



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Geothermometry of skarn zones in the Tappeh Ghermez (A') iron deposit, Sangam iron mining district, NE Iran

Hamed Ebrahimi Fard^{1*}, Majid Ghasemi Siani², Behrouz Karimi Shahraki³, Fanoos Sharafi Nia⁴

1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

3. Iranian Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

4. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Article info

Article history

Received: 28 August 2024

Accepted: 16 December 2024

Keywords:

Geothermometry, Skarn zones, Tappeh Ghermez iron deposit, Sangam mining district, Eastern Alborz zone.



Abstract

The Sangam mining district, the largest Fe-skarn district in Iran, is located in the northeastern part of the Alborz magmatic arc. It comprises 14 deposits (1 Gt tons and a grade of 35-60% Fe), which have an east-west trend and are divided into three parts: eastern, central and western where the Tappeh Ghermez iron deposit (A') is located in the western part. The skarnification formed near the Sarnowsar syenogranitic intrusive body, and is composed of: 1) prograde endoskarn and exoskarn zones (clinopyroxene-garnet skarn subzone) and 2) retrograde exoskarn zone (amphibole skarn subzone). Thermometry of skarnification was carried out based on the chemistry of skarn silicate minerals and their agreement with the results of microthermometry studies of fluid inclusion carried out on garnet and calcite in order to determine the physicochemical conditions and temperature of skarnification in the Tappeh Ghermez deposit. Geothermometry of the garnet-clinopyroxene pair minerals, indicated temperatures of 302 to 442°C for the prograde skarn zone. Based on the geothermometry of the calcic amphiboles in the retrograde zone, formation temperatures of 206 to 333°C have been obtained. The results of the geothermometry of the prograde and retrograde skarn zones are consistent with the results of the microthermometry of the fluid inclusions. Andradite is stable at temperatures above 430°C, even under high sulfidation conditions. At temperatures below 430°C and a relatively high fugacity of sulfur (greater than 10^{-6}), andradite altered into calcite, quartz and pyrite. As fS_2 decreases (about 10^{-6}), such fluids form the magnetite complex. It can therefore be concluded that retrograde metasomatizing fluids in the Tappeh Ghermez iron skarn deposit have a sulfur fugacity of $10^{-6.5}$ and temperatures below 430°C.

Introduction

Skarns are coarse-grained calc-silicate rocks of Ca, Fe, Mg and Mn that can form during contact or regional metamorphism and from a variety of metasomatic processes, including fluids of magmatic, metamorphic, meteoric and/or seawater origin (e.g., Meinert et al., 2005; Soloviev et al., 2017; Zhong et al., 2018). The Sangam mining district is the largest iron skarn ore district in Iran and located in the northeast of the Alborz magmatic arc. It consists fourteen deposits including western (B, A, A', southern C, northern C), central (Dardvay and Baghak) and eastern (Senjedak I, II, III, northern and western Ferezh, Som-e-Ahani and

Madanjou). The Tappeh Ghermez iron skarn or (A') is located in the western part of the Sangam mining district. Due to the presence of skarn mineralization and the variety of alteration and metamorphic zones in the study area, it is very important to know the conditions for the formation of skarn index minerals in order to advance iron exploration activities in the Tappeh Ghermez (A') iron skarn deposit. Similar studies have been carried out to determine the temperature of skarn minerals using geothermometry methods in other regions of Iran and the world (e.g., Štípská and Powell, 2005; Zamanian et al., 2017; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020). So far, calibrations have been introduced by various researchers

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.2.106634>

*Corresponding author: Hamed Ebrahimi Fard; E-mail: hamedebrahimi772@gmail.com

How to cite this article: Ebrahimi Fard, H., Ghasemi Siani, M., Karimi Shahraki, B., Sharafi Nia, F., 2024. Geothermometry of skarn zones in the Tappeh Ghermez (A') iron deposit, Sangam iron mining district, NE Iran. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(2), 344- 375. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.2.106634>



BY NC

for the geothermometry of garnet-clinopyroxene pair minerals and calcic amphiboles (actinolite) found in igneous and metamorphic rocks (e.g., Ellis and Green, 1979; Ganguly, 1979; Saxena, 1979; Powell, 1985; Putirka, 2016; Nakamura, 2009; Ridolfi and Renzulli, 2012). The Tappeh Ghermez skarn deposit contains minerals such as garnet, clinopyroxene, calcic amphibole (actinolite) and chlorite, which can be used to measure the temperature of skarnification in the area. Given that the temperature of skarn formation in the Sangam district has been determined using studies of associated fluids (e.g., Tale Fazel et al., 2012; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020), the purpose of this study is to determine the formation temperature of the Tappeh Ghermez skarn deposit and to compare the results with other studies.

Materials and Methods

A number of 40 thin polished sections were prepared to determine the relationship between mineralization and skarnification, to perform textural and paragenesis studies of minerals, and to investigate the relationship between ores and associated minerals, and were studied at the Optical Mineralogy Laboratory of the Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University and Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC), was examined using a ZEISS Axioplan 2 microscope with transmitted-reflected light. In addition, a number of five selected polished sections were examined for quantitative analysis by electron microprobe analysis (EPMA) at the Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC) using the CAMECA SX 100 model instrument and under 20 kV conditions; 20 nA and a beam diameter of one to five microns were used for spot analysis. The detection limits for all elements are better than 0.01%. Fe³⁺ values in amphibole are calculated according to Holland and Blundy (1994).

Results and Discussion

Garnet-clinopyroxene geothermometer: In this study, the geothermometers proposed by Ellis and Green (1979), Powell (1985), Ganguly (1979) and Ganguly et al. (1996) were used and gave acceptable results. The

temperatures obtained for the prograde zone of the garnet-clinopyroxene skarn at pressures of 1 to 4 kbar, which are the reasonable pressures for the contact metamorphism that causes the formation of skarn zones, are about 302 to 442°C. The compositional range of the garnet and pyroxene of the Tappeh Ghermez skarn is (Adr_{27.8-60.7}-Gr_{38.8-67.6}-Sp_{S0.0-4}) and (Di_{95.08-100.00}Hd_{0.00-3.90}J_{00.00-1.89}) respectively, and is located in the range of the iron skarn deposits.

Actinolite geothermometer: Based on the geothermometry of calcic amphiboles presented by Putirka (2016) and Gerya et al. (1997), the temperatures obtained for the retrograde skarn zone range from 206 to 333°C.

Ghasemi Siani and Mehrabi (2020), estimated the temperature of placement and intrusion of the Sarnowsar syenogranite body and formation of the endoskarn zone in the pressure range of less than 4 kbar, 635 to 725°C. The temperature obtained for the prograde stage of skarnification at the Tappeh Ghermez deposit from the fluid inclusion studies is approximately 421 to 560°C and the salinity 16.89 to 20.22 wt.% NaCl equiv. (Ghasemi Siani et al., 2024, unpublished), which is close to the temperatures obtained from the garnet-clinopyroxene paired minerals geothermometer (302 to 442°C). The temperature obtained for the retrograde stage of skarnification at the Tappeh Ghermez deposit was determined from fluid inclusion studies, approximately 178 to 266°C and salinities of 15.96 to 20.22 wt.% NaCl equiv., which is close to the temperatures obtained from calcic amphibole geothermometry (206 to 333°C). The decrease in temperature from the prograde skarn zone to the retrograde skarn zone is evident in both fluid inclusion and silicate mineral geothermometers.

Conclusions



With the intrusion of the Sarnowsar syenogranitic intrusive body, the dolomitic limestones were metamorphosed to dolomitic marble. In the limestone unit, skarnification has occurred under the influence of metasomatizing magmatic fluids. In the Tappeh Ghermez deposit, the temperature of the prograde skarn zone using

a garnet-clinopyroxene paired minerals geothermometer, at pressures of 1 to 4 kbar is about 302 to 442°C, and the temperature of the retrograde skarn zone using calcic amphiboles geothermometry is about 206 to 333°C. The dolomitic limestones have been affected by metasomatism due to the intrusion of hydrothermal fluids, resulting in skarnification (exoskarn) and mineralization. In this study, the results of geothermometry of the skarn zones using mineral chemistry are in acceptable agreement with the temperatures obtained from fluid inclusions, and this method can be used to estimate the formation temperature of other skarns in the Sangan mining district and similar regions.

References

- Ellis, D. J., Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71(1), 13–22.
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(7), 1021–1029.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., 2020. Geothermometry of Dardvay anomaly skarn zones (Sangan mining area). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(1), 125–140 (in Persian).
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Ebrahimi Fard, H. and Neubauer, F., 2024. Mineralogy, mineral chemistry, fluid inclusions, and skarnification processes in the Tappeh Ghermez (A') iron skarn, Sangan iron mining district, NE Iran. Unpublished.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume 299–336.
- Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology* 27(7), 495–508.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of metamorphic Geology* 3(3), 231–243.
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4), 841–858.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 877–895.
- Saxena, S. K., 1979. Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3), 229–235.
- Soloviev, S. G., Kryazhev, S. G., Dvurechenskaya, S. S., 2017. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Lermontovskoe reduced-type tungsten (\pm Cu, Au, Bi) skarn deposit, Sikhote-Alin, Russia. *Ore Geology Reviews* 89, 15–39.
- Štípská, P., Powell, R., 2005. Constraining the P–T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 23(8), 725–743.
- Zamanian, H., Sameti, M., Pazoki, A., Barani, N., Ahmadnejad, F., 2017. Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies. *Arabian Journal of Geosciences* 10(3), 54–71.
- Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Dolgoplova, A., Andersen, J. C., Li, D., Yu, M., 2018. Sources of fluids and metals and evolution models of skarn deposits in the Qimantagh metallogenic belt: A case study from the Weibao deposit, East Kunlun Mountains, northern Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews* 93, 19–37.

CRediT authorship contribution statement

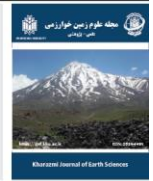
 Hamed Ebrahimi Fard	Writing - Original Draft, Investigation Validation, Methodology, Software
 Majid Ghasemi Siani	Writing - Review & Editing, Conceptualization Supervision, Project administration
 Behrouz Karimi Shahraki	Writing - Review & Editing Funding acquisition
 Fanoos Sharafi Nia	Resources, Data Curation, Investigation



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی در کانسار آهن تپه‌قرمز (A')، منطقه معدنی آهن سنگان، شمال شرقی ایران

حامد ابراهیمی فرد^{۱*} مجید قاسمی سیانی^۲، بهروز کریمی شهرکی^۲، فانوس شرفی نیا^۴

۱. گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۲. گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

۳. مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران

۴. گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۰۷ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۲۶	منطقه معدنی سنگان، بزرگترین ناحیه کانسنگ آهن اسکارنی در ایران محسوب می‌شود. این کانسار در بخش شمال شرقی کمان ماگمایی البرز واقع شده است. مجموعه معادن سنگ آهن سنگان (۱ میلیارد تن و عیار ۳۵ تا ۶۰ درصد آهن) شامل ۱۴ کانسار است، که در یک روند شرقی-غربی کشیده شده‌اند و به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شوند. کانسار آهن تپه‌قرمز (A') در بخش غربی معدن سنگ آهن سنگان واقع شده است. اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن همراه آن در منطقه تپه‌قرمز در مجاورت توده نفوذی سینوگرانیتی سرنو سر با ماهیت پتا سیم بالا تشکیل شده است. پهنه‌های اسکارنی در منطقه مورد مطالعه شامل، (۱) پهنه‌های درون‌اسکارن و برون‌اسکارن پیشرونده (زیرپهنه کلینوپیروکسن-گارت اسکارن) و (۲) پهنه برون‌اسکارن پسروده (زیرپهنه آمفیبول اسکارن) هستند. دماسنجی تشکیل اسکارن، براساس شیمی کانی‌های سیلیکاته اسکارنی و انطباق آن‌ها با نتایج حاصل از مطالعات میکروترمومتری میانبارهای سیال انجام شده بر روی گارت و کلسیت، برای پی‌بردن به شرایط فیزیکی شیمیایی و دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی کانسار تپه‌قرمز، انجام شد. زمین‌دماسنجی زوج‌کانی گارت-کلینوپیروکسن، دماهای ۳۰۲ تا ۴۴۲ درجه سانتی‌گراد را برای پهنه اسکارن پیشرونده نشان داد. برپایه زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی در پهنه پسروده، دماهای تشکیل ۲۰۶ تا ۳۳۳ درجه سانتی‌گراد بدست آمد. نتایج زمین‌دماسنجی پهنه‌های پیشرونده و پسروده اسکارنی با نتایج حاصل از میکروترمومتری میانبارهای سیال همخوانی دارد. آندرادیت در دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در شرایط سولفیداسیون بالای محیط نیز پایدار است. در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته نسبتاً بالای گوگرد (بیش از ۱۰ ^{-۶})، آندرادیت به مجموعه کلسیت و کوارتز دگرسان می‌شود. با کاهش f_{S_2} ، چنین سیالاتی مجموعه مگنتیت را تشکیل می‌دهند. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات متا‌سوماتیک پسروده در کانسار اسکارن آهن تپه‌قرمز (A')، دارای f_{S_2} حدود ۱۰ ^{-۶/۵} و دمای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد هستند.
واژه‌های کلیدی زمین‌دماسنجی، پهنه‌های اسکارنی، کانسار آهن تپه‌قرمز، منطقه معدنی سنگان، پهنه البرز شرقی.	



مقدمه

اسکارن‌ها سنگ‌های کالک‌سیلیکاته دانه‌درشت کلسیم، آهن، منیزیم و منگنزدار هستند، که می‌توانند در طول دگرگونی ناحیه‌ای یا مجاورتی و از انواع فرآیندهای متاسوماتیک، شامل سیالاتی با منشأ ماگمایی، دگرگونی، جوی و/یا آب دریا تشکیل شوند (e.g., Meinert et al., 2005).

منطقه معدنی سنگان، بزرگترین منطقه کانسنگ آهن اسکارن در ایران است و در انتهای بخش شمال شرقی کمان ماگمایی البرز قرار

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.2.106634>

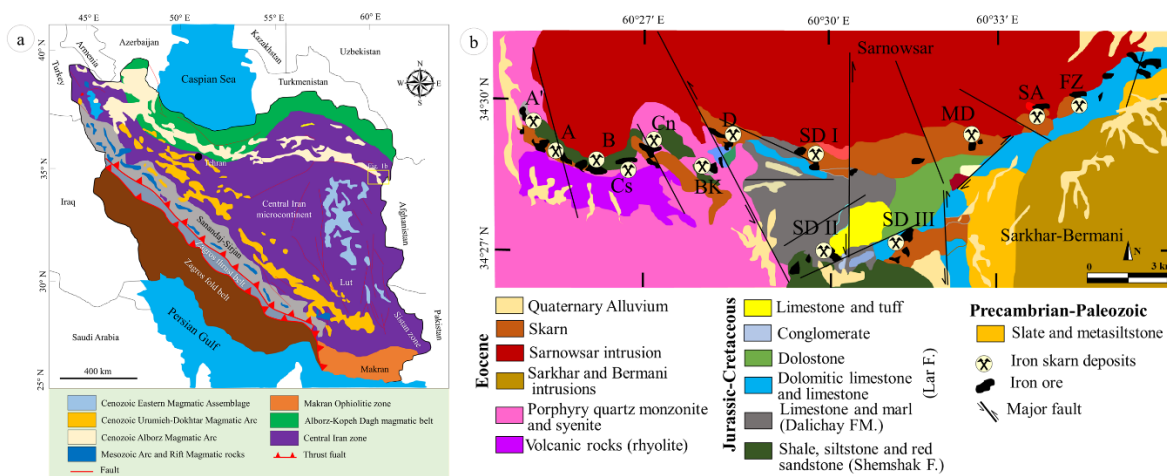
*نویسنده مسئول: حامد ابراهیمی فرد hamedbrahimi772@gmail.com

استناد به این مقاله: ابراهیمی فرد، ح.، قاسمی سیانی، م.، کریمی شهرکی، ب.، شرفی نیا، ف. (۱۴۰۳). زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی در کانسار آهن تپه‌قرمز (A')، منطقه معدنی آهن سنگان، شمال شرقی ایران. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۲، صفحه ۳۴۴ تا ۳۷۵. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.2.106634>



درد (شکل ۱-۱a). مجموعه معادن سنگ آهن سنگان شامل ۱۴ کانسار است، که با روند شرقی-غربی تقریباً با ۲۶ کیلومتر طول و ۸ کیلومتر عرض تشکیل شده‌اند و به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم می‌شوند. کانسارهای اسکارن سنگان، شامل کانسارهای غربی (A, B, A', C جنوبی، C شمالی)، مرکزی (دردوی و باغک) و شرقی (سنجدک I, II, III، فرزنه شمالی و غربی، سم‌آهنی و معدن جو) هستند (شکل ۱-۱b). اسکارن آهن تپه‌قرمز یا (A') در بخش غربی معدن سنگ آهن سنگان قرار می‌گیرد (شکل ۱-۱b). در مجموع گمانه‌های حفرشده (۱۶۴۷ متر) کانسار مورد مطالعه دارای عیار میانگین ۵۲/۲۳ درصد اکسید آهن است. همچنین میزان متوسط گوگرد معادل ۱/۳۱ درصد است. تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و دمای تشکیل کانسارهای اسکارنی در زمین‌شناسی اقتصادی اهمیت زیادی دارد، که از مطالعات میانبارهای سیال و شیمی کانی‌ها قابل اندازه‌گیری است. به دلیل وجود کانی‌سازی اسکارنی و نیز تنوع پهنه‌های دگرسانی و دگرگونی در منطقه مورد مطالعه، شناخت شرایط تشکیل کانی‌های شاخص اسکارنی برای پیشبرد اهداف اکتشافی در کانسار تپه‌قرمز (A')، اهمیت زیادی دارد. پژوهش‌های مشابهی برای تعیین دما به روش‌های زمین‌دماسنجی کانی‌های اسکارنی در سایر مناطق ایران و دنیا انجام شده است (e.g., Stipska and Powell, 2005; Amiri et al., 2016; Ghorbani et al.,

2016; Zamanian et al., 2017; Li et al., 2016; Fazlnia, 2014, 2017; Zanganeh Ghasemabadi et al., 2017; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020). تاکنون کالبراسیون‌هایی توسط پژوهشگران مختلف به منظور زمین‌دماسنجی زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن و آمفیبول‌های کلسیمی (اکتینولیت) موجود در سنگ‌های آذرین و پهنه‌های دگرگونی معرفی شده است (e.g., Ellis and Green, 1979; Ganguly, 1979; Saxena, 1979; Powell, 1985; Pattison and Newton, 1989; Berman et al., 1995; Ganguly et al., 1996; Krogh, 2000; Sugawara, 2000; Leake et al., 1997, 2004; Helmy et al., 2004; Putirka et al., 2007; Putirka, 2008, 2016; Nakamura, 2009; Ridolfi and Renzulli, 2012; Masotta et al., 2013). اسکارن آهن تپه‌قرمز یا A' یکی از کانسارهای منطقه معدنی سنگان، واقع در شمال شرقی ایران است. در این کانسار از کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، آمفیبول کلسیک (اکتینولیت) و کلریت، می‌توان به منظور محاسبه دمای اسکارن‌زایی در منطقه استفاده نمود. با توجه به اینکه دمای تشکیل اسکارن در منطقه معدنی سنگان با استفاده از مطالعات سیالات درگیر انجام شده (e.g., Tale Fazel et al., 2012; Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020)، هدف این پژوهش بدست آوردن دمای تشکیل کانسار اسکارن تپه‌قرمز و مقایسه نتایج با دیگر پژوهش‌های انجام شده است.



شکل ۱- a) نقشه زمین‌شناسی و ساختاری ایران و رخنمون سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک مرتبط با منطقه مورد مطالعه در ایالت فلززیایی طارم- هشتجین (با تغییرات از اشتوکلین (Stocklin, 1968)، اشتوکلین و نبوی (Stocklin and Nabavi, 1973)). سنگ‌های ماگمایی ریفتی مشخص شده در شکل از عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) و آقناباتی (Aghanabati, 2013) اقتباس شده است. b) نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مکانی تعداد ۱۴ کانسار (روند شرقی - غربی) در منطقه معدنی سنگان (modified after Golmohammadi et al., 2015). کانسار آهن تپه‌قرمز (A') در بخش غربی منطقه معدنی سنگان قرار دارد. کانسارهای غربی (A', A, B, C- جنوبی (Cs), C شمالی (Cn)) مرکزی (دردوی (D) و باغک (BK)) و کانسارهای شرقی (سنجدک I (SD I)، سنجدک II (SD II)، سنجدک III (SD III)، معدنچو (MD)، سم آهنی (S)، فرزنه شمالی و غربی (FZ) ترسیم شده است.

Fig. 1. a) Geological and structural map of Iran and outcrops of Cenozoic volcanic rocks related to the studied district in the Taram-Hashtjin metallogenic province (with modifications from Stocklin (1968), Stocklin and Nabavi (1973)). The rift igneous rocks indicated in the figure are adapted from Azizi et al. (2020) and Aghanabati (2013), b) The geological map and location of fourteen deposits in the Sangan mining area, arranged in an east-west trend, as presented (modified after Golmohammadi et al., 2015). The Tappeh Ghermez iron anomaly (A') is located in the western part of the Sangan mining area. The deposit is categorized into western (A', A, B, C-south (Cs), C north (Cn)), central (Dardvey (D) and Baghak (BK)) and eastern deposits (Sanjadak I (SD I), Sanjadak II (SD II), Sanjadak III (SD III), Madanjou (MD), SomAhani (S), North and West Farzaneh (FZ).

زمین‌شناسی

را دایک‌های داسیتی قطع کرده‌اند. واحدهای ژوراسیک میانی، شامل آهک و مارن‌های سازند دلیچای هستند. سازند لار با سن ژوراسیک بالایی از سنگ‌آهک، دولوستون و سنگ‌آهک دولومیتی تشکیل شده که میزبان کانی‌سازی آهن اسکارنی است (Golmohammadi et al., 2015). سازندهای کرتاسه در منطقه معدنی سنگان بیشتر شامل تناوب آهک ضخیم، کنگلومرا و توف بلورین است. واحد کنگلومرا و توف، شامل مجموعه درهم آمیخته‌ای از سنگ‌های آذرآواری به صورت توف و کنگلومراهایی با قطعات آواری، مانند سیلتستون و شیل است که بخش گسترده‌ای از حاشیه جنوبی منطقه معدنی سنگان را دربر می‌گیرد. سنگ‌های آتشفشانی، شامل داسیت، آندزیت، ریولیت، لاتیت و هم ارزهای آذرآواری آن‌ها در غرب منطقه معدنی سنگان گسترش دارند. دو توده آذرین درونی سرنوسر، سرخر و برمانی با ترکیب بیشتر سینیت و سینوگرانیت در منطقه معدنی سنگان رخنمون دارند که کوارتزمونزونیت‌های پورفیری و سنگ‌های آتشفشانی آن‌ها را همراهی می‌کنند. سنگ‌های آتشفشانی اغلب در بخش‌های جنوبی کانسار سنگان رخنمون دارند که از ریوداسیت، داسیت، آندزیت-داسیت، پیروکسن آندزیت تا بازالت تشکیل شده‌اند.

ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران اغلب در کمان ماگمایی البرز (AMA')، کمان ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA') و در مجموعه ماگمایی شرقی (EMA') قرار دارد (e.g., Verdel et al., 2007, 2011; Sepidbar et al., 2018). کمان ماگمایی البرز در شمال ایران بخشی از یک کمربند کوهزایی طویل (حدود ۲۰۰۰ کیلومتر) است، که از رشته کوه‌های قفقاز کوچک جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان در شمال غربی تا شمال افغانستان در شرق امتداد دارد. منطقه معدنی سنگان در شمال شرقی ایران در کرانه شرقی کمربند ماگمایی البرز جای گرفته است. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی منطقه معدنی سنگان سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و رسوبی (مانند توف، آگلومرا، ریولیت، چرت، شیل‌های سیلیسی و آهک) به سن پرکامبرین (نئوپروتروزوئیک) هستند که دچار دگرگونی ناحیه‌ای درجه کم، از نوع شیست‌سبز شده‌اند و در بخش‌های جنوبی و شرقی منطقه معدنی سنگان رخنمون دارند (Golmohammadi et al., 2015). سازند شمشک با سن ژوراسیک زیرین و ستبرای بیشتر از ۵۰۰ متر، شامل چرت، شیل با دگرگونی درجه ضعیف، سیلتستون و ماسه‌سنگ قرمز است (Golmohammadi et al., 2015). سنگ‌های شیلی و سیلتستون‌ها

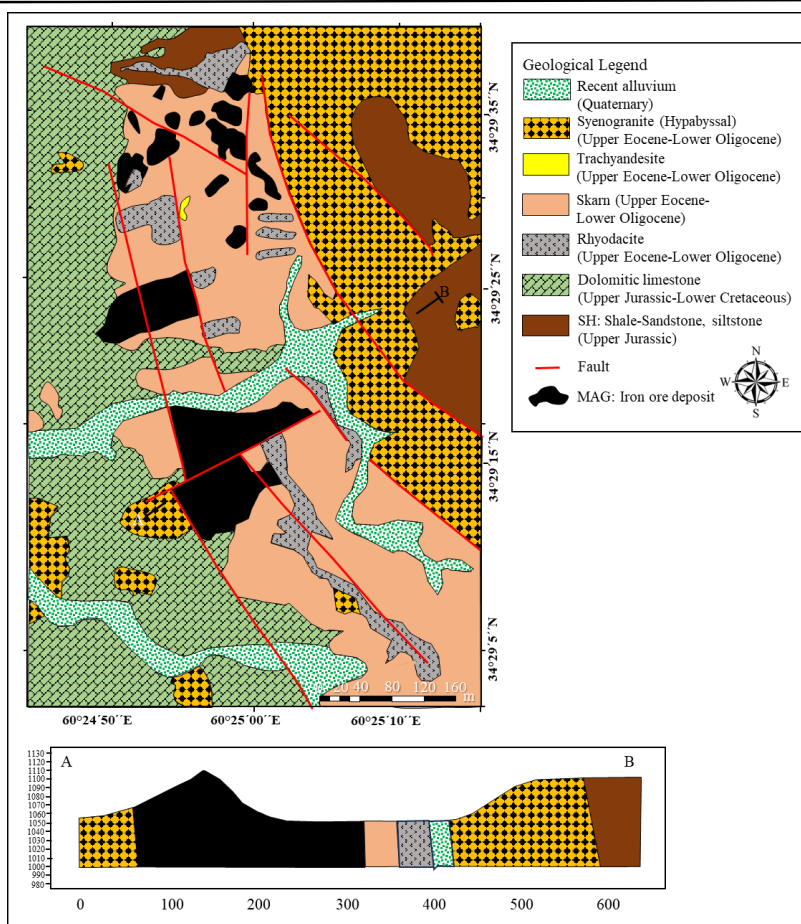
³. East Magmatic Assemblage

¹. Alborz Magmatic Arc

². Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

تپه‌قرمز، شامل سینوگرانیت پورفیری هستند (شکل ۲). واحدهای سینوگرانیت پورفیری فراوان‌ترین توده نیمه‌عمیق موجود در منطقه است، که گستره‌ای از شمال شرقی تا جنوب منطقه را به خود اختصاص می‌دهد. روند کلی کانسار تپه قرمز و سنگ‌های اطراف آن، شمال غربی - جنوب شرقی است. در قسمت غربی (از بی‌هنجاری A تا بی‌هنجاری B) کانسار تپه‌قرمز از لحاظ شکل به صورت کمائی می‌شود، که علت آن نفوذ توده‌های گرانیتی در شمال کانسار و یا وجود یک گسل بزرگ در قسمت غربی و در امتداد کانسار تپه‌قرمز باشد (Kaheni, 2004). در بخش شرقی بی‌هنجاری A و در بی‌هنجاری B، شیب لایه‌ها به سمت جنوب می‌باشد و در برخی از موارد نزدیک قائم است. در بی‌هنجاری C جهت شیب به طرف شمال است. در کانسار تپه‌قرمز نشانه‌های وجود گسل زیاد است. برای مثال، شکستگی‌های بر شی، آینه‌های گسلی، بر شی شدن، جابه‌جایی‌های بزرگ و تغییر زیاد شیب لایه‌ها در فواصل نزدیک، همه نشانه عملکرد شدید گسل‌ها می‌باشد (Kahani, 2004). بر اساس رضایت (Rezayat, 2018)، دو دسته گسل اصلی در کانسار تپه‌قرمز وجود دارد: ۱) گسل‌هایی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی (NW-SE): این دسته از گسل‌ها، اصلی‌ترین گسل‌های محدوده مورد مطالعه هستند، به طوری‌که کانه‌زایی اصلی بر این گسل‌ها منطبق است. این گسل‌ها دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه شیب‌لغز با شیب زیاد هستند. ۲) گسل‌هایی با امتداد شمالی - جنوبی (N-S): این گسل‌ها دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس هستند.

نقشه زمین‌شناسی و توزیع توده‌های معدنی آهن اسکارن تپه‌قرمز در شکل (۲) نشان داده شده است. سینوگرانیت سرنو سر، دایک ریوداسیتی - داسیتی، سنگ‌آهک دولومیتی و اسکارن، لیتولوژی‌های اصلی اسکارن تپه‌قرمز هستند. سنگ‌های کربناته ناخالص که پروتولیت‌های اسکارن هستند تا جنوب و جنوب شرقی اسکارن تپه‌قرمز امتداد دارند (شکل ۲). واحدهای موجود در منطقه، شامل شیل و ماسه سنگ غنی از سیلیس با سن ژوراسیک است. توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق با بافت پورفیری و واحدهای آتشفشانی با سن تر شیر، واحدهای اسکارن و توده‌های مگنتیت است. واحدهای رسوبی منطقه تپه‌قرمز، شامل شیل و سیلتستون سیلیسی هستند، که حدود ۱۵ درصد از کل منطقه را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۲). بیشترین رخمون آن در بخش شرقی منطقه است و رخمون‌های کوچکی با ضخامت کمتر از ۱۰ متر در بخش شمال شرقی - جنوب غربی از این واحد مشاهده می‌گردد. این واحد سنگی به‌طور متعدد توسط واحدهای آذرین نیمه‌عمیق مورد نفوذ قرار گرفته است. آهک سیلیسی نیز با رنگ روشن مشاهده شده و ریززانه بوده و دارای بلورهای کوچک کلسیت تبلور مجدد یافته می‌باشد، که تحت تأثیر حرارت ناشی از توده‌های آذرین سنگ‌ساز تشکیل شده‌اند (شکل ۲). واحد داسیتی در قسمت جنوب غربی محدوده با روند شمال غربی - جنوب شرقی رخمون دارد. با توجه به حضور این واحد در گمانه‌های حفاری شده در بخش جنوبی منطقه و موقعیت مورفولوژیکی آن، به نظر می‌رسد گسترش آن به سمت غرب و جنوب غربی باشد. واحدهای آذرین نیمه‌عمیق شناسایی شده در بخش سطحی و زیرسطحی منطقه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدوده تپه‌قرمز با مقیاس ۱:۲۰۰۰ (Madankav Engineering consultant, 2006).

Fig. 2. Simplified geological map of the Tappeh Ghermez district with a scale of 1:2000 (Madankav Engineering consultant, 2006).

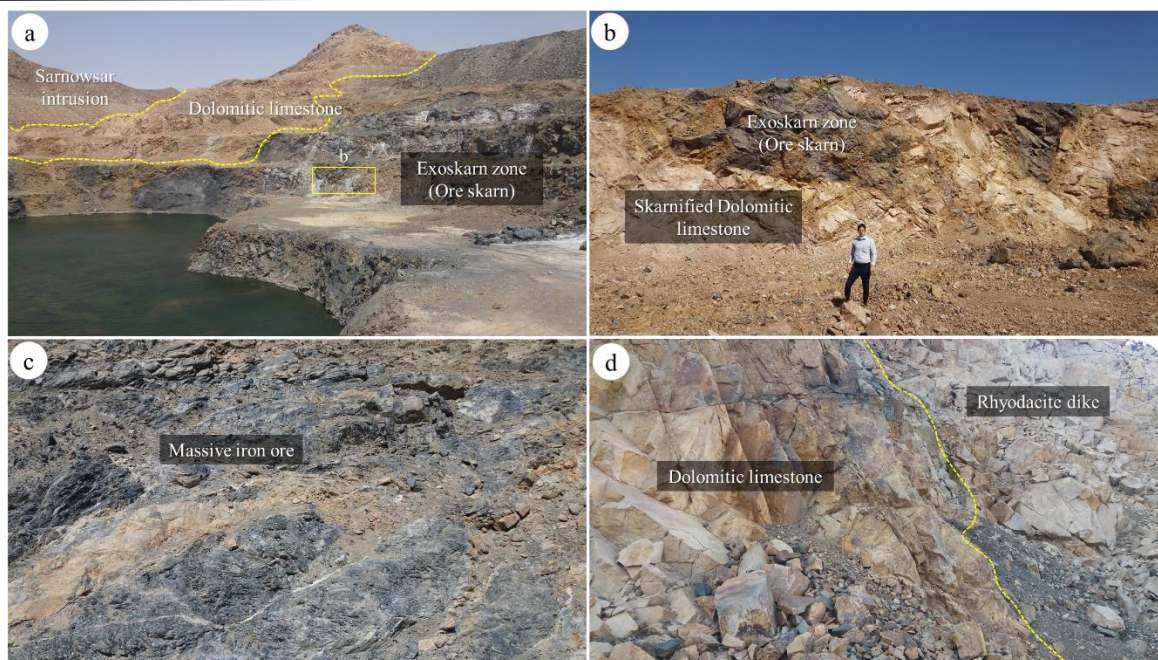
متبلور و اغلب در متن اسکارن مشاهده می‌شود. کانه‌زایی بیشتر توسط گسل‌های با روند شمال‌غربی - جنوب شرقی کنترل می‌شود. از گسل‌های پس از کانه‌زایی در کانسار تپه‌قرمز، می‌توان به گسل‌های دارای امتداد شمالی - جنوبی (N-S) اشاره کرد. این گسل‌ها دارای سازوکار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس هستند (Rezayat, 2018). دایک‌های ریوداسیتی تأخیری که دارای روند شمالی - جنوبی هستند، در محل این گسل‌ها تزریق شده‌اند. تزریق این دایک‌ها توسط فضاهای ایجاد شده مرتبط با تنش‌های تکتونیکی حاصل از پایانه‌های شرقی گسل درونه کنترل شده است (Rezayat, 2018). در رخنمون‌های صحرایی، پهنه‌های اسکارنی خاکستری تا خاکستری تیره، ریزدانه، و نازک تا متوسط با میان‌لایه‌های غنی از کانی‌های رسی

پهنه‌های اسکارنی و معدنی

مهم‌ترین رخداد در اسکارن تپه‌قرمز (A)، جابجایی سیالات آهن‌دار در واحدهای کربناته سازند لار، تبلور دوباره سنگ‌های کربناته، اسکارن‌زایی و نهشته‌شدن کانسار هستند. در این کانسار، در مرز توده سینوگرانیته سرنوسر با سنگ‌های آتشفشانی و آهک دولومیتی ائوسن بالایی - الیگوسن، دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن و کالک سیلیکات هورنفلس (اسکارنوئید) رخ داده و سنگ‌های کربناته در محدوده اغلب به اسکارن و مرمر، دگرگون شده‌اند. کانی‌سازی آهن اغلب هم‌روند با اسکارن‌زایی (شمال‌غربی - جنوب شرقی) در این سنگ‌ها صورت گرفته و به صورت عدسی‌های میان‌لایه‌ای و نواری بین واحد سنگ‌آهک

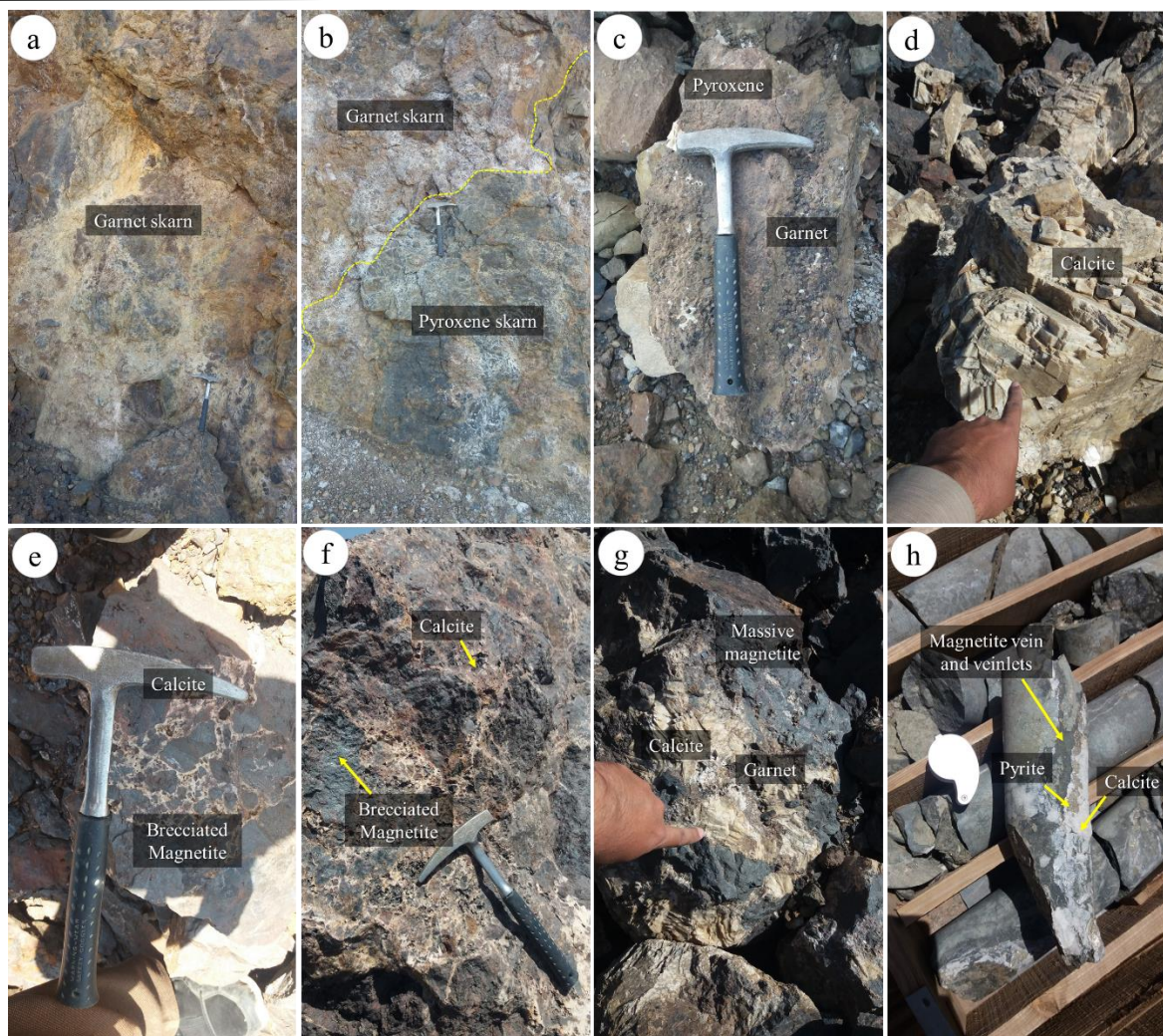
مرزی برون‌اسکارن و درون‌اسکارن قرار گرفته است. واحد مگنتیت‌اسکارن رخنمون‌های نسبتاً فراوانی در منطقه تپه‌قرمز دارد. در نقشه سطحی، کانه‌زایی مگنتیت درون واحد گارنت‌اسکارن و همراه با توده‌های نیمه‌عمیق دگرسان شده با یک روند شمالی-جنوبی مشاهده می‌شوند. مگنتیت دارای فراوانی ۵ تا ۹۵ درصد و سولفیدها محدود و از نوع پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت هستند. در بخش زیر سطحی این واحد براساس فراوانی کانسنگ اکسیدی آهن به سه بخش کم‌عیار، عیارمتوسط و پرعیار تقسیم می‌شود. در مرز توده سینوگرانیته سرنوسر با سنگ‌های پرکامبرین، دگرگونی مجاورتی از نوع اسکارن و کالک سیلیکات‌هورنفلس (اسکارنوئید) رخ داده است و سنگ‌های کربناته در منطقه اغلب به اسکارن و مرمر دگرگون شده‌اند (شکل ۴-d). کانی‌سازی آهن اغلب در این سنگ‌های صورت گرفته و به صورت عدسی‌های میان‌لایه‌ای و نواری، دانه‌پراکنده و نیز به صورت رگه-رگچه‌ای بین واحد سنگ‌آهک متبلور پهنه اسکارنی مشاهده می‌شود. واحدهای آذرین (گرانیت سرنوسر)، واحدهای سنگ‌آهک دولومیتی و پهنه‌های اسکارنی همراه با کانی‌سازی مگنتیت مهم‌ترین واحدهای زمین‌شناسی کانسار اسکارن آهن تپه‌قرمز هستند (شکل ۳). کانی‌سازی مگنتیت در آهک دولومیتی شکل گرفته و به صورت ساخت و بافت‌های توده‌ای، عدسی‌شکل، پراکنده، پُرکننده فضای خالی و برشی است (شکل ۴-e, f و g). مگنتیت کانه فلزی اصلی اسکارن تپه‌قرمز است. کانه‌زایی بیشتر توسط گسل‌ها کنترل می‌شود. مجموع رخنمون‌های افقی کانسار ۶۰۰ متر و عمودی آن ۲۵۰ متر با ضخامت ۱ تا ۶۰ متر (میانگین ۳۵ متر) توسط حفاری‌ها به ثبت رسیده است. تأثیر متاسوماتیسم و دگرگونی مجاورتی در تماس با گرانیت سرنوسر قابل مشاهده است. شش توده اصلی کانسنگ آهن در یک امتداد افقی ۶۰۰ متر و یک گسترش عمودی ۲۵۰ متری وجود دارد، که توسط حفاری قطع می‌شوند. ضخامت کانسنگ‌ها از ۱ تا ۶۰ متر با میانگین ۳۵ متر متغیر است.

هستند. کانسار اسکارن آهن تپه‌قرمز در مجاورت با توده سینوگرانیته سرنوسر تشکیل شده است (شکل ۳-a). توده‌های معدنی در تماس با برون‌اسکارن‌هایی که جانشین سنگ‌های کربناته شده‌اند، توده‌های هماهنگ عدسی‌شکل بزرگی از مگنتیت توده‌ای را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-b و c). در بخش جنوب‌شرقی منطقه تپه‌قرمز، یک دایک ریوداسیتی به سن ائوسن بالایی تا الیگوسن زیرین و به ضخامت ۱۰ متر و گسترش ۳۰۰ متر، توده معدنی آهن و اسکارن تپه‌قرمز را قطع کرده است (شکل ۳-d). واحد اسکارنی تپه‌قرمز که در مجاورت توده سرنوسر قرار گرفته، بخش عمده این واحد در بخش سطحی را اسکارن پیشرونده تشکیل می‌دهد و در گمانه‌های مطالعه‌شده اسکارن پسرونده و هورنفلس سازنده‌های اصلی این مجموعه هستند. پهنه‌های اسکارنی به خوبی توسعه یافته و به درون‌اسکارن و برون‌اسکارن پی‌شرونده، شامل گارنت و پیروکسن، و پهنه برون‌اسکارن پسرونده تقسیم می‌شوند. کانی‌شناسی اسکارن متشکل از کالک سیلیکات‌ها و سیلیکات‌های بی‌آب/آبدار (گارنت، کلینوپیروکسن، اپیدوت، اکتینولیت-ترمولیت، کلریت، کوارتز و کلسیت)، سولفیدها (پیریت، پیروتیت، کالکوپیریت)، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت)، و کربنات‌ها (کلسیت، دولومیت، سیدریت)، است. این کانی‌ها طی مراحل متوالی فرآیند اسکارن‌زایی، در پهنه‌هایی که در مرز توده سینوگرانیته سرنوسر و آهک دولومیتی هستند، به وجود آمدند. به طور خلاصه مجموعه همیافت در این پهنه را می‌توان به دو بخش زیر تقسیم کرد؛ (۱) مرحله متاسوماتیسم پیشرونده: کلینوپیروکسن - گارنت اسکارن (شکل ۴-a و b، ۲) مرحله متاسوماتیسم پسرونده: آمفیبول اسکارن. واحد گارنت‌اسکارن مهم‌ترین و فراوان‌ترین پهنه اسکارنی در بخش‌های سطحی و زیرسطحی را به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۴-c). در بخش سطحی این پهنه با راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بیش از ۴۰ درصد منطقه را زیر پوشش خود قرار می‌دهد. واحد آمفیبول اسکارن در بخش کوچکی از نقشه سطحی رخنمون دارد، که مجاور محدوده



شکل ۳- تصاویر صحرایی از موقعیت پهنه‌های اسکارنی و سنگ‌های دربر گیرنده در کانسار آهن تپه‌قرمز. (a) موقعیت سنگ میزبان آهک دولومیتی نسبت به گرانیت سرنوسر و پهنه برون‌اسکارن آهن‌دار کانسار مورد مطالعه، (b) سنگ آهک دولومیتی که میزبان کانه‌زایی اسکارن مگنتیتی تپه‌قرمز است، (c) رخنمون واحد آهک دولومیتی اسکارنی و تشکیل کانسنگ آهن توده‌ای بر روی سنگ دیواره کانه‌زایی شده در کانسار تپه‌قرمز (دید تصویر به سمت جنوب شرقی است). (d) دایک ریوداسیتی قطع‌کننده پهنه برون‌اسکارن آهن‌دار کانسار مورد مطالعه (دید تصویر به سمت شمال غربی است).

Fig. 3. Field images of the location of skarn zones and host rocks in the Tappeh Ghermez iron deposit. a) A view of the location of the dolomitic limestone host rock relative to the Sarnowsar granite and anomalous iron-bearing exoskarn zone under study; b) Dolomitic limestone hosting the Tappeh Ghermez magnetite skarn mineralization; c) Skarnified dolomitic limestone unit and massive iron ore formation on the mineralized wall rock in the Tappeh Ghermez deposit (the image facing southeast), and d) Rhyodacite dike cutting the iron-bearing skarn zone of the studied deposit (of the images facing northwest).



شکل ۴- تصاویر صحرایی از رخنمون صحرایی و نمونه دستی زیرپهنه‌های اسکارنی و کانه‌زایی کانسار آهن تپه‌قرمز. (a) رخنمون زیرپهنه گارنت اسکارن، (b) مرز بین زیرپهنه‌های گارنت اسکارن و گارنت- کلینوپیکروکسن اسکارن تشکیل شده بر روی سنگ دیواره سنگ‌آهک دولومیتی، (c) نمونه برداشت شده از محل زیرپهنه گارنت - کلینوپیکروکسن اسکارن، (d) نمونه دستی از مرمر کلسیتی دارای رخ سه‌وجهی، (e) و (f) نمونه دستی از مگنتیت برشی با سیمان کلسیتی، (g) نمونه دستی از مگنتیت توده‌ای درون زیرپهنه گارنت اسکارن کانسار تپه‌قرمز، (h) رگه- رگچه‌های مگنتیت و پیریت همراه با بلورهای کلسیت در پهنه پسروده اسکارنی.

Fig. 4. Field photographs of field outcrop and hand specimens of skarn subzones and the Tappeh Ghermez deposit iron mineralization. a) Outcrop of the garnet skarn subzone; b) Boundary between garnet skarn and garnet-clinopyroxene skarn subzones formed on dolomitic limestone wall rock; c) Sample taken from the garnet-clinopyroxene skarn subzone; d) Hand specimen of calcite marble with trihedral cleavage; e and f) Hand specimen of brecciated magnetite with calcite cement, g) Hand specimen of massive magnetite within the garnet skarn subzone of the Tappeh Ghermez deposit, h) Magnetite and pyrite vein- veinlets with calcite crystals in the skarn retrograde zone.

مواد و روش‌ها

میزبان، پهنه‌های اسکارنی و کاز سنگ آهن جمع‌آوری شد. تعداد ۴۰ مقطع نازک صیقلی به منظور تعیین ارتباط کانه‌زایی با اسکارن‌زایی و انجام مطالعات بافتی و پاراژنز کانه‌ها و بررسی ارتباط کانه با کانی‌های همراه تهیه شد و در آزمایشگاه کانی‌شناسی نوری دانشکده علوم زمین

حدود ۱۰۰ نمونه سطحی و مغزه حفاری از بخش‌های مختلف کانسار تپه‌قرمز، شامل نمونه‌هایی از توده‌های نفوذی، سنگ‌های

بوده و اغلب دارای ساخت توده‌ای هستند. کانی‌های کالک‌سیلیکاته آبدار و بدون آب همراه با کانی‌های اکسیدی و سولفیدی تشکیل‌دهنده پهنه‌های اسکارنی در کانسار تپه‌قرمز هستند. درون اسکارن به صورت نواری تیره با ضخامت متغیر از کمتر از یک متر تا حدود ۸ متر در درون و همبری توده نفوذی سرنوسر با سنگ‌های کربناته مجاور تشکیل شده و شامل کانی‌های مگنتیت، گارنت، پلاژیوکلاز، کوارتز، ترمولیت - اکتینولیت، اپیدوت و کلسیت است. در پهنه درون اسکارن، پلاژیوکلاز به اپیدوت، کلریت و کلسیت دگرسان شده و بلورهای مافیک از بین رفته و توسط اکسید و هیدروکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. پهنه برون اسکارن بسیار گسترده است و پهنه‌بندی مشخصی را نشان می‌دهد. برون اسکارن در کانسار تپه‌قرمز از سمت توده نفوذی به سمت سنگ میزبان کربناته، شامل دو زیرپهنه کلینوپیروکسن - گارنت اسکارن و آمفیبول اسکارن است (شکل ۵-a تا g). زیرپهنه کلینوپیروکسن - گارنت اسکارن در مرحله پیشرونده تشکیل شده‌اند، که به ترتیب با رنگ سبز و قهوه‌ای قابل تشخیص‌اند (شکل ۴-a و b). زیرپهنه آمفیبول اسکارن در مرحله پسرونده به عنوان کانی اصلی کانی‌سازی اسکارن تشکیل شده است (شکل ۵-f و g). پهنه اسکارن پیشرونده در مرز توده سینوگرانیته سرنوسر تشکیل شده و ضخامت آن در مواردی به ۱۵ تا ۲۰ متر نیز می‌رسد. بلورهای درشت گارنت در نمونه‌های دستی پهنه گارنت اسکارن به رنگ‌های قهوه‌ای (آندرادیت) تا قهوه‌ای مایل به سبز (گروسولار) مشاهده می‌شوند (شکل ۴-c). زیرپهنه کلینوپیروکسن اسکارن، شامل کلینوپروکسن‌های ریزبلور تا درشت‌بلور (ابعاد ۱۵ میکرون تا ۳/۵ میلی متر) و به صورت خودشکل با ضخامتی برابر ۱ تا ۲ متر در کانسار تپه‌قرمز تشکیل شده است.

کلینوپیروکسن نخستین کانی تشکیل شده در پهنه برون اسکارن بوده و به تدریج کانی‌سازی گارنت نیز شروع می‌شود. در بخش‌هایی گارنت و کلینوپیروکسن با هم مشاهده می‌شوند. بلورهای گارنت،

دانشگاه خوارزمی واحد تهران و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC)، توسط میکروسکوپ ZEISS مدل Axioplan 2 با نور عبوری - بازتابی مورد مورد مطالعه قرار گرفت. علاوه بر این، تعداد پنج مقطع نازک صیقلی انتخابی به منظور تجزیه کمی و به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA⁺) مورد بررسی قرار گرفتند. از این مقاطع، تعداد ۲۰ نقطه از گارنت و ۲۰ نقطه از پیروکسن (پهنه برون اسکارن) و ۱۰ نقطه از آمفیبول (پهنه برون اسکارن)، در بخش کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه ریزپردازش الکترونی مدل CAMECA SX 100 و با شرایط ۲۰ کیلوولت؛ ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو یک تا پنج میکرون، تجزیه نقطه‌ای شدند. حدود آشکار سازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۱ درصد است. مقادیر Fe³⁺ در گارنت با میانگین روش Si+R3=5 و R2=2 محاسبه شد و اعضای انتهایی با روش ریکوود (Rickwood, 1968)، محاسبه شد. مقادیر Fe³⁺ در آمفیبول بر اساس هالند و بلانندی (Holland and Blundy, 1994) محاسبه می‌شود.

کانی‌شناسی هاله‌های اسکارنی

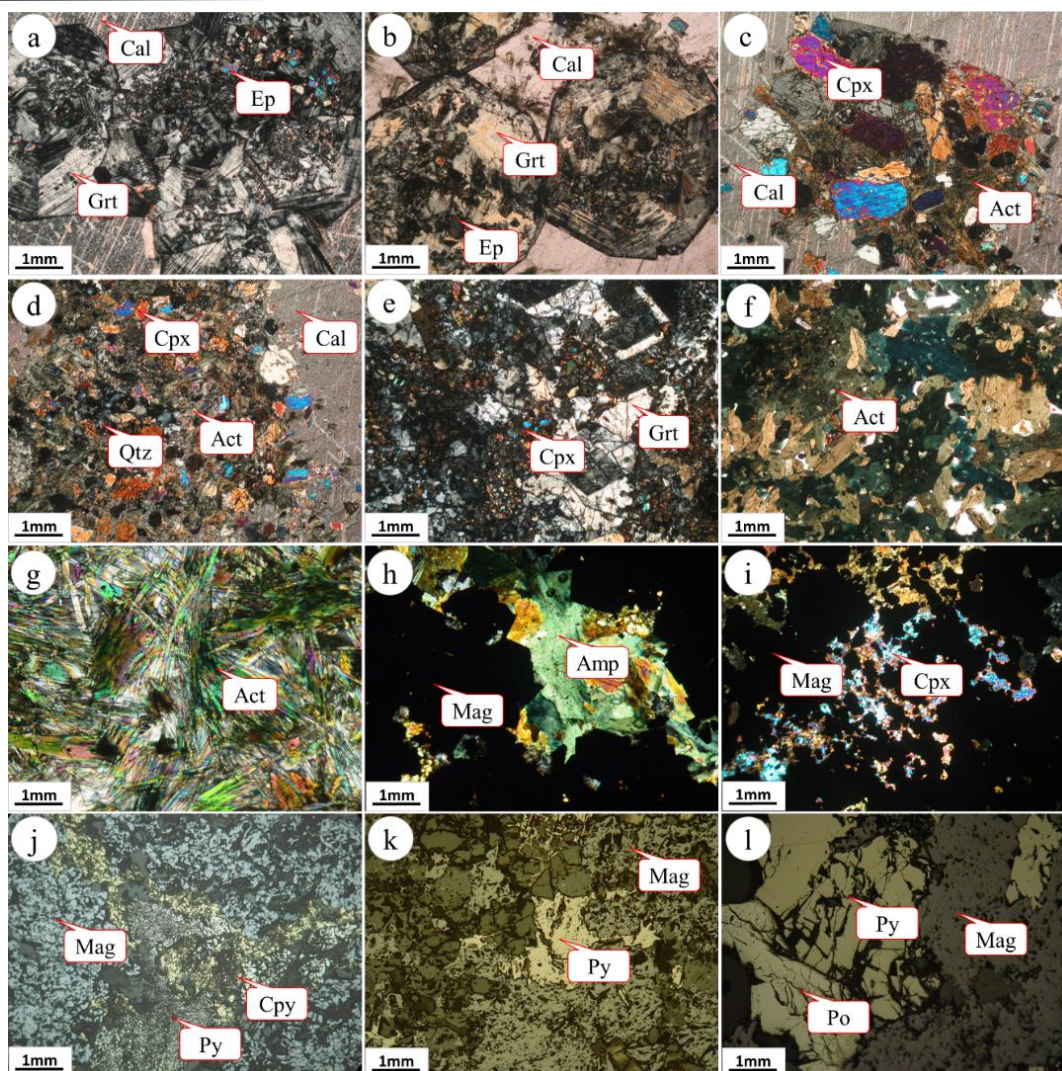
انواع مختلفی از کانی‌های کالک‌سیلیکاته بدون آب (گارنت و پیروکسن) و آبدار (اکتینولیت، ترمولیت و اپیدوت، کلریت)، کانه‌های اکسیدی (مگنتیت و هماتیت) سولفیدی (پیریت، پیروتیت و کالکوپیریت) و کانی‌های کربناته حجم گسترده‌ای از کانی‌های منطقه را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۵). بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، اسکارن تپه‌قرمز متشکل از سینوگرانیته پورفیری سرنوسر به عنوان محرک کانی‌سازی، کانسنگ آهن (به طور عمده شامل مگنتیت)، پهنه اسکارنی (در بردارنده دو پهنه درون اسکارن و برون اسکارن) است.

پهنه‌های اسکارنی در کانسار تپه‌قرمز به صورت درون اسکارن و برون اسکارن گسترش خوبی دارند. پهنه‌های اسکارنی با تغییرات کانی‌شناسی و رنگ سبز تا خاکستری تیره و قهوه‌ای قابل تشخیص

1. Electron Probe Micro Analysis

اندازه بلورهای کلسیت درشت‌تر و از مقدار کلسیت کاسته شده که در نتیجه کانی‌های سیلیکاته آبدار نظیر اپیدوت و کلریت ریزبلور تشکیل شده‌اند. پهنه اسکارنی آهن، شامل مگنتیت (بیش از ۶۵٪ حجمی)، گارنت، پیریت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و توده‌ای، پیرویت، کالکوپیریت، اکتینولیت و اپیدوت است که توسط هاله‌های گسترده لیمونیتی و گوتیتی اطراف احاطه شده است (شکل ۵-h تا i). در اسکارن تپه‌قرمز، کانی‌سازی مگنتیت در هر دو پهنه اسکارن پیشرونده و پسرونده تشکیل شده است، اما تمرکز آن در پهنه اسکارن پیشرونده به مراتب بیشتر است.

شامل ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن هستند، که نشان می‌دهد گارنت پس از کلینوپیروکسن تشکیل شده است (شکل ۵-e). زیرپهنه گارنت اسکارن دارای ضخامتی برابر ۴ متر است. ابعاد بلورهای گارنت به چند سانتی‌متر نیز رسیده است و به صورت بلورهای خود شکل هستند (شکل ۵-a و b). گارنت و کلینوپیروکسن در مراحل بعدی شکسته شده و توسط کلریت، اپیدوت و مگنتیت جانشین شده‌اند (شکل ۵-a تا e). اکتینولیت و به مقدار کم‌تر ترمولیت با بلورهایی تا ده سانتی‌متر در پهنه‌های اسکارنی پسرونده دیده می‌شود. اپیدوت ریز تا درشت‌بلور، رنگ سبز به این پهنه اسکارنی داده است. فراوانی اپیدوت با فاصله از توده نفوذی سرنو سر بیش‌تر شده است. در پهنه اسکارن پسرونده،

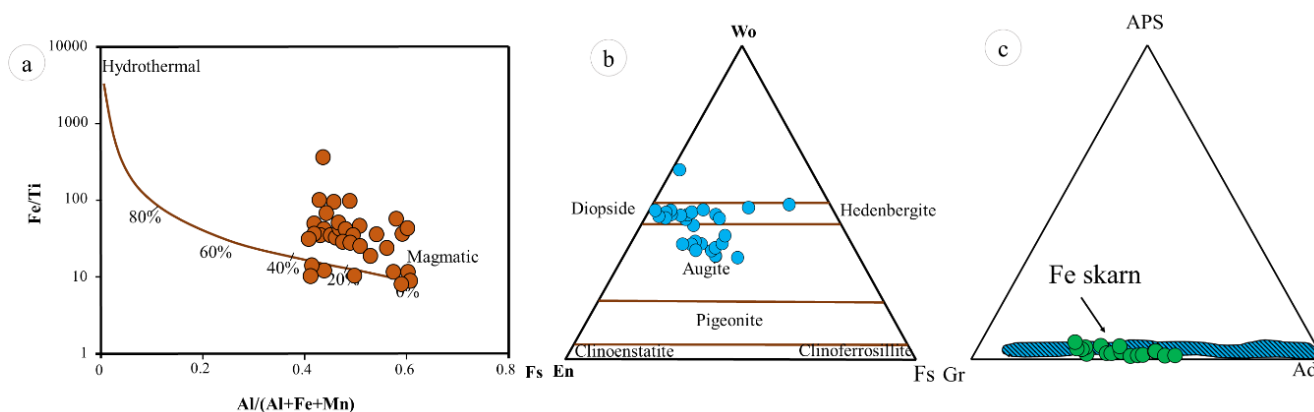


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی مراحل پیش‌رونده و پس‌رونده اسکارنی محدوده معدنی تپه‌قرمز (A'). a و b) بلورهای خوش‌وجه، ناهمسانگرد گارنت که از مرکز در حال تبدیل به اپیدوت هستند، c و d) تجمعات ریز تا متوسط بلور کلینوپیروکسن که در اثر فرآیندهای گرمایی در حال دگرسانی به اکتینولیت هستند، e) بلور گارنت که پیروکسن را دربرگرفته نشان می‌دهد گارنت پس از پیروکسن تشکیل شده است، f و g) تجمعاتی از بلورهای تیغه‌ای و سوزنی شکل اکتینولیت در زیرپهنه آمفیبول اسکارن، h و i) همراهی کلینوپیروکسن و آمفیبول با مگنتیت در پهنه برون‌اسکارن، j، k و l) هم‌رشدی مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت در پهنه معدنی. علائم اختصاری از ویتنی و ایوانز (Whitney and Evans, 2010): Grt: گارنت، Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Op: کانی کدر، Act: اکتینولیت، Cal: کلسیت، Amp: آمفیبول، Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Cpy: کالکوپیریت، Po: پیروتیت.

Fig. 5. Photomicrographs of prograde and retrograde skarn zones of the Tappeh Ghermez (A') mining area. a and b) Euhedral and anisotropic garnet crystals that altered into epidote due to hydrothermal alteration from the center; c and d) Assemblages of fine to medium-sized clinopyroxene crystals that altered to actinolite due to hydrothermal processes, e) Garnet crystals that include pyroxene, showing that garnet is formed after pyroxene; f and g) Assemblages of actinolite needles and blade-shaped in the amphibole skarn subzone; h and i) Clinopyroxene and amphibole associated with magnetite in the exoskarn zone, and j, k and l) Co-growth of magnetite, pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite in the ore zone. Abbreviations taken from Whitney and Evans (2010): Grt: garnet, Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Op: opaque mineral, Act: actinolite, Cal: calcite, Amp: amphibole, Mag: magnetite, Py: pyrite, Cpy: chalcopyrite, Po: pyrrhotite.

شیمی کانی‌ها

داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای با ریزپردازش الکترونی نشان داد که ترکیب گارنت‌های تپه‌قرمز ($\text{Adr}_{27.8-60.7}\text{-Gr}_{38.8-67.6}\text{-Sps}_{0.0-4.3}$) متغیر است (جدول ۱). هیمن و همکاران (Heiman et al., 2009) معتقدند که ترکیب گارنت شاخصی برای تشخیص منبع سیالات در طی فرآیندهای اسکارن‌زایی است. بر این اساس نمودار Fe/Ti مقابل $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ را برای شناخت منبع سیال پیشنهاد کرده‌اند. براساس این نمودار، بیشتر گارنت‌های اسکارن تپه‌قرمز از اختلاط سیالات ماگمایی-گرمایی (۴۰ تا ۶۰ درصد سیال ماگمایی) تشکیل می‌شوند (شکل ۶-ا). علاوه بر این، کلنچنکو و والی (Clechenko and Valley, 2003) معتقدند که گارنت‌هایی با نسبت Fe^{3+}/Al زیاد، مقادیر ^{18}O بالایی دارند، در حالی که گارنت‌هایی با نسبت Fe^{3+}/Al کم، مقادیر ^{18}O پایینی دارند. براساس نتایج حاصل از تجزیه ریز پرداز الکترونی پهنه اسکارن پیش‌رونده، در بلورهای گارنت مقادیر اکسیدهای TiO_2 (از ۰/۰۵ تا ۰/۱۶۷٪)، Al_2O_3 (از ۸/۲۱ تا ۱۱/۹۳٪) تا ۱۴/۶۲٪، MgO (از ۰/۰۰ تا ۰/۲۱٪)، MnO (۰/۰۳ تا ۰/۱۸۴٪)، CaO (از ۱۱/۹۳ تا ۱۹/۷۴٪)، SiO_2 (۳۶/۰۵ تا ۴۸/۵۷٪)، Na_2O (۰/۰۰ تا ۰/۰۶٪) هستند (جدول ۱). همچنین، بلورهای پیروکسن حاوی اکسیدهای TiO_2 (از ۰/۰۰ تا ۰/۱۸/۱۳٪)، Al_2O_3 (از ۰/۰۱ تا ۴/۰۹۱٪)، MgO (از ۸/۲۹ تا ۱۸/۱۳٪)، MnO (۰/۰۴ تا ۰/۰۵۹٪)، FeO (از ۰/۰۲ تا ۱۵/۴۶٪)، SiO_2 (۴۸/۱۲ تا ۵۵/۱۰٪)، CaO (۲۰/۵۷ تا ۲۵/۷۹٪) و Na_2O (۰/۰۳ تا ۰/۰۶۰٪) است (جدول ۲). براین اساس، گارنت‌هایی با ترکیب محلول جامد آندرادیت-گروسولار ($\text{Adr}_{27.8-60.7}\text{-Gr}_{38.8-67.6}\text{-Sps}_{0.0-4.3}$) از اختلاط سیالات ماگمایی-گرمایی تشکیل شده‌اند. از ترکیب اءضای انتهایی گارنت و پیروکسن می‌توان به عنوان یک شاخص برای تعیین نوع کانی‌سازی در اسکارن استفاده کرد (Meinert, 1992). مطابق نمودارهای (شکل ۶-ب و c)، دامنه ترکیب گارنت و پیروکسن اسکارن تپه‌قرمز به ترتیب، ($\text{Adr}_{27.8-60.7}\text{-Gr}_{38.8-67.6}\text{-Sps}_{0.0-4}$) و ($\text{Di}_{95.08}\text{-Jo}_{0.00}\text{-Hd}_{0.00}\text{-Gr}_{3.90}$) است.



شکل ۶-ا) نسبت سیالات ماگمایی و گرمایی در تشکیل گارنت در اسکارن تپه‌قرمز براساس نمودار Fe/Ti مقابل $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ در مقابل (Heimann et al., 2009)، (b) نمودار مثلثی برای تعیین نوع پیروکسن (Meinert, 1992)، (c) نمودار مثلثی برای تعیین نوع گارنت (Meinert, 1992). محدوده کانسارهای آهن اسکارنی نشان داده شده است (Meinert, 1992). علائم اختصاری اقتباس شده از مینرت (Meinert, 1992): APS: آلماندین+اسپسارتین+پیروپ، Ad: آندرادیت، Gr: گروسولار، Di: دیوپسید، Hd: هدنبرژیت، Jo: ژوهانسنیت.

Fig. 6. a) Ratio of magmatic and hydrothermal fluids involved in garnet forming at the Tappeh Ghermez skarn based on the Fe/Ti vs. $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ diagram (Heimann et al., 2009), b) Triangular diagram to determine the pyroxene type (Meinert, 1992), c) Triangular diagram for determining the garnet type (Meinert, 1992). The range of the iron skarn deposits is shown (Meinert, 1992). Abbreviations adapted from Meinert (1992): APS: almandine+spessartine+pyrope; Ad: andradite; Gr: grossular; Di: diopside; Hd: hedenbergite; Jo: johannesenite.

زمین‌دماسنجی

زمین‌دماسنجی گارنت - کلینوپیروکسن: در این بررسی از دماسنجی‌های پیشنهادی الیس و گرین (Ellis and Green, 1979)، پاول (Powell, 1985)، گانگولی (Ganguly, 1979) و گانگولی و همکاران (Ganguly et al., 1996) استفاده شد (جدول‌های ۱ و ۲) که نتایج قابل قبولی دارند. با توجه به (جدول‌های ۱ و ۲) دماهای بدست آمده برای پهنه پیرشونده گارنت-کلینوپیروکسن اسکارن در فشارهای ۱ تا ۴ کیلوبار، که فشارهای منطقی برای دگرگونی مجاورتی عامل تشکیل پهنه‌های اسکارنی هستند، حدود ۳۰۲ تا ۴۴۲ درجه سانتی‌گراد بدست آمد (جدول ۳). زمین‌دماسنجی بر پایه زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن بر اساس تبادل Fe-Mg بین گارنت و کلینوپیروکسن است که در آن ضریب انتشار (Kd) بین گارنت و کلینوپیروکسن تابعی از دماست. روش‌های زمین‌دماسنجی مختلفی در منابع علمی پیشنهاد شده است (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Ganguly, 1979; Ganguly et al., 1996; Nakamura, 2009). از آنجا که، اساس بیشتر زمین‌دماسنجی‌ها مقدار Fe^{2+} بوده و در نمونه‌های گارنت مورد بررسی مقدار Fe^{3+} بالا است، بیشتر آن‌ها به ویژه روش پیشنهادی کروک-راونا (Krogh, 1979) و ساکسنا (Saxena, 1979) قابل استفاده نیستند، چراکه دمای کمتری را نشان می‌دهند. زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط فری (Ferry, 1994) نیز برای سنگ‌های اولترامافیک با گارنت‌هایی با مقدار منیزیم بالا و کلینوپیروکسن‌های فقیر از سدیم و آلومینیوم کاربرد دارد.

زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط برمن و همکاران (Berman et al., 1995) برای کلینوپیروکسن‌های با مقدار بسیار کم Al استفاده

می‌شود. استفاده از این زمین‌دماسنجی برای کانسار تپه‌قرمز، دماهای کمتری را نشان می‌دهد (۲۵۰ تا ۳۴۴ درجه سانتی‌گراد)، زیرا مقدار آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی تا ۴/۹۱ درصد می‌رسد. از زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط ناکامورا و همکاران (Nakamura et al., 2004) و ناکامورا و هیراجیما (Nakamura and Hirajima, 2005) برای سنگ‌های گرانولیت و آمفیبولیت استفاده می‌شود که مقدار X_{Grs} آن برابر با ۰/۲ باشد، در حالی که این مقدار در نمونه‌های مورد بررسی بیش از ۰/۲ (تقریباً ۰/۶ تا ۰/۷) است. بنابراین، این زمین‌دماسنجی نیز داده‌های غیرقابل قبولی را ارائه می‌دهد. با توجه به مقدار بالای کلسیم در اسکارن، باید از زمین‌دماسنجی‌هایی استفاده شود که در مقادیر بالای کلسیم نیز دماهای منطقی‌تری را به دست می‌دهند. بر این اساس، زمین‌دماسنجی پیشنهادی توسط الیس و گرین (Ellis and Green, 1979)، گانگولی (Ganguly, 1979)، پاول (Powell, 1985)، کروک (Krogh, 2000) و گانگولی و همکاران (Ganguly et al., 1996) که برای سنگ‌های اکلوزیتی با مقدار گارنت با کلسیم بالا (گروسولار بیشتر) استفاده شده است، داده‌های قابل قبول‌تری را ارائه می‌دهد. دماسنجی‌های پیشنهادی توسط کروک (Krogh, 2000) و پاول (Powell, 1985) برای نمونه‌های مورد بررسی، احتمالاً به دلیل وجود مقادیر آلومینیوم بالاتر در کلینوپیروکسن‌ها، دماهای کمتری را نشان می‌دهد.

زمین‌دماسنجی اکتینولیت: دمای بدست آمده برای پهنه اسکارن پرسرونده، بر اساس زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی ارائه شده توسط پوتیرکا (Putirka, 2016) و گریا و همکاران (Gerya et al., 1997)، ۲۰۶ تا ۳۳۳ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۴).

جدول ۱- نتایج تجزیه ریزپرداز الکترونی کانی‌های گارنت موجود در پهنه گارنت- کلینوپروکسن اسکارن کانسار تپه‌قرمز (فرمول ساختاری گارنت بر اساس ۱۲ اتم اکسیژن). حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table 1. Electron microprobe analysis (EPMA) of garnet minerals at the garnet- clinopyroxene skarn zone of the Tappeh Ghermez deposit (structural formula of garnet based on 12 oxygen atoms). The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point. No	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO₂	37.34	36.98	37.00	36.82	36.80	37.00	37.13	37.09	36.97	36.97
TiO₂	0.20	0.55	0.41	0.49	0.54	0.52	0.51	0.39	0.55	0.27
Al₂O₃	9.55	9.25	10.37	9.45	9.12	10.03	10.01	9.32	9.55	9.22
FeO	17.96	17.90	16.76	18.10	16.24	16.75	17.20	17.94	17.81	18.54
MnO	0.79	0.67	0.73	0.63	0.58	0.72	0.74	0.75	0.64	0.68
MgO	0.03	0.04	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00
CaO	33.37	33.50	33.59	33.07	33.61	33.52	33.67	33.60	33.59	33.14
Na₂O	0.00	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.23	98.93	98.87	98.64	98.89	98.54	99.28	99.15	99.12	98.81
Si	3.010	2.994	2.984	2.990	2.984	2.994	2.987	2.996	2.985	3.006
Ti	0.011	0.033	0.024	0.029	0.032	0.031	0.031	0.023	0.033	0.026
Al	0.942	0.916	1.021	0.939	0.906	0.991	0.983	0.921	0.943	0.955
Al^{iv}	0.000	0.005	0.015	0.009	0.015	0.005	0.012	0.003	0.014	0.000
Al^{vi}	0.942	0.911	1.006	0.930	0.891	0.986	0.971	0.918	0.929	0.955
Fe³⁺	0.885	0.901	0.831	0.889	0.919	0.841	0.854	0.903	0.887	0.865
Fe²⁺	0.325	0.310	0.299	0.340	0.317	0.292	0.303	0.308	0.316	0.319
Fe*	1.210	1.211	1.130	1.229	1.236	1.133	1.157	1.211	1.203	1.184
Mn	0.053	0.045	0.049	0.043	0.039	0.049	0.050	0.051	0.044	0.049
Mg	0.003	0.005	0.001	0.005	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.003
Ca	2.883	2.906	2.904	2.878	2.920	2.907	2.903	2.908	2.906	2.881
Andradite	49.38	50.52	45.75	49.56	51.33	46.77	47.36	50.45	49.38	48.46
Grossular	48.48	47.56	52.36	48.61	47.19	51.39	50.72	47.46	48.94	49.56
Pyrope	0.130	0.191	0.048	0.205	0.000	0.000	0.050	0.157	0.031	0.132
Almandine	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Spessartine	1.997	1.711	1.830	1.618	1.475	1.832	1.857	1.921	1.637	1.837

ادامه جدول ۱

Table 1. Continued

Point. No	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)
SiO₂	48.57	37.34	37.56	36.92	36.05	37.27	37.73	37.53	37.40	37.92
TiO₂	0.36	0.61	0.53	1.29	1.67	1.42	1.41	1.59	1.10	1.19
Al₂O₃	9.01	11.06	11.27	8.76	8.51	9.18	14.44	14.16	13.87	14.62
FeO	13.20	15.65	15.82	17.13	16.95	16.50	11.93	12.13	13.00	12.02
MnO	0.61	0.83	0.82	0.87	0.78	0.89	1.72	1.63	1.71	1.84
MgO	0.00	0.00	0.04	0.09	0.08	0.08	0.01	0.01	0.05	0.06
CaO	27.21	33.43	33.40	34.06	34.16	34.27	33.06	33.19	32.75	32.91
Na₂O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.00	98.92	99.44	99.11	98.20	99.66	100.23	99.88	100.56	98.81
Si	3.717	2.997	2.997	2.980	2.943	2.986	2.952	2.942	2.950	2.959
Ti	0.020	0.036	0.031	0.078	0.102	0.085	0.083	0.093	0.065	0.069
Al	0.826	1.080	1.094	0.866	0.851	0.898	1.361	1.338	1.321	1.374
Al^{iv}	0.000	0.002	0.002	0.019	0.056	0.013	0.047	0.057	0.049	0.040
Al^{vi}	0.826	1.078	1.092	0.847	0.795	0.885	1.314	1.281	1.272	1.334
Fe³⁺	0.370	0.761	0.752	0.916	0.939	0.878	0.523	0.542	0.574	0.517
Fe²⁺	0.474	0.289	0.303	0.240	0.218	0.226	0.257	0.253	0.283	0.266
Fe*	0.844	1.050	1.055	1.156	1.157	1.104	0.780	0.795	0.857	0.783
Mn	0.039	0.56	0.055	0.059	0.053	0.060	0.110	0.108	0.114	0.121
Mg	0.000	0.000	0.005	0.010	0.009	0.009	0.001	0.001	0.005	0.006
Ca	2.231	2.875	2.856	2.946	2.988	2.941	2.772	2.788	2.768	2.752
Andradite	31.29	42.10	41.51	52.36	53.40	50.33	28.20	29.30	30.81	27.79
Grossular	66.46	55.83	56.26	44.97	44.18	46.98	67.62	66.75	64.90	67.60
Pyrope	0.00	0.00	0.187	0.396	0.369	0.380	0.061	0.053	0.189	0.232
Almandine	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Spessartine	2.238	2.073	2.032	2.261	2.037	2.296	4.106	3.892	4.090	4.360

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزپرداز الکترونی کانی کلینوپیکروکسن در پهنه گارنت- کلینوپیکروکسن اسکارنی کانسار تپه‌قرمز (فرمول ساختاری کلینوپیکروکسن بر اساس ۶ اتم اکسیژن). حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table 2. Electron microprobe analysis (EPMA) of clinopyroxene mineral at the garnet- clinopyroxene skarn zone of the Tappeh Ghermez deposit (structural formula of garnet based on 6 oxygen atoms). The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point. No	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO₂	52.91	53.18	50.66	50.10	50.68	49.85	50.17	48.12	50.38	50.83
TiO₂	0.02	0.00	0.76	0.93	0.84	1.13	0.96	1.43	1.04	0.90
Al₂O₃	0.34	0.31	2.80	3.17	2.79	3.41	3.02	4.91	3.13	2.65
FeO	7.27	7.25	5.78	5.22	5.96	5.33	5.79	5.48	5.88	7.58
MnO	0.41	0.35	0.31	0.32	0.35	0.31	0.34	0.29	0.32	0.42

MgO	13.76	13.59	14.40	14.38	14.36	14.15	14.12	13.27	14.30	13.93
CaO	24.73	24.46	21.67	21.61	21.61	21.70	21.48	21.33	21.51	20.82
Na₂O	0.08	0.09	0.38	0.40	0.38	0.43	0.44	0.44	0.42	0.44
K₂O	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0.01	0.08
Cr₂O₃	0.03	b.d.	0.03	b.d.	b.d.	0.01	b.d.	0.03	b.d.	0.02
Total	100.20	99.62	99.39	99.63	99.56	100.09	99.40	100.01	99.33	98.81
Si	1.975	1.991	1.893	1.870	1.892	1.856	1.879	1.807	1.875	1.908
Ti	0.001	0.000	0.021	0.026	0.024	0.032	0.027	0.040	0.029	0.026
Al	0.025	0.014	0.122	0.139	0.122	0.149	0.132	0.208	0.137	0.116
Al^{iv}	0.020	0.004	0.093	0.101	0.093	0.106	0.098	0.134	0.100	0.090
Al^{vi}	0.005	0.010	0.029	0.038	0.029	0.043	0.034	0.074	0.037	0.026
Fe³⁺	0.018	0.011	0.073	0.098	0.073	0.106	0.087	0.120	0.085	0.047
Fe²⁺	0.227	0.227	0.181	0.163	0.186	0.166	0.181	0.172	0.183	0.238
Fe*	0.245	0.238	0.254	0.261	0.259	0.272	0.268	0.292	0.267	0.285
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.013	0.011	0.010	0.010	0.011	0.010	0.011	0.009	0.010	0.013
Mg	0.766	0.758	0.802	0.800	0.799	0.785	0.788	0.73	0.794	0.779
Ca	0.989	0.981	0.868	0.864	0.865	0.866	0.862	0.858	0.858	0.837
Na	0.006	0.007	0.027	0.029	0.027	0.031	0.032	0.032	0.030	0.032
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Johannsenite	0.560	0.20	0.049	0.000	0.008	0.061	0.002	0.000	0.085	0.692
Diopside	99.44	99.31	96.93	96.75	96.92	96.57	96.45	96.37	96.62	96.33
Hedenbergite	0.000	0.663	3.019	3.249	3.067	3.369	3.548	3.630	3.288	2.975

b.d: below detection limit.

ادامه جدول ۲

Table 2. Continued

Point. No	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)
SiO₂	50.48	48.75	51.01	50.42	54.45	54.90	52.75	53.79	55.10	53.41
TiO₂	0.86	1.32	0.71	0.72	0.04	b.d.	0.09	0.01	0.02	0.06
Al₂O₃	1.80	3.88	1.52	1.73	0.05	0.06	1.11	0.93	0.05	0.81
FeO	8.77	5.54	8.39	8.56	2.15	0.95	3.60	4.82	1.13	3.44
MnO	0.55	0.37	0.52	0.57	0.13	0.11	0.16	0.17	0.06	0.15
MgO	12.48	13.67	12.94	13.47	17.11	18.13	15.25	16.77	17.76	15.77
CaO	21.43	21.08	21.02	20.57	25.73	25.68	24.65	21.66	25.79	24.98
Na₂O	0.59	0.47	0.60	0.49	0.04	0.04	0.14	0.21	0.03	0.12
K₂O	0.07	b.d.	0.09	0.11	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr₂O₃	b.d.	0.01	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Total	99.63	99.60	99.32	99.16	99.70	99.88	99.37	98.36	100.03	100.20
Si	1.913	1.830	1.931	1.913	1.991	1.992	1.955	1.994	1.997	1.961
Ti	0.025	0.037	0.020	0.020	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002
Al	0.080	0.169	0.067	0.077	0.066	0.066	0.065	0.065	0.066	0.065
Al^{iv}	0.020	0.004	0.093	0.101	0.093	0.106	0.098	0.134	0.100	0.090

Al^{vi}	0.005	0.010	0.029	0.038	0.029	0.043	0.034	0.074	0.037	0.026
Fe³⁺	0.074	0.127	0.072	0.073	0.001	0.002	0.045	0.001	0.002	0.039
Fe²⁺	0.227	0.227	0.181	0.163	0.186	0.166	0.181	0.172	0.183	0.238
Fe*	0.352	0.301	0.337	0.344	0.067	0.031	0.157	0.150	0.036	0.145
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mn	0.018	0.012	0.017	0.018	0.004	0.003	0.005	0.005	0.002	0.005
Mg	0.705	0.765	0.730	0.62	0.933	0.981	0.843	0.927	0.959	0.863
Ca	0.870	0.848	0.852	0.836	1.008	0.998	0.979	0.861	1.001	0.983
Na	0.043	0.035	0.044	0.036	0.002	0.002	0.010	0.015	0.002	0.009
K	0.003	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Johannsenite	1.891	0.007	1.194	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.138
Diopside	95.26	96.09	95.08	95.90	99.73	99.74	99.00	98.29	98.79	99.13
Hedenbergite	2.847	3.903	3.719	3.841	2.262	0.253	0.996	1.708	0.210	1.092

b.d: below detection limit.

جدول ۳. دماهای بدست آمده بر حسب درجه سانتی گراد از زمین‌دماسنجی زوج‌کانی‌های گارنت-کلینوپیکروکسن پهنه گارنت-کلینوپیکروکسن اسکارنی در فشارهای یک تا ۴ کیلو بار بر اساس دماسنجی‌های ارائه شده توسط (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Ganguly, 1979; Ganguly et al., 1996).

Table 3. Temperatures in degrees Celsius obtained from geothermometry of garnet-clinopyroxene pair minerals of the garnet-clinopyroxene skarn zone at pressures of 1 to 4 kbar based on thermometry provided in literature (Ellis and Green, 1979; Powell, 1985; Ganguly, 1979; Ganguly et al., 1996).

	Pressure (Kbar)	Temperature (°C)							
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
Kd		628.69	226.46	742.27	524.80	489.05	326.69	311.36	747.81
Ellis and Green, 1979	1	350	437	337	373	373	409	415	357
	2	351	439	338	374	375	410	416	359
	3	352	440	339	375	376	412	418	360
	4	353	442	340	377	377	413	419	361
Powell, 1985	1	336	424	323	359	360	395	402	345
	2	337	425	324	361	361	397	403	346
	3	338	427	325	362	362	398	404	347
	4	340	428	327	363	364	399	406	348
Ganguly, 1979	1	316	394	305	333	336	367	371	315
	2	318	395	306	334	337	368	373	316
	3	319	397	308	336	338	369	374	317
	4	320	398	309	337	340	371	375	319
Ganguly et al., 1996	1	303	374	302	319	322	350	354	305
	2	305	376	304	321	323	351	356	307
	3	307	378	306	323	325	353	358	309
	4	309	380	308	325	327	355	360	311

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی اکتینولیت در پهنه آمفیبول اسکارن (فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن) در کانسار اسکارن تپه‌قرمز. حدود آشکارسازی تجزیه‌ها برای تمام عناصر بهتر از ۰/۰۱ درصد است.

Table 4. Electron microprobe analysis (EPMA) of actinolite mineral at the amphibole skarn (structural formula based on 23 oxygen atoms) in the Tappeh Ghermez skarn deposit. The detection limits of analysis for all elements are better than 0.01 percent.

Point. No	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO₂	43.89	50.07	40.90	51.46	38.25	50.56	51.19	37.46	37.31	50.66
TiO₂	0.09	0.07	0.16	0.00	0.09	0.02	0.02	0.50	0.50	0.02
Al₂O₃	5.78	1.71	8.40	0.88	10.09	0.98	0.57	11.10	11.37	0.99
FeO	31.58	28.81	30.28	25.50	31.38	28.79	29.77	30.56	29.58	28.51
MnO	0.34	0.36	0.39	0.43	0.44	0.32	0.37	0.35	0.43	0.40
MgO	3.41	5.35	3.37	7.38	2.85	5.25	4.95	2.81	2.77	5.53
CaO	11.54	12.19	11.58	12.50	11.50	12.09	11.98	11.45	11.67	12.07
Na₂O	0.78	0.28	0.95	0.10	1.32	0.20	0.11	1.20	1.30	0.18
K₂O	1.07	0.07	1.72	0.00	2.06	0.00	0.00	2.17	2.04	0.00
H₂O*	1.97	1.87	1.94	1.95	1.87	1.94	1.95	1.87	1.85	1.94
Total	100.44	100.77	99.69	100.20	99.85	100.14	100.91	99.46	98.89	100.31
Si	6.912	7.702	6.517	7.852	6.133	7.834	7.878	6.015	6.039	7.815
Ti	0.010	0.008	0.019	0.000	0.011	0.003	0.003	0.060	0.061	0.003
Al	1.073	1.085	1.576	0.159	1.907	0.179	0.103	2.101	2.169	0.180
Al^{iv}	1.073	1.073	1.483	0.148	1.867	0.166	0.103	1.985	1.961	0.180
Al^{vi}	0.000	0.012	0.093	0.011	0.040	0.013	0.000	0.116	0.208	0.000
Fe³⁺	0.738	0.011	0.073	0.098	0.073	0.106	0.087	0.120	0.085	0.047
Fe²⁺	3.421	3.549	3.279	3.235	3.188	3.658	3.679	3.113	3.250	3.541
Fe*	4.159	3.705	4.034	3.254	4.208	3.731	3.832	4.104	4.004	3.679
Mn	0.013	0.011	0.010	0.010	0.011	0.010	0.011	0.009	0.010	0.013
Mg	0.766	0.758	0.802	0.800	0.799	0.785	0.788	0.73	0.794	0.779
Ca	0.989	0.981	0.868	0.864	0.865	0.866	0.862	0.858	0.858	0.837
Na	0.237	0.082	0.348	0.029	0.411	0.060	0.032	0.373	0.408	0.055
K	0.215	0.014	0.349	0.000	0.422	0.000	0.000	0.444	0.421	0.000
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Amphibole Name	Ferro-hornblende	Ferro-actinolite	Ferro-edenite hornblende	ferro-actinolite	Potassium-hastingsite	Ferro-actinolite	Ferro-actinolite	Potassium-hastingsite	Potassium-hastingsite	Ferro-actinolite
Amphibole group	99.44	99.31	96.93	96.75	96.92	96.57	96.45	96.37	96.62	96.33
Putirka (2016)	281	206	250	215	294	289	269	320	333	291

بحث

تعیین دمای اسکارن‌زایی بر اساس برسی میانبرهای سیال، به دلیل نبود کانی مناسب و ریزبودن میانبرهای سیال، بسیار مشکل است. اسکارن تپه‌قرمز به دلیل وجود بلورهای درشت گارنت، شرایط مناسبی برای برسی میانبرهای سیال دارد که نتایج آن در پژوهش قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024, unpublished) آورده شده است. هدف از این پژوهش، بررسی اصولی پهنه‌های اسکارنی کانسار تپه‌قرمز به منظور تعیین شرایط دمای تشکیل پهنه‌های اسکارنی بر اساس زمین‌دماسنجی‌های کانی‌های سیلیکاتی و تطابق با داده‌های میانبرهای سیال است. در این بخش سعی شده است تا با مقایسه محدوده دمایی بدست‌آمده برای پهنه‌های اسکارنی کانسارهای آهن واقع در بخش مرکزی و غربی منطقه معدنی سنگان، مانند اسکارن تپه‌قرمز و اسکارن دردوی، به یک دید کلی راجع به شرایط دما و فشار اسکارن‌زایی از زمان جایگیری و نفوذ توده گرانیتوئیدی سرنوسر تا مرحله پسروده اسکارنی، دست یافت.

الف) مرحله دگرگونی مجاورتی هم‌شیمیایی: بر پایه پژوهش قاسمی سیانی و مهربانی (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020)، دمای بدست‌آمده برای جایگیری و نفوذ توده سینوگرانیتی سرنوسر و تشکیل پهنه درون‌اسکارن، بر اساس زمین‌دماسنجی پلاژیوکلاز-فلدسپار قلیایی (دو فلدسپار) پیشنهادی ال‌کینس و گروو (Elkins and Grove, 1990)، گرین و اوسدانسکی (Green and Usdansky, 1986) و لیند سلی و نکواسیل (Lindsley and Nekvasil, 1989) در محدوده فشار حدود کمتر از ۴ کیلو بار، ۶۳۵ تا ۷۲۵ درجه سانتی‌گراد تخمین زده‌اند. این دما برای توده گرانیتوئیدی سرنوسر به عنوان مولد اسکارن‌زایی، در کل منطقه معدنی سنگان یکسان در نظر گرفته می‌شود.

ب) مرحله پیشرونده: در این پژوهش، دمای بدست‌آمده برای زیرپهنه گارنت-کلینوپیروکسن اسکارن کانسار تپه‌قرمز در فشارهای ۱ تا ۴ کیلو بار، حدود ۳۰۲ تا ۴۴۲ درجه سانتی‌گراد بر اساس زمین‌دماسنجی زون کانی گارنت-کلینوپیروکسن پیشنهادی ال‌کینس و گرین (Ellis

Ganguly, 1979 and Green, 1979)، پاول (Powell, 1985)، گانگولی (Ganguly, 1979) و گانگولی و همکاران (Ganguly et al., 1996) و همچنین با استفاده از مطالعات میانبرهای سیال حدود ۴۲۱ تا ۵۶۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۶/۸۹ تا ۲۰/۲۲ wt.% NaCl بدست آمد (Ghasemi Siani et al., 2024, unpublished). این دما تقریباً معادل دماهای بدست‌آمده از دماسنجی زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن است. دمای بدست‌آمده برای اسکارن‌زایی در مرحله پیشرونده در زیرپهنه گارنت-کلینوپیروکسن اسکارن کانسار دردوی (آنومالی مرکزی منطقه معدنی سنگان) توسط قاسمی سیانی و مهربانی (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020) در فشارهای ۱ تا ۴ کیلو بار که فشارهای منطقی برای دگرگونی مجاورتی عامل تشکیل پهنه‌های اسکارنی هستند، حدود ۳۰۰ تا ۵۰۵ درجه سانتی‌گراد بر اساس بر اساس زمین‌دماسنجی زون کانی گارنت-کلینوپیروکسن پیشنهادی ال‌کینس و گرین (Ellis and Green, 1979)، پاول (Powell, 1985)، گانگولی (Ganguly, 1979) و همکاران (Ganguly et al., 1996) و ناکامورا (Nakamura, 2009) تعیین شده است. قاسمی سیانی و مهربانی (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020)، همچنین دمای تشکیل مرحله برون‌اسکارن پیشرونده اسکارن دردوی را با بهره‌گیری از مطالعات میانبرهای سیال، در محدوده دمایی ۳۱۰ تا ۴۹۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۲۵ تا ۳۸ wt.% NaCl بدست آوردند، که تقریباً معادل دماهای بدست‌آمده از دماسنجی زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن است (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020). قاسمی سیانی و مهربانی (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020)، فازهای تشکیل شده در اسکارن دردوی را معادل دگرگونی مجاورتی با رخساره هورنبلند-هورنفلس در نظر گرفته‌اند، که با دماهای ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فازهای کمتر از ۳ کیلو بار همخوانی دارد. کانی‌شناسی اسکارن‌ها پیچیده و شامل مجموعه کانی‌های کالک سیلیکاته آبدار و بدون آب هستند، که در شرایط دماهای مختلفی تشکیل می‌شوند و می‌توان با توجه به فرآیندهای تشکیل آن‌ها، شرایط دما و فشار در

در محدوده دمای ۴۲۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و fO_2 برابر ۲۵-۱۰ تا ۱۵-۱۰ پایدار است (Einaudi, 1982a).

همچنین براساس هریس و اینودی (Harris and Einaudi, 1982)، آندرادیت در محیط‌های اسکارنی معمولاً از دمای ۳۰۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و X_{CO_2} برابر ۰/۱ تا ۰/۶ پایدار است. به اعتقاد ارنست (Ernst, 1976)، بیشترین دما در دگرگونی‌های مجاورتی و تشکیل اسکارن‌های مربوط به آن از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر است (شکل ۷-b). همچنین برخی از پژوهشگران مانند اینودی و همکاران (Einaudi et al., 1981) و بارنز (Barnes, 1979)، دماهای بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل اسکارن‌ها پیشنهاد می‌کنند. از طرفی، بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که دمای تشکیل برای گروسولار و پیروکسن در گستره ۲۲۵ و ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد است (Smirnov, 1976). با توجه به (شکل ۷-b)، آندرادیت در دماهای بیشتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته بالای اکسیژن، به مجموعه مگنتیت و ولاستونیت و با کاهش دما (کمتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد) و فوگاسیته اکسیژن (بیش از ۱۰^{-۲۱}) به مجموعه کلسیت-کوارتز-هماتیت تبدیل می‌شود (Einaudi, 1982a) (شکل ۷-b). برای تعیین محدوده پایداری کلینوپیروکسن (دیوپسید) از نمودار T- X_{CO_2} استفاده شده است (شکل ۷-d). دمای پایداری کانی‌ها با افزایش مقدار X_{CO_2} کاهش می‌یابد. محدوده پایداری دیوپسید در حرارت بالا و در محدوده گسترده‌ای از X_{CO_2} قرار دارد که با کاهش دما به مجموعه ترمولیت، کلسیت و کوارتز دگرسان می‌شود (شکل ۷-b و c). تعادل‌های فازی کانی‌های موجود در اسکارن‌ها در شرایط دما و فشارهای گوناگون توسط بومن (Bowman, 1998) ارائه شده است (شکل ۷-e). تشکیل ولاستونیت در اسکارن، نشان‌دهنده شرایط دمایی بالا و یا مقادیر کم X_{CO_2} است (Einaudi, 1982a). عدم تشکیل ولاستونیت در اسکارن تپه‌قرمز نشان‌دهنده این است که کلسیم موجود برای تشکیل گروسولار مصرف شده است. با توجه به عدم تشکیل ولاستونیت و نیز تشکیل گارنت گراندیتی (آندرادیت-گروسولار) در حرارت بیش از ۴۵۰ درجه

زمان تشکیل پهنه‌های اسکارنی را برآورد کرد. در این پژوهش برای تخمین شرایط فیزیکی شیمیایی فرآیندهای اسکارن‌زایی در اسکارن تپه‌قرمز، از نمودارهایی مانند X_{CO_2} در مقابل دما، $\log fO_2$ در مقابل دما، فشار در برابر دما (شکل ۷-b تا e) و $\log fs_2$ در مقابل $\log fO_2$ (شکل ۸-a و b) استفاده شد (Sweeney, 1980; Einaudi, 1982a; Meinert, 1995). مجموعه کانی‌های تشکیل شده در پهنه‌های اسکارنی کانسار تپه‌قرمز، شامل گارنت، کلینوپیروکسن، اکتینولیت، ترمولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و دولومیت هستند، که در نمودار فازی ساده شده ACMS-CH یا ACM (Sengupta et al., 1989) نشان داده شده است (شکل ۷-a). در این نمودار، مجموعه کانی‌های تشکیل شده نزدیک به قطب C قرار دارند. برپایه پژوهش اینودی (Einaudi, 1982a)، تشکیل کالک‌سیلیکات‌های اولیه اسکارنی در مراحل اولیه متاسوماتیسم در دمای حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد شروع شده و به دنبال کاهش حرارت در محدوده دمایی کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد دگرسانی پسرونده آغاز و کانی‌های اولیه به فازهای جوانتر تبدیل شده‌اند (شکل ۷-b). وجود سری محلول جامد آندرادیت-گروسولار نشان‌دهنده تشکیل اسکارن در شرایط اکسیدان است (Einaudi, 1982a, b). در محیط‌های اکسیدان، پیروکسن‌های غنی از منیزیم مانند دیوپسید و گارنت‌های غنی از آندرادیت به عنوان کالک‌سیلیکات‌های بدون آب اصلی تشکیل می‌شوند و هدنبرژیت و گروسولار در اسکارن‌های احیایی کانی اصلی هستند (Kwak, 1994; Meinert, 1992). در اسکارن تپه‌قرمز رخداد کلینوپیروکسن نوع اوژیت و گارنت غنی از گروسولار، شرایط احیایی را در مراحل اولیه اسکارن پیش‌رونده نشان می‌دهد. با تغییر شرایط از احیایی به اکسایشی گارنت نوع آندرادیت بیشتر شده است. همچنین نسبت کم فراوانی گارنت به کلینوپیروکسن در اسکارن تپه‌قرمز، نشان‌دهنده پیشروی شرایط اکسایشی در سنگ‌های دیواره کانسار است (Kwak, 1994). این پیشروی در نهایت منجر به افزایش فوگاسیته اکسیژن، ناپایدار شدن و نهشت کانسنگ شده است. محدوده پایداری آندرادیت کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است، به گونه‌ای که

است (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020). کاهش دماهای بدست آمده از پهنه اسکارن پیشرونده به سمت پهنه اسکارن پسرونده هم در میانبرهای سیال و هم زمین‌دماسنج‌های کانی‌های سیلیکاتی مشهود است. همچنین، ترکیب کانی‌های تشکیل شده نیز کاهش دما را نشان می‌دهد، به طوری که در اسکارن‌های تپه‌قرمز و دردوی، مقدار منیزیم طی توالی پاراژنزی افزایش و آهن کاهش می‌یابد.

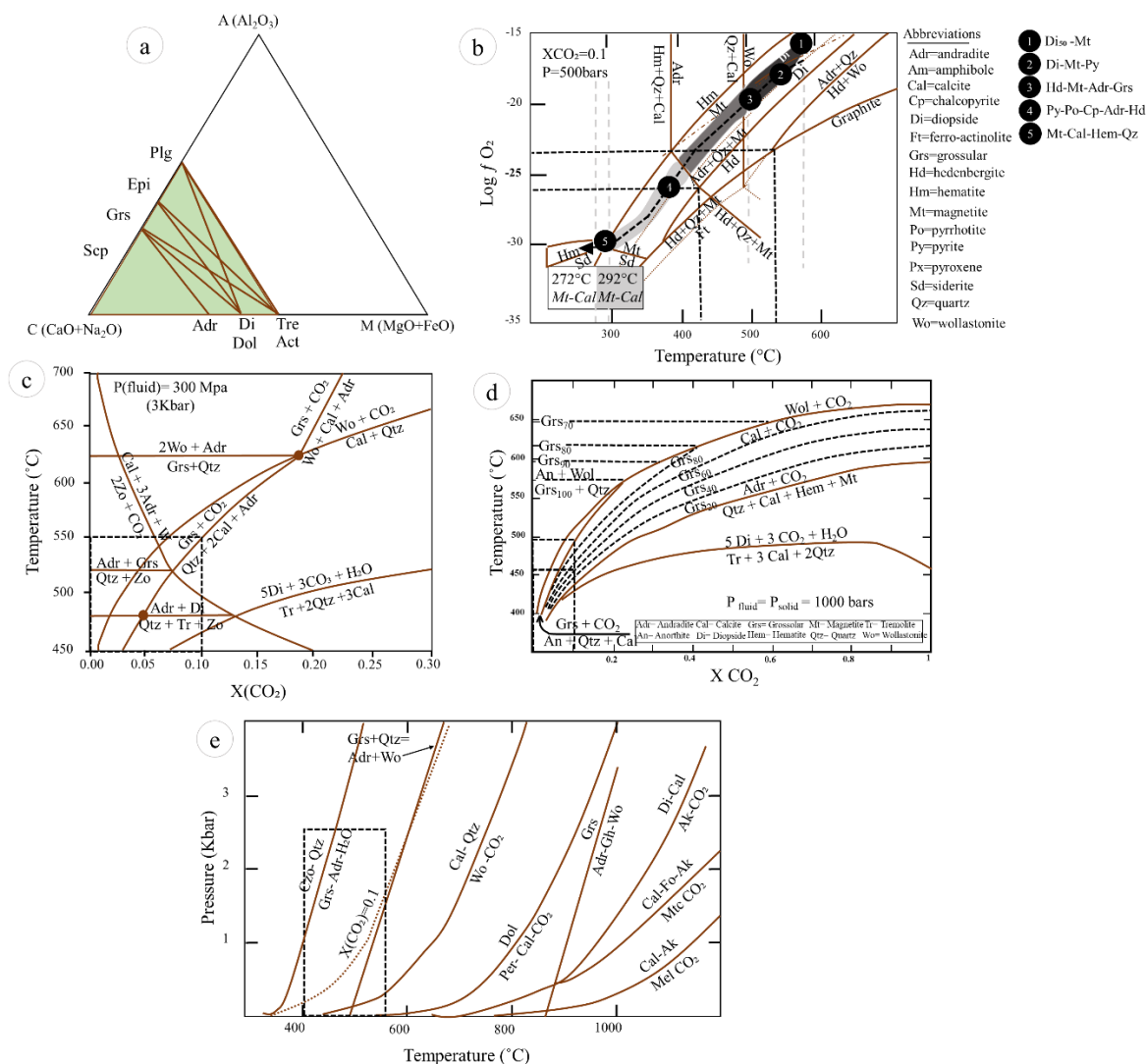
آندرادیت در دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، حتی در شرایط سولفیداسیون بالای محیط نیز پایدار است (Einaudi, 1982). با این حال، در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد، سیالات با فوگاسیتته نسبتاً بالای گوگرد (بیش از 10^{-6}) در تعادل هستند. این محدوده دمای شروع دگرسانی آندرادیت به مجموعه کلسیت، کوارتز و پایداری پیریت است (شکل ۸-a). با کاهش fS_2 (حدود 10^{-6})، چنین سیالاتی مجموعه مگنتیت را تشکیل می‌دهند (شکل ۸-b). بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سیالات متاسوماتیسم‌کننده پسرونده در کانسار اسکارن آهن تپه‌قرمز، دارای فوگاسیتته گوگرد حدود 10^{-6} و دمای بیش از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد هستند (شکل ۸-a). توسعه کانی‌های گرمایی درجه حرارت پایین مانند کلریت، کانی‌های رسی، هماتیت و کلسیت پس از کانی‌های اولیه نشان دهنده این است که سیالات متاسوماتیک تأخیری (زیر مرحله پسرونده تأخیری) احتمالاً تحت شرایط اکسیداسیون بالا رخ داده است. در حقیقت، در دماهای نسبتاً کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، سیالات جوی موجود در سیستم اسکارنی باعث کاهش pH و افزایش فعالیت سولفات می‌شوند (Einaudi and Burt, 1982). در پهنه پسرونده، کانی‌های کالک‌سیلیکاته آبدار با کاهش دمای اسکارن‌ها تشکیل می‌شوند. برپایه پژوهش چاودهوری و لنتز (Chowdhury and Lentz, 2011)، مجموعه کانی‌های آبدار در دمای کمتر از ۴۸۰ درجه سانتی‌گراد و XCO_2 (برابر ۰/۰۵) در فشار سیال ۳ کیلو بار از دگرسانی کانی‌های بدون آب اولیه به وجود می‌آیند. کلریت و آمفیبول‌های نوع کلسیمی (اکتینولیت) زمین‌دماسنج‌های مناسبی برای پهنه‌های پسرونده کانسارهای اسکارن هستند. آمفیبول‌های پهنه پسرونده اسکارن

سانتی‌گراد، می‌توان نتیجه گرفت که اسکارن پیشرونده در دمای کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد (۴۰۰ تا ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد)، fO_2 (10^{-10} - 10^{-26})، فشار سیال ۵۰۰ بار تا ۲/۵ کیلو بار و $X_{CO_2}=0.1$ تشکیل شده است (شکل ۷-b و d). نفوذ سیالات ماگمایی در سنگ میزبان آهک دولومیتی تپه‌قرمز با ایجاد متاسوماتیسم و تشکیل مجموعه سیلیکات‌های کلسیمی بی‌آب تا دمای حدود ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد در تعادل است و سپس دگرسانی پسرونده در دماهای کمتر از ۴۳۰ درجه سانتی‌گراد آغاز شده است (شکل ۸-a). با کاهش دما و افزایش fO_2 ، گارنت به مجموعه‌های اپیدوت، کوارتز، پیریت و کربنات، و کلینوپیروکسن به ترمولیت-اکتینولیت، کوارتز، پیریت و کلسیت دگرسان می‌شوند. در این مرحله، سیالات با مجموعه‌های تازه شکل‌یافته با X_{CO_2} در تعادل است (Harris and Einaudi, 1982).

ج) مرحله پسرونده: دمای این مرحله از اسکارن‌زایی در کانسار تپه‌قرمز با استفاده از زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی ارائه شده توسط پوتیرکا (Putirka, 2016) و گریا و همکاران (Gerya et al., 1997)، حدود ۲۰۶ تا ۳۳۳ درجه سانتی‌گراد و همچنین، با استفاده از مطالعات میانبرهای سیال حدود ۱۷۸ تا ۲۶۶ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۵/۹۶ تا ۲۰/۲۲ wt.% NaCl تعیین شد (Ghasemi Siani et al., 2024, unpublished). قاسمی سیانی و مهرابی (Ghasemi Siani and Mehrabi, 2020)، دمای مرحله پسرونده اسکارنی کانسار دردوی را بر اساس زمین‌دماسنج آمفیبول کلسیمی پیشنهادی گریا و همکاران (Gerya et al., 1997)، حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و نیز بر اساس زمین‌دماسنج کلریت پیشنهادی چاتلینا (Cathelineau, 1988)، جووت (Jowett, 2021) و کرانیدیوتیس و مک‌لین (Kranidiotis and MacLean, 1987)، حدود ۲۰۰ تا ۲۹۰ درجه سانتی‌گراد بدست آورده‌اند. همچنین دمای تشکیل مرحله برون‌اسکارن پیشرونده اسکارن دردوی را با بهره‌گیری از مطالعات میانبرهای سیال، در محدوده دمایی ۱۹۰ تا ۳۱۰ درجه سانتی‌گراد و شوری ۱۲/۷ تا ۱۹/۵ wt.% NaCl بدست آوردند، که تقریباً معادل دماهای بدست‌آمده از زمین‌دماسنجی کانی‌های کلریت و اکتینولیت

Thompson and Thompson,) مرتبط با توده‌های نفوذی است (1996). مدلی ساده شده از تحول پهنه‌های اسکارنی کانسار تپه‌قرمز و دماهای بدست آمده از آن در شکل (۹) نشان داده شده است.

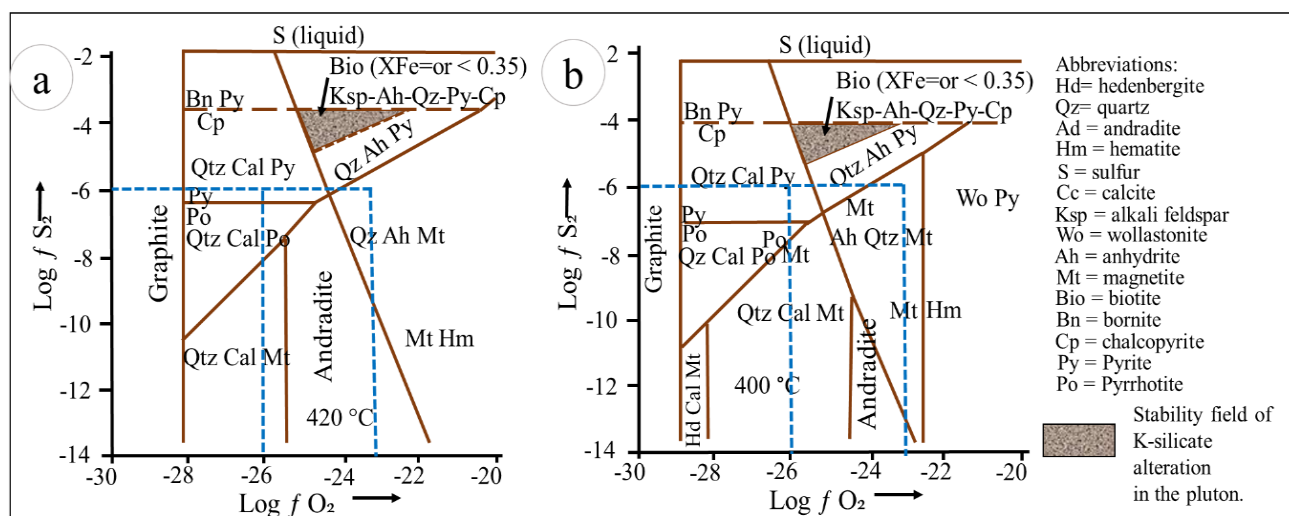
تپه‌قرمز نیز از نوع کلسیمی (اکتینولیت) بوده که به تغییرات دما و فشار حساس‌اند و به عنوان زمین‌دماسنج به کار می‌روند (Schulz et al., 1995; Zenk and Schulz, 2004). تشکیل اکتینولیت در دماهای بیش از ۲۰۶ تا ۳۳۳ درجه سانتی‌گراد، بیانگر متا سوماتیسم



شکل ۷- (a) نمایش مجموعه کانی‌های پهنه‌های اسکارنی تپه‌قرمز و روابط بین آن‌ها در نمودار ACM (Sengupta et al., 1989)، که در آن CO_2 ، H_2O ، Qtz به صورت فاز اضافی در نظر گرفته شده است، (b) نمودار اصلاح شده $T-LogfO_2$ که محدوده پایداری کانی‌های کالک سیلیکاته اسکارنی، اکسیدها، سولفیدها و کانی‌های کربناته را نشان می‌دهد، پیشنهادی اینودی (Einaudi, 1982a) که از اویمان (Oyman, 2010)، اقتباس شده است، (c) نمودار دما در برابر XCO_2 در فشار سیال ۳ کیلو بار برای سیستم Si-Al-Mg-Ca-C-O-H پیشنهادی پرکینز و همکاران (Perkins et al., 1986)، که از چاودهوری و لنتز (Chowdhury and Lentz, 2011) اقتباس شده است، (d) نمودار $T-XCO_2$ در $P_{fluid} = 1000 \text{ bar}$ (اقتباس از سوئنی (Sweeney, 1980)). Gr_{S100} ، گارنت کلسیم-آلومینیوم دار خالص (گرو سولار)، Adr ، آندرادیت خالص گارنت کلسیم-آهن دار (آندرادیت)، و $Gr_{S20} - Gr_{S80}$ محلول جامد آندرادیت-گرو سولار است، (e) نمودار

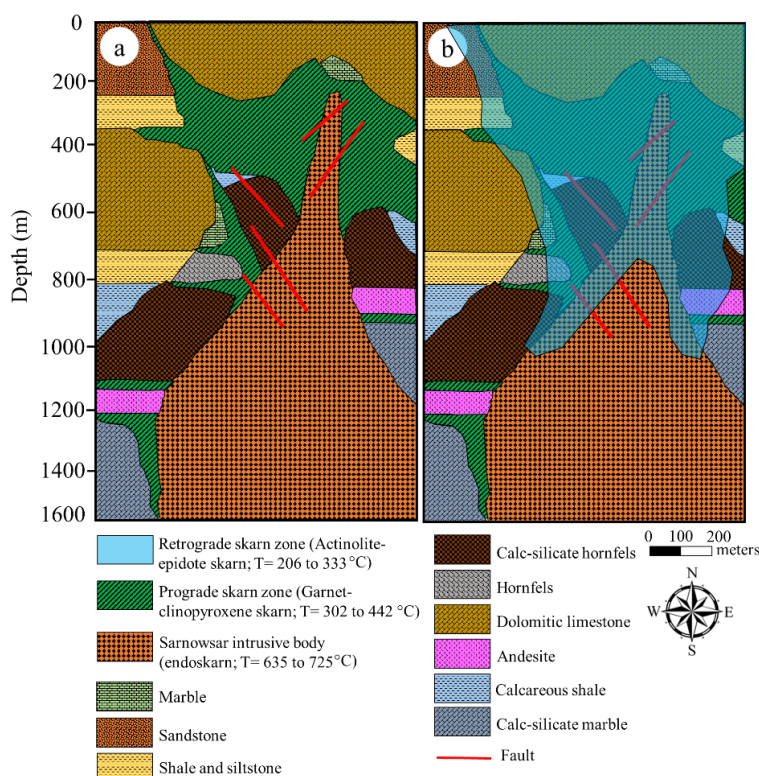
دما- فشار در سیستم‌های اسکارنی که در آن تنوعی از تعادل‌های فازی پایدار در شرایط دما و فشارهای مختلف نشان داده شده است (Nakamura and Hirajima, 2005).

Fig. 7. a) Representation of the mineral assemblages of the Tappeh Ghermez skarn zones and the relationships between them in the ACM diagram (Sengupta et al., 1989), where CO₂, H₂O, Qtz are considered as additional phases; b) Modified T-Log fO₂ diagram showing the stability range of calc-silicate skarn minerals, oxides, sulfides and carbonate minerals, proposed by Einaudi (1982), adapted from Oyman (2010); c) XCO₂ vs. temperature diagram at 3 kbar fluid pressure for the Si-Al-Mg-Ca-C-O-H system proposed by Perkins et al. (1986), adapted from Chowdhury and Lentz (2011); d) T-XCO₂ diagram in Pfluid = 1000 bar (adapted from Sweeney, 1980). Gr100 is pure Ca-Al garnet (grossular), Adr is pure Ca-Fe garnet (andradite), and Gr20-Gr80 is andradite-grossular solid solution, and e) Temperature-pressure diagram in skarn systems in which a variety of stable faces equilibria under different temperature and pressure conditions is shown (Nakamura and Hirajima, 2005).



شکل ۸- a و b) نمودارهای دو متغیره Log fS₂ در مقابل Log fO₂ برای میدان پایداری آندرادیت بین ۴۲۰ و ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در XCO₂=0.1؛ تعادل سیلیکات کلسیم و بیوتیت بر اساس لیو (Liou, 1974)، گستافسون (Gustafson, 1974) و تیلور و لیو (Taylor and Liou, 1978) و تعادل Cu-Fe-S-O-C-H براساس اسکات و بارنز (Scott and Barnes, 1971)، و هلگسون (Helgeson, 1969).

Fig. 8. a and b) bivariate diagrams of Log fS₂ vs. Log fO₂ for andradite stability field between 420 and 400°C at XCO₂ = 0.1; calc-silicate and biotite equilibria are based on Liou (1974), Gustafson (1974), and Taylor and Liou (1978); Cu-Fe-S-O-C-H equilibria are based on Scott and Barnes (1971), and Helgeson (1969).



شکل ۹- موقعیت پهنه‌های اسکارنی پیرامون توده نیمه‌عمیق سینوگرانیتی سرنوسر، همراه با کانی شناسی غالب در هر پهنه و دماهای بدست آمده براساس زمین‌دماسنجی کانی‌های اسکارنی. (a) مرحله اسکارن پیشرونده، (b) مرحله اسکارن پسرونده.

Fig. 9. The location of the skarn zones around the Sarnowsar syenogranitic hypabyssal body, together with the dominant mineralogy in each zone and the temperatures obtained from the geothermometry of the skarn minerals. a) Prograde skarn stage, b) Retrograde skarn stage.

شد. سنگ‌های آهکی دولومیتی، تحت تأثیر متا سوماتیسم حاصل از نفوذ سیالات گرمایی قرار گرفته و در آن اسکارن‌زایی (برون‌اسکارن) و کانه‌زایی شکل گرفته است. در این پژوهش، نتایج زمین‌دماسنجی پهنه‌های اسکارنی با استفاده از شیمی کانی‌ها، با دماهای بدست آمده از میانبرهای سیال همخوانی قابل قبولی دارد و از این روش می‌توان برای برآورد دمای تشکیل دیگر اسکارن‌های منطقه معدنی سنگان و مناطق مشابه استفاده کرد.

قدردانی

نویسندگان از داوران محترم مجله علوم زمین خوارزمی برای ارائه نظرات مفید و سازنده، صمیمانه قدردانی می‌نمایند.

نتیجه‌گیری

با نفوذ توده نیمه عمیق سینوگرانیت پورفیری سرنوسر، سنگ‌آهک دولومیتی در اثر دگرگونی مجاورتی به مرمر دولومیتی تبدیل شده است. در واحد آهکی نیز تحت تأثیر عملکرد سیالات ماگمایی متاسوماتیک، اسکارن‌زایی رخ داده است. اسکارن‌زایی در اسکارن تپه‌قرمز، شامل توده سینوگرانیتی سرنوسر به عنوان عامل محرک سیالات کانه‌ساز، پهنه اسکارنی شامل دو زیرپهنه درون‌اسکارن و برون‌اسکارن، کانسنگ آهن مگنتیتی است. در کانسار تپه‌قرمز، دمای پهنه پیشرونده اسکارنی با استفاده از زمین‌دماسنج زوج کانی گارنت-کلینوپیروکسن در فشارهای ۱ تا ۴ کیلوبار، حدود ۳۰۲ تا ۴۴۲ درجه سانتی‌گراد و دمای پهنه پسرونده اسکارنی با استفاده از زمین‌دماسنجی آمفیبول‌های کلسیمی، حدود ۲۰۶ تا ۳۳۳ درجه سانتی‌گراد تعیین

References

- Aghanabati, S. A., 2013. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 587p.
- Amiri, M., Khalaji, A. A., Tahmasbi, Z., Sahamieh, R. Z., Zamanian, H., 2016. Geothermobarometry of amphiboles in intermediate to basic rocks from the Almogholagh pluton in western Iran. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111, 337–350.
- Azizi, H., Nouri, F., Stern, R. J., Azizi, M., Lucci, F., Asahara, Y., Chung, S. L., 2020. New evidence for Jurassic continental rifting in the northern Sanandaj Sirjan Zone, western Iran: the Ghalaylan seamount, southwest Ghorveh. *International Geology Review* 62(13-14), 1635–1657.
- Barnes, H. L., 1979. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2nd ed. John Wiley and Sons 798 p.
- Berman, R. G., Aranovich, L. Y. and Pattison, D. R. M., 1995. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119(1), 30–42.
- Bowman, J. R., 1998. Basic aspects and applications of phase equilibria in the analysis of metasomatic Ca-Mg-Al-Fe-Si skarns. Mineralized intrusion-related skarn systems. *Mineralogical Association of Canada Short Course* 26, 1–49.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay minerals* 23(4), 471–485.
- Chowdhury, S., Lentz, D. R., 2011. Mineralogical and geochemical characteristics of scheelite-bearing skarns, and genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the associated granitoid pluton at Sargipali, Sundergarh District, Eastern India. *Journal of Geochemical Exploration* 108(1), 39–61.
- Clechenko, C., Valley, J.W., 2003. Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro wollastonite skarn, Adirondack Mts., New York: a record of shallow hydrothermal and processes preserved in a granulite facies terrain. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 771–784.
- Einaudi, M. T., 1982a. Description of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In Titley, S.R., ed., *Advances in Geology of the porphyry copper Deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press 139–184.
- Einaudi, M. T., 1982b. General features and origin of skarn associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. In Titley, S. R., ed., *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*. University of Arizona Press 185–210.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M., 1982. Introduction; terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic geology* 77(4), 745–754.
- Elkins, L. T. and Grove, T. L., 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist* 75(5–6), 544–559.
- Ellis, D. J., Green, D. H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71(1), 13–22.
- Ernst, W. G., 1976. Petrologic phase equilibria. W. H. Freeman, San Francisco 333p.
- Fazlnia, A. N., 2017. Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Kharaju gabbroic intrusions (South Azarshahr, East Azerbaijan province). *Iranian Journal of Petrology* 28, 127–144.
- Fazlnia, A., Jamei, S., and Jafari, A., 2014. Penetrative conditions and tectonomagmatic setting of the Takht granitic batholith, Sirjan. *Iranian Journal of Petrology* 5(17), 2228–5210.
- Ferry, J. M., 1994. Role of fluid flow in the contact metamorphism of siliceous dolomitic limestones. *American Mineralogist* 79(7–8), 719–736.
- Ganguly, J., 1979. Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43(7), 1021–1029.
- Ganguly, J., Cheng, W., Tirone, M., 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126(1–2), 137–151.
- Ganguly, J., Cheng, W., Tirone, M., 1996. Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126(1–2), 137–151.
- Gerya, T. V., Perchuk, L. L. Triboulet, C. Audren, C., Sez'Ko, A. I., 1997. Petrology of the Tumanshet zonal metamorphic complex, eastern Sayan. *Petrology* 5(6), 503–533.

- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., 2020. Geothermometry of Dardvay anomaly skarn zones (Sangan mining area). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 28(1), 125–140 (in Persian).
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Ebrahimi Fard, H. and Neubauer, F., 2024. Mineralogy, mineral chemistry, fluid inclusions, and skarnification processes in the Tappeh Ghermez (A) iron skarn, Sangan iron mining district, NE Iran. Unpublished.
- Ghorbani, H., Moazzen, M., Saki, A., 2016. Investigations on mineral chemistry and PT estimation for formation of diopside, garnet and coexisting minerals in the calc-silicate hornfels from the Alvand metamorphic aureole, Hamadan, West of Iran. *Scientific Quaterly Journal, Geosciences* 26 (101), 139–146.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M. H., Shafaroudi, A. M., Mazaheri, S. A., 2015. Alteration-mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran. *Ore Geology Reviews* 65, 545–563.
- Green, N. L., Usdansky, S. I., 1986. Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *American Mineralogist* 71(9-10), 1100–1108.
- Gustafson, W.I., 1974. The stability of andradite, hedenbergite, and related minerals in the system Ca-Fe-Si-O-H. *Journal of Petrology* 15, 455–496.
- Harris, N. B., Einaudi, M. T., 1982. Skarn deposits in the Yerington District, Nevada; metasomatic skarn evolution near Ludwig. *Economic Geology* 77(4), 877–898.
- Heimann, A., Spry, P.G., Teale, G.S., Conor, C.H.H., Leyh, W.R., 2009. Geochemistry of garnet-rich rocks in the Southern Curnamona province, Australia and their genetic relationship to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag mineralization geology. *Economic Geology* 104, 687–712.
- Helgeson, H.C., 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Sciences* 267(7), 729–804.
- Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M., Ali, S. M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38(3), 255–268.
- Holland, T., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology* 116, 433–447.
- Jowett, E. C., 2021. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Available at SSRN 3863523.
- Kaheni, S., 2004. Geochemical and mineralogical studies of the Northern C and Baghak ore body of the Sangan iron ore deposit. Master's thesis in economic geology, Ferdowsi University of Mashhad, 248 p.
- Kranidiotis, P., MacLean, W. H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic geology*, 82(7), 1898–1911.
- Krogh, R., 2000. The garnet–clinopyroxene Fe²⁺–Mg geothermometer: an updated calibration. *Journal of Metamorphic Geology* 18(2), 211–219.
- Kwak, T. A., 1994. Hydrothermal alteration in carbonate-replacement deposits. *Geol. Assoc. Canada, Short Course Notes* 11, 381–402.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals Names. *American Mineralogist* 82, 1019–1037.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89, 883–887.
- Li, W. Y., Teng, F. Z., Xiao, Y., Gu, H. O., Zha, X. P., Huang, J., 2016. Empirical calibration of the clinopyroxene–garnet magnesium isotope geothermometer and implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 171(7), 61.
- Lindsley, D. H., 1989. A ternary feldspar model for all reasons. *EOS Transaction American Geophysical Union* 70, 506.
- Liou, J.G., 1974. Stability relations of andradite-quartz in the system CaFe-Si-O-H. *Am Mineral* 59, 1016–1025.
- Madankav Engineering consultant., 2006. Detailed exploration report, geophysics and drilling of Dardvay and Baghak anomalies (Sangan mines). Internal report 230p.

- Masotta M., Mollo S., Freda C., Gaeta M., Moore G., 2013. Clinopyroxene–liquid thermometers and barometers specific to alkaline differentiated magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 166, 1545–1561.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits. *Geosciences of Canada* 19(4), 145–162.
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits- chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: Thompson JFH (ed) *Magmas, fluids and ore deposits*. Miner Assoc of Canada, Short Course Series 23, 400–418.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Econ Geol* 100th Anniversary Volume 299–336.
- Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *Journal of Metamorphic Geology* 27(7), 495–508.
- Nakamura, D., Hirajima, T., 2005. Experimental evaluation of garnet–clinopyroxene geothermometry as applied to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150(6), 581–588.
- Nakamura, D., Svojtka, M. Naemura, K., Hirajima, T., 2004. Very high-pressure (> 4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology* 22(6), 593–603.
- Oyman, T., 2010. Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe–Cu skarn deposit in Ayvalik, (Balikesir), Turkey. *Ore Geology Reviews* 37(3–4), 175–201.
- Pattison, D. R. M., Newton, R. C., 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe–Mg exchange thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101(1), 87–103.
- Perkins, E. H., Brown, T. H., Berman, R. G., 1986. PT-system, TX-system, PX-system: Three programs which calculate pressure-temperature-composition phase diagrams. *Computers and Geosciences* 12(6), 749–755.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of metamorphic Geology* 3(3), 231–243.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61–120.
- Putirka, K.D., 2016. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes. *American Mineralogist* 101(4), 841–858.
- Putirka, K.D., Perfit, M., Ryerson, F.J., Jackson, M.G., 2007. Ambient and excess mantle temperatures, olivine thermometry, and active vs. passive upwelling. *Chemical Geology* 241, 177–206.
- Rezayat, H., 2018. Structural analysis of the western part (Tappeh Ghermez anomaly) of the Sangam iron ore mine, Tappeh Ghermez district. Master's thesis in tectonics. Ferdowsi University of Mashhad, 74 p.
- Rickwood, F. K., 1968. The geology of western Papua. *The APPEA Journal*, 8(1), 51–61.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 877–895.
- Saxena, S. K., 1979. Garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70(3), 229–235.
- Schulz, B., Triboulet, C. and Audren, C., 1995. Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the Western Tauern Window (Eastern Alps), and PT deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism. *Mineralogical Magazine* 59(397), 641–659.
- Scott, S.D., Barnes, H.L., 1971. Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology* 66(4), 653–669
- Sengupta, P., Dasgupta, S., Bhattacharya, P. K., Hariya, Y., 1989. Mixing behavior in quaternary garnet solid solution and an extended Ellis and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 223–227.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Ma, C., Moghadam, H. S., 2018. Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources. *Gondwana Research*, 57, 141–156.
- Smirnov, V. I., 1976. Skarn deposits, in geology of mineral deposits. MIR publication, Moscow 156–188.
- Soloviev, S. G., Kryazhev, S. G., Dvurechenskaya, S. S., 2017. Geology, mineralization, and fluid inclusion characteristics of the Lermontovskoe reduced-type tungsten (\pm Cu, Au, Bi)

- skarn deposit, Sikhote-Alin, Russia. *Ore Geology Reviews* 89, 15-39.
- Štípská, P., Powell, R., 2005. Constraining the P–T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 23(8), 725–743.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin* 52(7), 1229-1258.
- Stocklin, J., Nabavi, M. H., 1973. 1/2,500,000 sheet, tectonic map of Iran. Geological Survey of Iran.
- Sugawara, T., 2000. Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *Journal of Geophysical Research* 105, 8457–8472.
- Sweeney, M.L., 1980. Geochemistry of garnets from the North Ore shoots, Bingham district, Utah. Unpublished MSc Thesis, University of Utah 154 pp.
- Tale Fazel, E., Mehrabi, B., Khakzad, A., Kianpour, R., 2012. Stages and Mineralization Conditions of Dardvey Iron Skarn Based on Mineralogy and Fluid Inclusion Evidences, Sangan Area (Khorasan Razavi). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 21(82), 139-150.
- Taylor, B.E., Liou, J.G., 1978. The low-temperature stability of andradite in COH fluids. *Am Mineral* 63(3–4), 378–393.
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 1996. Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals, Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia 119 p.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30(3).
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R., Spell, T. L., 2007. Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119(7-8), 961-977.
- Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95(1), 185-187.
- Zamanian, H., Sameti, M. Pazoki, A. Barani, N., Ahmadnejad, F., 2017. Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies. *Arabian Journal of Geosciences* 10(3), 54–71.
- Zanganeh Ghasemabadi, M. Boomeri, M., Biabangard, H., 2017. Investigation of skarn formation using petrographic, mineral chemistry and fluid inclusion data, south west of Khaf, (southeast of Razavi Khorasan Province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25 (1), 35–48.
- Zenk, M., Schulz, B., 2004. Zoned Ca-amphiboles and related PT evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. *Mineralogical Magazine* 68(5), 769–786.
- Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Dolgoplova, A., Andersen, J. C., Li, D., Yu, M., 2018. Sources of fluids and metals and evolution models of skarn deposits in the Qimantagh metallogenic belt: A case study from the Weibao deposit, East Kunlun Mountains, northern Tibetan Plateau. *Ore Geology Reviews* 93, 19-37.