

Original Research Paper

# Investigation of iron occurrence by geophysics, geochemistry, and tectonic setting of granitoids of the East of Kuh-e Dom, Central Iran

Shiva Farangi<sup>1</sup>, Zahra Alaminia<sup>1\*</sup>, Mohammad Vahedi<sup>2</sup> and Hamzeh Sadeghisorkhani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup>Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

<sup>3</sup>Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received: 2022 September 13

Accepted: 2023 February 08

Available online: 2023 June 22

### Keywords:

Granitoid

Shoshonite

Iron skarn

Continental active arc

Anarak

## ABSTRACT

The granitoids of the east of Kuh-e Dom (northeast of Isfahan), are situated in the western part of the Central Iran zone, intruded into the Lower Cretaceous limestone, Early Eocene volcanic, and metamorphic basement rocks. The presence of a very strong anomaly in the magnetic data surveyed by the UAV in the center of the range proves the considerable magnetic mineralization. The dimensions of this anomaly are about 200 meters by 100 meters and it is located on the boundary of carbonate and granodiorite intrusions, which can confirm the skarn mineralization. Other magnetic anomalies observed have less intensity, which is associated with poor magnetite mineralization or volcanic rocks that lack mineralization. The mineralization has simple ore mineral assemblages including magnetite, hematite and iron oxides with a little pyrite associated with the garnet, quartz, calcite, phlogopite, epidote and chlorite minerals. The Lower Eocene granitoid body includes a wide range of rocks from granite, and granodiorite to diorite, which points to extensive magma mixing. The iron occurrence is connected with granitoids characterized by shoshonitic affinities, formed from slab failure magmatism during the middle stages of subduction and early stages in the collision of Arabia and Eurasian plates. Geochemical signatures propose a low degree of a phlogopite-spinel pyrochlore source in the upper mantle, at depths <70 km to generate granitoids of the east of Kuh-e Dom.

## 1. Introduction

Iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits is believed to show similarity to the porphyry Cu+Au in the collisional tectonic setting but also some important differences (Richards and Mumin, 2013). Kuh-e Dom ore deposit is a matter of debate. Some studies proposed that the Kuh-e Dom magmatism are temporally associated with porphyry-type Cu+Au deposit (Sarjoughian et al., 2015). It is interestingly noted that in other study, Kuh-e Dom have been assigned into an IOCG system (Tale Fazel et al., 2015). This research has shown that the East of Kuh-e Dom magmatism is more potential for IOCG system. The

East of Kuh-e Dom prospect is located on the eastern edge of the Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA). This region belongs to the western segment of the Central Iran zone. The study area is located in the northern part of the 1:250000 geology sheet of the Anarak (Romanko et al., 1984) and the 1:100000 geological map of the Kuh-e Dom (Sharkovski et al, 1981). It is located in the eastern part of the Kuh-e Dom gold deposit. The geology of Kuh-e Dom area is characterized by abundant granitoids, and approximately 10 % of the region is covered by low-grade older

\* Corresponding author: Zahra Alaminia; E-mail: z.alaminia@sci.ui.ac.ir

### Citation:

Farangi, Sh., Alaminia, Z., Vahedi, M., and Sadeghisorkhani, H., 2023. Investigation of iron occurrence by geophysics, geochemistry, and tectonic setting of granitoids of the East of Kuh-e Dom, Central Iran. Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, 33(2), 128, 1-24. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.361759.2032>

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2023 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/gsj.2023.361759.2032

dor: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.12.1



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

metamorphic rocks. Sarjoughian et al. (2015) reported U-Pb zircon ages of 53.9 Ma and 51.1 Ma for granitoid-related gold deposit. Granitoids have a high-K calc-alkaline to shoshonitic affinity.

The discovery of iron resources is important for government programs and mining companies because iron metal and its alloys play a key role in various industrial sectors. The East of Kuh-e Dom has a possible potential for iron mineralization. Mineralization is especially related to skarn. The magnetite ore is mainly localized along the contact metasomatic skarn between granodiorite and the limestone, with lesser amounts of hematite vein/veinlets being hosted in fracture zones of granite. One of the main challenges for us is a comparison between porphyry- or IOCG-related skarn. The study of geochemical properties of associated intrusive bodies offers potentially important information on their tectonic setting and the origin of the magmatic system.

## 2. Research Methodology

A total of 16 samples were collected from surface exposures of intrusions for petrographic observation. The analyses were performed on least-altered whole rock samples of quartz monzonite, granite, granite, and diorite. Whole-rock chemistry was determined at the Zarazma laboratory, by XRF for major elements. Some trace elements were analyzed using an ICP-MS. All other trace elements were analyzed by ICP-OES. Measured data are listed in Table 1.

## 3. Results

The Kuh-e Dom ore field in northeast Isfahan hosts gold-copper-iron-bismuth-tungsten polymetallic mineralization which has produced more than 1 Mt. of gold since 2020, with average grade of 1.05 ppm Au. East of Kuh-e Dom iron prospect, situated in the western part of the Central Iran zone and includes Lower Cretaceous limestone, Early Eocene volcanic sequences, and metamorphic basement rocks (Fig. 1B). The Kuh-e Dom intrusion is surrounded by a succession of Eocene volcanic rocks, such as andesite, basaltic andesite, rhyolite, rhyodacite, trachydacite, tuff and pyroclastic rocks. The younger parts are less common among volcanic rocks and contain trachyandesite, basalt, and basaltic andesite. The East of Kuh-e Dom intrusive bodies are a wide range of rocks from granodiorite, granite, monzonite, and quartz monzonite plus less diorite, and gabbro which points to extensive magma mixing. They generally consist of medium- to fine-grained quartz, K-feldspar, plagioclase, hornblende, biotite, and pyroxene minerals. Plagioclase shows a compositional zoning texture. The granitoid rocks in this study exhibit textures of sieve, anti-rapakivi, poikilitic, zoning, and dissolution. Felsic and mafic dikes intruded into older rock units. The dikes have the

same mineralogical composition and the same porphyry texture. Felsic dikes are characterized by a mineral assemblage of quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, and minor hornblende in an altered glassy groundmass.

The iron mineralization occurs mainly along zones between the granodiorite intrusion and Lower Cretaceous marine carbonate rocks. We consider the age of mineralization to be Early Eocene. The mineralization has simple ore mineral assemblages including magnetite, hematite, and iron oxides with a little pyrite associated with the garnet, quartz, calcite, phlogopite, epidote, and chlorite minerals (Fig.4). The primary mineralization of magnetite occurs extensively as massive strata, veinlets, and aggregates. The hematite-quartz veins crosscut the granite intrusion.

The presence of a very strong anomaly in the magnetic data surveyed by the UAV in the center of the range proves the considerable magnetic mineralization. The dimensions of this anomaly are about 200 meters by 100 meters and it is located on the boundary of carbonate and granodiorite intrusions, which can confirm the skarn mineralization. Other magnetic anomalies observed have less intensity, which is associated with poor magnetite mineralization or volcanic rocks that lack mineralization.

Major and minor element concentrations in the East of Kuh-e Dom granitoid samples include  $\text{SiO}_2$  (53.89-70.54 wt%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.38-16.67 wt%),  $\text{MgO}$  (0.36-3.18 wt%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.23-3.87 wt%),  $\text{K}_2\text{O}$  (2.65-7.17 wt%), Y (11-24 ppm), Yb (11-2 ppm) and  $\text{Sr/Y} < 28.38$  with an exception of 41.15. Petrogeochemically, the granitoids are of I-type. In the plots of Fe-index and MALI-index versus  $\text{SiO}_2$ , the granites classify as magnesian and alkalic-calcic to calcic-alkalic that separated post-collisional plutons from peraluminous granites (Frost et al., 2001). In the Shand diagram, the intrusive rocks of East Kuh-e Dom belong to the metaluminous series. These granitoids have not adakitic signatures with low Sr/Y and La/Yb ratios (Defant and Drummond, 1990). The intrusions show enrichments of Th with respect to Ta, clearly indicating a subduction enrichment or crustal contamination (Rudnick and Gao, 2003). They are plotted on the Y versus Nb diagram, the granitoids mostly fall in the volcanic arc granite+syn-collision granite field and a few in the within-plate granite. Finally, the compositions of the Kuh-e Dom and East of Kuh-e Dom lie within the similar fields in all diagrams, which shows that the sources for two suites were geochemically similar.

## 4. Discussion and Conclusion

The iron occurrence is connected with granitoids characterized by shoshonitic affinities, formed from slab failure magmatism during the middle stages of subduction and early stages in the collision of Arabia and Eurasian plates (Fig. 6). Kuh-e Dom granitoid age

is Early Eocene. Geochemical signatures propose a low degree of a phlogopite-spinel peridotite source in the upper mantle, at depths <70 km to generate granitoids of the East of Kuh-e Dom. Therefore, magma is likely to form at deeper levels in response to increasing crustal thickness. In addition, mineralogical and geochemical constraints (Ba/Rb versus Rb/Sr ratios and Ta/La versus Zr/Sm ratios) on the contribution of magma mixing and contamination with continental upper-crust materials during ascent (Furman and Graham, 1999).

In summary, according to the present findings and previous studies, it was proposed to follow the subduction of the Neo-Tethys oceanic crust beneath the Sanandaj-Sirjan zone, and the formation of the Jurassic magmatic arc (Holtmann et al., 2022), and the continued closure of the Nain sea in the upper Cretaceous (Shafaii-Moghadam, 2013), the Arabian plate is colliding with Eurasia, causing the crustal thickening of the

Iranian plateau in the Eocene (40 km, Ahmadian et al., 2009; Verdel et al., 2011; Okay et al., 2022). The granitoid of the East of Kuh-e Dom was formed in a relatively mature continental arc (Fig. 7A).

The chemical characteristics of the granitoid of East of Kuh-e Dom are not similar to those of iron skarns in the world. Thus, it seems that these intrusions are part of a larger magmatic-hydrothermal system that created iron oxide copper-gold mineralization in this area.

## 5. Acknowledgements

The research was supported by the University of Isfahan. This study was carried out for program No. 121c, 48479878, Mobarakeh Steel Company of Isfahan Province. We thank for the research funding. We are also grateful to reviews for their constructive comments.

# بررسی کانه‌زایی آهن بر پایه مطالعات زمین‌فیزیکی، زمین‌شیمی و زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای خاوری کوه دم، ایران مرکزی

شیوا فرنگی<sup>۱</sup>، زهرا اعلمی‌نیا<sup>۱\*</sup>، محمد واحدی<sup>۲</sup> و حمزه صادقی‌سرخنی<sup>۳</sup><sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران<sup>۳</sup> دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

## چکیده

گرانیتوئیدهای خاور کوه دم (شمال خاوری اصفهان) واقع در بخش باختری پهنه ایران مرکزی، به درون سنگ‌های آهکی کراتاسه زیرین، آتشفشانی‌های انوسن زیرین و پی‌سنگ دگرگونی تزریق شده است. وجود یک ناهنجاری بسیار قوی در داده‌های مغناطیسی برداشت شده توسط پهپاد در مرکز محدوده، وجود کانی‌سازی قابل توجه مگنتیتی را اثبات می‌کند. ابعاد این ناهنجاری در حدود ۲۰۰ متر در ۱۰۰ متر بوده و واقع شدن در مرز واحدهای آهکی و نفوذی‌های گرانودیوریتی محدوده، می‌تواند نشان‌دهنده کانی‌سازی از نوع اسکارن باشد. دیگر ناهنجاری‌های مغناطیسی دیده شده شدت کمتری دارند و در ارتباط با کانی‌سازی ضعیف مگنتیتی هستند و یا محدود به سنگ‌های آتشفشانی بوده که کانی‌سازی ندارند. مجموعه ساده ماده معدنی شامل مگنتیت، هماتیت، اکسیدهای آهن و به ندرت پیریت همراه با کانی‌های گارنت، کوارتز، کلسیت، فلوگوپیت، اپیدوت و کلریت است. توده نفوذی گرانیتوئید انوسن زیرین طفی وسیع از گرانیت و گرانودیوریت تا دیوریت است که بر اختلاط گسترده ماگمایی دلالت دارد. رخداد آهن با گرانیتوئیدهایی قرابت دارد که ماهیت شوشونیتی داشته و از ماگماتیسیم گسیختگی صفحه فرورونده در طی مراحل میانی فروورانش و در مراحل آغازین برخورد صفحات عربی و اوراسیا ایجاد شده‌اند. شواهد زمین‌شیمیایی درجه پایینی از ذوب بخشی اسپینل پریدوتیت فلوگوپیت دار در گوشته بالایی و ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر را برای تولید گرانیتوئیدهای خاور کوه دم پیشنهاد می‌کند.

## اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۶/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۹

تاریخ انتشار: ۱۴۰۲/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

گرانیتوئید

شوشونیت

اسکارن آهن

حاشیه فعال قاره

انارک

## ۱- پیش‌نوشتار

کانسار طلای کوه دم ادامه یافت و در سال ۱۳۹۹ طلای سولفیدی با عیار حد ۱/۰۵ گرم در تن مورد بهره‌برداری قرار گرفت (IMPASCO, 2011). پژوهش‌های پیشین که بر روی دگرسانی‌های منطقه طلای کوه دم انجام شده است، آن را به عنوان یک کانی‌سازی نوع اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) معرفی کرده‌اند (طالع‌فاضل و همکاران، ۱۳۹۳؛ مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Tale Fazel et al., 2015). همچنین زمین‌شیمیایی متعددی مطالعات بر روی سنگ‌های آذرین منطقه معدنی مس-طلای کوه دم صورت پذیرفته است (ربیعی، ۱۳۸۵؛ شاهزیدی و همکاران، ۱۳۸۷؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۸؛ سرجوقیان و همکاران، ۱۳۹۱ و ۱۳۹۴؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷؛ Mehrahi and Rabiee, 2005). حضور کانی‌سازی‌های متنوع همراه با سنگ‌های آذرین که برنزد وسیعی در منطقه دارد، بیانگر پتانسیل بالای توده‌های گرانیتوئیدی منطقه کوه دم است. سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2015) پس از تعیین سن برخی از سنگ‌های درونی، به بررسی ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت موجود در توده‌های

در جنوب‌باختری پهنه ایران مرکزی، در منطقه معدنی کوه دم واقع در زیر پهنه فلززایی انارک (مهرابی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Tale Fazel et al., 2014)، استان اصفهان، نشانه‌های متعددی از کانه‌زایی‌های چند فلزی آهن، مس، طلا، بیسموت و تنگستن همراه با سنگ‌های گرانیتوئیدی انوسن دیده می‌شود (Technoexport, 1979; Sharkovski et al., 1981) (شکل ۱- A). با بررسی‌های زمین‌شناسی و برداشت‌های ژئوفیزیکی که از سوی کارشناسان شرکت تکنواکسپورت در حداث سال‌های ۱۹۷۵ تا ۱۹۸۱ در این ناحیه انجام گرفت، سه منطقه امیدبخش به نام‌های KD-I (طلا) و KD-III (مس) در شمال ناحیه و KD-II (آهن) در جنوب خاور ناحیه، پیجویی و معرفی شد (Technoexport, 1979, 1981); (شکل ۱- B). در بررسی‌های بعدی، فعالیت‌های اکتشافی نیمه تفضیلی توسط شرکت پیچاب کاوش (۱۳۷۹) و اکتشافات عمومی طلا و عناصر همراه در کوه دم، توسط شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (۱۳۸۸) بر روی

\* نویسنده مسئول: زهرا اعلمی‌نیا؛ E-mail: z.alaminia@sci.ui.ac.ir

ماخذ تکاری:

فرنگی، ش.، اعلمی‌نیا، ز.، واحدی، م. و صادقی‌سرخنی، ح.، ۱۴۰۲، بررسی کانه‌زایی آهن بر پایه مطالعات زمین‌فیزیکی، زمین‌شیمی و زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای خاوری کوه دم، ایران مرکزی، ۳۳ (۲)، ۱۲۸، ۱-۲۴. <https://doi.org/10.22071/gsj.2023.361759.2032>

doi: 10.22071/gsj.2023.361759.2032

doi: 20.1001.1.10237429.1402.33.2.12.1

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)



## ۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای گستره معدنی کوه دم

بر مبنای تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) منطقه مطالعاتی در منتهی‌الیه مرز جنوب‌باختری ایران مرکزی جای دارد. این منطقه در بخش شمالی ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Romanko et al., 1984) و بخش شمالی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم (Sharkovski et al., 1981) قرار دارد. کهن‌ترین سنگ‌های ناحیه معدنی کوه دم متعلق به دگرگونه‌های فیلیت، شیسست سبز و آهک‌های متبلور مزوزویک (۳۲۰ تا ۳۳۳ میلیون سال) است که توسط سنگ‌های آهکی اوریتولین دار کرتاسه پیشین به طور ناپیوسته پوشیده شده است (Bagheri and Stampfli, 2008). طبق شواهد سن‌سنجی رادیومتری، چینه‌شناسی و روابط متقاطع افق‌های آذرین، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی اتوسن زیرین توسط مجموعه‌ای وسیع از سنگ‌های نفوذی و دایک‌ها قطع شده است و در مجاورت با سنگ‌های میزبان، دگرگونی مجاورتی رخ داده و به هورنفلس و اسکارن تبدیل شده‌اند (Sharkovski et al., 1981). بر پایه سن‌سنجی U-Pb روی کانی زیرکن، سن گرانیتویدهای حدواسط-بازیک ۵۳/۹ میلیون سال و سن گرانیتویدهای فلسیکی ۵۱/۱ میلیون سال به دست آمده است (سرجوقیان و همکاران، ۱۳۹۴). در نقشه کوه دم، گرانیتویدها به دو مجموعه تفکیک شده است، بخش فلسیک که از مونزوگرنایت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت صورتی تا کرم رنگ را در بر می‌گیرد و نشانه‌های مس و طلا در میان آنها دیده می‌شود. بخش حدواسط-بازیک که ترکیب مونزونیت، مونزودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت و کمتر گابرو دارند و به صورت باندهای ناپیوسته در حاشیه شمالی، خاوری و جنوب گرانیتوید کوه دم با رنگ تیره در صحرا دیده می‌شود (شکل ۱- B). کانی‌زایی آهن در مرز آنها با توالی آهکی کرتاسه، سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های گرانیتویدی اتوسن رخ داده است. از آنجا که زینولیت‌هایی از سنگ‌های بازیک تر در سنگ‌های اسیدی رخنمون دارد، سنگ‌های بازیک کهن تر از اسیدی‌ها بوده و در حاشیه آنها اپیدوتی و کلریتی شدن دیده می‌شود (سرجوقیان و همکاران، ۱۳۹۱). یکی از ویژگی‌های بارز این ناحیه، فراوانی بالای دایک‌های اسیدی و بازیک است. مهربانی و همکاران (۱۳۹۳) دایک‌ها را عاملی مؤثر در تحرک سیالات گرمایی و رخداد فلزات پایه منطقه دانسته‌اند. دایک‌های اسیدی با سن ۴۹/۹ میلیون سال، ستریای ۰/۵ تا ۲۰ متر ترکیب کوارتز پورفیری، میکروگرنایت پورفیری، میکروگرانودیوریت پورفیری و آپلیتی دارند (سرجوقیان و همکاران، ۱۳۹۴).

## ۳- روش مطالعه

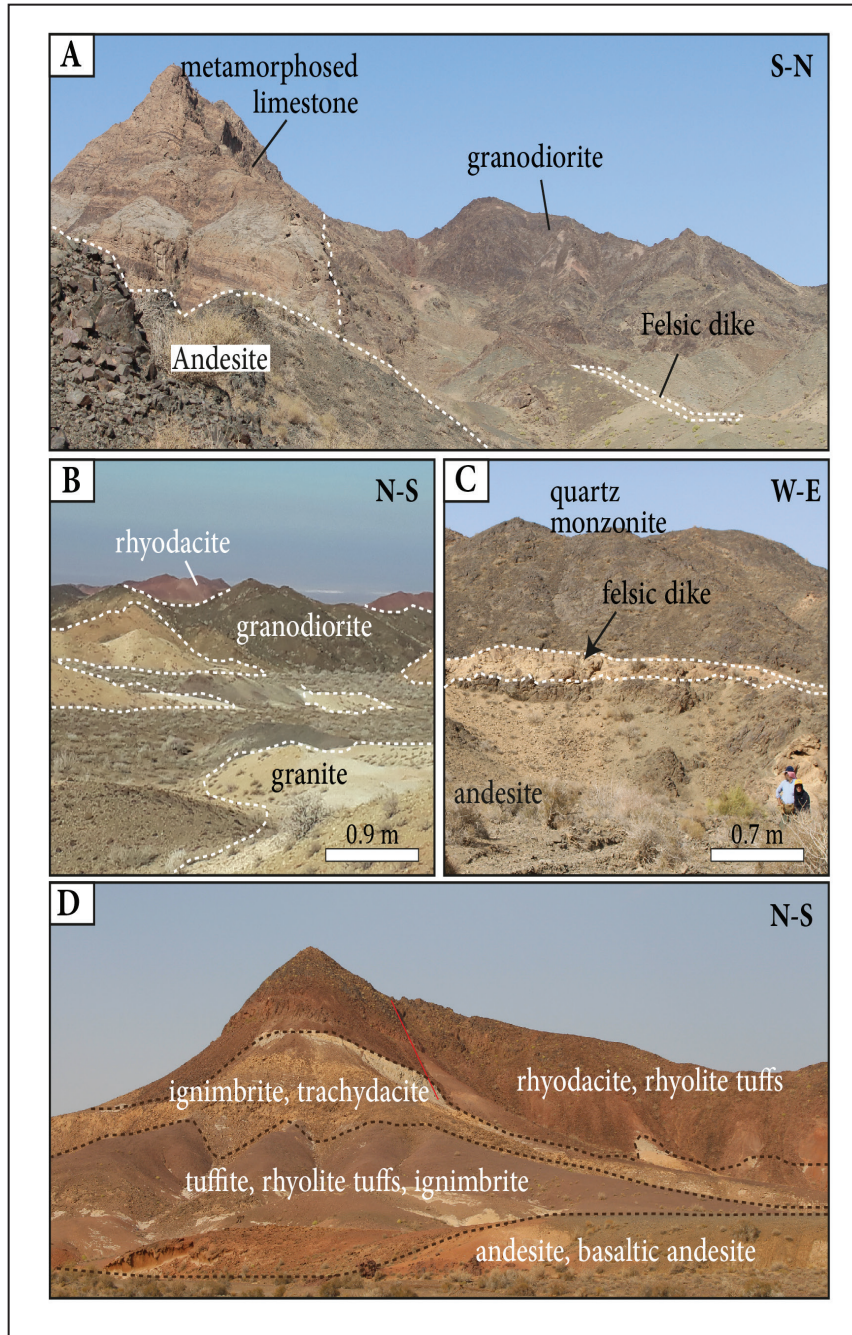
در این پژوهش در مجموع ۹۹ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های درونی، دایک‌ها و کانسنگ برداشت و به منظور بررسی‌های میکروسکوپی مشتمل بر سنگ‌نگاری، کانه‌نگاری، ساخت و بافت، تعداد ۳۲ مقطع نازک و ۱۵ مقطع نازک صیقلی تهیه و مطالعه شد. پس از انجام سنگ‌نگاری، به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی، نمونه‌هایی از توده‌های گرانیتویدی (کوارتزمونزونیت، مونزونیت، گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت) با کمترین شدت دگرسانی به شمار ۱۶ نمونه انتخاب، به اندازه ۴ مش (ابعاد ۴/۸ میلی متر) خرد و با استفاده از هاون آگات تا اندازه ۲۰۰ مش (ابعاد ۷۴ میکرون) پودر شد. پس از آماده‌سازی، یک گرم از پودر برای محاسبه LOI در دمای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد در کوره قرار گرفت. پنج گرم از پودر به منظور اندازه‌گیری اکسیدهای اصلی به روش فلورسانس اشعه ایکس با دستگاه XRF مدل PW1480 ساخت شرکت فیلیس در آزمایشگاه کانسانران بینالود و ده گرم جهت تجزیه عناصر فرعی و کمیاب به ترتیب به روش‌های طیف‌سنج نشری و طیف‌سنجی جرمی با دستگاه‌های ICP-OES و ICP-MS مدل Varian 2000 به مرکز آزمایشگاهی زرآزمای تهران ارسال شد (جدول ۱). برای تعیین مقدار فلزات پایه

۰/۵ گرم از پودر در تیزاب سلطانی داغ (۹۵ درجه سانتی‌گراد) و برای تعیین عناصر فرعی و کمیاب، ۰/۲ گرم پودر در لیتیم متابورات و سپس اسیدنیتریک حل گردید. حد تشخیص برای اکسیدهای اصلی ۰/۰۵ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب بین ۰/۰۵ تا ۱ گرم در تن است.

به منظور بررسی وجود کانه‌سازی آهن از نوع مگنتیتی و همچنین گسترش جانبی و ژرفایی آن در محدوده خاور کوه دم، برداشت داده‌های مغناطیس‌سنجی پهنادی با ارتفاع پرواز ۴۰ متر از سطح زمین توسط شرکت کاواک برای شرکت فولاد مبارکه بر روی پروفیل‌های ۲۵ متری در تابستان سال ۱۴۰۰ انجام گرفت و تصحیحات مربوط به پرواز بر روی آنها اعمال شد. سپس داده‌های تصحیح شده، به کمک نرم‌افزار Oasis montaj توسط نگارندگان مورد پردازش و تفسیر قرار گرفت.

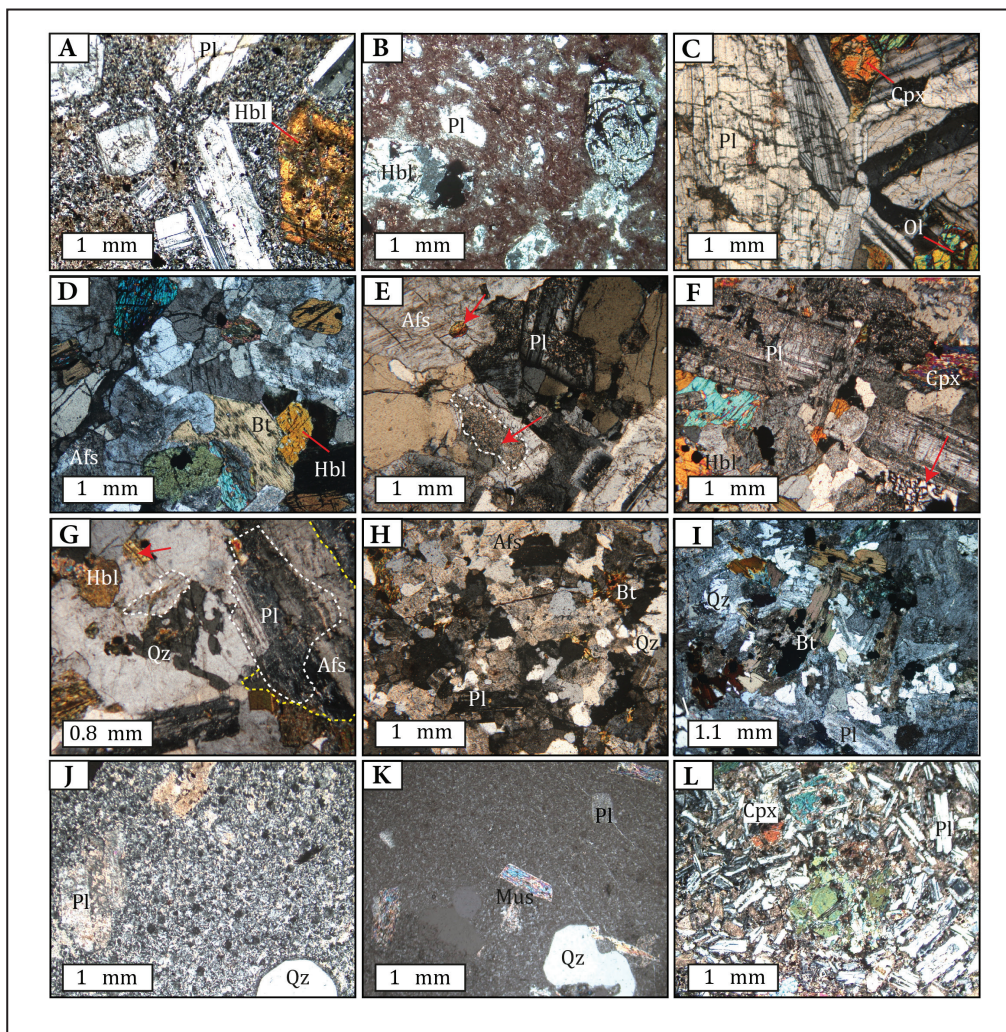
## ۴- سنگ‌نگاری و روابط صحرایی

کهن‌ترین واحد چینه‌شناختی در منطقه خاوری کوه دم، واحد آهکی است که به طور ناپیوسته با امتداد شمال خاور-جنوب باختر با رنگ کرم تا قهوه‌ای و لایه بندی ستر تا متوسط دیده می‌شود و مرزهای آن به صورت گسله و رانندگی است (شکل ۲- A). به استناد بقایای فسیل‌های اوریتولینا رودیست و اکینودرم، سن این واحد صخره ساز کرتاسه پیشین است (Sharkovski et al., 1981). جنوب این واحد، سنگ‌های آتشفشانی و در شمال آن توده‌های نفوذی رخنمون دارند. گسترده‌ترین واحدهای سنگی در محدوده مطالعاتی، مربوط به سنگ‌های آتشفشانی است که به طور پراکنده توسط سنگ‌های نفوذی و دایک‌ها قطع شده‌اند. مشاهدات صحرایی نشانگر سن کهن تر این مجموعه نسبت به توده‌های نفوذی منطقه است (شکل ۲- B و C). سنگ‌های آتشفشانی از جنس حدواسط بیشتر در جنوب و سنگ‌های اسیدی با رنگ قرمز ارغوانی در خاور منطقه گسترش دارند (شکل ۲- D) و از قدیم به جدید از جنس آندزیت، آندزیت بازالت، ریولیت، توف، ایگنمبریت، تراکی داسیت، ریوداسیت، و در بخش‌های جوان تر از نوع تراکی آندزیت، بازالت و گاهی آندزیت بازالت هستند. بافت اصلی گدازه‌های آندزیتی شبه موزاییکی تا اینترسرتال است که در اثر صعود ماگما، کانی‌های هم چگال در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلندهای کرم تا قهوه‌ای در یک زمینه شیشه‌ای، دانه‌ریز و میکروولیتی تشکیل شده است که بیشتر متحمل دگرسانی پروپیلتیک تا سربسیستیک شده‌اند (شکل ۳- A). به طور میانگین پیروکسن‌ها در اشکال هشت ضلعی و مستطیلی دارای اندازه متوسط ۱ میلی متر و پلاژیوکلازها با اندازه متوسط ۱/۴ میلی متر دارای ماکل پلی‌سنتتیک واضح می‌باشند. روانه‌های ریولیتی با ساخت موزاییکی به رنگ ارغوانی تا قرمز تیره با راستای شمالی-جنوبی در خاور محدوده برنزد یافته‌اند (شکل ۲- D). کوارتز، فلدسپار، سانیدین و بیوتیت سازنده‌های اصلی سنگ هستند که با کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و کانی‌های تیره همراهی می‌شوند (شکل ۳- B). سنگ‌های آذرآواری از درشت‌بلورهای شکسته شده پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول سوخته، بیوتیت و قطعات سنگی همراه با اکسیدهای آهن تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالت و بازالت که جوان تر از توف و سنگ‌های آذرآواری جریان (ایگنمبریت) است در مجاورت توده‌های گرانیتویدی قرار دارد و دارای بافت‌های اینترسرتال و ساب افکتیک است و از بلورهای پلاژیوکلاز، البون و کلینوپیروکسن و کمتر بیوتیت، هورنبلند بازالتی، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر (هماتیت، مگنتیت و پیریت) تشکیل شده است، افزون بر آن اشکال دروغین البون نیز در آن دیده می‌شود. ضمن اینکه کوارتز میان رخ‌های فلدسپارها و یا فضاهای خالی سنگ را پر کرده و یا به صورت لخته‌های سیلیسی در زمینه سنگ داده است.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از خاور کوه دم. (A) آهک دگرگون شده با توده نفوذی از شمال و سنگ آتشفشانی از سمت خاور و جنوب محصور شده است؛ (B) ماگمای گرانیتی پس از گرانودیوریت تزریق شده است؛ (C) قطع شدگی توده گرانیتیوید توسط دایک‌های اسیدی؛ (D) توالی واحدهای آندزیت، آندزیت بازالت، ایگنمبریت، ریولیت‌های ارغوانی، تراکی داسیت، و توف‌های ریولیتی و ریوداسیتی در خاور منطقه.

Figure 2. Field photos from East of Kuh-e Dom. A) Metamorphosed limestone is bounded to the north, and east and south by the granitoid and volcanic, respectively; B) Granitic magma was injected after granodiorite rock; C) Acidic dikes crosscut the granitoid body; D) Sequences of andesite, basaltic andesite, ignimbrite, purple rhyolites, trachydacite, and rhyolite tuffs and rhyodacite in the east of the study area.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری با صفحات متقاطع، XPL) از سنگ‌های منطقه خاوری کوه دم. (A) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در زمینه‌ای با بافت میکرولیتی در آندزیت؛ (B) توف متشکل از درشت‌بلورهای گردشده آمفیبول، پلاژیوکلاز و پیروکسن؛ (C) کانی‌های پیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز در گابرودیوریت؛ (D) مونزونیت با ترکیب کانی شناسی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کمتر پیروکسن؛ (E) بافت غربالی پلاژیوکلاز و ادخال آمفیبول در آلکالی‌فلدسپار کوارتز مونزونیت؛ (F) کوارتز و فلدسپار با بافت گرانوفیری در کوارتز دیوریت؛ (G) کوارتز مونزونیت بافت‌های مونزونیتی، پویی کیلیتیکی و آتی راپاکیوی (حاشیه آلکالی‌فلدسپار) نشان می‌دهد؛ (H) بافت دانه ریز تا متوسط تا پورفیری با درشت بلورهای فلدسپار در گرانیت؛ (I) گرانودیوریت مشتمل بر پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و کانی‌های کدر؛ (J) حضور درشت بلورهای کوارتز و فلدسپار در گرانیت پورفیری؛ (K) درشت بلورهای اندکی از کوارتز، میکا و فلدسپار در زمینه شیشه‌ای از کوارتز پورفیری جای دارد؛ (L) درشت بلور خود شکل پیروکسن در دایک گابرویی، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) Afs-آلکالی‌فلدسپار، Bt-بیوتیت، Cpx-کلینوپیکروکسن، Hbl-هورنبلند، Mus-مسکوویت، Ol-الیون، Pl-پلاژیوکلاز و Qz-کوارتز.

Figure 3. Microphotographs of the rocks from the East Kuh-e Dom area (in the transmitted light, XPL). A) Plagioclase and amphibole phenocrysts with matrix of microlithic texture in andesite; B) Tuff containing mainly rounded phenocrysts of amphibole, plagioclase, and pyroxene; C) Pyroxene, olivine and plagioclase minerals in gabbrodiorite; D) Plagioclase, amphibole, biotite and less pyroxene in a monzonite; E) Sieve texture of plagioclase and amphibole inclusion in alkali feldspar of quartz-monzonite; F) Granophyric texture formed by quartz and feldspar in the quartz-diorite; G) The quartz-monzonite shows monzonitic, poikilitic, and anti-rapakivi (alkali feldspar rim) textures; H) Fine to medium grained granular to porphyritic texture with feldspar megacrysts in granite; I) Granodiorite containing plagioclase, quartz, hornblende, biotite, and opaque grains; J) The presence of quartz and feldspar phenocrysts in granite porphyry; K) A few phenocrysts of quartz, mica, and feldspar embedded in the glassy groundmass of the quartz porphyry; L) Euhedral pyroxene phenocryst in a gabbroic dike. Abbreviation minerals after Whitney and Evans (2010). Afs-alkali feldspar, Bt-biotite, Cpx-clinopyroxene, Hbl-hornblende, Mus-muscovite, Ol-olivine, Pl-plagioclase, Qz-quartz.

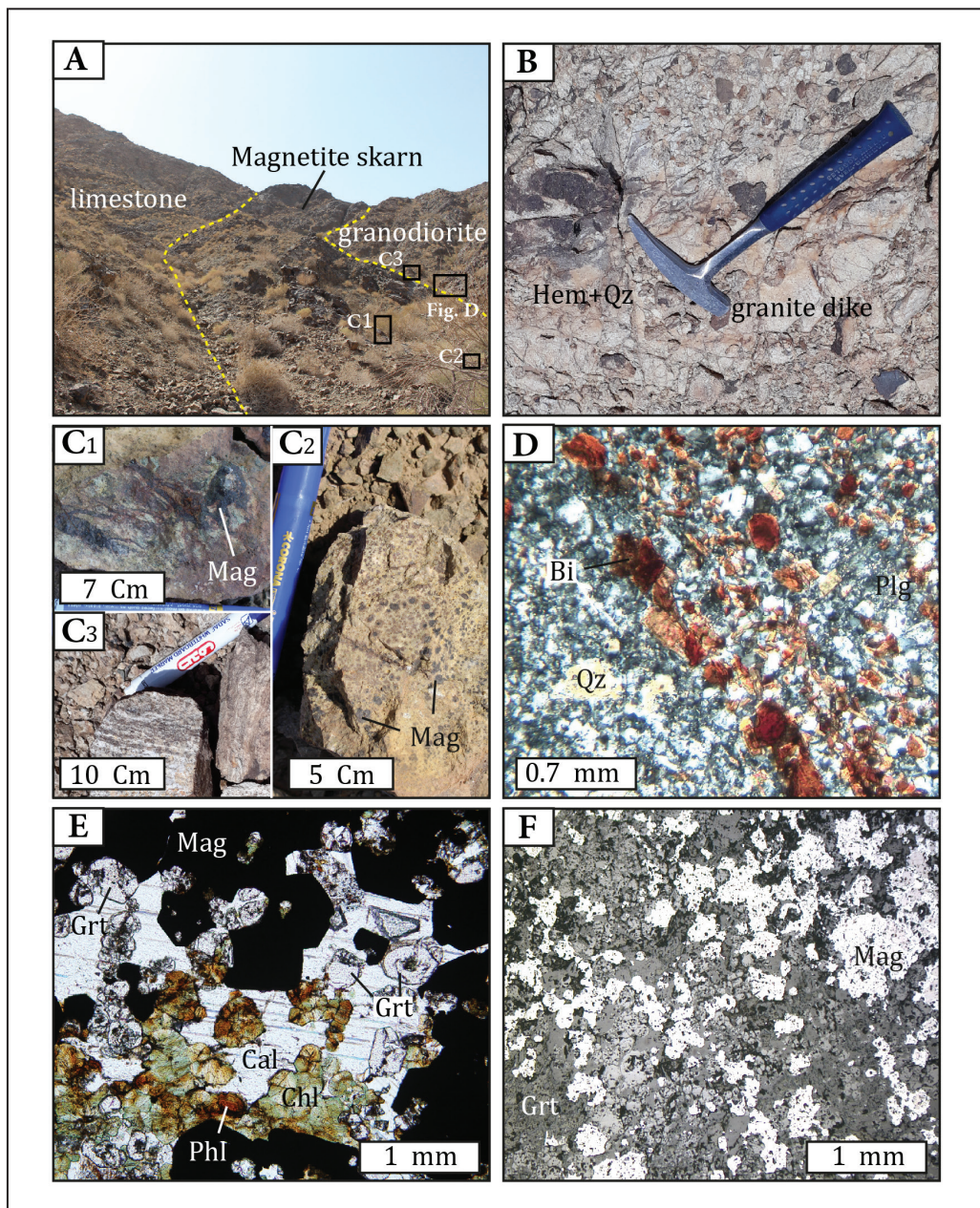
کرد (شکل ۴- B). تعداد محدودی دایک با ستبراهای متغیر، رنگ سبز تیره متمایل به سیاه، بافت ریزدانه و از جنس دیوریت و سینودیوریت هستند که در جهات مختلف در سنگ‌های قدیمی تر منطقه نفوذ کرده‌اند و از همه جوان تر هستند. بافت آنها از نوع پورفیری و اینترگرانولار بوده و عمدتاً از درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از میکروولیت‌ها یا ریزبلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و اورتوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳- L).

## ۵- کانه‌زایی آهن

بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانه‌زایی اولیه آهن در منطقه خاور کوه دم به دو شکل مگنتیت و هماتیت قابل تفکیک است. کانه‌زایی آهن مگنتیتی در نتیجه همبری بخش خاوری مجموعه گرانیتویدی کوه دم با واحدهای کربناته، هاله متاسوماتیکی ستر (شکل ۴- A) و در برخی نواحی به صورت پراکنده و نابرجا مشاهده شد، در حالی که کانه‌زایی هماتیت بیشتر در مرکز و شمال منطقه و به صورت رگه-رگچه‌های متعدد هماتیت و کوارتز-هماتیت+ سولفید در دایک‌های اسیدی و سنگ‌های آتشفشانی دیده شده است (شکل ۴- B). هاله متاسوماتیتی مهم ترین کلید اکتشافی برای ردیابی آهن در منطقه مورد مطالعه است. عمده ترین کانه آهن دار، مگنتیت است که به صورت لایه متراکم و ناپیوسته در آهک‌های کرتاسه همجوار با گرانودیوریت ائوسن رخ داده است، همچنین به صورت رگه/رگچه، دانه‌ای (گلوله برفی) و جانشینی در میان گرانیتوید حضور دارد (شکل ۴- C). ستبرای کانه‌زایی مگنتیتی متغیر است و از نیم متر تا ۲۰ متر و طول آن گاهی به ۷۰ متر می‌رسد (شکل ۴- A). سنگ‌های هاله اسکارنی رنگ کرم تا قهوه‌ای داشته و بخش درون اسکارن با گسترش محدود و برون اسکارن به صورت چیره گسترش یافته است. بیوتیت‌های ثانویه بی‌شکل، کوارتز، فلدسپار و اپیدوت مربوط به پهنه درون اسکارن (شکل ۴- D) و به طور پراکنده و محدود، کانی‌های بدون آب گارنت و پیروکسن و کانی‌های آبدار کلریت، فلوگوپیت و اپیدوت از اجزای سازنده پهنه برون اسکارن است (شکل ۴- E). منطقه‌بندی منظمی در اسکارن آهن دیده نمی‌شود. از نظر میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت‌های گرانوبلاستیک و پورفیروبلاستیک می‌باشند. بلورهای مگنتیت همراه با گارنت‌های خودشکل دیده می‌شود (شکل ۴- F). گارنت‌های منطقه در اندازه ریز تا درشت بلور (۱ تا ۵ میلی‌متر) و به دو صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، همسانگرد و دارای بافت توده‌ای که فضای بین دانه‌ها با کانی‌های کوارتز و کلسیت پر شده است و گارنت‌های ناهمسانگرد دارای منطقه‌بندی که معمولاً درشت و خودشکل هستند در همراهی با پیروکسن و عمدتاً تجزیه شده به کلریت مشاهده می‌شوند (شکل ۴- E). در مرحله دگرسانی پسروده بر اثر ورود سیال‌های دما پایین کانی‌های کلریت، کلسیت و کوارتز تشکیل شده‌اند. افزون بر این مگنتیت به صورت بافت‌های جانشینی و پرکننده فضای خالی در بین بلورهای گارنت دیده می‌شود که نشانگر تشکیل آن پس از گارنت‌ها می‌باشد. هماتیت نیز در اثر مارتیتی شدن مگنتیت تشکیل شده و به ندرت پیریت دانه‌ریز دیده شده است. همچنین در بخش‌های ژرف و پست ناحیه مطالعاتی، مگنتیت به صورت واریزه‌های گردشده با اندازه‌های گوناگون (۵ میلی‌متر تا بیش از ۳۰ سانتی‌متر) همراه با گارنت، اپیدوت و قطعات گرانیتویدی دیده می‌شود.

توده‌های گرانیتویدی منطقه درون واحدهای کهن تر تزریق شده و موجب تشکیل هاله همبری با جنس مرمر در سنگ‌های آهکی شده‌اند. آنها در نمونه دستی اغلب به علت رخداد دگرسانی به رنگ کرم، خاکستری روشن متمایل به سبز دیده می‌شوند و با آثاری از کلریتی شدن همراه هستند. این سنگ‌ها طیفی از گرانیت، گرانودیوریت، کوارتزموزنویت، مونزونیت، مونزودیوریت، دیوریت و کمتر گابرویدیوریت می‌باشند. رخنمون‌های بازیک تر بیشتر در حاشیه خاوری تا جنوبی توده گرانیتویدی و بخش‌های ژرف و دشت‌ها دیده می‌شود. در بررسی‌های میکروسکوپی، گابرویدیوریت از لحاظ کانی‌شناسی متشکل از پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کمتر الیون می‌باشد (شکل ۳- C). هورنبلند مهم ترین جز سازنده مجموعه سنگ‌های کوارتزموزنویت، مونزونیت، مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت است که همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و به مقدار کمتر کوارتز و پیروکسن یافت می‌شود (شکل ۳- F، D و E). سنگ‌های گرانیت و گرانودیوریت دارای کانی‌های اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کمتر هورنبلند هستند. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، آنها دارای بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، پویی‌کلیتیک، آنتی‌راپاکیوی، غربالی و کمتر پورفیروید و میرمیکیتی بوده و از بلورهای پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه‌خودشکل، کوارتز، آلکالی فلدسپار (اورتوز)، آمفیبول، بیوتیت و گاهی کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۳- H و I). پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنتتیک و به ندرت دارای منطقه‌بندی نوسانی و با ابعاد بیشینه ۱/۵ میلی‌متر از سازندگان اصلی سنگ (۶۰ تا ۷۵ درصد حجمی سنگ) به شمار می‌روند و به اپیدوت و سریست تجزیه شده‌اند. هورنبلند با بافت پویی‌کلیتیک به صورت دانه‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. آنها ترکیب کلسیک و از نوع هورنبلندهای منیزیم‌دار هستند (سرجویان و همکاران، ۱۳۹۱). هورنبلندها به میزان متفاوتی دگرسانی نشان می‌دهند که بیشتر به کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و اکسید آهن تجزیه شده‌اند. هرچند گاهی به‌نظر می‌رسد محصول دگرسانی کلینوپیروکسن باشند. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در بین کانی‌ها حضور دارد و بیوتیت‌ها اندکی کلریتی شدن نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن، زیرکن، تیتانیت، آپاتیت و مگنتیت از کانی‌های فرعی گرانیتوید محسوب می‌شوند. حضور مگنتیت ماگمایی در همه فازهای گرانیتویدی بیانگر فشار بالای اکسیژن در مذاب اولیه آنها است.

دایک‌های فلسیک از جنس گرانیت با رنگ صورتی تا کرم در سنگ‌های آتشفشانی و گرانیتویدی تزریق شده‌اند و برنزدهای ناپیوسته آنها به وفور در حاشیه داخلی گرانیتوید کمانی شکل دیده می‌شود (شکل ۲- C) و دارای بافت پورفیری با زمینه میکروگرانولار و گلوپورفیری و متشکل از درشت‌بلورهای کوارتز، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، میکا و به ندرت هورنبلند هستند (شکل ۳- J و K). بر پایه مطالعات میکروسکوپی این کانی‌ها در زمینه‌ای از کوارتزهای گردشده و گاهی با حاشیه خلیجی به همراه فلدسپارها با ماکل کارلسباد و کمتر پلی‌سنتتیک، کائولینیتی و بیوتیت‌های سریستی قرار دارند. کانی‌های کدر به صورت پراکنده، ریز و درشت حضور دارند. دایک‌های فلسیک از جنس کوارتزپورفیری با رنگ سفید، در جهات مختلف در مجاورت واحد آهکی، در توده نفوذی کوه دم تزریق شده‌اند که در سطح آن می‌توان آثار رگچه‌های کوارتز، هماتیت و گوئیت را مشاهده



شکل ۴- کانی‌سازی آهن در منطقه خاور کوه دم. (A) حضور باند کانی‌زایی در طول لایه‌های آهنک. سازند کرتاسه میزان ماده معدنی است؛ (B) رگه‌ها/رگچه هماتیت+کوارتز در دایک‌های اسیدی؛ (C) نمونه‌های مختلف کانی‌سازی مگنتیت در سنگ‌های اسکارنی شکل می‌گیرد؛ (C1) جانشینی مگنتیت و کلسیت در آهنک؛ (C2) دانه‌های گلوله‌برفی مگنتیت جانشین گارنت شده است؛ (C3) نوارهای مگنتیت در گرانودیوریت، رخداد کانی‌سازی مشتمل بر دو نوع اسکارن اندواسکارن؛ (D) اندواسکارن، توجه شود که اندکی گارنت به صورت ادخال در مگنتیت رخ داده است. گارنت و فلوگوپیت با کانی کلریت جانشین شده‌اند؛ (F) بخشی از پورفایروبلست گارنت در تماس مستقیم دانه با مگنتیت است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010). Bi-بیوتیت، Cal-کلسیت، Chl-کلریت، Ep-اپیدوت، Grt-گارنت، Hem-هماتیت، Mag-مگنتیت، Phl-فلوگوپیت، Pl-پلاژیوکلاز، Qz-کوارتز.

Figure 4. Iron mineralization in the East of Kuh-e Dom area. A) the presence of banded ore along the limestone layers. Ore is hosted by the Cretaceous Formation; B) Hematite+quartz veins and veinlets in the acidic dikes; C) Different types of magnetite mineralization form in skarn rocks; C1) replacement of magnetite and calcite in the limestones; C2) Garnet is replaced by snowballs of magnetite; C3) thinly layers of magnetite in the granodiorite. Ore occurrence includes two types of skarn; D) Endo-skarn; E) Exo-skarn, note that a little garnet occurs as inclusion in magnetite. Garnet and phlogopite were replaced by chlorite minerals; F) Part of garnet porphyroblast is in direct grain contact with magnetite. Abbreviation minerals after Whitney and Evans (2010). Bi-biotite, Cal-calcite, Chl-chlorite, Ep-epidote, Grt-garnet, Hem-hematite, Mag-magnetite, Phl-phlogopite, Pl-plagioclase, Qz-quartz.

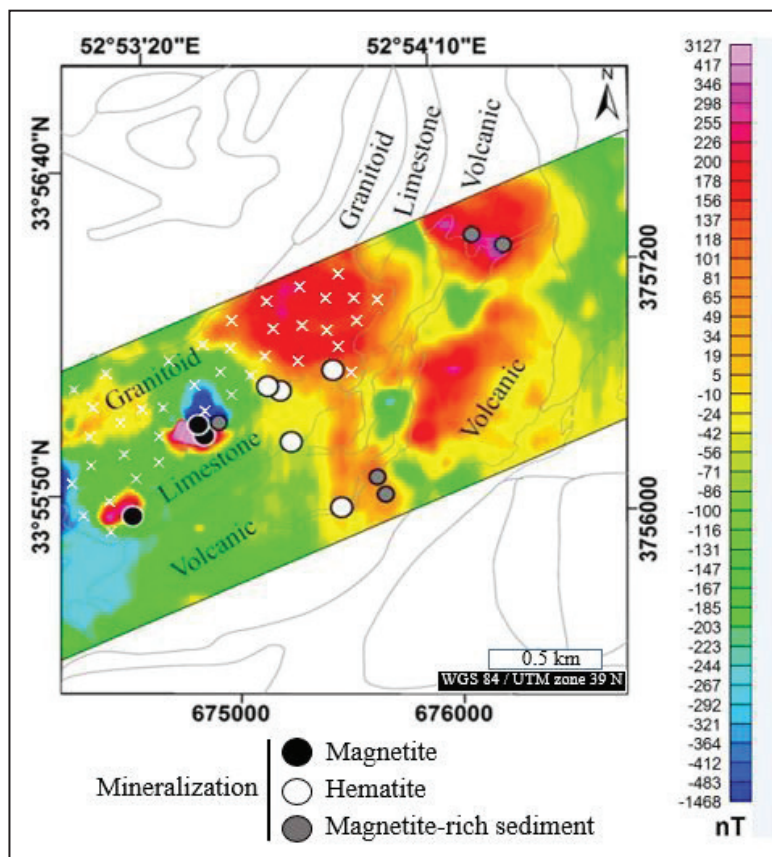
### ۶- گسترش کانه‌زایی آهن در بررسی‌های مغناطیسی

وقوع این ناهنجاری مغناطیسی همراه با شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی، وجود کانه‌زایی آهن مگنتیتی را تایید می‌کند. این ناهنجاری تقریباً به صورت قائم و با تمایلی به سمت جنوب باختری بوده و گسترش افقی آن در حدود ۲۰۰ متر در ۱۰۰ متر است که نیاز است از نظر اقتصادی مورد بررسی دقیق‌تر قرار گیرد. باید توجه داشت که داده‌های مغناطیسی در این پژوهش توسط پهپاد و در ارتفاع ۴۰ متری از سطح زمین برداشت شده است. برداشت داده‌ها در ارتفاع بالاتر از سطح زمین باعث کاهش قابل توجه شدت میدان مغناطیسی ناشی از توده‌های زیرسطحی می‌گردد. پس باید توجه داشت اگر این داده‌ها توسط یک برداشت زمینی اندازه‌گیری شوند دارای شدت میدان مغناطیسی به مراتب بالاتر از ۳۰۰۰ نانوتسلا خواهند بود که این امر اهمیت این ناهنجاری را نشان می‌دهد.

دومین ناهنجاری مغناطیسی با شدت نسبتاً کم در حدود ۳۰۰ نانوتسلا در بخش باختری محدوده دیده می‌شود (شکل ۵). گسترش خطی و شدت کم و بسامد مکانی بالای این ناهنجاری نشانگر وجود کانی‌سازی ضعیف مگنتیتی در مرز آهک‌های منطقه با سنگ‌های گرانودیوریتی و در ژرفای کمتر نسبت به ناهنجاری پیشین می‌باشد. این نتیجه‌گیری بر این مبنا استوار است که بسامد مکانی (Spatial frequency) بالا (یعنی تغییرات شدت میدان در یک محدوده کوچک) بیانگر وجود توده‌های سطحی است و به عکس، بسامد مکانی پایین (تغییرات شدت میدان در یک محدوده بزرگ) بیانگر حضور یک توده ژرف است.

در قدم نخست پس از انجام تصحیحات اولیه، مقدار میدان مرجع ژئومغناطیسی بین المللی (IGRF) در منطقه از داده‌ها کم شده است. پس از آن، با حذف میدان مغناطیسی زمین از داده‌ها می‌توان به تغییرات شدت میدان مغناطیسی ناشی از توده‌های با ناهنجاری‌های محلی دست یافت. سپس جهت تفسیر دقیق محل منابع ناهنجاری‌ها، استفاده از پردازش انتقال به قطب (RTP) ضرورت دارد. به علت عدم قائم بودن میدان مغناطیسی زمین در مکان‌هایی غیر از قطب‌های مغناطیسی، ناهنجاری‌های مغناطیسی متقارن نبوده و به صورت دوقطبی ظاهر می‌گردند. با پردازش انتقال به قطب، ناهنجاری‌های مغناطیسی دقیقاً در بالای منابع مغناطیسی زیرسطحی قرار می‌گیرند (Dentith and Mudge, 2014). شکل ۵، نقشه شدت میدان مغناطیسی را پس از انجام تصحیحات اولیه، حذف میدان زمین و انتقال به قطب نشان می‌دهد. این نقشه نشانگر شدت، محل قرارگیری و گسترش توده‌های زیرسطحی موجود در منطقه است.

شدیدترین ناهنجاری موجود در منطقه با شدتی بالاتر از ۵۰۰ تا حدود ۳۱۰۰ نانوتسلا در مرکز و تا حدودی در باختر محدوده واقع شده است. این ناهنجاری منطبق با مرز شمالی سنگ‌های آهکی با توده گرانودیوریتی می‌باشد. نسبت به دیگر ناهنجاری‌ها، شدت بالا و بسامد مکانی بالای این ناهنجاری که با گستردگی کم ناهنجاری و تغییرات شدید مکانی آن مشخص است، نشان از وجود یک توده محلی حاوی کانی‌سازی مگنتیتی در ژرفای نسبتاً کم از سطح زمین در محدوده دارد. محل



شکل ۵- نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده خاور کوه دم پس از انجام تصحیحات اولیه، حذف میدان مغناطیسی زمین و انتقال به قطب. مرز واحدهای زمین‌شناسی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (Sharkovski et al., 1981) در ترکیب با تصاویر ماهواره‌ای استخراج شده و روی نقشه شدت میدان مغناطیسی نشان داده شده است.

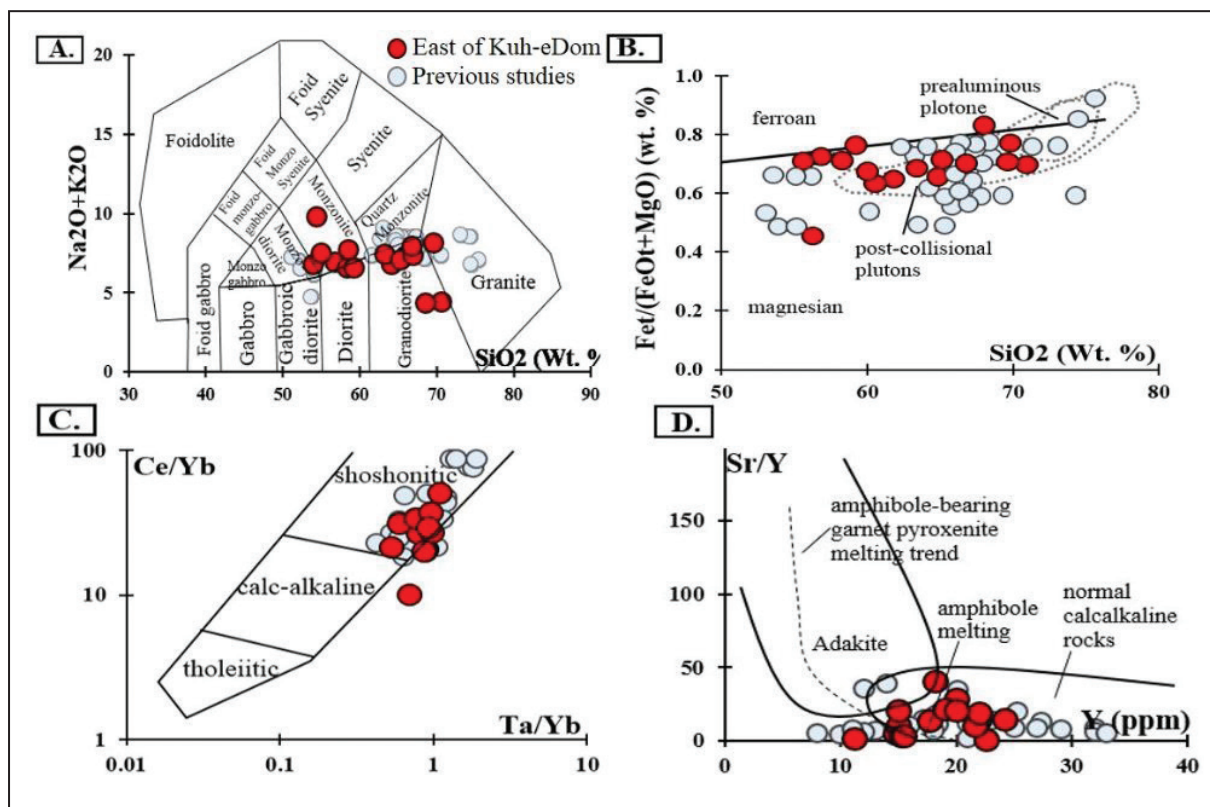
Figure 5. The Magnetic-field intensity map of East of Kuh-e Dom after pre-processing, earth magnetic field removal, and reduction to pole. The boundary of the geological units is extracted from the 1:100000 geological map (Sharkovski et al., 1981) in combination with satellite imagery of the region and shown on the map of the magnetic-field intensity.

داده‌ها با داده‌های منطقه معدنی مس-طلا کوه دم مقایسه شده‌اند (داده‌ها از Kananian et al., 2014; Sarjoughian et al., 2012b; Tale Fazel et al., 2015). ابتدا به منظور بررسی هوازدگی و دگرسانی نمونه‌ها، در نمودار سه‌تایی (MFW) سه شاخص بازی-اسیدی-هوازدگی از اوتا و ارای (Ohta and Arai, 2007) مورد استفاده قرار گرفت که در آن گرانیتویدهای خاور کوه دم (به جز سه نمونه) در ردیف سنگ‌های آذرین غیرهوازده جای گرفتند. سنگ‌های درونی منطقه مطالعاتی دامنه ترکیب متغیری دارند و میزان سیلیس بین ۵۳/۸۹ تا ۷۰/۵۴ درصد وزنی است. پیوستگی روند اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب از جمله  $Al_2O_3$ ،  $P_2O_5$ ،  $CaO$ ،  $MnO$  و  $MgO$  و  $TiO_2$  در برابر  $SiO_2$ ، گواهی بر ارتباط ژنتیکی آنها با یک سری ماگمایی است به طوری که ممکن است ماگماهای مادر از یک مخزن ماگمایی و یا از ذوب یک سنگ منشأ مشابه مشتق شده باشند که با بررسی‌های سنگ‌نگاری و مطالعات پیشین همخوانی دارد (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷). بر اساس رده‌بندی میدلموست (Middlemost, 1994)، بیشتر نمونه‌های خاور کوه دم در محدوده فلسیک (به جز دیوریت) قرار می‌گیرند (شکل ۶- A). بر پایه شاخص شیمیایی آهن  $(FeO^*/(FeO^*+MgO)=0.46+0.005 \times SiO_2)$  از فراست و همکاران (Frost et al., 2001) نمونه‌های گرانیتویدی در قلمرو گرانیت‌های منزیمی (اکسیدی نوع I) جایگرفته است (شکل ۶- B) که می‌تواند به شرایط ذوب در خاستگاه این سنگ‌ها اشاره داشته باشد (Nabelek et al., 1992a, 1992b).

در بخش خاوری و مرکزی محدوده، ناهنجاری‌هایی با گسترش بالا و شدت کمتر از ۳۵۰ نانوتسلا دیده می‌شود. به طور کلی بسامد مکانی پایین و شدت پایین این ناهنجاری‌ها نشان‌دهنده حضور منابع مغناطیسی ضعیف در ژرفا است. در برخی از محل‌ها، این منابع به سطح نزدیک‌تر شده‌اند که باعث به وجود آمدن ناهنجاری‌هایی با شدت بالاتر گردیده است. این ناهنجاری‌ها در شمال خاور و خاور منطقه برداشت ژئوفیزیکی بر روی سنگ‌های آتشفشانی از جنس آندزیت و آندزیت بازالت دیده می‌شود و در شمال محدوده هم با توده‌های گرانیتویدی منطبق می‌باشد و به نظر با کانی‌سازی آهن در ارتباط نمی‌باشد. ترکیب سنگ‌شناسی در لبه باختری گرانیتوید، متشکل از گرانودیوریت، گرانیت و دیوریت است، در حالی که به سمت مرکز تا شمال منطقه، ترکیب موزونیتی شده و پیروکسن آنها با اکتینولیت و کانی‌های آهن‌دار جایگزین شده است.

### ۶- زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی توده‌ی نفوذی در خاور کوه دم

توده‌های گرانیتویدی نقش مهمی در تأمین عناصر کانه‌ساز سامانه‌های پورفیری و اسکارن دارند. برای تشخیص نوع توده‌های نفوذی رخنمون یافته در خاور کوه دم، شازنده نمونه با کمترین دگرسانی مورد تجزیه سنگ کل قرار گرفت. داده‌های به دست آمده از تجزیه شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی کمیاب منطقه خاوری کوه دم در جدول ۱ آمده است. در تمامی نمودارها، این



شکل ۶- نمودارهای دسته‌بندی برای سنگ‌های درونی تجزیه شده خاور کوه دم در مقایسه با گرانیتویدهای منطقه معدنی کوه دم؛ A) نام‌گذاری سنگ‌های گرانیتویدی خاور کوه دم در نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Na_2O+K_2O$  (Middlemost, 1994)؛ B) نمودار تغییرات اکسید سیلیسیم در برابر شاخص آهن (Fe-index) از فراست و همکاران (Frost et al., 2001)، بیشتر نمونه‌های خاور کوه دم در محدوده گرانیتویدهای منزیمی جای گرفته‌اند؛ C) بررسی ماهیت شوشونیتی و پرتاسیم توده گرانیتویدی در نمودار  $Ta/Yb$  در برابر  $Ce/Yb$  (Pearce and Peate, 1995)؛ D) بررسی ماهیت آداکیتی در نمودار دوتایی  $Sr/Y$  در برابر  $Y$  (Defant and Drummond, 1990)، گرانیتوید خاور کوه دم در محدوده ماگماهای معمولی کمان قرار می‌گیرند.

Figure 6. Classification diagrams for the analyzed intrusive rocks from the East Kuh-e Dom area compared with data from Kuh-e Dom mining area. A) Chemical classification of East Kuh-e Dom granitoids on  $SiO_2$  vs.  $K_2O+Na_2O$  (Middlemost, 1994); B)  $SiO_2$  vs. Fe-index diagram after (Frost et al., 2001); C) Shoshonitic and high-K series of the granitoid body on the  $Ta/Yb$  vs.  $Ce/Yb$  binary diagram (Pearce and Peate, 1995); D) Adakitic affinity on the  $Y$  vs.  $Sr/Y$  diagram (Defant and Drummond, 1990). East-Kuh-e Dom granitoid plotted on the normal magmatism arc domain.

جدول ۱- ترکیب زمین شیمیایی سنگ کل از نمونه‌های توده نفوذی خاوری کوه دم. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm گزارش شده‌اند. اختصاری‌ها: Di- دیوریت، Gd-گرانودیوریت، Gr-گرانیت، Mz-مونزونیت، Qmz-کوارتز مونزونیت.

Table 1. Whole rock geochemical composition for the samples of East of Kuh-e Dom intrusive body. The major elements are reported in wt.% and trace elements are in ppm. Abbreviations: Di-diorite, Gd-granodiorite, Gr-granite, Mz-monzonite, Qmz-quartz monzonite.

Sample	SH 01	SH 247	SH 07	SH 145	SH 227	SH 187	SH 292	SH 211
name	Mz	Qmz	Qmz	Mz	Mz	Mz	Di	Gd
wt. %								
SiO <sub>2</sub>	53.89	54.29	54.90	56.67	58.25	58.41	59.23	63.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.67	15.60	15.74	11.91	13.99	14.69	15.44	12.70
CaO	6.56	6.18	6.69	8.05	5.91	7.71	6.28	4.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.97	2.74	5.12	4.86	6.16	3.62	4.75	5.10
K <sub>2</sub> O	3.51	5.95	4.84	5.26	3.65	4.92	3.32	4.42
MgO	2.23	3.18	1.92	1.65	1.84	1.54	2.64	2.30
MnO	0.11	0.11	0.19	0.25	0.14	0.22	0.21	0.06
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.87	2.67	1.73	2.95	2.84	3.25	3.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.17	0.25	0.07	0.17	0.21	0.15	0.01
SO <sub>3</sub>	0.12	1.49	0.10	0.05	0.04	0.12	0.11	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.83	0.80	0.74	0.73	0.82	0.56	0.05
BaO	0.54	0.85	0.55	0.38	0.50	0.06	0.07	0.05
LOI	5.76	4.67	5.46	7.48	4.22	4.54	3.38	3.93
Total	99.57	99.93	99.23	99.10	98.55	99.70	99.39	99.38
ppm								
Ba	482	759	493	343	451	598	642	48
Ce	45	36	60	37	54	58	40	53
Co	15	5.4	12	16.5	14	7.4	16.8	1
Cu	8	24	17	91	50	14	33	6
Dy		3.64		3.43	6.99	4.54	4.19	2.89
Er		1.8		1.52	3.49	2.39	2.32	1.45
Eu		2.64		1.61	3.99	3.52	2.84	0.31
Gd		2.79		2.62	5.39	4.38	3.33	2.29
Hf		1.8		1.24	1.81	1.72	0.93	1.89
La	28	11	35	19	28	25	20	28
Li	26	63	28	39	26	31	34	47
Lu		0.29		0.24	0.54	0.44	0.38	0.27
Nb		8.8		2.4	33.4	26.1	10.8	10.6
Nd		18.5		16.6	43.4	34	23.5	13.4
Ni	12	14	16	29	12	24	140	6
P	860	753	1095	319	724	922	690	40
Pb	13	<1	32	9	9	362	<1	1
Pr		3.79		3.83	10.71	9.74	6.47	3.13
Rb		246		139	163	184	125	76
Sm		4.03		1.72	8.75	7.49	5.19	<0.02
Sr	422	567.7	428	249.2	320.1	366.8	419	30.8
Ta		0.58		0.62	1.99	1.89	1.02	0.62
Tb		0.6		0.57	1.2	0.81	0.74	0.49
Th	<5	15.49	<5	35.2	30.97	19.72	9.31	11.65
Ti		1.62		0.44	0.69	0.58	0.4	0.22
Tm		0.3		0.23	0.55	0.4	0.45	0.23
U	<5	2.8	<5	5	7.3	4.5	3.5	3.6
Y	19	20	19	17.7	22	24.2	20	22.6
Yb	2.1	1.8	2.1	1.8	2	2	1.9	2
Zr	20	32	20	14	19	24	45	46
Zn	42	64	42	78	62	73	81	7

ادامه جدول ۱-

Table 1. Continued

Sample	SH 156	SH 32	SH 234	SH 283	SH 263	SH 233	SH 39	SH 214
name	Gd	Gd	Gd	Gd	Gr	Gd	Gr	Gd
wt. %								
SiO <sub>2</sub>	64.12	65.22	66.00	66.71	66.84	68.51	69.56	70.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.31	15.27	12.83	13.58	12.86	8.38	13.88	12.18
CaO	3.22	3.04	3.97	1.45	1.38	1.83	2.22	0.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.82	4.65	4.83	0.89	2.76	4.39	2.05	4.48
K <sub>2</sub> O	5.53	3.78	4.18	5.94	7.17	2.85	2.65	3.37
MgO	2.03	1.67	1.60	0.36	0.48	1.69	0.57	1.92
MnO	0.25	0.06	0.12	0.02	0.02	0.02	0.08	0.03
Na <sub>2</sub> O	1.26	3.36	3.19	2.06	0.23	1.56	5.55	1.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.14	0.16	0.02	0.05	0.19	0.14	0.05
SO <sub>3</sub>	0.09	0.19	0.03	0.10	0.24	2.53	0.09	0.05
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.41	0.58	0.07	0.16	0.36	0.27	0.16
BaO	0.66	0.59	0.63	0.06	0.06	0.06	0.30	0.02
LOI	6.09	1.08	2.72	8.26	7.49	8.28	2.88	5.32
Total	99.60	99.46	100.84	99.52	99.74	100.65	100.24	99.83
ppm								
Ba	593	524	567	575	583	552	273	151
Ce	32	36	56	59	75	18	29	77
Co	8.7	14	12.7	1	3.4	6.1	2	3.3
Cu	24	6	59	5	18	101	11	6
Dy	2.58		3.57	3.01	2.43	0.96		2.12
Er	1.28		1.68	1.85	1.43	0.63		1.01
Eu	1.71		2.16	1.88	2.39	1.51		0.81
Gd	2.06		3.09	3.31	3.69	1.71		2.77
Hf	1.66		1.02	2.17	2.13	1.01		1.87
La	15	22	29	30	40	14	15	42
Li	51	17	39	14	37	62	16	51
Lu	0.24		0.24	0.38	0.24	0.13		0.16
Nb	12.2		1	12.1	7.6	3.5		10.1
Nd	12		16.5	24.5	25.9	3.6		20.5
Ni	18	4	18	8	9	23	4	9
P	213	600	686	104	233	837	605	212
Pb	<1	9	13	<1	<1	353	5	<1
Pr	2.57		5.06	7.39	7.77	1.24		5.03
Rb	160		139	196	170	54		78
Sm	1.22		3.13	4.4	3.28	<0.02		1.06
Sr	78.6	310	234.1	51	61.7	744.8	158	23.3
Ta	1.42		1.09	1.56	0.67	0.27		0.78
Tb	0.43		0.61	0.62	0.56	0.31		0.45
Th	11.79	<5	15.38	16.96	11.57	10.45	<5	10.58
Ti	0.92		0.47	0.71	0.96	0.2		0.24
Tm	0.22		0.27	0.32	0.27	0.15		0.16
U	2.9	<5	3.6	3.7	3.3	18.3	<5	3
Y	14.7	15	21.6	15.4	15.2	8.1	15	11.2
Yb	1.6	1.7	1.8	1.6	1.5	1.8	1.2	1.3
Zr	29	12	12	42	61	33	35	56
Zn	36	35	83	3	24	53	15	20

شیمی سنگ‌های فلسیکی پیش و پس از کوهزایی، نمودارهایی برای تفکیک گرانیتویدهای وابسته به کمان (arc) از گرانیتویدهای وابسته به گسیختگی صفحه فرورونده (slab failure) نشان داده‌اند. از دید سنگ‌شناسی ماگماهای دسته دوم متفاوت هستند. آنها از فرایندهای ژرف تر گوشه‌ای پدید می‌آیند که مشتمل بر ذوب بخشی متبازالت/گابرو بخش بالایی صفحه فرورونده شکسته شده، همراه با باقیمانده اکلوزیت دارای گارنت و فاقد پلاژیوکلاز هستند. گرانیتویدهای خاور کوه دم، در نمودارهای دوتایی پیرس Y+Nb در برابر Rb و همچنین Y در برابر Nb که از سوی (Whalen and Hildebrand, 2019) اصلاح شده است، در ردیف گرانیت‌های کمان آتشفشانی و وابسته به گسیختگی صفحه فرورونده در حواشی فعال قاره‌ای قلمداد می‌شود (شکل ۷- C و D).

#### ۸- تعیین خاستگاه ماگمای والد گرانیتویدها

نحوه پیدایش ماگماهای مونزونیتی شوشونیتی مرتبط با گرانیتویدهای کوهزایی همیشه مورد بحث بوده است، اما به طور گسترده شواهد مبنی بر پیدایش آنها از طریق ذوب بخشی پوسته بازیک ستر شده زیرین (با ژرفای ۵۰ کیلومتر) بوده است، مانند یک گوشه جوانی که جزیی از سست کره بوده و در زیر ورقه قاره‌ای جای گرفته است (Hou et al., 2004, 2005). مطالعات تجربی به وسیله گوالدا و همکاران (Gualda et al., 2012) نشان می‌دهد این ماگما از ذوب بخشی پریدوتیت‌های تغییر یافته دارای کانی‌های آبدار مانند آمفیبول پارگازیت و فلوگوپیت و واکنش گوشه با مذاب‌های سیلیسی آبدار پدید آمده است، این بدان مفهوم است که آنها به طور ساده از ذوب بخشی سنگ‌کره متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش شکل می‌گیرند (Ghiorso and Sack, 1995).

نسبت La/Nb (۱/۸۳) برای سنگ‌های خاور کوه دم، بیانگر خاستگاه لیتوسفری ماگمای مولد این سنگ‌هاست (DePaolo and Daley, 2000). برای تمایز خاستگاه گوشه و پوسته‌ای از نسبت Nb/Ce می‌توان استفاده کرد. این نسبت در گوشه ۱/۰۱ و در پوسته ۰/۴۶ است. میانگین Nb/Ce در گرانیتویدهای خاور کوه دم ۰/۲۴ می‌باشد که نقش پوسته را در تکامل ماگمای مادر تقویت می‌کند. میزان بالای SiO<sub>2</sub> (۶۲/۲۷ درصد) و نسبت‌های پایین Ti/Zr و Nb/La (به ترتیب ۲۰/۲۸ و ۰/۴۹) احتمال خاستگاه گوشه را در گرانیتویدهای منطقه خاور کوه دم کم‌رنگ تر می‌کند (Woodhead et al., 1993). مقادیر نسبت‌های Ce/Pb در مقایسه با مورب و OIB نشانگر این است که مولفه‌های پوسته قاره‌ای در منشا دخالت بیشتری داشته است (Hofmann et al., 1986). هرچند نسبت‌های بالای Ce/Pb (۲۰/۲۹) در برخی نمونه‌ها، آرایش گوشه‌ای و یا تأثیر هضم اندک گوشه را نشان می‌دهد (Rudnick and Gao, 2003). بالا بودن نسبت Ba/La (۲۳/۶۴) می‌تواند نشانه مشارکت پوسته‌ای در گرانیتویدها باشد (Hole et al., 1984). میانگین نسبت La/Yb در پوسته زیرین ۱۳/۶، در پوسته بالایی حدود ۵ و در گوشه غنی شده ۱۲/۶۵ است (McDonough and Sun, 1995) و نسبت بالای La/Yb (۱۲/۳۹) در گرانیتویدهای خاور کوه دم، نقش پوسته زیرین را در تکامل ماگمای سازنده آنها تقویت می‌کند. مقایسه نمونه‌های گرانیتویدی خاور کوه دم با میانگین پوسته و گوشه در نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr (شکل ۸-A)، افزایش Rb/Sr را در نتیجه عواملی همچون تفریق، اختلاط و آرایش با مواد پوسته بالایی قاره‌ای در هنگام صعود بازگو می‌کند (Furman and Graham, 1999). در نمودار Ta/La در برابر Zr/Sm، سنگ‌های خاوری کوه دم روی خط هذلولی اختلاط ماگمایی جای می‌گیرند که خود نشانه‌ای از ناهمگنی در سنگ منشأ ماگماست (شکل ۸-B) و با نتایج ایزوتوپی Sr و Nd مقایسه شده در برونوم‌های بازیک و سنگ میزبان گرانیتوید کوه دم سازگاری دارد (Sarjoughian et al., 2012). افزون بر حضور برونوم‌های بازیک، مشاهده پدیده‌های غیر تعادلی (بافت‌های آنتی‌راپاکیوی، منطقه‌بندی ترکیبی، غربالی و غباری در پلاژیوکلاز، خوردگی و گردشدگی حواشی بلور) در گرانیتویدهای

ویژگی اکسیدی با حضور هورنبلند، مگنتیت و اسفن در نمونه‌ها سازگاری دارد. گرانیتویدهای غیرکوهزایی و درون صفحه‌ای (نوع A) در دسته گرانیت‌های آهن‌دار قرار دارند در حالیکه گرانیتوید کمان‌های قاره‌ای و اقیانوسی از نوع منیزی هستند (Frost et al., 2001). بر پایه شاخص کلسیمی - قلیایی (MALI=Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) پیکوک که از سوی فراست و همکاران (Frost et al., 2001) اصلاح شده است بیشتر نمونه‌ها ویژگی قلیایی - کلسیمی متمایل به قلیایی دارند. بیشتر سنگ‌های درونی متا آلومین (با ضریب اشباع آلومینیم) بوده و در سری ماگمایی شوشونیتی دسته‌بندی می‌شوند. حضور کلینوپیروکسن همراه با بیوتیت، با ماهیت شوشونیتی سنگ‌ها سازگاری دارد (Conceicao and Green, 2004). عناصر Ta، Yb، Ce به دلیل تحرک بسیار کم در دگرسانی، جهت بررسی بهتر تمایلات شوشونیتی سنگ‌های مورد مطالعه مناسب هستند. این سنگ‌ها در نمودار تغییرات Ta/Yb در برابر Ce/Yb در سری شوشونیتی واقع می‌شوند (شکل ۶-C). ویژگی شوشونیتی سنگ‌های نفوذی خاور کوه دم با توجه به میزان K<sub>2</sub>O (۲/۶۵ تا ۷/۱۷ درصد) و نسبت بالای K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (میانگین ۳/۷ درصد) آنها سازگاری دارد. کانسارهای پورفیری مس و طلا، همراه با سنگ‌های شوشونیتی و کالک آلکالن پتاسیم بالا هستند و ممکن است تمایلاتی به آداکیتی نشان دهند (Hou et al., 2004; 2005). از این رو بررسی ماهیت آداکیتی گرانیتویدهای فلسیکی، اهمیت دارد. همان‌طور که در شکل ۶-D دیده می‌شود، نمونه‌های گرانیتویدی خاور کوه دم در نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) در محدوده پیشنهاد شده برای آداکیت‌ها قرار نگرفتند. پایین بودن نسبت‌های Sr/Y (میانگین ۱۴/۶۳) و La/Yb (میانگین ۱۲/۳۹)، ارتباط نمونه‌های گرانیتویدی خاور کوه دم را با آداکیت‌ها منتفی می‌کند.

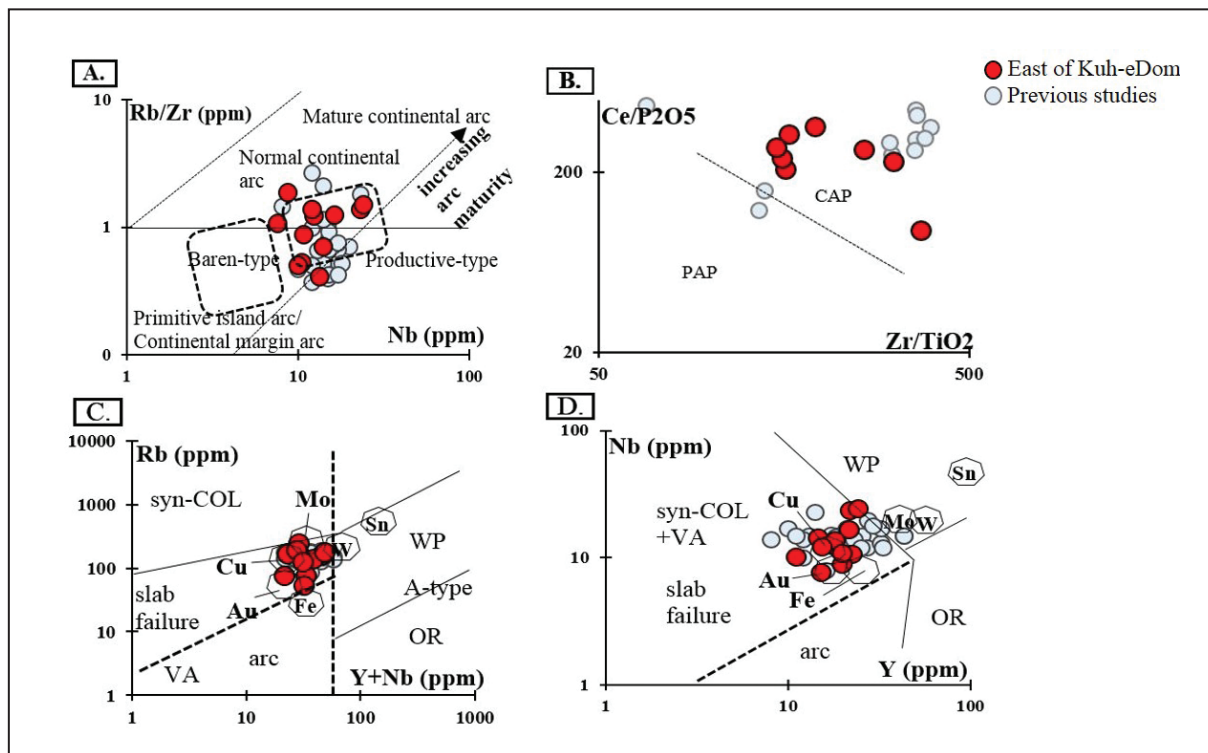
#### ۷- تعیین جایگاه زمین‌ساختی

همچنان که پیش‌تر اشاره شد، گرانیتویدهای خاور کوه دم مربوط به کمان هستند و ویژگی بارز شوشونیتی نشان می‌دهند. شوشونیت‌ها مراحل نهایی میان فعالیت ماگمایی کالک آلکالن و آلکالن در طول تکامل برخورد هستند و به طور کلی در سه محیط بالای پهنه فرورانش (در بخش ژرف آن)، محیط کوهزایی و به ندرت در محیط‌های کششی درون قاره‌ای دیده می‌شوند. سنگ‌های آذرین پتاسیم دار جوان در پنج جایگاه زمین‌ساختی متفاوت، کمان قاره‌ای (CAP)، کمان پس برخوردی (PAP)، جزایر کمان اقیانوسی (OAP) مشتمل بر جزایر کمان اقیانوسی اولیه (IOP) و کمان اقیانوسی پسین (LOP)، و همچنین درون صفحه‌ای (WIP) یافت می‌شوند (Müller et al., 1992). جهت بررسی ویژگی بلوغ کمان، نمودار Nb در برابر Rb/Zr (شکل ۷-A) نشان می‌دهد نمونه‌های خاور کوه دم در ردیف وابسته به کمان‌های قاره‌ای میانسال (مراحل میانی فرورانش) و در پنجره توده‌های بارور قرار دارند (Brown et al., 1981). برای تمایز کمان اقیانوسی از قاره‌ای از نمودار Zr/TiO<sub>2</sub> در برابر Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> بهره گرفته شد که بر این اساس، نمونه‌های خاور کوه دم در میدان گرانیتویدهای کمان قاره‌ای (CAP) جای گرفته‌اند (شکل ۷-B). افزون بر این، از نمودار مثلثی Ta-Hf-Rb پیشنهادی مولر و همکاران (Müller et al., 1992) برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های شوشونیتی کوه دم، به کار گرفته شد (نمایش نشده است). بیشتر نمونه‌های مربوط به توده نفوذی در جایگاه گرانیتوید برخوردی قرار می‌گیرند. در همین راستا با استفاده از عناصر اصلی، در نمودار R1-R2 (نمایش نشده است) نمونه‌ها یک روند خطی نشان داده و در مرز میان گرانیتویدهای قبل از برخورد و فراخاست پس از برخورد قرار می‌گیرند، به عبارت دیگر از دید زمین‌شیمیایی مشابه گرانیتویدهای همزمان با برخورد و در زون همگرا هستند.

والن و هلدبراند (Whalen and Hildebrand, 2019)، با مقایسه ترکیب

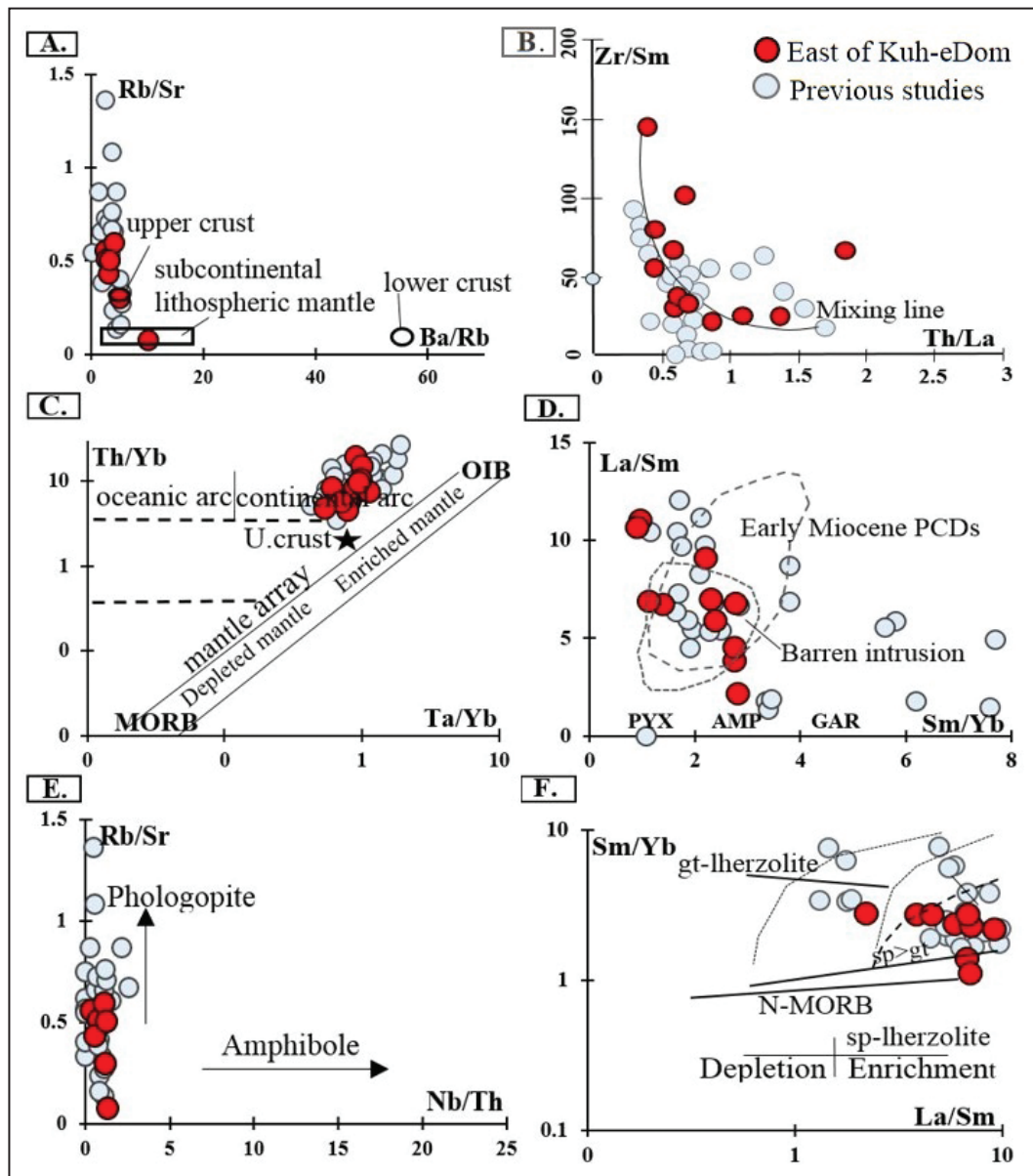
برابر La/Sm به کم بودن گارنت در خاستگاه ماگمای این سنگ‌ها اشاره دارد (شکل ۸- D) و تاییدکننده نسبت پایین Sr/Y در گرانیتویدهای خاور کوه دم است (Moyen, 2009). در خاور کوه دم، نسبت‌های بالای La/Sm (۵۳/۷) و پایین Sm/Yb (۱/۸۹) بیانگر حضور کانی پیروکسن در باقیمانده مذاب است. فورمان و گراهام (Furman and Graham, 1999) بیان کرده‌اند که نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb مذاب در حال تعادل با یک منبع حاوی فلوگوپیت، به ترتیب بیشتر از ۰/۱ و کمتر از ۱۵ است. در نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر Nb/Th، فلوگوپیت نقش آشکارتری نسبت به آمفیبول در خاستگاه ماگمای به‌وجودآورنده گرانیتویدهای منطقه مطالعاتی دارد (شکل ۸- E). نسبت‌های La/Sm و Sm/Yb به سبزی پسته حساس هستند. به منظور تعیین کانی‌شناسی سنگ‌ها و تمایز گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت، نمونه‌های خاور کوه دم در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (شکل ۸- F)، در بخش اسپینل لرزولیت همراه با کمی گارنت جای می‌گیرند (Aldanmaz et al., 2000). از این رو ماگمای سازنده گرانیتویدهای خاور کوه دم، ماگمای اولیه نبوده و گمان می‌رود از ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیت فلوگوپیت‌دار غنی‌شده، پدید آمده باشد. محدوده پایداری اسپینل ژرفای کمتر از ۷۰ کیلومتر است.

خاور کوه دم تاییدکننده این تحولات ماگمایی هستند و نشان می‌دهند که در طی تکوین و تحول ماگما، فرایندهای آمیختگی با ماگمای پوسته‌ای و یا هضم پوسته در مخزن ماگمایی کم ژرفا دخالت داشته است. در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb نمونه‌های گرانیتویدی در بیرون از محدوده آرایه گوشه‌ای، در میدان ماگماهای شوشونیتی کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند (Pearce, 2008) و ماگمای خاستگاه آنها در پی ذوب‌بخشی یک گوشه غنی‌شده پدید آمده‌اند (شکل ۸- C). بنابراین یافته‌های به‌دست‌آمده با مطالعات پیشین توسط سرجوقیان و همکاران (Sarjoughian et al., 2012a, 2012b, 2015) سازگاری دارد و گویای آن است که توده نفوذی کوه دم از اختلاط ماگماهای مشتق از پوسته و گوشه به وجود آمده است. غنی‌شدگی Th نسبت به Ta و نسبت بالای Th/Yb می‌تواند بیانگر یک خاستگاه متاسوماتیسم شده باشد که تحت‌تأثیر شاره‌های آزاد شده از ورقه فرورو و یا آرایش پوسته‌ای و یا هر دو فرآیند، غنی‌شدگی را تحمل کرده است (Gorton and Schandl, 2000; Kuscu et al., 2010). مقادیر پایین نسبت‌های Ba/Th (۳۶/۶)، Nb/Y (۰/۷۴) و Nb/Zr (۰/۸) و دامنه گسترده نسبت‌های Ba/La (۳۹-۷) و Th/Zr (۰/۵ تا ۰/۳۱) دخالت سیال و نقش رسوب را تایید می‌کند (Hawkesworth et al., 1999). عنصر Yb به وجود و عدم وجود گارنت در خاستگاه وابستگی شدیدی دارد، نمودار Sm/Yb



شکل ۷- نمودارهای تمایزکننده جایگاه زمین‌ساختی برای گرانیتویدهای خاور کوه دم. A) در نمودار تغییرات Nb در برابر Rb/Zr، از دید بلوغ کمان، نمونه‌ها به کمان قاره‌ای نرمال تعلق دارند؛ B) در نمودار تغییرات Zr/TiO<sub>2</sub> در برابر Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>، نمونه‌ها متعلق به محیط کمان قاره‌ای (CAP) تشخیص داده شده‌اند (Müller et al., 1992). C و D) در نمودارهای دوتایی پیرس Y+Nb در برابر Rb و همچنین Y در برابر Nb (Whalen and Hildebrand, 2019) نمونه‌ها در ردیف گرانیت‌های کمان آتشفشانی و مرتبط با گسیختگی صفحه فرورونده در حواشی فعال قاره‌ای قلمداد می‌شوند.

Figure 7. Tectonic setting discrimination diagrams for the East Kuh-e Dom granitoid. A) On Nb vs. Rb/Zr discrimination diagram, taking into arc maturity, samples belong to a normal continental arc; B) Zr/TiO<sub>2</sub> vs. Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> variation plot. The samples have been identified as related to the continental arc (CAP) environment (Müller et al., 1992). C and D) on the Pearce binary diagram of Y+Nb vs. Rb and also Y vs. Nb (Whalen and Hildebrand, 2019). All samples fall in the volcanic arc granites field correlating with the slab failure and are related to the active continental margin.



شکل ۸- نمودارهای تغییرات ترکیبی گرانیتویدهای خاور کوه دم. (A) نمودار Ba/Rb در برابر Rb/Sr نمونه‌ها اختلاط میان پوسته بالایی با گوشته سنگ کراهی نیمه قاره‌ای را تأیید می‌کنند؛ (B) در نمودار Th/La در برابر Zr/Sm بیشتر نمونه‌ها یک منحنی هذلولی اختلاط تعریف می‌کنند؛ (C) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb، نمونه‌ها نسبت بالای Th/Yb دارند و بیرون از محدوده و به موازات آرایه گوشته‌ای مختص به حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (Pearce, 1983)؛ (D) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm، نمونه‌ها نسبت پایین Sm/Yb دارند و با فاز کانیایی باقیمانده (پیروکسن-آمفیبول) سازگارند (P.YX- pyroxene, AMP- amphibole, GAR- garnet)؛ (E) نمودار Nb/Th در برابر Rb/Sr، عناصر Rb و Sr با فلوگوپیت سازگارند. نمونه‌ها نسبت پایینی از Nb/Th نسبت به آنهایی که از گوشته آمفیبول دار منشأ می‌گیرند نشان می‌دهند؛ (F) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb برای خاستگاه کانی‌شناسی و تفاوت میان مذاب مشتق از گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت استفاده می‌شود (Aldanmaz et al., 2000).

Figure 8. Compositional variation diagrams for the East Kuh-e Dom granitoid. A) Ba/Rb vs. Rb/Sr diagram, samples confirm a mixing between the subcontinental lithospheric mantle and upper crust components; B) In the plot of Zr/Sm vs. Th/La, most samples define a hyperbolic mixing line; C) Th/Yb vs. Ta/Yb. Samples display high Th/Yb values and plot outside and parallel to the mantle array, assignable to active continental margins (Pearce, 1983); D) Plots of Sm/Yb against La/Sm. Samples have low Sm/Yb ratios, consistent with pyroxene-amphibole as the residual mineral phases. P.YX- pyroxene, AMP- amphibole, GAR- garnet; E) Nb/Th vs. Rb/Sr diagram. Both Rb and Sr are compatible in phlogopite. Samples show a lower Nb/Th ratio than those formed from the amphibole-bearing mantle. F) The plot of Sm/Yb vs. La/Sm is used to constrain the source mineralogy and differentiate between melt derived from garnet peridotite and spinel peridotite (Aldanmaz et al., 2000).

## ۹- الگوی احتمالی نکتونوماگمایی

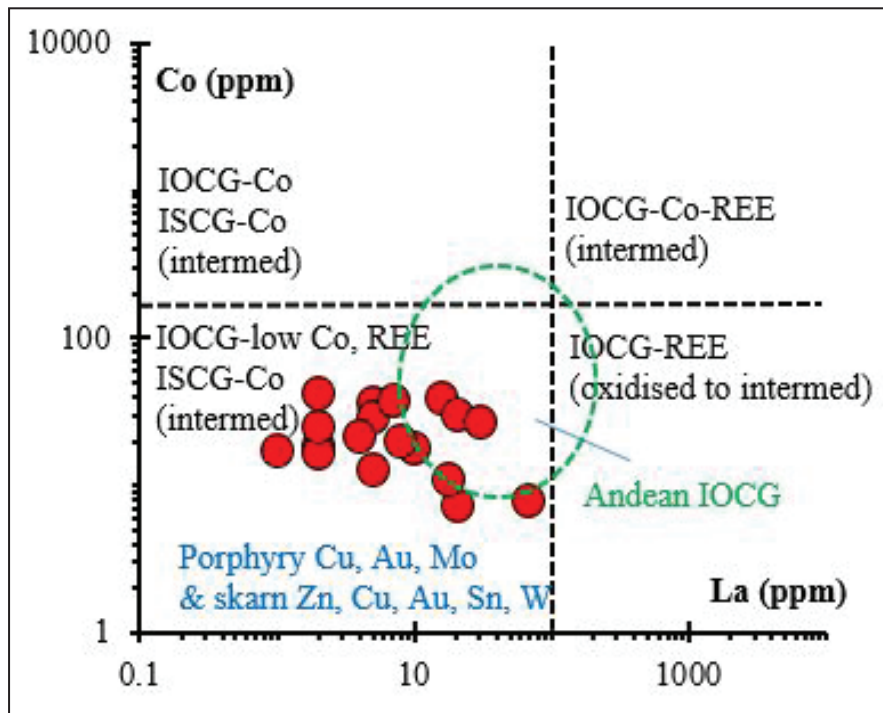
سنگ‌های پرتاسیم و شوشونیتی مناطق کوه دم، کال کافی، بادرود، عشین، خور، گدار سیاه (طباطبایی منش و همکاران، ۱۳۹۲)، عروسان کبودان و انارک در کرانه جنوب‌باختری پهنه ایران مرکزی، در یک امتداد خطی جای گرفته‌اند (شکل ۱) و بر پایه سن سنجی‌های پتاسیم-آرگون، رویداد شوشونیتی در این مناطق از ۳۹ تا ۵۴ میلیون سال پیش به طول انجامیده است (Sharkovski et al., 1984; Aistov et al., 1984). برخی از پژوهشگران، فعالیت‌های ماگمایی مناطق یادشده را به کمان ارومیه-دختر نسبت می‌دهند. به باور احمدیان و همکاران (Ahmadian et al., 2009) در پی بسته شدن اقیانوس تتیس نو (۳۵-۵۰ میلیون سال)، به تدریج ستبرای پوسته برخوردی ایران مرکزی افزایش می‌یابد و در اثر لایه لایه شدن (delamination) گوشته سنگ‌کره و بالا آمدن سست کره، حوضه پشت کمان ماگمایی ارومیه-دختر توسعه یافته و شوشونیت‌های مس-طلای کال کافی (۵۳-۶۰ میلیون سال) پدید آمده است. افزون بر این، کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2014) شوشونیت‌های طلای کوه دم را بخشی از کمان ارومیه-دختر دانسته که در یک محیط زمین‌ساختی حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فروورانش سنگ کره اقیانوسی تتیس نو به زیر صفحه خرد قاره ایران مرکزی شکل گرفته‌اند. این در حالیست که دیگر سنگ‌شناسان، شوشونیت‌های این ناحیه را بخشی از یک کمان ماگمایی مجزا، باریک و کوچک منتج از یک فروورانش فرعی در حاشیه خرد قاره ایران مرکزی می‌پندارند (Rajabi and Torabi, 2012; Torabi et al., 2014; Goli et al., 2021; Shademan and Torabi, 2022). این رو به نظر می‌رسد وابستگی نمونه‌های سنگی مناطق یادشده به کوهزایی و برخورد، کمی ناهمخوانی در تفسیرها به وجود آورده و مبحث جایگاه زمین‌ساختی شوشونیت‌های کرانه جنوبی ایران مرکزی را پیچیده کرده است. بدنبال دیدگاه قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006) مبنی بر وجود دو دوره فروورانش متوالی برای اقیانوس ناین-بافت همچون دریای تتیس نو، زمان نهایی بسته شدن اقیانوس ناین-بافت (حوضه پشت کمان) به کمک داده‌های سنی (۶۷ و ۹۳ میلیون سال) از سنگ‌های آمفیبولیت و گابرو کمر بند افیولیتی ناین، ماستریشین (کرتاسه بالایی) و یا حتی پالئوسن در نظر گرفته می‌شود (Moghadam et al., 2009; Ghazi et al., 2012; Shafaii Moghadam, 2013). در حالیکه سنهای ۱۰۴ و ۱۱۳ میلیون سال برای آمفیبولیت و ترونجیت شاخه اصلی دریای تتیس نو که در لبه باختری سندج-سیرجان قرار دارد گزارش شده است (Holtmann et al., 2021). به دلیل نبود داده‌های ایزوتوپی مناسب، اظهار نظر در مورد سن و جایگاه ساختاری گرانیتویدهای محدوده خاوری کوه دم مشکل است. در هر حال با توجه به یافته‌های حاضر و مطالعات پیشین می‌توان گفت به دنبال فروورانش پوسته اقیانوسی تتیس نو به زیر سندج-سیرجان و شکل‌گیری کمان ماگمایی ژوراسیک (Holtmann et al., 2021) و تداوم بسته شدن دریای ناین در کرتاسه بالایی (Shafaii Moghadam, 2013)، در ائوسن برخورد دو صفحه عربی و اوراسیا بر ستبرای پوسته ایران افزوده (Verdel et al., 2011) و حاشیه فعال قاره‌ای نابالغ به کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای معمولی تغییر ماهیت می‌دهد (شکل ۷-۸). در پاسخ به افزایش ستبرای پوسته و فشارزدایی، قطعه فرورونده شکسته (شکل ۷-۸ و D) و نازک‌شدگی پوسته (۴۰ کیلومتر، Ahmadian et al., 2009) رخ داده و سبب ماگماتیسیم پالئوسن بالایی-ائوسن زیرین می‌شود (Verdel et al., 2011; Okay et al., 2022). بررسی‌های زمین‌شیمیایی منطقه خاوری کوه دم، گوشته متاسوماتیسیم شده متأثر از صفحه فرورونده با ترکیب اسپینل-لرزلولیت حاوی مقادیر کمی گارنت را نشان می‌دهد که سرشار از فلزگوپیت بوده و خاستگاه فعالیت ماگمایی است. به علت فشارش ناشی از تداوم همگرایی،

ماگمای گوشته‌ای در زیر پوسته زیرین مستقر و افزایش شیب دمایی پوسته زیرین را گرم و ذوب می‌کند و هر جا که ساختارهای سنگ کره‌ای اجازه جریان ماگما را به درون پوسته بدهد، آرایش و اختلاط با ماگمای پوسته‌ای پیدا کرده و توده‌های درونی شوشونیتی جایگیری می‌شوند. از این رو سنگ‌های درونی خاور کوه دم در یک دامنه زمانی ۵۱ تا ۵۴ میلیون سال با عملکرد گسل‌های پی‌سنگی در میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین، آهک‌های کرتاسه و مجموعه دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند (شکل ۱-۸). B.

## ۱۰- مقایسه مجموعه گرانیتویدی خاور کوه دم با توده‌های مولد کانسارهای پورفیری، اکسید آهن مس-طلا و اسکارن آهن

همان‌گونه که تاکنون بررسی شد ویژگی زمین‌شیمیایی گرانیتویدهای بخش خاوری همراه با کانه‌زایی آهن، تشابه فراوانی با گرانیتوید همراه با طلای کوه دم دارد. ماگماتیسیم شوشونیتی منطقه کوه دم که همراه با محیط زمین‌ساختی برخورد رخ داده است، سبب شده برخی پژوهشگران، کانه‌سازی همراه آن را به پورفیری نسبت داده (Sarjoughian et al., 2015) و برخی آن را از نوع IOCG دانسته‌اند (Tale Fazel et al., 2015). اصولاً پورفیری‌های نواحی برخوردی، آلکالینته بیشتری داشته و غنی از طلا هستند و کانسارهای مس-طلای پورفیری نوع قلیایی و طلای اپی ترمال (Richards, 2009; Richards and Mumin, 2012) نوع قلیایی را پدید می‌آورند. این چنین پورفیری، متفاوت از پورفیری‌های معمول شکل گرفته در کمان بوده و به‌طور ویژه، فقیر از گوگرد و غنی از مگنتیت هستند و از نگاه جایگاه زمین‌ساختی و ترکیب ماگمای همراه، همپوشانی زیادی با کانسارهای دسته IOCG نشان می‌دهند. کانسارهای IOCG (اکسید آهن مس-طلا) و ISCG (سولفید آهن مس-طلا) با سنگ‌های غنی از آهن (۱۵ تا ۶۰ درصد) به میزبانی کانی‌های مگنتیت یا هماتیت فقیر از تیتانیم همراهند. هر چند سولفید آهن و سیلیکات آهن هم در آنها متداول است.

با توجه به همبری ماگماتیسیم با واحد آهکی کرتاسه، رخنمون‌های متعدد مگنتیت اسکارنی در منطقه خاور کوه دم برونزد یافته است. توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن دنیا، محتوای  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  کمتر، تهی‌شدگی عناصر Ni و Sc و مقدار بیشتری نسبت به توده‌های نفوذی همراه با دیگر اسکارن‌ها (مس)، طلا، مولیبدن، قلع و تنگستن) دارند و شواهد کمتری از تفریق‌یافتگی نشان می‌دهند (Meinert et al., 1995). مقایسه ترکیب شیمیایی مجموعه گرانیتویدی خاور کوه دم با توده‌های بارور همراه با سامانه‌های مس پورفیری و توده‌های نفوذی مرتبط با انواع ذخایر اسکارن، اهمیت دارد. به خاطر تفریق عناصر Mn و Y، نمونه‌های خاور کوه دم در نمودار تغییرات Y در برابر MnO از بالدوین و پیرس (Baldwin and Pearce, 1982)، در محدوده توده‌های نابارور جای گرفته است و این نمودار در منطقه کوه دم کاربرد ندارد، در حالی که در نمودار Nb در برابر Rb/Zr بیشتر نمونه‌ها در محدوده توده‌های بارور همراه در مرحله میانسالی کمان قاره قرار دارند (شکل ۷-۸). همچنین در بیشتر نمودارهای مقایسه‌ای با اسکارن‌ها، بین ترکیب شیمیایی سنگ‌های گرانیتویدی خاور کوه دم با پلوتون‌های اولیه همراه با اسکارن‌های آهن شباهت کمتری به چشم می‌خورد هر چند در برخی نمودارهای دوتایی، مانند تغییرات Ni در برابر V و یا نمودار Zr در برابر Rb/Sr، تشابهاتی دیده می‌شود. همچنین، حاصل بررسی‌های La در برابر Co کانسنگ مگنتیت دار (شکل ۹)، نشان می‌دهد نمونه‌های خاور کوه دم در محدوده کانسارهای برخوردی IOCG فقیر از Co و REE، اسکارن و پورفیری قرار می‌گیرند (فرنکی، ۱۴۰۱).



شکل ۹- نمودار در برابر Co (ppm) برای تفکیک زیررده‌های کانسارهای IOCG و ISCG بر اساس زمین‌شیمی سنگ کل مگنتیت (OSNACA, 2020; Skirrow, 2022) در خاور کوه دم.

Figure 9. La (ppm) vs. Co (ppm) diagram for geochemical discrimination of subtypes of IOCG and ISCG deposits based on whole-rock geochemical data in magnetite ore in the East Kuh-e Dom (OSNACA, 2020; Skirrow, 2022).

مرز میان سنگ‌های آهنی با مجموعه گرانیتویدی خاور کوه دم می‌باشد. بر اساس ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی و داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و فرعی، مجموعه گرانیتویدی خاور کوه دم سرشت شوشونیتی داشته و بدنبال فرورانش اقیانوس تنیس نو در یک محیط حاشیه فعال قاره شکل گرفته است. آشیانه ماگمای مولد گرانیتویدها در ژرفای بیشتر و ناشی از ذوب پوسته زیرین بازیک در پاسخ به افزایش سبترای پوسته‌ای و گسیختگی قطعه فرورونده (شکل C و D) است که در طی مهاجرت ماگما به ترازهای بالاتر از طریق گسل‌های پی‌سنگی، آرایش پوسته‌ای پیدا کرده است. به عبارتی دیگر ماگمای اولیه به‌وجود آورنده این گرانیتویدها از ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای اسپینل پریدوتیت با کمی گارنت و غنی از فلوگوپیت ایجاد شده است. از آنجا که ویژگی‌های شیمیایی مجموعه گرانیتویدی شباهت زیادی با دیگر توده‌های همراه با اسکارن‌های آهن دنیا ندارد (لطفاً به بخش پیشین مراجعه شود) بنظر این توده‌های درونی بخشی از سامانه ماگمایی-گرماپی بزرگتری هستند که در منطقه کانی‌سازی اکسید آهن مس-طلا را به وجود آورده‌اند. بر پایه کمبود سولفید در منطقه، گسترش رخنمون‌های مگنتیت و هماتیت که در شواهد صحرایی و نقشه مغناطیس‌سنجی مشخص شد، و همچنین تعیین محیط زمین‌ساختی و سنگ‌شناسی گرانیتویدهای بخش خاوری، نظریه دوم که توسط طالع فاضل و همکاران (Tale Fazel et al., 2015) برای طلای کوه دم بیان شده (شکل ۱-B)، برای ناحیه کوه دم محتمل تر است، از این رو پیشنهاد می‌شود کانی‌سازی اسکارن آهن منطقه خاور کوه دم متعلق به یک سامانه پورفیری نمی‌باشد، هر چند برای تأیید آن، به اطلاعات بیشتری در زمینه گسترش دگرسانی منطقه و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال کانه‌دار نیاز می‌باشد.

از نگاه کانی‌شناسی، کانسارهای اسکارن آهن وابسته به کمان ماگمایی غنی از کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن و آمفیبول هستند در حالی که کانسارهای اسکارن وابسته به سامانه‌های اکسید آهن که در شرایط زمین‌ساختی برخورد پدید می‌آیند این گونه نیستند (Zhao et al., 2017). در کانسارهای اسکارنی وابسته به سامانه‌های اکسید آهن، کانی‌های منیزیم دار (همچون کلریت، تره‌مولیت و کلینوپیروکسن) در مقایسه با دگرسانی‌های سدیم، کلسیم، آهن و پتاسیم گسترش کمتری دارند (Meinert et al., 2005). همچنین حضور کانی‌های آپاتیت، فلوریت و باریت در آنها بیشتر است. سامانه‌های IOCG نوع آند علیرغم شباهت‌های نسبی که با سامانه‌های پورفیری دارند، از لحاظ کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسانی، تفاوت‌های روشنی با پورفیری دارند که عبارتند از گسترش بیشتر دگرسانی سدیک، فراوانی کمتر کوارتز هیدروترمالی و مقادیر بیشتر کانی‌های مگنتیت، کربنات و آپاتیت (Skirrow et al., 2022).

## ۱۱- نتیجه‌گیری

کانسار آهن خاور کوه دم، در پهنه زمین‌ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. داده‌های مغناطیس‌سنجی، یک ناهنجاری شدید در مرکز محدوده، منطبق با مرز سنگ‌های آهنی با توده‌های گرانودیوریتی نشان می‌دهد. ابعاد ناهنجاری مربوط به کانی‌سازی مگنتیتی در حدود ۲۰۰ متر در ۱۰۰ متر می‌باشد که باید از نظر اقتصادی مورد بررسی دقیق‌تری قرار گیرد. دومین ناهنجاری همراه با کانه‌زایی، در باختر محدوده با شدت پایین‌تر و طول موج کوتاه‌تر است. دیگر ناهنجاری‌های دیده شده دارای شدت کم و طول موج بلند هستند که مرتبط با سنگ‌های آتشفشانی هستند. بررسی‌های این پژوهش حاکی از اسکارن‌زایی در

## سپاسگزاری

ارزیابی مواد معدنی و تمامی افرادی که در این پروژه نقش داشته‌اند صمیمانه تشکر می‌شود. همچنین نویسندگان از سردبیر محترم مجله و داوران محترم فصلنامه علوم زمین به دلیل بیان نکات سازنده، کمال تشکر را دارند.

این مقاله مستخرج از پایان‌نامه نویسنده اول و در ارتباط با طرح پژوهشی C ۱۲۱ به شماره ۴۸۴۷۹۸۷۸ به تاریخ ۱۳۹۹/۱۱/۴ دانشگاه اصفهان است که با حمایت شرکت فولاد مبارکه اصفهان انجام شده است، لذا از پشتیبانی مدیریت محترم اکتشافات و

## کتابنگاری

- آقاباتی، س.ع.، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران، ۵۸۳ صفحه.
- ریعی، ا.، ۱۳۸۵، اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه کوه دم و بررسی ژنز اندیس طلای آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۲۶ ص.
- سرجویان، ف.، کنعانیان، ع. و احمدیان، ج.، ۱۳۹۱، کاربرد شیمی پیروکسن در ارزیابی دما و فشار مجموعه نفوذی کوه دم، مجله پترولوژی، سال سوم، شماره ۱۱، ص ۹۷-۱۱۰، [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16104\\_5faaf913fca25230b5e9bdd747586d4f.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16104_5faaf913fca25230b5e9bdd747586d4f.pdf)
- سرجویان، ف.، کنعانیان، ع.، اثنی‌عشری، ا. و احمدیان، ج.، ۱۳۹۴، سن‌سنجی توده نفوذی کوه دم، دایک‌ها و آنکلاوهای موجود در آن به روش اورانیم-سرب، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۵، ص ۱۴۵-۱۵۴، <https://doi.org/10.22071/gsj.2015.42422>
- شاهزیدی، م.، موید، م.، موزن، م. و احمدیان، ج.، ۱۳۸۷، کانی‌شناسی، دما- فشارسنجی و تعیین زنجیره ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی کوه دم، اردستان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره ۳، ص ۴۸۵-۵۰۴، <https://www.researchgate.net/profile/Mohsen-Moayyed/publication/287196570>
- شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران، ۱۳۸۸، مطالعات اکتشافات تفضیلی آنومالی‌های طلا و مس منطقه کوه دم.
- شرکت مهندسین مشاور پیچاب کاوش، ۱۳۷۹، گزارش مطالعات طرح اکتشافات نیمه تفضیلی طلای کوه دم، اردستان، استان اصفهان.
- طالع‌فاضل، ا.، ۱۳۹۳، موقعیت تکنونوماگمایی و ترکیب سیال کانه‌ساز رخداد عناصر آهن (مس - طلا - بیسموت-نقره) منطقه پی‌جویی کوه دم، مجموعه فلزهای انارک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۲۳۳ ص.
- طباطبایی‌منش، س.م.، محمودآبادی، ل.، و میرلوحی، ا.س.، ۱۳۹۲، بررسی ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب غرب جندق (شمال شرق اصفهان)، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره ۱۴، ص ۷۹-۹۲، [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16136\\_0dca8e5a407cc7a6c119ee6e8063dc44.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16136_0dca8e5a407cc7a6c119ee6e8063dc44.pdf)
- فرنگی، ش.، ۱۴۰۱، بررسی شکل‌گیری و خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز آهن در منطقه اکتشافی خاور کوه دم، شمال شرق اردستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.
- فرنگی، ش.، احمدی روحانی، ر. و اعلی‌نیا، ز.، ۱۴۰۰، بررسی رخداد آهن با استفاده از تکنیک‌های دورسنجی بر روی داده‌های لندست-۸ استر و سنتینل-۲ در شمال خاور زواره، اصفهان، سیزدهمین همایش ملی و اولین همایش بین‌المللی انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۱۷ تا ۱۸ شهریور، دانشگاه لرستان، ایران.
- کنعانیان، ع.، سرجویان، ف. و احمدیان، ج.، ۱۳۸۷، منشأ آنکلاوهای میکروگرانولار در توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، جلد ۳۰، شماره ۱، ص ۱۳۹-۱۶۶.
- کنعانیان، ع.، سرجویان، ف.، احمدیان، ج. و میرزاد، ح.، ۱۳۸۸، پتروژنز توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهارم، شماره ۲، ص ۴۱-۵۳، [https://jos.ut.ac.ir/article\\_27992.html](https://jos.ut.ac.ir/article_27992.html)
- مهرایی، ب.، طالع‌فاضل، ا. و طباطبائی، ع.، ۱۳۹۳، بررسی ژئوشیمی سنگ کل به منظور مطالعه و تفکیک دگرسانی‌های گرمایی منطقه پی‌جویی آهن-مس (+طلا) کوه دم، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ایران مرکزی، شماره ۱۱، ص ۵۸-۷۴، [https://aag.scu.ac.ir/article\\_10884.html](https://aag.scu.ac.ir/article_10884.html)

## References

- Aghanabati, A., 2004. *Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p. (in persian)*
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia. Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7).
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V., and Romanko, E., 1984. *Geology of the Khur Arrioeca (Central Iran)*, Geol. Surv. Iran, Rep. TE, No. 20.
- Bagheri, S., and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123–155, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.047>.
- Baldwin, J.A., and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3), 664-674, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.664>.
- Brown, G.C., Cassidy, J., Locke, C.A., Plant, J.A., and Simpson, P.R., 1981. Caledonian plutonism in Britain: A summary. *J. Geophys. Res.*, 86, 10502–10514, <https://doi.org/10.1002/9781118782057.ch22>.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., and Chichorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonite intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180, 109-127, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>.
- Conceição, R.V., and Green, D.H., 2004. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite. *Lithos*, 72, 209–229, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.09.003>.

- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducting lithosphere. *Nature*, 347, 662–665, <https://doi.org/10.1038/347662a0>.
- Dentith, M., and Mudge, S., 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358>.
- DePaolo, D.J., and Daley, E.E., 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology*, 169(1-2): 157-185, [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00261-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00261-8).
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048, <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.
- Farangi, SH., 2023, *Investigation of formation and the origin of mineralizing fluids in the East of Kuh-e Dom Fe district, northeast of Ardestan. Master thesis in economic geology, Isfahan university, Iran. (in persian)*
- Farangi, SH, Ahmadirouhani, R., Alaminia, Z., 2021, *Investigation of iron occurrence using Landsat 8, ASTAR and Sentinel 2 satellites remote sensing techniques in the NE Zavareh, Isfahan. The 13th national conference and the first international conference of the Economic Geology association of iran, Lorestan university. (in persian)*
- Furman, T., and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province: *Lithos*, 48, 237–262, doi:10.1016/S0024-4937(99)00031-6.
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6), 683-693, <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2005.01.003>.
- Ghazi, J.M., Moazzen, M., Rahgoshay, M., and Moghadam, H.S., 2012. Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model. *Tectonophysics*, 574, 92-104, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.10.001>.
- Ghiorso, M.S., and Sack, R.O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid–solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *contributions to mineralogy and petrology* 119, 197–212, <https://doi.org/10.1007/BF00307281>.
- Goli, Z., Torabi, G., and Arai, S., 2021. High-K calc-alkaline Eocene volcanic rocks from the Anarak area (Central Iran): A key structure for the early stages of oceanic basin closure and the beginning of collision. *Geotectonics*, 55(4), 600-617, <https://doi.org/10.1134/S0016852121040075>.
- Gorton, M. P., and Schandl, E. S., 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065–1073, <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., and Hitzman, M.W., 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 105, 641–654, doi:10.2113/gsecongeo.105.3.641.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M., Lemons, R.V., and Carley, T.L., 2012. Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems. *Journal of Petrology* 53, 875–890, <https://doi.org/10.1093/petrology/egr080>.
- Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A., and Storey, B., 1999. Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 239-261. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00026-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00026-3).
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M., and White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letter*, 33, 33–33, 45, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F., and Tarney, J. T., 1984. subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from Mariana Islands. *J. Geol. Soc. London* 141, 453–472, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0453>.
- Holtmann, R., Muñoz-Montecinos, J., Angiboust, S., Cambeses, A., Bonnet, G., Brown, A., Dragovic, B., Gharamohammadi, Z., Rodriguez, M., Glodny, J., and Kananian, A., 2022. Cretaceous thermal evolution of the closing Neo-Tethyan realm revealed by multi-method petrochronology. *Lithos*, 106731, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106731>.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Meng, X.J., Qu, X.M., and Huang, W., 2004. Genesis of adakitic porphyry and tectonic controls on the Gangdese Miocene porphyry copper belt in the Tibetan orogen. *Acta Petrologica Sinica* 20, 239–248 (in Chinese with English abstract), <https://www.researchgate.net/publication/279572227>.
- Hou, Z.Q., Zhong, D.L., Deng, W.M., and Khin Zaw, 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits- A Global Perspective*. PGC Publishing, Adelaide, 423–440.

- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M., White, M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letter*, 33, 33–33, 45, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5).
- IMPASCO (Iran Minerals Production and Supply Corporation), 2011. *Reports on the prospecting exploration of Kuh-e Dom area. Ministry of Mines and Metals, Republic Islamic of Iran (unpublished), 440 p. (in persian)*
- Kanarian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J., and Ling, W., 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 90, 137-148, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.04.026>.
- Kanarian, A., Sarjoughiyan, F., Ahmadian, J., 2008. *Origin of microgranular enclaves in Kuh-e Dom granodioritic intrusion, NE Ardestan. Isfahan University Basic Sciences Research Journal, 1(30), 166-139 (in persian)*
- Kanarian, A., Sarjoughian, F., Mirnejad, H., 2009. *Petrogenesis of Kuh-e Dom granitoid intrusion, NE Ardestan. Journal of Science, University of Tehran, 34(2), 41-53. (in persian)*
- Kuscu, G. G., Kuşcu, R. M., Tosdal, T. D., and Ulrich, R. F., 2010. Magmatism in the southeastern Anatolian orogenic belt: transition from arc to post-collisional setting in an evolving orogeny. In *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R. A., Bergerat, F. & Starostenko, V., eds), Geological Society of London, Special Publications, 340, 437–460, <https://doi.org/10.1144/SP340.19>.
- Mehrabi, B., Tale Fazel, E., Tabbakh Shabani, A. A., 2014. Whole rock geochemical techniques for discrimination of hydrothermal alteration of the Kuh-e Dom Fe-Cu(±Au) prospect. *Faculty of Earth Sciences*, 4(11), 74-58, <https://aag.scu.ac.ir/article10884-.html>. (in persian)
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120, 223-253, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Mehrabi, B., and Rabiee, A., 2005. *Au-Bi-Cu mineralization in Kuh-e Dom gold deposit, north of Ardestan. 13th symposium of Iranian society of crystallography and mineralogy, Bahonar University of Kerman, 120–126. (in persian)*
- Meinert, L., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits -Chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization, in Thompson, J.F., ed., *Magmas, fluids, and ore deposits: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 23, 401–418.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: Hedenquist, J. W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *One Hundredth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists*. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Review*, 37, 215–224, [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Moghadam, H.S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(12), 1016-1028, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.06.011>.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature”. *Lithos*, 112(3-4), 556-574, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.001>.
- Müller, D., Rock, N.M.S., and Groves, D.I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), 259-289, <https://doi.org/10.1007/BF01173568>.
- Nabelek, P. I., Russ-Nabelek, C., and Haeussler, G. T., 1992b. Stable isotope evidence for the petrogenesis and fluid evolution in the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 403–17, [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90141-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90141-5).
- Nabelek, P. I., Russ-Nabelek, C., and Denison, J. R., 1992a. The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, USA: petrologic and geochemical constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 173–91, <https://doi.org/10.1007/BF00310737>.
- Nouri, F., Azizi, H., Asahara, Y. and Stern, R.J., 2020. A new perspective on Cenozoic calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks, eastern Saveh (central Iran). *International Geology Review*, 63(4), 476-503, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1718005>.
- Ohta, T., and Arai, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology*, 240(3-4), 280-297, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>.
- Okay, A.I., Topuz, G., Kylander-Clark, A.R., Sherlock, S., and Zattin, M., 2022. Late Paleocene–Middle Eocene magmatic flare-up in western Anatolia. *Lithos*, 428, 106816, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106816>.

- OSNACA, 2020. Ore samples normalised to average crustal abundance. <http://www.cet.edu.au/projects/osnaca-ore-samples-normalised-to-average-crustal-abundance>.
- Payjab Kavosh Engineering Geology Consultant, 2000. *Sub-detailed exploration report of Kuh-e Dom gold area, Ardestan, Isfahan, Iran. (in persian)*
- Pearce, J. A., and Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planetary Science Letters* 23, 251–285, <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100, 14-48, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins, in Hawkesworth, C.J., and Norry, N.J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths: Cheshire, UK, Shiva*, 230-249, <https://orca.cardiff.ac.uk/id/eprint/8626>.
- Rabiee, A., 2007. *Geochemical exploration of the Kuh-e Dom area and genesis of the Kuh-e Dom gold prospect. Master thesis in economic geology, Faculty of Science, Teacher Training University of Tehran, Iran. (in persian)*
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Econ. Geol.* 107, 295–332, <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>.
- Richards, J.P., 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere, *Geology*, 37, 247–250, doi:10.1130/G25451A.1, <https://doi.org/10.1130/G25451A.1>.
- Richards, J.P., and Mumin, A.H., 2013. Magmatic-hydrothermal processes within an evolving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu±Mo±Au deposits. *Geology*, 41(7), 767-770, <https://doi.org/10.1130/G34275.1>.
- Romanko, E., Kokorin, Y.U., Krivyakin, B., Susov, M., Morozov, L., and Sharkovski, M., 1984. Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran): v/o Technoexport. Report. TE/No., 19, 143 p.
- Rudnick, R. L., and Gao, S., 2003. The composition of the continental crust. In R. L. Rudnick (Ed.), *The crust treatise on geochemistry*, 3, 1–64. UK: Oxford: Elsevier Pergamon.
- Rajabi, S., Torabi, G., 2012. Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from central Iran (Surk area, Yaz province). *Fur geologie und palaontologie*, 265, 49-78, <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2012/0245>.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Ahmadian, J., and Murata, M., 2015. Chemical composition of biotite from the Kuh-e Dom pluton, Central Iran: implication for granitoid magmatism and related Cu–Au mineralization. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(3), 1521-1533, <https://doi.org/10.1007/s12517-013-1242-5>.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Esna-ashari, A., Ahmadian, J., 2015. U-Pb zircon dating of Kuh-e Dom intrusion, its dikes and enclaves. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 24(95), 145-154, <http://doi.org/10.22071/gsj.2015.42422>. (in persian)
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., and Ahmadian, J., 2012a. Geochemical signature of Eocene Kuh e Dom shoshonitic dikes in NE Ardestan, Central Iran: implications for melt evolution and tectonic setting. *Journal of Geosciences*, 57(4), 241-264, <http://doi.org/10.3190/jgeosci.126>.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., and Zong, K., 2012b. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *J Asian Earth Sci*, 54, 49–63, <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.03.013>.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Ahmadian, J., 2012. *Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion. Petrological journal*, 3(11), 97-110. (in persian)
- Sepidbar, F., Karsli, O., Palin, R.M., and Casetta, F., 2021. Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400, 106401, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106401>.
- Shademan, P., and Torabi, G., 2022. Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks from southeast of Khur (Isfahan province, Central Iran). *Journal of Economic Geology*, 14(1), 157-184, <https://doi.org/10.22067/econg.2021.68731.1007>.
- Shafaii Moghadam, H., Corfu, F., and Stern, R.J., 2013. U–Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain–Dehshir ophiolites, central Iran. *Journal of the Geological Society*, 170(1), 175-184, <https://doi.org/10.1144/jgs2012-066>.
- Shahzeydi, M., Moayyed, M., Moazzen, M., Ahmadian, J., 2008. *Mineralogy, thermobarometry and magmatic series of volcanic rocks in Kuh-e Dom, Ardestan. Iranian Journal of Crystallograohy and Mineralogy*, 16(3), 485-504, <http://ijcm.ir/article-1-630-fa.html>. (in persian)
- Sharkovski, M., Filichev, I., and Selivanov, E., 1981. Geological map of Kuh-e Dom, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Sharkovski, M., Susov, M., Krivyakin, B., Morozov, L., Kiristaev, V., and Romanko, E., 1984. Geology of the Anarak area (Central Iran): Geological Survey of Iran. V/O “Technoexport”, Report TE, (19), 143.

- Skirrow, R.G., 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits—A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, 140, 104569, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104569>.
- Tabatabaei manesh, S. M., Mahmoodabadi, L., Mirlohi, A. S., 2013. *Geochemistry of the Eocene volcanic rocks in the SW of Jandaq (NE of Isfahan province)*. *Petrological journal*, 4(14), 79-92, [https://ijp.ui.ac.ir/article\\_16136\\_0dca8e5a407cc7a6c119ee6e8063dc44.pdf](https://ijp.ui.ac.ir/article_16136_0dca8e5a407cc7a6c119ee6e8063dc44.pdf) (in persian)
- Tale Fazel, E., Mehrabi, B., and Tabbakh Shabani, A.A., 2015. Kuh-e Dom Fe–Cu–Au prospect, Anarak metallogenic complex, Central Iran: a geological, mineralogical and fluid inclusion study. *Mineralogy and Petrology*, 109(1), 115-141, <http://doi:10.1007/s00710-014-0354-2>.
- Tale Fazel, E., 2014. *The tectonomagmatic setting and ore-forming fluid composition of Kuh-e Dom Fe(±Cu-Au-Bi-Ag) prospect, Anarak metallogenic complex*. Phd thesis in Kharazmi university of Tehran. (in persian)
- Technoexport, 1979. Integrated Geophysical Studies in Anarak Area, Central Iran, Ministry of Mines and Industries Geological and Mineral Survey of Iran.
- Technoexport, 1981. Report on detailed geological prospecting in Anarak area (Central Iran), Kuh e Dom, Rizab-e Maryam, Chah Alikhan Locations, Report No. 9, Ministry of Mines and Industries Geological and Mineral Survey of Iran.
- Torabi, G., 2009. Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhrat magmatic arc (Qaleh Khargooshi area, West of the Yazd province, Iran). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(4), 583-613, <http://doi:10.3906/yer-0711-2>.
- Torabi, G., 2011. Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. *Petrology*, 19(7), 675-689, <https://doi.org/10.1134/S0869591111030039>.
- Torabi, G., Arai, S., and Abbasi, H., 2014. Eocene continental dyke swarm from Central Iran (Khur area). *Petrology*, 22(6), 617-632, <https://doi.org/10.1134/S086959111406006X>.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare up in Iran. *Tectonics*, 30(3), <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Whalen, J.B., and Hildebrand, R.S., 2019. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348, 105179, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187, <http://www.minsocam.org>.
- Woodhead, J.D., and Johnson, R.W., 1993. Isotope and trace element profile across the New Britain Island arc Papua new guines. *Contrib. Mineral. Petrol.* 113: 479-491.
- Zhao, X.F., Zhou, M.F., Su, Z.K., Li, X.C., Chen, W.T., and Li, J.W., 2017. Geology, geochronology, and geochemistry of the Dahongshan Fe-Cu-(Au-Ag) deposit, southwest China: implications for the formation of iron oxide copper-gold deposits in intracratonic rift settings. *Econ. Geol.* 112 (3), 603–628. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.603>, <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.3.603>.