.0	19.3	30.0
P-S-9	76.0	47.0	5.0	2.5	2.8	52.0	10.0	8.1	21.0
P-S-3	4.0	23.0	7.0	2.9	6.3	2.0	46.0	2.8	20.0
P-S-8	14.0	45.0	7.0	8.9	3.0	62.0	12.0	16.1	29.0
P-S-7	10.0	34.0	4.0	4.4	1.8	16.0	10.0	10.4	21.0
P-S-11	13.0	67.0	11.0	3.4	2.4	3.0	45.0	14.0	22.0
P-S-48	12.0	75.0	16.0	5.5	5.2	3.0	766.0	8.1	20.0
P-S-44	20.0	39.0	5.0	2.3	1.7	3.0	63.0	3.2	21.0
P-S-23	15.0	21.0	4.0	1.4	0.9	10.0	31.0	2.7	16.0
P-S-20	7.0	68.0	4.0	5.1	4.1	11.0	10.0	18.8	19.0
P-S-2	4.0	11.0	10.0	3.1	6.2	10.0	56.0	2.4	21.0
P-S-4	3.0	20.0	8.0	2.9	5.7	2.0	16.0	2.6	15.0
P-S-50	12.0	81.0	91.0	1.9	3.4	3.0	74.0	12.6	55.0
P-S-45	16.0	18.0	5.0	1.5	1.7	1.0	43.0	1.7	22.0
P-S-13	6.0	26.0	10.0	2.1	2.9	2.0	435.0	27.0	35.0
P-S-51	49.0	47.0	179.0	2.8	3.4	98.0	77.0	14.4	21.0
P-S-31	18.0	71.0	4.0	2.7	2.4	1.0	401.0	10.6	13.0
P-S-5	3.0	6.0	5.0	2.3	3.6	1.0	10.0	2.4	14.0
P-S-22	15.0	17.0	8.0	0.8	1.1	2.0	44.0	3.7	20.0
P-S-19	55.0	31.0	3.0	2.3	3.5	12.0	10.0	10.4	36.0
P-S-42	20.0	22.0	44.0	1.7	0.6	4.0	39.0	3.4	23.0
P-S-46	15.0	39.0	5.0	1.4	1.1	2.0	50.0	2.9	20.0
P-S-47	11.0	3.0	51.0	0.8	0.4	3.0	17.0	1.3	20.0
P-S-29	40.0	94.0	4.0	3.1	0.8	1.0	10.0	5.5	19.0
P-S-26	22.0	30.0	18.0	2.0	2.2	4.0	135.0	23.8	26.0
P-S-49	18.0	20.0	29.0	0.8	0.9	4.0	36.0	5.3	31.0
P-S-40	653.0	31.0	14.0	0.8	0.6	86.0	76.0	10.0	27.0
P-S-24	227.0	28.0	276.0	0.8	3.9	310.0	83.0	4.1	15.0
P-S-41	38.0	7.0	4.0	0.8	0.6	5.0	516.0	2.9	35.0
P-S-38	7.0	56.0	4.0	1.8	0.9	1.0	1993.0	10.7	18.0
P-S-39	8.0	32.0	5.0	1.6	0.5	2.0	3790.0	4.6	14.0
P-S-27	41.0	2.0	30.0	0.8	0.1	3.0	10.0	2.4	15.0

Sample No	Pr(ppm)	Rb(ppm)	Zr(ppm)	Sb(ppm)	Sm(ppm)	Sn(ppm)	Sr(ppm)	Ta(ppm)	Ce(ppm)
P-S-16	2.0	2.0	9.0	105.2	3.7	2.7	252.0	3.3	46.0
P-S-15	3.0	16.0	12.0	97.0	4.1	2.3	250.0	3.7	45.0
P-S-53	0.4	4.0	27.0	41.1	1.5	1.4	731.0	-0.4	16.0
P-S-54	2.0	10.0	10.0	46.6	3.0	2.5	370.0	-0.4	27.0
P-S-32	4.0	12.0	71.0	89.7	4.9	7.2	586.0	1.6	55.0
P-S-28	2.0	2.0	126.0	59.8	8.8	4.8	44.0	2.2	30.0
P-S-43	7.0	6.0	81.0	23.6	5.7	5.1	370.0	1.4	200.0
P-S-10	4.0	6.0	70.0	234.0	2.0	4.6	101.0	1.0	151.0
P-S-21	1.0	1.0	47.0	57.5	2.8	3.0	233.0	1.3	13.0
P-S-34	3.0	1.0	126.0	35.1	10.6	4.4	264.0	-0.4	23.0
P-S-9	109.0	1.0	53.0	105.0	12.9	5.9	307.0	-0.4	2890.0
P-S-3	1.0	1.0	46.0	143.9	1.8	2.4	62.0	1.8	27.0
P-S-8	0.3	4.0	63.0	165.6	19.9	6.8	180.0	-0.4	3544.0

P-S-7	23.0	3.0	48.0	11.7	6.2	5.8	147.0	-0.4	857.0
P-S-11	6.0	4.0	60.0	275.5	4.1	5.3	114.0	-0.4	127.0
P-S-48	2.0	53.0	127.0	23.2	5.4	4.1	137.0	1.2	40.0
P-S-44	0.4	26.0	41.0	10.8	1.8	1.9	37.0	-0.4	8.0
P-S-23	24.0	6.0	50.0	13.5	7.1	8.6	88.0	-0.4	556.0
P-S-20	8.0	0.8	82.0	112.0	7.3	7.5	186.0	1.3	211.0
P-S-2	5.0	2.0	59.0	354.4	5.0	3.8	45.0	-0.4	143.0
P-S-4	4.0	1.0	62.0	323.7	4.2	3.6	47.0	-0.4	105.0
P-S-50	3.0	3.0	12.0	14.0	2.1	3.9	368.0	-0.4	134.0
P-S-45	0.4	16.0	43.0	13.7	1.5	1.8	28.0	-0.4	16.0
P-S-13	2.0	31.0	32.0	201.9	1.9	3.7	1063.0	-0.4	35.0
P-S-51	0.4	4.0	63.0	24.3	2.4	2.8	267.0	-0.4	9.0
P-S-31	3.0	44.0	47.0	45.4	2.7	1.8	83.0	-0.4	72.0
P-S-5	1.0	1.0	32.0	258.1	1.7	3.0	26.0	1.3	17.0
P-S-22	0.4	6.0	46.0	14.1	0.8	2.5	36.0	-0.4	5.0
P-S-19	0.4	0.8	10.0	78.2	2.7	3.2	345.0	-0.4	7.0
P-S-42	0.4	12.0	26.0	11.4	0.8	2.1	14.0	-0.4	1.0
P-S-46	0.4	14.0	28.0	10.4	1.2	2.1	27.0	-0.4	1.0
P-S-47	0.4	6.0	26.0	11.1	0.8	2.1	10.0	-0.4	1.0

	Th(ppm)	Ti(%)	Nd(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Yb(ppm)	Eu(ppm)	Er(ppm)	Ga(ppm)
P-S-39	-2.2	0.2	6.0	67.0	7.0	1.5	-5.8	-4.1	4.0
P-S-27	-2.2	0.1	6.0	85.0	2.0	3.0	-5.8	-4.1	10.0
P-S-25	-2.2	0.1	10.0	58.0	4.0	2.3	-5.8	-4.1	8.0
P-S-1	5.6	0.1	11.0	43.0	19.0	2.7	-5.8	2.3	13.0
P-S-36	-2.2	0.1	9.0	69.0	8.0	1.4	-5.8	-4.1	11.0

	Gd(ppm)	Hf(ppm)	K(%)	La(ppm)	Pb(ppm)	Mn(ppm)	Mo(ppm)	Na(%)	Nb(ppm)
P-S-16	3.1	1.6	0.5	26.0	16.0	1181.0	2.4	4.7	42.0
P-S-15	3.7	1.6	2.1	23.0	16.0	1319.0	1.3	3.2	49.0
P-S-53	1.3	1.0	0.4	15.0	12.0	1051.0	-1.5	1.6	10.0
P-S-54	2.7	1.6	0.5	18.0	19.0	885.0	-1.5	1.8	5.0
P-S-32	3.9	4.0	0.4	35.0	16.0	451.0	-1.5	2.6	13.0
P-S-28	10.7	3.0	0.8	14.0	18.0	584.0	-1.5	0.8	15.0
P-S-43	4.2	3.0	0.4	128.0	22.0	459.0	-1.5	2.3	11.0
P-S-10	1.6	3.0	0.3	109.0	19.0	896.0	-1.5	0.6	5.0
P-S-21	2.3	2.0	0.2	12.0	20.0	1135.0	-1.5	0.7	9.0
P-S-34	6.7	3.0	0.1	9.0	21.0	1979.0	-1.5	0.3	3.0
P-S-9	5.7	2.0	0.1	1974.0	40.0	763.0	-1.5	0.3	5.0
P-S-3	1.8	2.0	0.2	14.0	13.0	318.0	1.7	6.6	25.0
P-S-8	11.4	2.0	0.1	2542.0	35.0	1278.0	-1.5	0.3	6.0
P-S-7	4.3	1.0	0.1	617.0	36.0	998.0	-1.5	0.4	3.0
P-S-11	3.0	3.0	0.1	93.0	35.0	1258.0	-1.5	0.3	3.0
P-S-48	5.1	4.0	1.0	22.0	278.0	511.0	-1.5	2.5	8.0
P-S-44	1.7	1.6	0.6	3.0	45.0	712.0	-1.5	0.5	4.0
P-S-23	3.0	2.0	0.2	314.0	45.0	661.0	-1.5	0.2	1.0
Th(ppm)	Ti(%)	Nd(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Yb(ppm)	Eu(ppm)	Er(ppm)	Ga(ppm)	Th(ppm)
P-S-20	5.1	3.0	0.1	171.0	24.0	1869.0	-1.5	0.1	7.0
P-S-2	3.3	2.0	0.1	63.0	21.0	237.0	-1.5	6.0	17.0

P-S-4	3.0	2.0	0.1	49.0	17.0	211.0	-1.5	6.1	16.0
P-S-50	1.6	1.6	0.2	82.0	21.0	1221.0	-1.5	0.5	4.0
P-S-45	1.3	1.6	0.4	7.0	42.0	681.0	-1.5	0.7	6.0
P-S-13	1.5	2.0	1.0	27.0	22.0	413.0	-1.5	0.4	7.0
P-S-51	2.3	1.0	0.2	9.0	25.0	1451.0	-1.5	0.4	4.0
P-S-31	2.2	2.0	1.1	48.0	18.0	1758.0	-1.5	0.6	7.0
P-S-5	1.6	2.0	0.1	11.0	15.0	199.0	1.7	6.6	19.0
P-S-22	0.3	2.0	0.2	3.0	42.0	774.0	-1.5	0.2	1.0
-S-16	1.2	1.2	25.0	80.0	24.0	2.6	-5.8	-4.1	14.0
P-S-15	1.1	1.1	26.0	91.0	27.0	2.9	-5.8	2.6	15.0
P-S-53	-2.2	1.1	18.0	158.0	12.0	1.7	-5.8	-4.1	11.0
P-S-54	-2.2	0.5	14.0	188.0	24.0	2.8	-5.8	2.0	15.0
P-S-32	7.6	0.4	15.0	87.0	20.0	1.9	-5.8	2.5	17.0
P-S-28	1.8	0.4	15.0	67.0	68.0	5.2	-5.8	7.7	12.0
P-S-43	6.1	0.3	21.0	76.0	30.0	3.4	-5.8	2.6	9.0
P-S-10	4.7	0.3	15.0	45.0	9.0	0.8	-5.8	-4.1	5.0
P-S-21	-2.2	0.3	10.0	47.0	16.0	1.5	-5.8	-4.1	9.0
P-S-34	1.1	0.3	15.0	166.0	27.0	3.1	4.0	3.1	10.0
P-S-9	8.5	0.3	124.0	90.0	10.0	2.7	-5.8	-4.1	51.0
P-S-3	1.6	0.3	10.0	31.0	15.0	1.9	-5.8	-4.1	16.0
P-S-8	9.2	0.3	153.0	77.0	52.0	6.2	4.0	4.9	50.0
P-S-7	8.0	0.3	44.0	87.0	23.0	3.6	-5.8	2.4	17.0
P-S-11	4.4	0.3	15.0	86.0	14.0	2.7	-5.8	-4.1	9.0
P-S-48	4.7	0.3	12.0	46.0	28.0	2.2	-5.8	2.9	8.0
P-S-44	-2.2	0.3	9.0	113.0	14.0	4.0	-5.8	-4.1	10.0
P-S-23	13.5	0.3	40.0	97.0	5.0	3.2	-5.8	-4.1	24.0
P-S-20	8.9	0.3	19.0	74.0	25.0	2.8	3.0	2.7	10.0
P-S-2	3.7	0.3	17.0	29.0	19.0	1.6	-5.8	-4.1	17.0
P-S-4	4.2	0.3	15.0	26.0	19.0	1.4	-5.8	-4.1	16.0
P-S-50	6.0	0.2	15.0	63.0	21.0	2.0	-5.8	-4.1	5.0
P-S-45	-2.2	0.2	9.0	96.0	10.0	3.6	-5.8	-4.1	10.0
P-S-13	2.4	0.2	9.0	50.0	10.0	0.8	-5.8	-4.1	7.0
P-S-51	-2.2	0.2	10.0	74.0	27.0	3.2	-5.8	-4.1	7.0
P-S-31	-2.2	0.2	11.0	43.0	14.0	1.4	-5.8	-4.1	7.0
P-S-5	1.1	0.2	8.0	27.0	11.0	0.8	-5.8	-4.1	20.0
P-S-22	1.3	0.2	8.0	78.0	4.0	2.9	-5.8	-4.1	13.0
P-S-19	1.1	0.2	9.0	73.0	15.0	2.4	-5.8	-4.1	13.0
P-S-42	-2.2	0.2	7.0	98.0	8.0	3.4	-5.8	-4.1	9.0
P-S-46	-2.2	0.2	8.0	101.0	7.0	3.7	-5.8	-4.1	11.0
P-S-47	-2.2	0.2	7.0	130.0	4.0	3.9	-5.8	-4.1	13.0
P-S-29	-2.2	0.2	7.0	126.0	18.0	4.4	-5.8	-4.1	8.0
P-S-26	2.9	0.2	8.0	60.0	9.0	0.8	-5.8	-4.1	6.0
P-S-49	-2.2	0.2	7.0	91.0	4.0	3.0	-5.8	-4.1	9.0
P-S-40	5.5	0.2	15.0	49.0	2.0	0.8	-5.8	-4.1	10.0
P-S-24	1.8	0.2	8.0	52.0	3.0	1.6	-5.8	-4.1	9.0



P-S-41	-2.2	0.2	6.0	88.0	2.0	3.3	-5.8	-4.1	20.0
Sample No	Co(ppm)	Cr(ppm)	Cu(ppm)	Dy(ppm)	Al(%)	As(ppm)	Ba(ppm)	Ca(%)	Zn(ppm)
P-S-16	21.0	10.0	9.0	3.8	6.9	2.0	85.0	3.4	38.0
P-S-15	19.0	3.0	5.0	4.8	6.6	3.0	583.0	3.2	71.0
P-S-53	59.0	32.0	185.0	1.6	9.7	3.0	177.0	9.2	66.0
P-S-54	25.0	95.0	49.0	3.8	8.3	20.0	402.0	6.2	55.0
P-S-32	20.0	92.0	61.0	4.9	7.5	11.0	140.0	8.8	28.0
P-S-28	21.0	45.0	5.0	14.8	5.5	4.0	71.0	2.0	41.0
P-S-43	14.0	65.0	4.0	5.0	4.9	11.0	90.0	6.8	22.0
P-S-10	23.0	78.0	5.0	1.7	1.7	14.0	38.0	19.0	28.0
P-S-21	15.0	69.0	4.0	2.9	4.0	4.0	54.0	13.4	35.0
P-S-34	8.0	113.0	5.0	6.0	3.2	5.0	3624.0	19.3	30.0
P-S-9	76.0	47.0	5.0	2.5	2.8	52.0	10.0	8.1	21.0
P-S-3	4.0	23.0	7.0	2.9	6.3	2.0	46.0	2.8	20.0
P-S-8	14.0	45.0	7.0	8.9	3.0	62.0	12.0	16.1	29.0
P-S-7	10.0	34.0	4.0	4.4	1.8	16.0	10.0	10.4	21.0
P-S-11	13.0	67.0	11.0	3.4	2.4	3.0	45.0	14.0	22.0
P-S-48	12.0	75.0	16.0	5.5	5.2	3.0	766.0	8.1	20.0
P-S-44	20.0	39.0	5.0	2.3	1.7	3.0	63.0	3.2	21.0
P-S-23	15.0	21.0	4.0	1.4	0.9	10.0	31.0	2.7	16.0
P-S-20	7.0	68.0	4.0	5.1	4.1	11.0	10.0	18.8	19.0
P-S-2	4.0	11.0	10.0	3.1	6.2	10.0	56.0	2.4	21.0
P-S-4	3.0	20.0	8.0	2.9	5.7	2.0	16.0	2.6	15.0
P-S-50	12.0	81.0	91.0	1.9	3.4	3.0	74.0	12.6	55.0
P-S-45	16.0	18.0	5.0	1.5	1.7	1.0	43.0	1.7	22.0
P-S-13	6.0	26.0	10.0	2.1	2.9	2.0	435.0	27.0	35.0
P-S-51	49.0	47.0	179.0	2.8	3.4	98.0	77.0	14.4	21.0
P-S-31	18.0	71.0	4.0	2.7	2.4	1.0	401.0	10.6	13.0
P-S-5	3.0	6.0	5.0	2.3	3.6	1.0	10.0	2.4	14.0
P-S-22	15.0	17.0	8.0	0.8	1.1	2.0	44.0	3.7	20.0
P-S-19	55.0	31.0	3.0	2.3	3.5	12.0	10.0	10.4	36.0
P-S-42	20.0	22.0	44.0	1.7	0.6	4.0	39.0	3.4	23.0
P-S-46	15.0	39.0	5.0	1.4	1.1	2.0	50.0	2.9	20.0
P-S-47	11.0	3.0	51.0	0.8	0.4	3.0	17.0	1.3	20.0
P-S-29	40.0	94.0	4.0	3.1	0.8	1.0	10.0	5.5	19.0
P-S-26	22.0	30.0	18.0	2.0	2.2	4.0	135.0	23.8	26.0
P-S-49	18.0	20.0	29.0	0.8	0.9	4.0	36.0	5.3	31.0
P-S-40	653.0	31.0	14.0	0.8	0.6	86.0	76.0	10.0	27.0
P-S-24	227.0	28.0	276.0	0.8	3.9	310.0	83.0	4.1	15.0
P-S-41	38.0	7.0	4.0	0.8	0.6	5.0	516.0	2.9	35.0
P-S-38	7.0	56.0	4.0	1.8	0.9	1.0	1993.0	10.7	18.0
P-S-39	8.0	32.0	5.0	1.6	0.5	2.0	3790.0	4.6	14.0
P-S-27	41.0	2.0	30.0	0.8	0.1	3.0	10.0	2.4	15.0
Sample No	Pr(ppm)	Rb(ppm)	Zr(ppm)	Sb(ppm)	Sm(ppm)	Sn(ppm)	Sr(ppm)	Ta(ppm)	Ce(ppm)
P-S-16	2.0	2.0	9.0	105.2	3.7	2.7	252.0	3.3	46.0

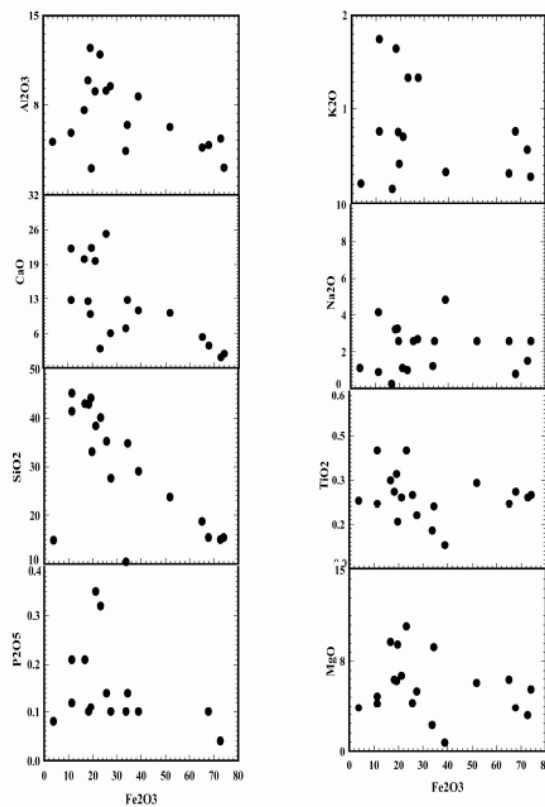
P-S-15	3.0	16.0	12.0	97.0	4.1	2.3	250.0	3.7	45.0
P-S-53	0.4	4.0	27.0	41.1	1.5	1.4	731.0	-0.4	16.0
P-S-54	2.0	10.0	10.0	46.6	3.0	2.5	370.0	-0.4	27.0
P-S-32	4.0	12.0	71.0	89.7	4.9	7.2	586.0	1.6	55.0
P-S-28	2.0	2.0	126.0	59.8	8.8	4.8	44.0	2.2	30.0
P-S-43	7.0	6.0	81.0	23.6	5.7	5.1	370.0	1.4	200.0
P-S-10	4.0	6.0	70.0	234.0	2.0	4.6	101.0	1.0	151.0
P-S-21	1.0	1.0	47.0	57.5	2.8	3.0	233.0	1.3	13.0
P-S-34	3.0	1.0	126.0	35.1	10.6	4.4	264.0	-0.4	23.0
P-S-9	109.0	1.0	53.0	105.0	12.9	5.9	307.0	-0.4	2890.0
P-S-3	1.0	1.0	46.0	143.9	1.8	2.4	62.0	1.8	27.0
P-S-8	0.3	4.0	63.0	165.6	19.9	6.8	180.0	-0.4	3544.0
P-S-7	23.0	3.0	48.0	11.7	6.2	5.8	147.0	-0.4	857.0
P-S-11	6.0	4.0	60.0	275.5	4.1	5.3	114.0	-0.4	127.0
P-S-48	2.0	53.0	127.0	23.2	5.4	4.1	137.0	1.2	40.0
P-S-44	0.4	26.0	41.0	10.8	1.8	1.9	37.0	-0.4	8.0
P-S-23	24.0	6.0	50.0	13.5	7.1	8.6	88.0	-0.4	556.0
P-S-20	8.0	0.8	82.0	112.0	7.3	7.5	186.0	1.3	211.0
P-S-2	5.0	2.0	59.0	354.4	5.0	3.8	45.0	-0.4	143.0
P-S-4	4.0	1.0	62.0	323.7	4.2	3.6	47.0	-0.4	105.0
P-S-50	3.0	3.0	12.0	14.0	2.1	3.9	368.0	-0.4	134.0
P-S-45	0.4	16.0	43.0	13.7	1.5	1.8	28.0	-0.4	16.0
P-S-13	2.0	31.0	32.0	201.9	1.9	3.7	1063.0	-0.4	35.0
P-S-51	0.4	4.0	63.0	24.3	2.4	2.8	267.0	-0.4	9.0
P-S-31	3.0	44.0	47.0	45.4	2.7	1.8	83.0	-0.4	72.0
P-S-5	1.0	1.0	32.0	258.1	1.7	3.0	26.0	1.3	17.0
P-S-22	0.4	6.0	46.0	14.1	0.8	2.5	36.0	-0.4	5.0
P-S-19	0.4	0.8	10.0	78.2	2.7	3.2	345.0	-0.4	7.0
P-S-42	0.4	12.0	26.0	11.4	0.8	2.1	14.0	-0.4	1.0
P-S-46	0.4	14.0	28.0	10.4	1.2	2.1	27.0	-0.4	1.0
P-S-47	0.4	6.0	26.0	11.1	0.8	2.1	10.0	-0.4	1.0

	Th(ppm)	Ti(%)	Nd(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Yb(ppm)	Eu(ppm)	Er(ppm)	Ga(ppm)
P-S-39	-2.2	0.2	6.0	67.0	7.0	1.5	-5.8	-4.1	4.0
P-S-27	-2.2	0.1	6.0	85.0	2.0	3.0	-5.8	-4.1	10.0
P-S-25	-2.2	0.1	10.0	58.0	4.0	2.3	-5.8	-4.1	8.0
P-S-1	5.6	0.1	11.0	43.0	19.0	2.7	-5.8	2.3	13.0
P-S-36	-2.2	0.1	9.0	69.0	8.0	1.4	-5.8	-4.1	11.0

	Gd(ppm)	Hf(ppm)	K(%)	La(ppm)	Pb(ppm)	Mn(ppm)	Mo(ppm)	Na(%)	Nb(ppm)
P-S-16	3.1	1.6	0.5	26.0	16.0	1181.0	2.4	4.7	42.0
P-S-15	3.7	1.6	2.1	23.0	16.0	1319.0	1.3	3.2	49.0
P-S-53	1.3	1.0	0.4	15.0	12.0	1051.0	-1.5	1.6	10.0
P-S-54	2.7	1.6	0.5	18.0	19.0	885.0	-1.5	1.8	5.0
P-S-32	3.9	4.0	0.4	35.0	16.0	451.0	-1.5	2.6	13.0
P-S-28	10.7	3.0	0.8	14.0	18.0	584.0	-1.5	0.8	15.0
P-S-43	4.2	3.0	0.4	128.0	22.0	459.0	-1.5	2.3	11.0
P-S-10	1.6	3.0	0.3	109.0	19.0	896.0	-1.5	0.6	5.0
P-S-21	2.3	2.0	0.2	12.0	20.0	1135.0	-1.5	0.7	9.0

P-S-34	6.7	3.0	0.1	9.0	21.0	1979.0	-1.5	0.3	3.0
P-S-9	5.7	2.0	0.1	1974.0	40.0	763.0	-1.5	0.3	5.0
P-S-3	1.8	2.0	0.2	14.0	13.0	318.0	1.7	6.6	25.0
P-S-8	11.4	2.0	0.1	2542.0	35.0	1278.0	-1.5	0.3	6.0
P-S-7	4.3	1.0	0.1	617.0	36.0	998.0	-1.5	0.4	3.0
P-S-11	3.0	3.0	0.1	93.0	35.0	1258.0	-1.5	0.3	3.0
P-S-48	5.1	4.0	1.0	22.0	278.0	511.0	-1.5	2.5	8.0
P-S-44	1.7	1.6	0.6	3.0	45.0	712.0	-1.5	0.5	4.0
P-S-23	3.0	2.0	0.2	314.0	45.0	661.0	-1.5	0.2	1.0
Th(ppm)	Ti(%)	Nd(ppm)	V(ppm)	Y(ppm)	Yb(ppm)	Eu(ppm)	Er(ppm)	Ga(ppm)	Th(ppm)
P-S-20	5.1	3.0	0.1	171.0	24.0	1869.0	-1.5	0.1	7.0
P-S-2	3.3	2.0	0.1	63.0	21.0	237.0	-1.5	6.0	17.0
P-S-4	3.0	2.0	0.1	49.0	17.0	211.0	-1.5	6.1	16.0
P-S-50	1.6	1.6	0.2	82.0	21.0	1221.0	-1.5	0.5	4.0
P-S-45	1.3	1.6	0.4	7.0	42.0	681.0	-1.5	0.7	6.0
P-S-13	1.5	2.0	1.0	27.0	22.0	413.0	-1.5	0.4	7.0
P-S-51	2.3	1.0	0.2	9.0	25.0	1451.0	-1.5	0.4	4.0
P-S-31	2.2	2.0	1.1	48.0	18.0	1758.0	-1.5	0.6	7.0
P-S-5	1.6	2.0	0.1	11.0	15.0	199.0	1.7	6.6	19.0
P-S-22	0.3	2.0	0.2	3.0	42.0	774.0	-1.5	0.2	1.0
-S-16	1.2	1.2	25.0	80.0	24.0	2.6	-5.8	-4.1	14.0
P-S-15	1.1	1.1	26.0	91.0	27.0	2.9	-5.8	2.6	15.0
P-S-53	-2.2	1.1	18.0	158.0	12.0	1.7	-5.8	-4.1	11.0
P-S-54	-2.2	0.5	14.0	188.0	24.0	2.8	-5.8	2.0	15.0
P-S-32	7.6	0.4	15.0	87.0	20.0	1.9	-5.8	2.5	17.0
P-S-28	1.8	0.4	15.0	67.0	68.0	5.2	-5.8	7.7	12.0
P-S-43	6.1	0.3	21.0	76.0	30.0	3.4	-5.8	2.6	9.0
P-S-10	4.7	0.3	15.0	45.0	9.0	0.8	-5.8	-4.1	5.0
P-S-21	-2.2	0.3	10.0	47.0	16.0	1.5	-5.8	-4.1	9.0
P-S-34	1.1	0.3	15.0	166.0	27.0	3.1	4.0	3.1	10.0
P-S-9	8.5	0.3	124.0	90.0	10.0	2.7	-5.8	-4.1	51.0
P-S-3	1.6	0.3	10.0	31.0	15.0	1.9	-5.8	-4.1	16.0
P-S-8	9.2	0.3	153.0	77.0	52.0	6.2	4.0	4.9	50.0
P-S-7	8.0	0.3	44.0	87.0	23.0	3.6	-5.8	2.4	17.0
P-S-11	4.4	0.3	15.0	86.0	14.0	2.7	-5.8	-4.1	9.0
P-S-48	4.7	0.3	12.0	46.0	28.0	2.2	-5.8	2.9	8.0
P-S-44	-2.2	0.3	9.0	113.0	14.0	4.0	-5.8	-4.1	10.0
P-S-23	13.5	0.3	40.0	97.0	5.0	3.2	-5.8	-4.1	24.0
P-S-20	8.9	0.3	19.0	74.0	25.0	2.8	3.0	2.7	10.0
P-S-2	3.7	0.3	17.0	29.0	19.0	1.6	-5.8	-4.1	17.0
P-S-4	4.2	0.3	15.0	26.0	19.0	1.4	-5.8	-4.1	16.0
P-S-50	6.0	0.2	15.0	63.0	21.0	2.0	-5.8	-4.1	5.0
P-S-45	-2.2	0.2	9.0	96.0	10.0	3.6	-5.8	-4.1	10.0
P-S-13	2.4	0.2	9.0	50.0	10.0	0.8	-5.8	-4.1	7.0
P-S-51	-2.2	0.2	10.0	74.0	27.0	3.2	-5.8	-4.1	7.0

P-S-31	-2.2	0.2	11.0	43.0	14.0	1.4	-5.8	-4.1	7.0
P-S-5	1.1	0.2	8.0	27.0	11.0	0.8	-5.8	-4.1	20.0
P-S-22	1.3	0.2	8.0	78.0	4.0	2.9	-5.8	-4.1	13.0
P-S-19	1.1	0.2	9.0	73.0	15.0	2.4	-5.8	-4.1	13.0
P-S-42	-2.2	0.2	7.0	98.0	8.0	3.4	-5.8	-4.1	9.0
P-S-46	-2.2	0.2	8.0	101.0	7.0	3.7	-5.8	-4.1	11.0
P-S-47	-2.2	0.2	7.0	130.0	4.0	3.9	-5.8	-4.1	13.0
P-S-29	-2.2	0.2	7.0	126.0	18.0	4.4	-5.8	-4.1	8.0
P-S-26	2.9	0.2	8.0	60.0	9.0	0.8	-5.8	-4.1	6.0
P-S-49	-2.2	0.2	7.0	91.0	4.0	3.0	-5.8	-4.1	9.0
P-S-40	5.5	0.2	15.0	49.0	2.0	0.8	-5.8	-4.1	10.0
P-S-24	1.8	0.2	8.0	52.0	3.0	1.6	-5.8	-4.1	9.0
P-S-41	-2.2	0.2	6.0	88.0	2.0	3.3	-5.8	-4.1	20.0



شکل ۶: نمودارهای تغییرات مقدار اکسیدهای اصلی  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  نسبت به  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (مقادیر بر اساس درصد وزنی) را نشان می‌دهد.

Fig. 6: The charts show the changes in the amount of main oxides  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  compared to  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (values based on weight percentage).

اسکارنی (خارج از منطقه آنومالی) دیده نشده است (Zamanian et al, 2014). برای بهتر نمایان شدن همبستگی‌ها می‌توان اعداد در یک ضریب ثابت ضرب یا تقسیم نمود (Zamanian et al, 2014). نسبت  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  و  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  که بنا بر معادلات ۴ و ۵:

**عناصر خاکی کمیاب**  
رفتار عناصر نادر خاکی برای تعیین نحوه تشکیل، برای کانسارهای آهن با منشا متفاوت آذرین یا رسوبی دارای اهمیت است (Naslund et al, 2000). در این کانسار همبستگی مثبتی بین عناصر نادر خاکی با  $\text{P}_2\text{O}_5$  در منطقه

تفریق بیشتر در بخش LREE از نمودار قابل مشاهده است، جایی که میانگین La/Sm ۱۲ می‌باشد، در حالی که میانگین نسبت Gd/Lu در بخش HREE برابر با ۲/۹۵ است. الگوی تغییرات REE در این کانسار نشان می‌دهد که تحت تاثیر دگرسانی هیدروترمال قرار گرفته است. مقدار مجموع عناصر نادر خاکی بین ۱۳/۱ تا ۳۷۵/۱ گرم در تن است (شکل ۷). که مشابه میزان گزارش شده برای کانسارهای مگنتیت‌دار اسکارنی می‌باشد (Gasper et al, 2007). با توجه به نمودار نرمالایز شده نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی در LREE و تهی‌شدگی در HREE بوده و همچنین آنومالی مثبت Eu است (مقدار اندازه‌گیری شده در نمونه (P-34)، که این وضعیت نشان دهنده کانسارهای تیپ اسکارن است (Bea et al, 1996). به احتمال زیاد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نشان می‌دهد که این عناصر به صورت جانمایی در شبکه کانی‌های گارنت و زیرکن و همچنین کانه مگنتیت می‌توانند حضور داشته باشند.

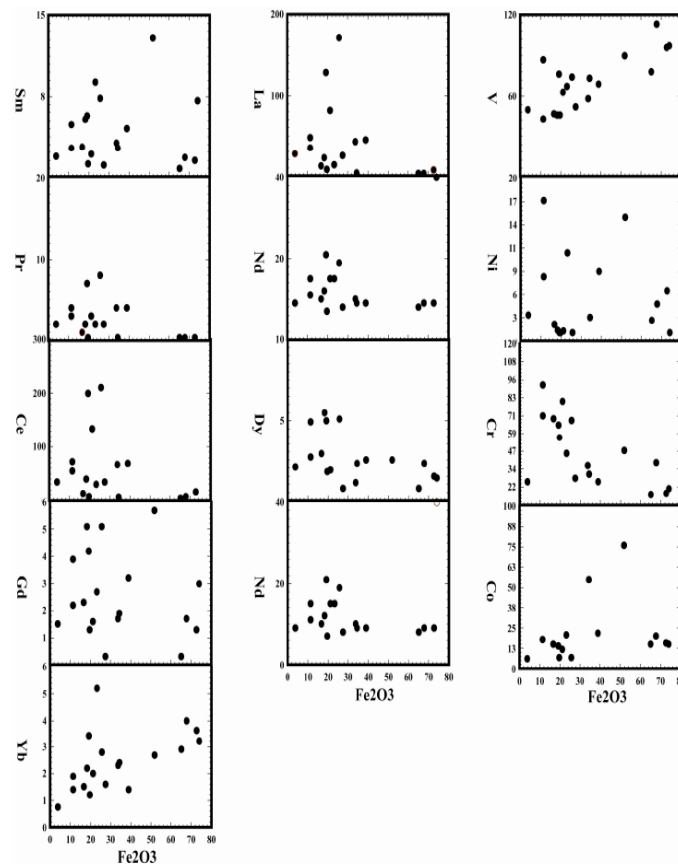
رابطه ۳)

$$Eu/Eu^* = \{(2Eu)_{sp}/(Eu)_{ch}\} / \{(Sm)_{sp}/(Sm)_{ch}\} + \{(Gd)_{sp}/(Gd)_{ch}\}$$

رابطه ۴)

$$Ce/Ce^* = \{(2Ce)_{sp}/(Ce)_{ch}\} / \{(La)_{sp}/(La)_{ch}\} + \{(Pr)_{sp}/(Pr)_{ch}\}$$

محاسبه می‌شود و مقیاسی از بی‌هنجاری بوده و مقادیر بالاتر از ۱ بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از ۱ بی‌هنجاری منفی است. مقادیر محاسبه شده برای  $Eu/Eu^*$  بین ۱/۴ تا ۲/۴ و  $Ce/Ce^*$  بین ۰/۶۷ تا ۳/۲۸۱ در تغییر است. این ارتباط بین Ce و REE بیان کننده ثابت شدن Ce به صورت  $Ce^{4+}$  در شرایط اکسیدی و اسیدی است، در حالی که در شرایط بازی عنصر Ce با لیگاندهای کربنات، تشکیل هم-بافت داده و از گستره شسته شده و حرکت می‌کند که باعث بی‌هنجاری منفی Ce می‌گردد. (Gasper et al, 2007). رفتار Eu در نمونه‌ها قابل اندازه‌گیری نبوده است بر همین اساس نمی‌توان راجع به نتایج آن بررسی مناسبی نمود.



شکل ۷: تغییرات مقدار عناصر REE (گرم در تن) در نمونه‌های کانسنگ آهن نسبت به مقدار درصد اکسید آهن و کبالت، کروم، نیکل و وانادیم (گرم در تن) نسبت به درصد اکسید آهن.

Fig. 7: Changes in the amount of REE elements (ppm) in iron ore samples relative to the percentage of iron oxide and cobalt, chromium, nickel and vanadium (ppm) relative to the percentage of iron oxide.

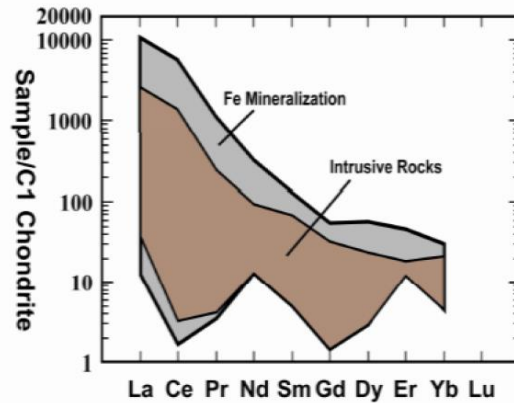
## نتایج و بحث

کانه‌زایی‌های مگنتیت منطقه بافق بر اساس مطالعات ویلیامز (Williams et al, 2005; Förster, 1994) دیاترم‌هایی هستند که توسط اکسید آهن-آپاتیت پر شده است. کانسنگ سیال نامیژاکی بوده که از یک ماگمای ملانفلینیتی حاصل از گوشته منشا گرفته است. دلیران (Daliran, 2002; 2007) و مقتدری (Moghtaderi, 2007) کانسارهای این منطقه را به تفریق ماگمایی پیش‌رونده نسبت داده است. رحمانی (Rhmani, 2002) کانه‌زایی را در ارتباط با توده‌های آهن-آپاتیت دانسته است. مر (Moore, 2003) جدایش یک مذاب آهن رابه همراه فرآیندهای گرمایی موثر در متاسوماتیسم الکلن در کانه‌زایی موثر دانسته است. تقوی (Tghavi, 2007) تشکیل کانسنگ آنومالی شمالی بافق با تیپ مگنتیت-آمفیبول با فرآیندهای ماگمایی و پیدایش کانسنگ تیپ مگنتیت-آلبیت و دگرسانی آلبیتی با سیالات گرمایی حاصل از سرد شدن ماگما در ارتباط است. بنیادی (Bonyadi et al, 2011) با مطالعه کانه‌زایی سه‌چاهون این کانه‌زایی را از نوع IOA با تغییرات و تاثیرات سبالات گرمایی در مراحل بعد در نظر گرفته است. با توجه به نزدیکی کانه‌زایی آهن آنومالی ۱۶ ب به دیگر کانه‌زایی‌های آهن منطقه بافق ممکن است این فرض که این کانسار هم مشابه دیگر کانسارهای منطقه بافق دارای تیپ ماگمایی است را در نظر گرفت، اما قرارگیری این کانسار در حاشیه توده نفوذی عمقی با توجه به مطالعات حفاری صورت گرفته ممکن است نشان‌دهنده منشا اسکارنی برای این کانسار باشد. نتایج مطالعات حاضر در این کانسار، نشان‌دهنده مگنتیت، به صورت عدسی شکل با ساخت توده-های و ذخیره ای قطعی معادل ۱۷/۹ میلیون تن با عیار ۳۴/۹ درصد است. گمانه‌های حفاری شده نشان‌دهنده باندهای اسکارنی به‌همراه کانه‌زایی آهن است و در انتهای گمانه‌ها دیوریت و سینودپوریت دیده شده است. ترکیب کانی‌شناسی کانسنگ در بخش‌های مختلف کانی‌سازی با دور شدن از توده نفوذی از عمق به سطح متفاوت است. ترکیب کانی‌شناسی از مگنتیت خالص تا مگنتیت-هماتیت (با عیار ۱۵ درصد) و ۳ درصد ایلمنیت تغییر می‌کند. سنگ‌های کانی‌سازی شده‌ای که تحت اسکارنی شدن قرار گرفته‌اند همراه با سنگ‌های کربناته (مرمر) دیده می‌شوند و اسکارن‌های پیوسته‌ای را می‌سازند که با از بین رفتن آنها

میگماتیت شکل می‌گیرد و جایگزین کانی‌های اسکارنی می‌شود. توده نفوذی زیر زون کانه‌دار که سبب تشکیل اسکارن و کانه‌زایی شده است دیوریت و سینیت قلیایی است. مگنتیت تحت شرایط متنوعی از تبلور، در دمای بالا از مذاب سیلیکاتی و یا سولفیدی تا ته‌نشست در دمای پایین از یک سیال هیدروترمال، شکل می‌گیرد. مگنتیت خالص بر خلاف آپاتیت و تیتانومگنتیت به علت شعاع یونی عناصر تشکیل دهنده آن، تمرکز دهنده مناسبی برای REE نیست (Azizi et al, 2009). عناصر نادر خاکی به شکل کلی می‌توانند در آپاتیت‌ها جمع شوند و به همین دلیل این عناصر ارتباط نزدیکی با مقدار فسفر دارند. میزان فسفر در نمونه‌های گرفته شده از کانسنگ زیر ۰/۴ درصد است و مقدار پایین آن نشان‌دهنده نبود احتمالی کانه‌های فسفردار از جمله آپاتیت است. تطابق نمودارهای عناصر نادر در کانی‌سازی آهن و توده نفوذی نشان‌دهنده احتمالی یکسان بودن منشا کانی‌سازی با توده نفوذی است (شکل ۸). کانسارهای اسکارنی آهن می‌توانند الگوی متفاوتی از غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی از عناصر REE سبک و یا سنگین و یا بی‌هنجاری‌های Eu مثبت و منفی از خود نشان دهند (Bankwitz et al, 1997). از نظر ژئوشیمی نسبت کبالت به نیکل در کانسارهای آهن می‌تواند عاملی برای شناخت منشا آنها باشد (Bajwah et al, 1987) محلول‌های گرمایی توانایی حمل مقدار بالایی از Ni و Co را ندارند، مقدار پایین آنها در کانسنگ دلیلی بر حمل محلول کانه‌دار با سیالات گرمایی دمای پایین است (Meinert, 1992). کانسارهای آهن با منشاهاى مختلف دارای نسبت کبالت به نیکل متفاوتی هستند. بر اساس محاسبه کبالت به نیکل تغییرات مقدار این نسبت در حد فاصل ۱ تا ۵ نشان‌دهنده منشا هیدروترمال برای کانه‌زایی است (شکل ۹ A). نسبت عنصر وانادیم به کروم در این کانسار بر اساس نمودار (شکل ۹ B)، منشا ماگمایی را برای آن نشان نمی‌دهد (شکل ۱۳ B) نسبت نیکل به کروم نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های برداشت شده کانسنگ مگنتیت در محدوده هیدروترمالی است (شکل ۹ C). بر اساس نسبت عنصر قلع به گالیم و آلومینیوم به کبالت نمونه‌ها در محدوده اسکارنی قرار می‌گیرند (شکل ۹ D). در شکل ۱۰ الگوی پراکندگی اکثر عناصر کمیاب و فرعی که به کندریت نرمالایز شده، آورده شده است. طبق آنچه در نمودار مشاهده می‌شود، نمونه‌های

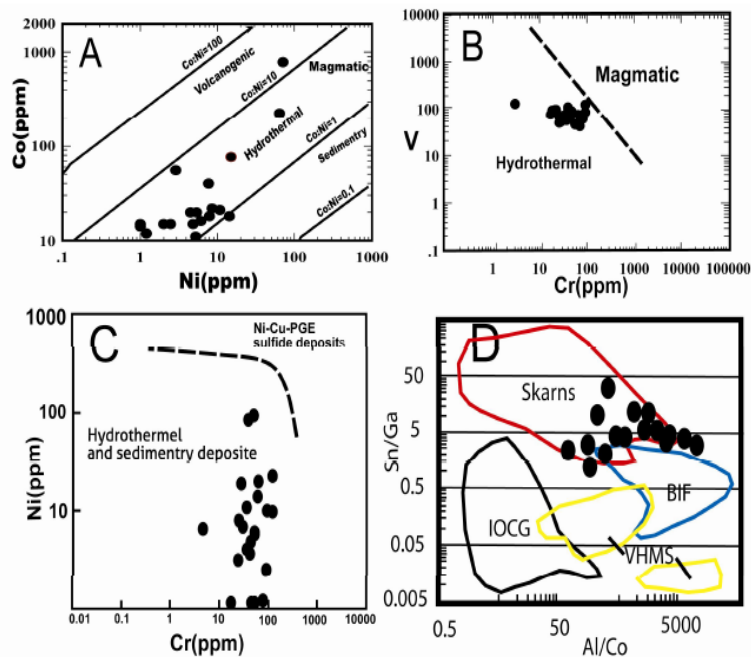
شکل ۱۰ تغییرات مقدار عناصر با نمودار کانسارهای تیپ اسکارنی هماهنگی بیشتری را نسبت به کانسارهای IOCG و BIF نشان می‌دهند. با توجه به شواهد فوق الذکر کانسار آهن آنومالی ۱۶ ب باقی تیپ کانه‌زایی اسکارنی را دارد.

مربوط به کانسار تهی‌شدگی در عناصر با قدرت بالا (HFSE) مثل V، Ti، Nb، Sc، Al و Zr نشان می‌دهند و این از ویژگی‌های کانسارهای گرمایی است (Zhiwei et al, 2004; Azizi et al, 2009; Kouhestani et al, 2016). با توجه به



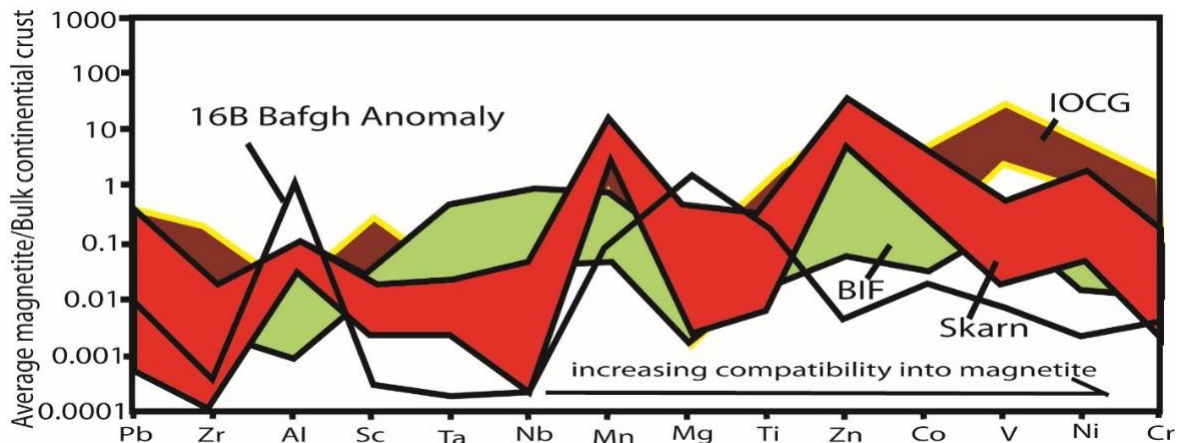
شکل ۸: مقایسه الگوی عناصر نادر در کانسار مگنتیتی آنومالی XVI-b با واحدهای نفوذی گرانیتی محدوده مورد مطالعه که نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند.

Fig. 8: Comparison of the pattern of rare elements in the XVI-b anomalous magnetite deposit with the granitic intrusive units of the study area that are normalized to chondrite.



شکل ۹: A: نمودار نسبت کبالت به نیکل و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در محدوده کانسارهای تیپ هیدروترمال. B: نمودار تغییرات نسبت وانادیم به کروم و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در محدوده کانسارهای تیپ هیدروترمال. C: نمودار تغییرات نسبت نیکل به کروم و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در محدوده کانسارهای تیپ هیدروترمال و رسوبی. D: نمودار تغییرات نسبت عناصر آلومینیوم به کبالت و قلع به گالیم و محل قرارگیری نمونه‌های کانسار ۱۶ ب در محدوده کانسارهای تیپ اسکارنی (مقادیر بر حسب گرم در تن).

Fig. 9: A: Cobalt to nickel ratio diagram and location of samples from deposit 16 b in the range of hydrothermal type deposits. B: The diagram of changes in the ratio of vanadium to chromium and the location of the samples of deposit 16 b in the hydrothermal range. C: Chart of changes in the ratio of nickel to chromium elements and the location of samples from deposit 16b in the range of hydrothermal deposits and sedimentary deposits. D: Changes in the ratio of elements aluminum to cobalt and tin to gallium and the location of samples from deposit 16b in Skarn type deposits (Amounts in grams per ton).



شکل ۱۰: الگوی پراکندگی عناصر کمیاب در کانسنگ آهن ۱۶ ب نسبت به کانی‌سازی اسکارن، IOCG و BIF (Dare et al, 2014).  
 Fig. 10: Dispersion pattern of trace elements in 16b iron ore in relation to skarn, IOCG and BIF mineralization (Dare et al, 2014).

پرکننده فضاهای خالی دیده می‌شود، چنین نشانه‌هایی همراه با شواهد ژئوشیمیایی کانی مگنتیت و تغییرات عناصر نادر خاکی در آنها نشان‌دهنده منشأ اولیه برای کانی‌سازی آهن آنومالی ۱۶ ب است. کانه‌زایی آهن بر اثر عملکرد توده نفوذی با توجه به وجود گارنت، مرمر و واحداسکارنی منطقه تشکیل و تجمع یافته است. تغییرات عناصر موجود در کانه زایی مگنتیت با استفاده از مطالعات ژئوشیمی عناصر کبالت، کروم، وانادیم، تیتان، گالیوم، قلع، آلومینیوم و استفاده از نمودارهای مختلف نشان‌دهنده قرارگیری این کانه‌زایی در موقعیت اسکارنی است.

#### سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده‌اند.

#### نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات زمین‌شناسی و پتروگرافی کانسار دارای مجموعه‌ای از واحدهای آذرین و دگرگونی در محدوده مورد مطالعه است که نفوذ واحد آذرین سبب تغییرات دگرگونی مجاورتی (تشکیل اسکارن و مرمر) شده است. از نظر کانی‌شناسی وجود ترمولیت، اکتینولیت و گارنت همراه با مگنتیت در این محدوده نشان‌دهنده شواهد دگرگونی حرارت بالا است. وجود مگنتیت همراه با کانی‌های سولفیدی در بخشی از محدوده مورد مطالعه (پیریت) و کوارتز، اکتینولیت، کلریت، آلبیت و کلسیت و گارنت که آن را همراهی می‌کنند و ناشی از عملکرد دگرسانی توسط سیالات ماگمایی هستند و تغییرات مقدار و اندازه بلورهای مگنتیت و نحوه ساخت و بافت کانه مگنتیت نشان دهنده عملکرد و تاثیر سیال در آنها است. مگنتیت بیشتر بصورت اولیه، توده‌ای و عدسی شکل همراه با باندهای اسکارنی و

#### References

- Azizi, H., Mehrabi, B. and Akabarpour, A., 2009. Genesis of Tertiary Magnetite– Apatite Deposits, Southeast of Zanjan, Iran. *Resource Geology*, v. 59, p. 330-341.
- Baiat, A., 2014. Geochemistry of gabbro-diorite masses of south western Behbad (Yazd province) and their possible role in iron-apatite mineralization. Master thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran.
- Bakhtiari, S., 2016. Genetic investigation of XIV Anomaly iron based on rare elements and rare earth elements in Bafq Area, Bafq, Iran. Ph.D thesis, University of Olomtahghighat, Tehran, Iran.
- Afzal, P., 2003. Genesis of Iran's iron deposits and valuable rare elements and minerals with them, master's thesis in mining engineering, Islamic Azad University, Tehran South Branch, 168 p (In Persian).
- Amirkhani, R., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A. and Azimzadeh, M.A., 2016. Mineralogy, geochemistry, fluid inclusion study and genesis of Homeijan magnetite- apatite mineralization, SW Behabad, Yazd province. *Scientific Quaternary Journal, Geoscience*, V. 26(103), p. 83-100.



- Bankwitz, P., Bau, U. and Seltmann, R., 1997. Magnetite Ore bearing belts of protozoic and lower Paleozoic age in Europe-comparison between the Besser Arc (Germany) and the Bergslagen province (Sweden). Mineral deposits, papuhan Rotterdam, 36 p.
- Bajwah, Z.U., Secombe, P.K. and Offler, R., 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratios and Genesis of the Big Cadiairon-copper deposit, New South Wales, Australia, Mineralium deposita, v. 22, p. 292-300.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths, implications for the chemistry of crustal melts. Journal of Petrology, v. 37, p. 521-552.
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B. and Meffre, S., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. Chemical Geology, v. 281, p. 253-269.
- Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H., 2016. Iron isotope fractionation during skarn-type alteration Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit, Ore Geology Reviews, v. 4, p. 139-150.
- Daliran, F., 2002. Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites, In Porter, T.M., (ed.), Publishing, p. 303-320.
- Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P.J., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and 'apatites' of the Bafq district, central east Iran. In: Stanely C. J. eds. Digging Deeper, p. 1501\_1504. Proceedings 9th Biennial SGA Meeting Dublin, Ireland.
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Méric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. Mineralium Deposita, v. 49(7), p. 785-796.
- Darvishzadeh, A., 1992. Geological survey of Iran, Tehran (In Persian).
- Emadi, B., 2009. The structural-metallurgical evolution of Zarigan-Sfordi mining field and its role in the formation of deposits of radioactive materials, lead and zinc, iron and apatite and rare earth elements, Master's Thesis, Research institute of Earth Sciences, GSI, 175 p (In Persian).
- Förster, H. and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in Central Iran: A highly mineralized InfraCambrian volcanic field. Econ. Geol., v. 89, p. 1697-1721.
- Gaspar, M., Knaack, Ch., Meinert, D.L. and Moretti, R., 2007. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit, Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 79, p. 185-205.
- Haghipour, A., 1977. Geological Map of Biabanak -Bafq Area. 1: 500,000. Geol. Surv. Iran.
- Heidarian, H., Alirezaie, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data, Ore Geology Reviews, v. 83, p. 43-62.
- Hooshmandzadeh, A.R., 1989. An introduction to the geology of Biabank-Bafaq area, Tehran Ministry of Mines and Metals (In Persian).
- Iranmanesh, S., 2013. Investigating the distribution, distribution and mineralogy of rare earth elements in iron ore-sfordi apatite, Bafaq area of Yazd, Master's Thesis, Research institute of Earth Sciences, GSI, Tehran (In Persian).
- Jafarzadeh, A., Gorbani, M. and Pezeshkpour, M., 1996. Iron deposits, book editing plan, Geological Organization of the country, v. 26, 213 p (In Persian).
- Kouhestani, H., Abrahimi, M. and Shahidi, A., 2016. Investigating the type and origin of iron mineralization in the copper mineral occurrence using lithology, mineralogy and geochemical data, Economic Geology, v. 7(1), p. 111-127 (In Persian).
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq District, Central Iran: New isotopic and geochemical evidence. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, v. 14(3), p. 259-269.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. Geosciences Canada, v. 19(4), p. 145-162.
- Moghtaderi, A., 2005. Geology and geochemistry of Chador Melo iron mine, southeast of Yazd, north of Shazaq Bafaq, PhD thesis, Shiraz University (In Persian).
- Naslund, H.R., Aguirre, R., Dobbs, F.M., Henriquez, F.J. and Nystrom, J.O., 2000. The origin, emplacement, and eruption of ore magmas, IX Congreso Geologico Chileno, Sociated geologica de chile, v. 2, p. 135-139.
- Nabavi, M.H., 1977. An introduction to the geology of Iran, Geological survey of Iran (In Persian).
- Rahmani, Sh., Amami, H. and Mokhtari, M., 2004. Mineralization of rare earth elements in Bafaq area, Poshteh Badam, 22nd Earth Sciences conferences. Tehran (In Persian).
- Samani, B., 1993. Saghand Formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. Geosciences: Scientific Quarterly Journal of the Geological Survey of Iran 2 (in Persian with English abstract), 32-45 p.
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran, apatite geochemistry and monazite geochronology. Min. Mag, v. 71, p. 347-363.

- Taghavi, A., 2007. Study and investigation of mineralogy and geochemistry of northern iron anomaly (North Bafq) and determination of the next iron grade" master's thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran (In Persian).
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S. and Marschik, R., 2007. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin, *Economic Geology*, v. 100, p. 371-405.
- Zamanian, H. and Radmard, K., 2014. The geochemistry of REEs in Baba Ali skarn deposit, key point for finding mineralization condition, *Journal of Crystallography and Mineralogy of Iran*, p. 743-758.
- Zhiwei, B., Zhenhua, Z., Jayanta, G., Anthony, E. and Jones, W., 2004. HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in southwestern Guizhou Province, China, *Geochemistry Journal*, v. 38, p. 363-381.