



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/econg.2025.1125



Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc

Mohammad Goudarzi ^{1*} , Hassan Zamanian ² , Urs Klötzli ³ , David Lentz ⁴ , Matee Ullah ⁵

¹ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Basic Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Professor, Faculty of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

⁴ Professor, Department of Earth Sciences, University of New Brunswick, Fredericton, New Brunswick E3B 5A3, Canada

⁵ Ph.D., Department of Lithospheric Research, Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, University of Vienna, Vienna, Austria

ARTICLE INFO

Article History

Received: 29 September 2024
Revised: 11 December 2024
Accepted: 01 January 2024

Keywords

Magnetite chemistry
Titanomagnetite
Epithermal
Silica Vein
Copper
Monzonite
Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA)

*Corresponding author

Mohammad Goudarzi
✉ goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir

ABSTRACT

The low-sulfidation epithermal copper mineralization in the Mamouniyeh area occurs as silica-sulfide-oxide veins hosted by monzonitic, gabbroic intrusions, and andesite. Magnetite and titanomagnetite are the primary hypogene oxide ore minerals in this system, present as titanomagnetite in intrusions and mainly as magnetite in silica veins. The chemical composition of Mamouniyeh magnetites in the FeO-Fe₂O₃-TiO₂ system indicates a tendency towards wüstite (FeO). Increased Al₂O₃ and TiO₂ content in silica vein magnetites compared to monzonitic intrusions is characteristic of hydrothermal magnetites. The decreased Cr₂O₃ and V₂O₃ content in re-equilibrated silica vein magnetites suggests their formation at higher oxygen fugacity than monzonitic titanomagnetites. The Al+Mn vs. Ti+V diagram shows that intrusive titanomagnetites formed at temperatures above 500°C, while silica vein magnetites formed at 200-300°C. The temperature drops in the system, influenced by atmospheric fluid mixing during hydrothermal fluid intrusion, led to magnetite deposition in silica veins at lower temperatures. The Ti vs. Mg+Al+Si diagram indicates the crystallization of intrusive titanomagnetites under conditions of limited hydrothermal fluid-wall rock interaction. An increase in oxygen fugacity from the parent magma towards the mineralized veins is observed, with intrusive magnetites forming at higher temperatures and lower *f*O₂.

How to cite this article

Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D. and Ullah, M., ?. Constraining Ore-Forming Processes Using Magnetite-Titanomagnetite Chemistry: A Case Study of the Mamuniyeh Cu Mineralization System, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc. Journal of Economic Geology, ?(?): ?–?. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>



©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Iron oxides are present in many magmatic-hydrothermal mineral deposits, either as primary minerals (e.g., IOCG deposits and banded iron formations) or as secondary minerals (e.g., massive sulphide deposits). The chemical composition of magnetite provides insights into the characteristics of ore-forming fluids during magmatic or hydrothermal processes. Unique features of magnetite, such as its formation under various geological conditions and its ability to host numerous trace elements, have led to its use as an important petrogenetic indicator in recent years. This study investigates the composition of magnetite - titanomagnetite as the main hypogene oxide minerals associated with the low-sulfidation epithermal copper mineralization system in southern Mamuniyeh, within the central part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA). The findings offer a better understanding of the evolution of the epithermal mineralization system and magmatic evolution in this area for the first-time using magnetite-titanomagnetite compositions. Despite numerous signs of ancient mining, mineral indices, and copper-gold-silver deposits associated with Eocene magmatism in this region, it has received less attention from researchers compared to other areas of the UDMA.

Petrography, Mineralogy and Mineralization

The study area features a series of intrusive and volcanic rocks ranging from acidic to basic, including andesite tuff, pyroxene andesite-porphyrific andesite, dacitic-rhyodacitic tuff, acidic lava, basaltic andesite, diabase, gabbro, diorite, monzonite, granodiorite, monzodiorite, and basalt-diabase. Geochemical characteristics show calc-alkaline magmatism related to a subduction zone, with crustal contamination during magma ascent (Goudarzi et al., 2024a). Copper mineralization appears as veins, primarily aligned NW and N40W. Six main types of veins/veinlets exist: quartz + pyrite (Qz+Py); quartz + chalcopyrite + pyrite (Qz+Ccp+Py); quartz + chalcopyrite (Qz+Ccp); quartz + specular hematite + pyrite (Qz+Py+Hem); quartz + chalcopyrite + specular hematite ± pyrite ± bornite (Qz+Ccp+Hem±Py±Bor), and quartz + secondary copper minerals, with magnetite ±

titanomagnetite as minor accessory minerals (Fig. 2). During main mineralization, quartz formed with sulfides like chalcopyrite, pyrite, and bornite, and oxides like magnetite-titanomagnetite and specularite (Goudarzi et al., 2024c). In the supergene stage, chalcocite, covellite, minor native copper, and limited magnetite were observed. The oxidation stage saw minerals like malachite, cuprite, azurite, chrysocolla, hematite, goethite, and limonite forming. Syngenetic iron oxide ores include magnetite, titanomagnetite, specular hematite, and ilmenite exsolution lamellae. Magnetite and titanomagnetite, as primary hypogene oxide ores, are found in hypabyssal monzodioritic bodies and silica veins, sometimes associated with copper sulfides. Magnetite occurs as scattered grains, while titanomagnetite forms micro-grains in mineralized veins. Some titanomagnetite crystals intergrow with ilmenite, and hematite blades form during final cooling stages. The transformation of magnetite to hematite due to Fe²⁺ leaching in acidic environments results in martitic textures. The association of iron and titanium oxides suggests non-equilibrium conditions. Replacement of magnetite and titanomagnetite by hematite indicates alteration under higher oxygen fugacity, likely due to weathering or hydrothermal alteration (Klein, 2005; Makvandi et al., 2016; Riegler et al., 2014).

Research methodology

After detailed field examinations, 70 polished sections from various ore-bearing sections and veins were prepared for mineralogical studies. The study of oxide minerals in 8 polished sections was conducted using an electronic microscope and SEM-BSE analyses. The samples were analyzed using the CAMECA SX Five Electron Microprobe at the University of Vienna. The analysis was performed on 48 points of primary titanomagnetite-magnetite in intrusive units and 45 points of magnetite associated with mineralized veins.

Results and discussion

The results show that the FeO and TiO₂ contents vary significantly. In intrusive rocks Fe₂O₃ ranges from 60 to 80 wt.% and TiO₂ from 0 to 16.57 wt.%. In mineralized veins Fe₂O₃ ranges from 80.6 to 91.4 wt.% and TiO₂ from 0 to 0.12 wt.%. Al₂O₃ and TiO₂ contents decrease towards siliceous veins, indicating

minimal spinel formation, characteristic of hydrothermal magnetites. Fe_2O_3 in intrusive masses correlates with Cr_2O_3 and V_2O_5 , whereas in mineralized veins it correlates with MnO and Cr_2O_3 . TiO_2 in intrusive masses correlates with Al_2O_3 , V_2O_5 , and MnO, but not in mineralized veins. SiO_2 content is generally less than 1 wt.%. Variation diagrams show that in intrusive samples, Al, Cr, and V oxides increase with TiO_2 , while Fe and Mg decrease. In mineralized veins, Al and Fe oxides decrease with TiO_2 , while Cr increases slightly, and V, Mn, and Mg initially increase then decrease.

Chemical Composition

Titanomagnetite ($\text{Ti}_x\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$) is a significant Fe-Ti phase in orthomagmatic rocks and oxide deposits (Spencer and Lindsley, 1981). It can undergo reduction or oxidation (O'Reilly, 1984), forming ilmenite lamellae or intergrowths (Saito et al., 2004). Ideal titanomagnetite forms through deuteric oxidation along the magnetite-ulvospinel line. Mamouniyeh titanomagnetites trend towards wüstite (FeO) (Fig. 9). Martitic hematites indicate final oxidation stages with decreasing temperature and increasing oxygen fugacity (Mondal and Baidya, 2015). With rising temperatures, titanomagnetite separates into ulvospinel and magnetite, forming a Widmanstätten texture (Mondal and Baidya, 2015). Ilmenite forms upon cooling and ulvospinel instability, reacting with oxygen and TiO_2 . Thick ilmenite blades are formed under advanced oxidation conditions and thin ilmenite blades are formed under early oxidation conditions. Martitization intensity varies, with high oxygen fugacity leading to heavily martitized crystals. Hematite lamellae in ilmenites may result from final oxidation and cooling. Petrographic analysis shows disrupted cubic structures in titanomagnetite, with thin lamellae forming due to oxidation and titanium enrichment, and thicker lamellae forming under advanced oxidation (Pasteris, 1985).

Origin

Comparing magnetite-titanomagnetites from intrusive rocks and mineralized zones reveals element redistribution during iron oxide transformation. Intrusive bodies are enriched in Ti, Al, and V, while mineralized veins are depleted. Higher V and Cr in magnetite from intrusive bodies align with the mafic nature of host rocks (Curtis,

1964). Reduced Cr and V in mineralized veins indicate high oxygen fugacity during formation. In Mamuniyeh, vanadium oxide content in titanomagnetites of intrusive rocks ranges from 0.016 to 1.28 wt.% (average 0.88 wt.%) and in magnetites of mineralized veins from 0.012 to 0.39 wt.% (average 0.12 wt.%). Vanadium content in magnetite reflects oxygen fugacity conditions of the environment, with higher oxygen fugacity leading to less vanadium in magnetite (Canil and Lacourse, 2020). V^{3+} incorporates into magnetite under low oxygen fugacity, while V^{5+} is incompatible with iron oxide structures at higher oxygen fugacity. Titanium content in magnetite is temperature dependent, with higher crystallization temperatures resulting in higher titanium contents (Tian et al., 2021). Magnetite appears in primary, secondary replacement, and solid solution forms. Primary magnetite shows no elemental substitution in fractures. Hematite replaces magnetite in fractures, starting from cracks and spreading across the crystal. Magnetite forms solid solutions with ilmenite, indicating limited Ti solubility at low temperatures. In tholeiitic magma, high-temperature liquidus minerals form first, while in calc-alkaline magma, elevated oxygen fugacity leads to earlier crystallization of iron oxide minerals (Mason and Moore, 1966). As magma approaches the surface, increased oxygen fugacity results in fine-grained magnetite and titanomagnetite crystals, with titanomagnetite forming first, followed by magnetite and ilmenite (Wechsler et al., 1984). In Mamuniyeh samples, ilmenite as a solid solution with magnetite indicates similar formation conditions. The V/Ti ratio in magmatic magnetite is generally 1 (Dupuis and Beaudoin, 2011). Vanadium is mobile in low-temperature hydrothermal fluids, while Ti is immobile (Oliver et al., 2004). A V/Ti vs. Fe diagram is used to study re-equilibration in magnetite (Wen et al., 2017). EPMA analysis shows magmatic magnetite in intrusive rocks and re-equilibrated magnetite in mineralized veins, indicating hydrothermal fluid influence during crystallization and re-equilibration.

Temperature and Oxygen Fugacity

Titanomagnetites formed in high-temperature intrusive bodies, while magnetites in siliceous veins formed at moderate temperatures (200–300°C), consistent with fluid inclusion data in quartz veins.

This indicates a temperature decrease due to atmospheric equilibrated meteoric fluid mixing during hydrothermal fluid intrusion and magnetite deposition at lower temperatures. The Ti vs. Mg+Al+Si diagram shows that titanomagnetites in Mamunieh intrusions crystallized under limited hydrothermal fluid-wall rock reaction, while magnetites formed under extensive reaction conditions. Petrographic evidence shows primary magnetites in intrusive bodies have a magmatic origin, partially replacing primary crystallized sulfides and silicates. A Ti vs. V diagram distinguishes hydrothermal from magmatic magnetites, showing clear separation between titanomagnetite-magnetite crystals in intrusive bodies and mineralized veins. Magnetites from semi-deep rocks are found at temperatures above 500°C, while those from siliceous veins are at 200-300°C. Sun et al. (2017) showed magnetite in the early retrograde stage has high levels of cobalt, vanadium, titanium, aluminium, and manganese, indicating low oxygen pressure (fO_2) and high temperature. High TiO_2 and V_2O_3 levels in intrusive magnetites indicate

high temperature and relatively low fO_2 magma. According to Toplis and Corgne (2002), increased vanadium in magnetite indicates reduced oxygen fugacity. Wang et al. (2018) showed changes in vanadium content reflect changes in fluid oxygen fugacity during metallogenic processes. V_2O_3 oxide content indicates increasing oxygen fugacity from the parent magma to mineralized veins, with higher oxygen fugacity in siliceous veins. It appears crustal contamination occurred with decreasing temperature, evolving magnetite composition from porphyry to skarn-porphyry type.

Acknowledgments

We sincerely thank the esteemed reviewers for their precise comments and constructive feedback, which significantly contributed to the improvement and enhancement of this article. We are also grateful to the respected editor for their support and valuable guidance throughout the review process. This research is part of the first author's Ph.D. dissertation conducted in collaboration between Lorestan University and the University of Vienna.



کاربرد شیمی مگنتیت - تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مأمونیه، کمربند ماگمایی ارومیه - دختر

محمد گودرزی^{۱*}، حسن زمانیان^۲، اورس کلوتزلی^۳، دیوید لتز^۴، ماتی یولته^۵

^۱ دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ استاد، دپارتمان تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

^۴ استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا

^۵ دکتری، دپارتمان تحقیقات لیتوسفر، دانشکده علوم زمین، جغرافیا و نجوم، دانشگاه وین، وین، اتریش

چکیده	اطلاعات مقاله
کانی‌سازی مس اپی‌ترمال در منطقه مأمونیه به صورت رگه/رگچه‌های سیلیسی-سولفیدی-اکسیدی رخ داده است که توسط توده‌های نفوذی مونزونیتی، گابرویی و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی میزبانی می‌شود. مگنتیت و تیتانومگنتیت از مهم‌ترین کانه‌های اکسیدی هیپوزن در این منطقه هستند که در توده‌های نفوذی به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی اغلب به صورت مگنتیت حضور دارند. ترکیب شیمیایی آنها در سامانه FeO-Fe ₂ O ₃ -TiO ₂ نشان‌دهنده تمایل به سمت وستیت (FeO) است. محتوای افزایشی Al ₂ O ₃ و TiO ₂ در مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی نسبت به توده مونزونیتی از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است. کاهش محتوای V ₂ O ₃ و Cr ₂ O ₃ در مگنتیت‌های تعادل مجدد یافته رگه‌های سیلیسی بیانگر تشکیل آنها در فوگاسیته اکسیژن بالاتری نسبت به تیتانومگنتیت‌های ماگمایی مونزونیتی است. نمودار Al+Mn در برابر Ti+V نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت‌های توده نفوذی در دمای بالای ۵۰۰ درجه و مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در دمای ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. کاهش دمای سامانه تحت تأثیر اختلاط سیالات سرد حین نفوذ سیالات گرمابی به نهشته شدن مگنتیت همراه رگه‌های سیلیسی در دمایی پایین‌تر منجر شده است. نمودار Ti در برابر Mg+Al+Si نشان‌دهنده تبلور تیتانومگنتیت‌های ماگمایی در شرایط عدم واکنش گسترده سیال گرمابی و سنگ دیواره است. افزایش فوگاسیته اکسیژن از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی مشاهده می‌شود و مگنتیت‌های توده نفوذی در دمای بالا و fO ₂ پایین‌تری تشکیل شده‌اند.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۸ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۰۹/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۰/۱۲
	واژه‌های کلیدی شیمی مگنتیت تیتانومگنتیت اپی‌ترمال رگه سیلیسی مس مونزونیت کمربند ماگمایی ارومیه دختر
	نویسنده مسئول محمد گودرزی goudarzi.mo@fs.lu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

گودرزی، محمد؛ زمانیان، حسن؛ کلوتزلی، اورس؛ لتز، دیوید و یولته، ماتی، ۴. کاربرد شیمی مگنتیت-تیتانومگنتیت در درک فرایندهای کانه‌ساز: بررسی موردی سامانه کانی‌سازی مس مأمونیه، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر. زمین‌شناسی اقتصادی، ۴(۴): ۴-۹. <https://doi.org/10.22067/econg.2025.1125>

مقدمه

مگنتیت (Fe_3O_4) در طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی یافت می‌شود (Dupuis and Beaudoin, 2011) و متعلق به کانی‌های گروه اسپینل با استوکیومتری کلی XY_2O_4 است (Fleet, 1981) که در آن X کاتیون‌های دو ظرفیتی مانند Mg ، Fe^{2+} ، Ni ، Mn یا Zn است و Y می‌تواند کاتیون‌های سه ظرفیتی یا چهار ظرفیتی مانند Al ، Ti ، Fe^{3+} ، Cr ، V یا Ga باشد (Lindsley, 1976; Wechsler et al., 1984). مگنتیت می‌تواند محلول‌های جامد کامل یا جزئی را با سایر کانی‌های گروه اسپینل مانند اسپینل (MgAl_2O_4)، اولواسپینل (Fe_2TiO_4)، ایلمنیت (FeTiO_3)، کرومیت (FeCr_2O_4) و گاهنیت (ZnAl_2O_4) تشکیل دهد و ترکیب شیمیایی آن می‌تواند درک بهتری از ویژگی‌های سیالات کانسار ساز در طی فرایندهای ماگمایی یا گرمایی را میسر کند (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Canil et al., 2016). ویژگی‌های منحصر به فرد مگنتیت مانند تشکیل آن در شرایط مختلف زمین‌شناسی و توانایی میزبانی تعداد زیادی از عناصر فرعی و کمیاب در ساختار اسپینل مکعبی آن و همچنین این واقعیت که محتوای عنصر کمیاب آن به شرایط شکل‌گیری بستگی دارد، سبب شده‌اند تا در سال‌های اخیر شیمی مگنتیت به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مهم برای تعیین شرایط تشکیل آن به کار گرفته شود (Rusk et al., 2009; Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Hu et al. 2015; Ward et al., 2018; Ehsani Nasab and Ehya, 2019; Marbouti et al., 2020; Bédard et al., 2022; Xiaoxu et al., 2023; Yi et al., 2024).

تغییرات در محتوا و انواع عناصر کمیاب در مگنتیت به طور نظام‌مند به نوع محیط کانی‌ساز مانند اسکارن، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، مس پورفیری، مس و اکسید آهن، مس - طلا و اغلب به مؤلفه‌های فیزیکی و شیمیایی سامانه مگنتیت‌ساز مانند دما، $f\text{S}_2$ و $f\text{O}_2$ ترکیب مذاب/ سیال مرتبط است (Dupuis and

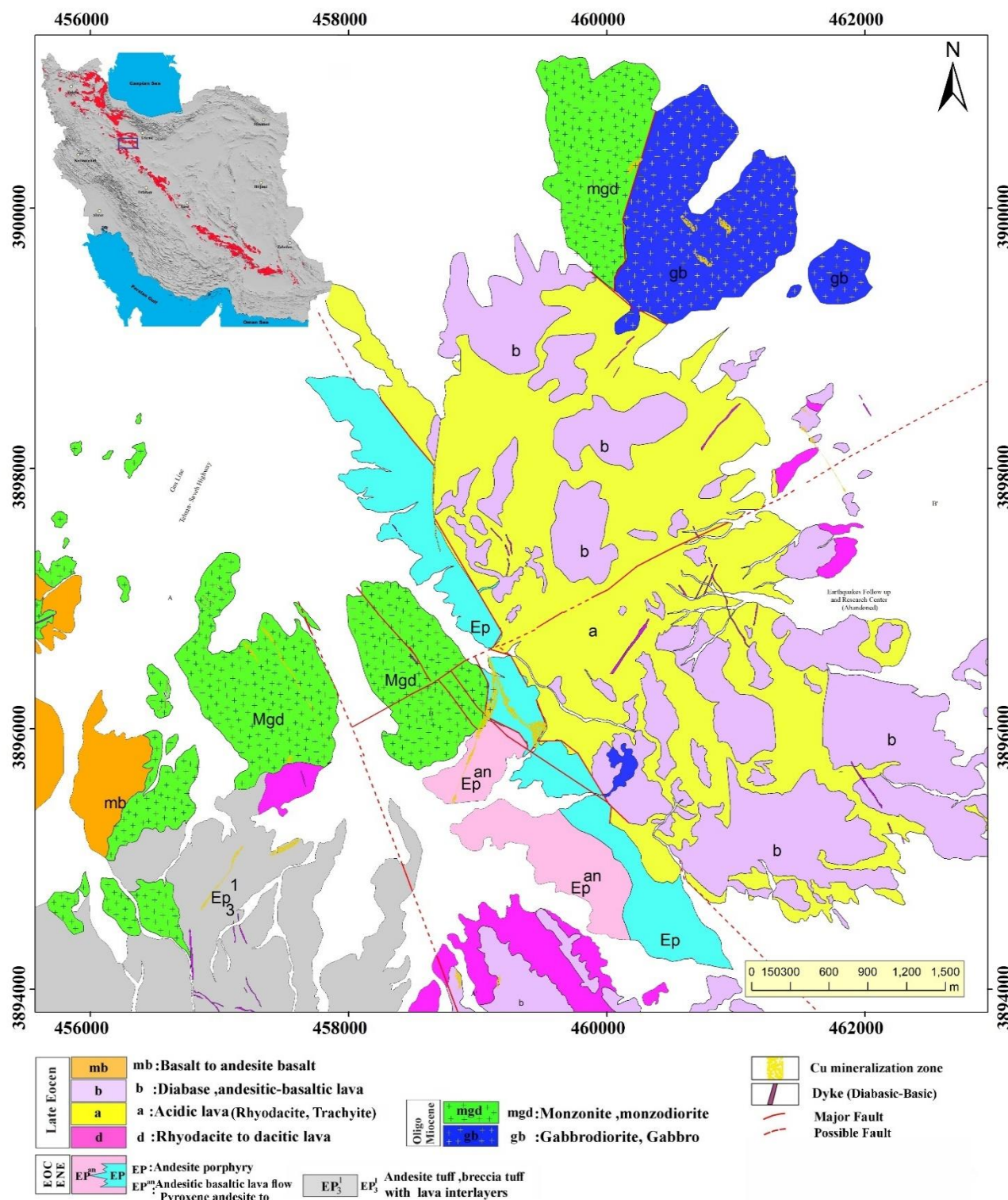
Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Chen et al., 2015; Canil et al., 2016; Makvandi et al., 2016). بنابراین، شیمی مگنتیت می‌تواند به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مفید برای کانی‌سازی استفاده شود (Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2014; Hu et al., 2014).

هدف از این پژوهش، بررسی شیمی مگنتیت و تیتانومگنتیت به عنوان مهم‌ترین کانی‌های اکسیدی هیوژن باطله در ارتباط با سامانه کانی‌سازی مس اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین در جنوب مأمونیه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر است که در توده‌های نفوذی نیمه عمیق اغلب به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی به صورت مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت دیده می‌شوند.

یافته‌های این پژوهش درک بهتری از تکامل سامانه کانی‌سازی اپی‌ترمال و تکامل ماگمایی در این منطقه را برای نخستین بار با استفاده از بررسی شیمی مگنتیت - تیتانومگنتیت ارائه می‌دهد؛ چرا که با وجود نشانه‌های فراوان از معدن‌کاری‌های قدیمی، اندیس‌های معدنی و کانسارهای مس - طلا - نقره در ارتباط زمانی و مکانی با ماگماتیسزم ائوسن در این منطقه، نسبت به نواحی دیگر کمربند ماگمایی ارومیه - دختر کمتر مورد توجه پژوهشگران بوده است.

سنگ‌شناسی و کانی‌سازی

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده مورد بررسی مأمونیه (شکل ۱) شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی و تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا بازیک شامل آندزیت توف (EP_3^1)، پیروکسن آندزیت - آندزیت ($\text{EP}^{\text{an}} - \text{EP}$)، توف داسیتی - ریوداسیتی (d)، گدازه اسیدی داسیتی تا ریوداسیتی (a)، آندزیت بازالت و دیاباز (b)، واحد گابرو - دیوریت گابرو (gb)، واحد مونزونیت، گرانودیوریت، مونزودیوریت (mgd) و بازالت - آندزیت بازالت (mb) هستند (Goudarzi et al., 2024a).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ منطقه مأمونیه، اقتباس از نوید فرایند البرز (Navid Farayand Alborz, 2017) با تغییرات

Fig. 1. Geological map (1:20000 scale) of south Mamoniye area (modified after Navid Farayand Alborz, 2017)

مرحله سوپرژن یا غنی‌سازی ثانویه با حضور کانی‌هایی مانند کالکوسیت، کوولیت، مقادیر اندکی مس طبیعی به میزان محدود مشخص می‌شود. در مرحله اکسایش بر اثر فرایندهای برون‌زاد کانی‌های مالاکیت، کوپریت، آزوریت، کریزوکولا، هماتیت، گوتیت و لیمونیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی دقیق رخنمون‌های سطحی و مغزه‌های حفاری، تعداد ۷۰ نمونه مقطع صیقلی از بخش‌های مختلف کانه‌دار و رگه‌های حاوی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی برای بررسی کانه‌نگاری و کانی‌شناسی تهیه شد. کانه‌نگاری کانی‌های اکسیدی موجود در ۸ مقطع دوبر صیقلی با استفاده از میکروسکوپ الکترونی و تصویربرداری الکترونی‌های برگشتی انجام شد و نمونه‌ها پس از انجام پوشش کربن با استفاده از روش تجزیه ریزکاوالکترونی مدل CAMECA SX Five Electron Microprobe مجهز به کاند انتشار میدانی و سامانه تجزیه و تحلیل پراکنده انرژی برای تجزیه و تحلیل عنصری نیمه کمی سریع با پتانسیل شتاب ۲۰ کیلوولت، جریان پروب ۲۵ نانوآمپر و قطر پرتو ۶۰ میکرومتر در آزمایشگاه گروه تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین انجام شد. تجزیه و تحلیل ریزکاوالکترونی در ۴۴ نقطه از تیتانومگنتیت‌های اولیه در واحدهای نفوذی (مونزونیت- مونزودیوریت- گابرو) و همچنین در ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های موجود با رگه‌های کانی‌سازی انجام شد.

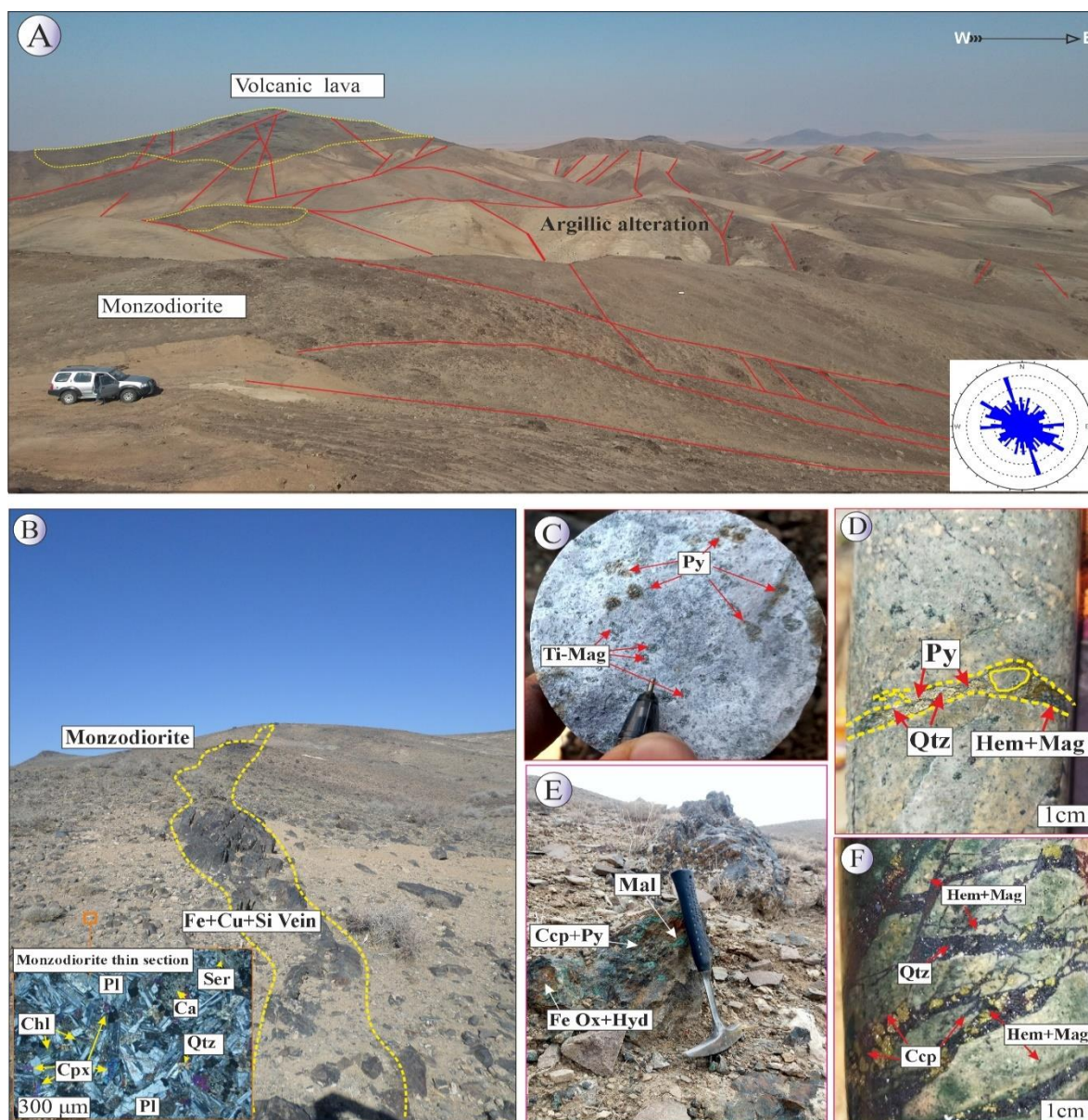
کانه‌نگاری

کانه‌های اکسید آهن در توده‌های نفوذی نیمه عمیق مونزودیوریتی اغلب به صورت تیتانومگنتیت سین ژنتیک و در رگه‌های سیلیسی همراه با کانی‌سازی سولفیدی مس و یا به صورت مجزا بدون حضور کانی‌های سولفیدی مس به شکل مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت دیده می‌شوند که به عنوان کانه‌های شاخص اکسیدی در مرحله هیپوژن به مقدار محدود و اغلب به صورت دانه‌های پراکنده در منطقه دیده می‌شوند (شکل ۴- A، B و C).

بر اساس نقشه زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰.۰۰۰ زاویه (Amidi et al., 2004) واحدهای آتشفشانی و آذرآواری سنی معادل انوسن داشته و واحدهای نفوذی احتمالاً در الیگوسن تا الیگومیوسن در منطقه نفوذ کرده‌اند که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (Goudarzi et al., 2024b) و متاسوماتیسم گوشته‌ای نقش مهمی را در پیدایش آنها داشته است (Rezaei Kahkhaei et al., 2014). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE، ناهنجاری منفی Nb و Ti همراه با ناهنجاری شدید سرب، نقش آلودگی با مواد پوسته‌ای در طول صعود ماگمای والد کالک‌آلکالن را در این منطقه نشان می‌دهد (Goudarzi et al., 2024a). سیمای اصلی کانی‌سازی مس به صورت رگه‌ای و اغلب همراهی ساختارهای منطقه از روند شمالی- جنوبی و N40W پیروی می‌کنند (شکل ۲- A و B) و به ۶ صورت اصلی دیده می‌شود که شامل رگه/ رگچه‌های حاوی ۱- کوارتز + پیریت؛ ۲- کوارتز + کالکوپیریت + پیریت؛ ۳- کوارتز + کالکوپیریت؛ ۴- کوارتز + اسپیکولاریت + پیریت؛ ۵- کوارتز + کالکوپیریت + اسپیکولاریت ± پیریت ± بورنیت و ۶- رگه/ رگچه‌های کوارتز + کانی‌های ثانویه مس است که مگنتیت ± تیتانومگنتیت نیز به عنوان کانی فرعی به میزان محدودی همراه این رگه‌ها حضور دارد (شکل ۲- E و F).

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناختی در نمونه‌های دستی و میکروسکوپی (Goudarzi et al., 2024c; Goudarzi et al., 2024d) و با در نظر گرفتن ویژگی‌های ساخت و بافت کانی‌ها در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی، در مرحله قبل از کانی‌سازی، پیریت به همراه تیتانومگنتیت و کوارتز اغلب به صورت افشان به شکل بلورهای خودشکل تا بی‌شکل و به میزان کمتری به شکل رگه/ رگچه‌های پرکننده فضاهای خالی تشکیل شده‌است که در ارتباط با توسعه سامانه ماگمایی- گرمایی ناشی از جای‌گیری توده کوارتز مونزونیتی در منطقه است (شکل ۲- C و D).

در مرحله اصلی کانی‌زایی، کوارتز همراه با کانی‌های سولفیدی شامل کالکوپیریت، پیریت و بورنیت و کانی‌های اکسیدی شامل مگنتیت- تیتانومگنتیت و اسپیکولاریت تشکیل شده است و در



شکل ۲. A: نمای کلی از منطقه مأمونیه و رخنمون واحدهای نفوذی و آتشفشانی، B: رخنمون رگه سیلیسی حاوی کانه‌های مس و مگنتیت، C: کانی‌سازی پیریت و تیتانومگنتیت به صورت پراکنده در واحد مونزونیتی، D: مغزه حفاری حاوی رگه پیریتی و اکسیدهای آهن، E: نمای نزدیک از رگه سیلیسی کانه‌دار و F: مغزه حفاری حاوی رگه‌های کالکوپیریت و اکسیدهای آهن (مگنتیت + هماتیت). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Py: پیریت، Ccp: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Mal: مالاکیت، Mag: مگنتیت، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Ca: کربنات، Cpx: کلینوپروکسن، Ser: سریسیت، Chl: کلریت).

Fig. 2. Photographs of A: General view of the Mamuniyeh area and intrusive-volcanic outcrops, B: Mineralized silica vein containing Cu ore and magnetite, C: Disseminated mineralization of pyrite and titanomagnetite in the monzonite, D: Pyrite vein and Fe oxide in a core drilling sample, E: A close view of the mineralized silica vein, and F: Core drilling sample containing chalcopyrite and Fe oxide (magnetite-hematite) veins. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Py: Pyrite, Ccp: Chalcopyrite, Hem: hematite, Mal: malachite, Mag: magnetite, Qtz: Quartz, Pl: Plagioclase, Ca: Carbonate, Cpx: Clinopyroxene, Ser: Sericite, Chl: Chlorite).

Stages Minerals-Texture	Hypogene		Supergene	
	Pre Ore	Ore Stage	Secondary Enrichment Stage	Oxidation Stage
Pyrite				
Chalcopyrite				
Bornite				
Chalcocite				
Covellite				
Magnetite				
Titanomagnetite				
Malachite				
Cuprite				
Azurite				
Chrysocolla				
Tenorite				
Cu-native				
Specularite				
Hematite				
Goethite				
Limonite				
Quartz				
Calcite				
Vein & Veinlet				
Disseminated				
Open Space Filling				
Replacement				
Residual				
Boxwork				
Skeletal				
Colloform				
Brecciation				

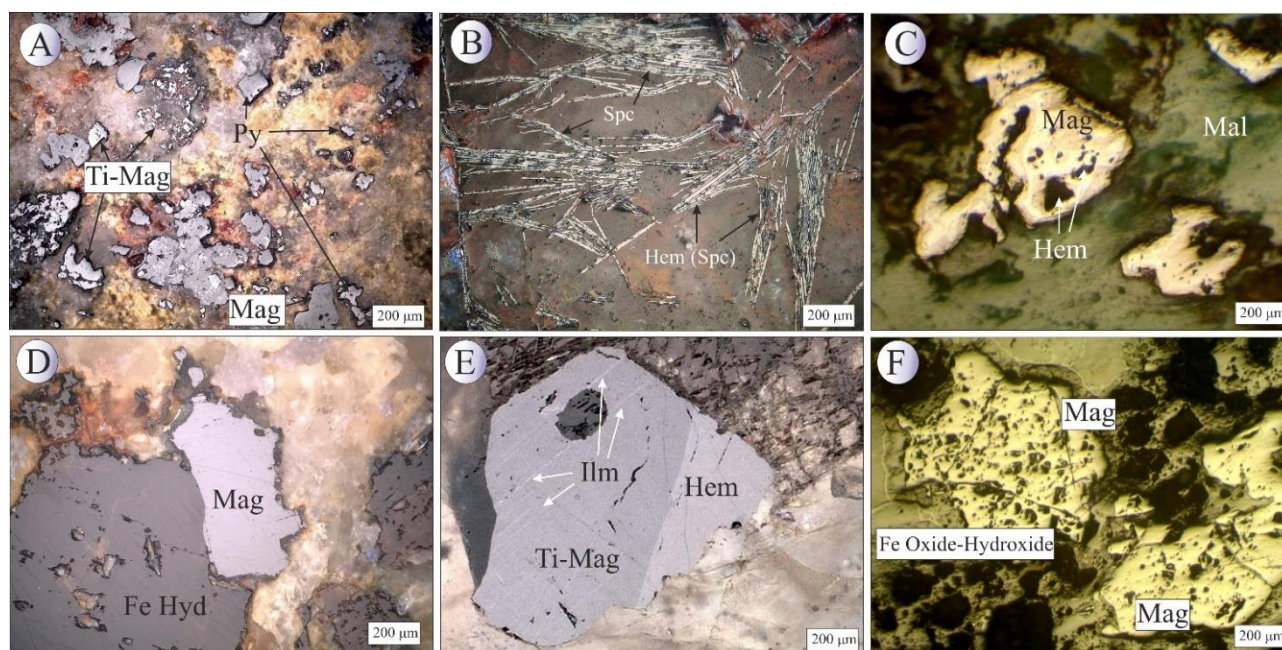
شکل ۳. توالی هم‌یافتی کانی‌زایی در منطقه مأمونیه (Goudarzi et al., 2024c)

Fig. 3. Paragenetic sequence of the three stages of mineralization in the Mamouniyeh area (Goudarzi et al., 2024c)

محیط اسیدی بر اساس رابطه $2\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}\text{O}_4(\text{Magnetite}) + 0.5\text{O}_2 = 3\text{Fe}^{2+} + 3\text{O}_3(\text{Hematite})$ (Mucke and Cabral, 2005) که گاهی باعث رخداد بافت مارتیتی در امتداد سطوح رخ و حواشی بلورهای مگنتیت شده است (شکل ۴-۴). همراهی اکسیدهای آهن و تیتانیوم با یکدیگر (شکل ۵-۴ و D) می‌تواند بیانگر شرایط ترمودینامیکی غیرتعادلی (فוגاسیته اکسیژن و درجه حرارت متغیر) باشد که این کانی‌ها تحت آن تشکیل شده‌اند و سپس تغییر می‌کنند. شواهد جایگزینی هر دو کانی مگنتیت و تیتانومگنتیت، به طور جزئی یا کامل توسط هماتیت در توده‌های نفوذی منطقه (شکل ۴-۴ و F) نشان‌دهنده دگرسانی در فوگاسیته اکسیژن بالاتر است (Klein, 2005; Makvandi et al., 2016) که می‌تواند ناشی از هوازگی و/یا تغییرات گرمایی سنگ‌های

تیتانومگنتیت اغلب به صورت افشان در توده‌های نفوذی نیمه عمیق به همراه مقادیر کمتری پیریت / کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل ۴-۴ و A-۲) و مگنتیت نیز به صورت بلورهایی در اندازه میکرون اغلب در رگه‌های کانی‌سازی همراه با کالکوپیریت به میزان کم رخ داده است (شکل ۴-۴ و A و D و شکل ۵-۴). بلورهای مستقل تیتانومگنتیت در توده‌های نفوذی به صورت منظم و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعاد کوچک تا درشت دیده می‌شوند که در بعضی از این بلورها، درهم‌رشدی میان ایلمنیت و تیتانومگنتیت مشخص است (شکل ۴-۴ و E و شکل ۵-۴ و B و F). در برخی از بلورهای تیتانومگنتیت، هماتیت به صورت تیغه‌ای تشکیل شده است که نشان می‌دهد این اکسلوشن‌های تیغه‌ای هماتیت در مراحل نهایی سرد شدن شکل گرفته‌اند (شکل ۵-۴ و F). تبدیل شدن مگنتیت به هماتیت بر اثر شست‌وشوی Fe^{2+} در

میزبان باشد (Riegler et al., 2014). با این حال، بلورهای هماتیت نیمه شکل‌دار دارای شواهدی از مارتیتی شدن هستند که نتیجه دگرسانی گرمابی مگنتیت در اثر یک سیال اکسیدکننده یا اسیدی است (Ohmoto, 2003).



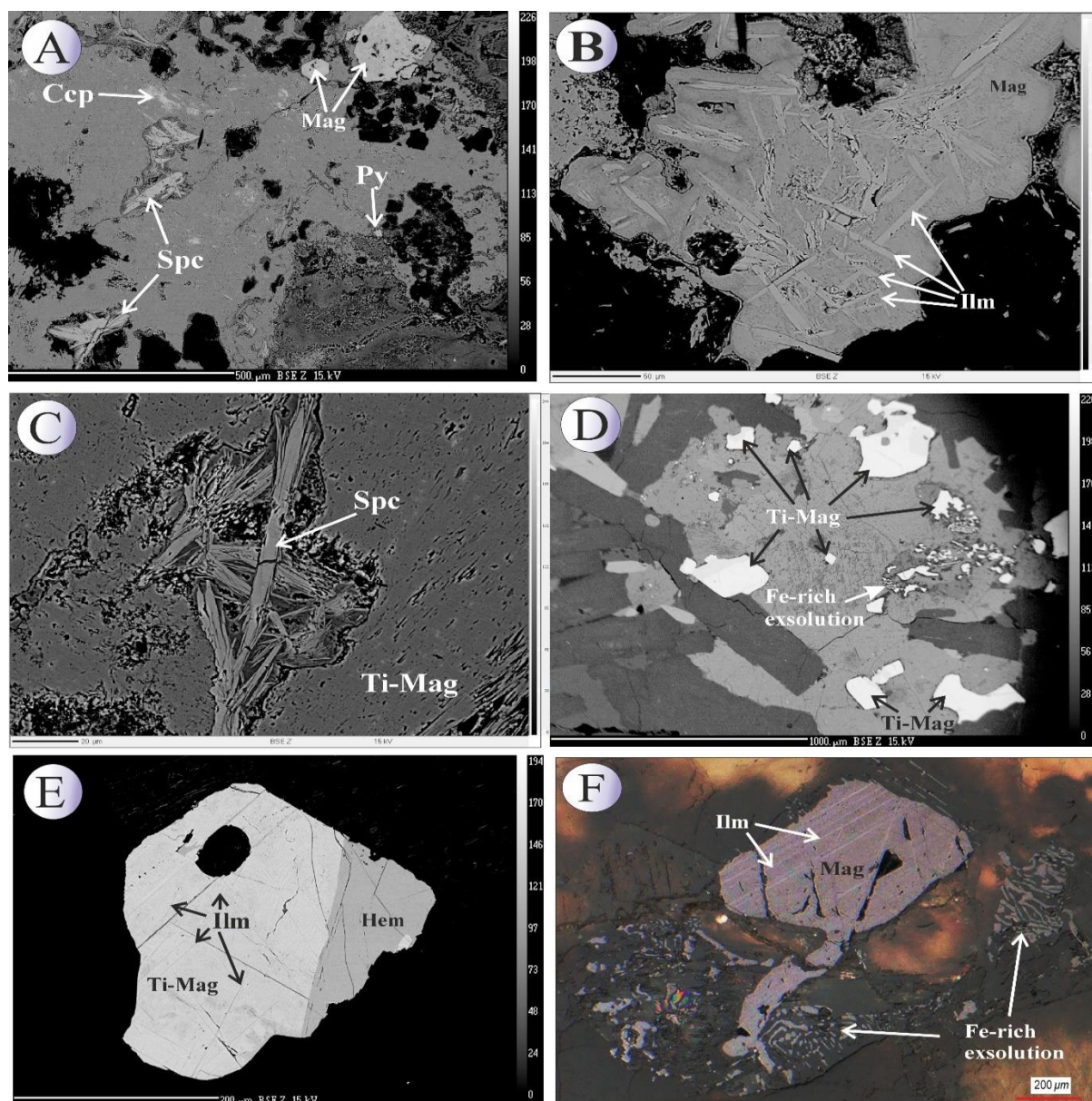
شکل ۴: تصویرهایی از کانی‌های اکسیدی مرحله هیپوژن در مأمونیه. A: کانی‌سازی انتشاری تیتانومگنتیت و پیریت در زمینه واحد مونزونیتی، B: کانی‌سازی تیغه‌ای اسپکیولاریت در رگه‌های سیلیسی، C: بلورهای مگنتیت خودشکل‌مارتیتی شده که تحت تأثیر دگرسانی با هماتیت جایگزین شده‌اند، D: بلورهای مگنتیت خودشکل‌دار در رگه سیلیسی، E: بلور تیتانومگنتیت با بافت داربستی که حاوی تیغه‌های محلول جامد ایلمنیت است و F: بلورهای مگنتیت خودشکل‌مارتیتی شده که در حال جاشینی با هماتیت هستند. نام اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Hem: هماتیت، Mal: ملاکیت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Ilm: ایلمنیت، Spc: اسپکیولاریت).

Fig. 4. Photomicrographs of oxide minerals from the hypogene stage at Mamuniyeh. A: Titanomagnetite and Pyrite disseminated Mineralization in the Monzonite matrix, B: Bladed specular hematite in the silica vein, C: Euhedral martitized magnetite crystals that are replaced by hematite due to alteration, D: Euhedral magnetite crystals in the silica vein, E: A titanomagnetite crystal with stockwork texture that contains solid solution blades of ilmenite, and F: Euhedral martitized magnetite crystals that are replaced by hematite due to alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Hem: hematite, Mal: malachite, Py: pyrite, Mag: magnetite, Ilm: ilmenite, Spc: Specularite).

نتایج

که در سنگ‌های نفوذی مقادیر Fe_2O_3 و TiO_2 به ترتیب از ۶۰ تا ۸۰ درصد و ۰ تا ۱۶/۵۸ درصد متغیر است. این میزان در رگه‌های همراه با کانی‌سازی به ترتیب برابر با ۸۰/۶ تا ۹۱/۴ درصد و ۰ تا ۰/۱۲ درصد است (شکل ۶-A و B).

تجزیه و تحلیل ریز کاو الکترونی در ۴۸ نقطه از تیتانومگنتیت‌های اولیه در واحدهای نفوذی (مونزونیت- مونزودیوریت- گابرو) (جدول ۱) و همچنین در ۴۵ نقطه از مگنتیت‌های همراه با رگه‌های کانی‌سازی (جدول ۲) انجام شد. نتایج این تجزیه‌ها نشان می‌دهد



شکل ۵. تصویرهایی از رخداد مگنتیت و تیتانومگنتیت در منطقه مأمونیه. A: تصویر BSE از بلورهای نیمه شکل مگنتیت به همراه بلورهای اسپیکولاریت، B: تصویر BSE از مگنتیت به همراه تیغه‌هایی از محلول جامد ایلمنیت در درون آن، C: تصویر BSE از بلورهای اسپیکولاریت، D: تصویر BSE از بلورهای همگن تیتانومگنتیت به صورت نیمه شکل دار، E: تصویر BSE از تیتانومگنتیت با بافت داربستی تشکیل شده از تیغه‌های محلول جامد ایلمنیت و F: تصویر میکروسکوپی از تیغه‌های جدایش ایلمنیت در بلور مگنتیت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Py: پیریت، Mag: مگنتیت، Ilm: ایلمنیت، Spc: اسپیکولاریت).

Fig. 5. Petrography of magnetite and titanomagnetite at the Mamouniyeh area. A: BSE image of subhedral magnetite along with bladed specularite, B: BSE image of magnetite along with solid solution blades of ilmenite, C: BSE image of bladed specularite, D: BSE image of subhedral homogenous titanomagnetite crystals, E: BSE image of titanomagnetite crystal with stockwork texture that contains solid solution blades of ilmenite, and F: Photomicrograph in reflected light image of ilmenite exsolution in magnetite crystal. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Hem: hematite, Py: pyrite, Mag: magnetite, Ilm: Ilmenite, Spc: Specularite).

جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروپ بر روی کانه‌های اکسیدی آهن با ترکیب اصلی تیتانومگنتیت (Ti-Mag) و مگنتیت (Mag) در توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 1. EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the Mamuniyeh intrusive rocks (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
T19-1	Ti-Mag	0.024	1.83	9.84	0.05	84.81	0.72	0.56	0.31	0.29	0.11	n.d.	98.54
T19-2	Ti-Mag	0.037	4.40	12.68	0.05	81.71	0.90	0.68	0.89	0.17	0.02	n.d.	101.53
T19-3	Ti-Mag	0.044	3.17	14.79	0.03	79.60	0.47	2.17	1.47	0.11	0.04	n.d.	101.88
T19-4	Ti-Mag	0.058	3.05	14.90	0.03	79.83	0.50	1.73	1.23	0.12	0.01	n.d.	101.46
T19-5	Ti-Mag	0.041	2.78	16.50	0.07	77.05	0.91	2.47	1.31	0.15	0.03	n.d.	101.32
T19-6	Ti-Mag	0.043	2.93	16.00	0.06	77.72	0.84	2.24	1.32	0.16	0.08	n.d.	101.39
T20-1	Ti-Mag	0.080	3.17	14.46	0.23	80.89	1.04	0.04	0.10	0.15	0.01	n.d.	100.16
T20-2	Ti-Mag	0.229	2.75	12.72	0.22	83.69	0.79	0.07	0.12	0.31	0.02	n.d.	100.92
T20-3	Ti-Mag	0.328	3.46	12.55	0.29	81.50	1.03	0.15	0.05	0.17	n.d.	n.d.	99.53
T20-4	Ti-Mag	0.298	3.45	12.54	0.30	81.89	1.04	0.12	0.09	0.17	0.02	n.d.	99.91
T8-1	Ti-Mag	0.072	3.19	12.98	0.10	82.99	1.19	0.13	0.65	0.19	0.02	n.d.	101.52
T8-2	Ti-Mag	0.086	3.21	11.89	0.10	84.21	1.20	0.59	0.21	0.19	0.02	n.d.	101.70
T8-3	Ti-Mag	0.086	3.18	12.61	0.09	82.67	1.19	0.09	0.67	0.21	0.06	n.d.	100.87
T8-4	Ti-Mag	0.052	2.77	13.63	0.08	83.16	1.23	0.38	0.63	0.31	0.03	n.d.	102.27
T8-5	Ti-Mag	0.098	2.57	13.21	0.09	82.39	1.17	0.26	0.65	0.23	0.05	n.d.	100.71
T8-6	Ti-Mag	0.027	2.31	16.58	0.11	79.55	1.27	0.36	0.99	0.16	0.05	n.d.	101.40
T8-7	Ti-Mag	0.058	2.24	16.23	0.09	80.51	1.28	0.19	0.81	0.24	0.05	n.d.	101.68
T8-8	Ti-Mag	0.045	2.62	15.29	0.10	80.69	1.29	0.17	0.91	0.12	0.12	n.d.	101.34
T8-9	Ti-Mag	0.059	3.65	11.81	0.15	83.65	1.13	0.27	0.40	0.19	0.04	n.d.	101.33
T8-10	Ti-Mag	0.035	3.77	11.70	0.14	84.17	1.15	0.32	0.42	0.16	0.03	n.d.	101.90
T8-11	Ti-Mag	0.013	3.75	11.44	0.15	82.60	1.11	0.08	0.08	0.17	0.12	n.d.	99.51
T8-12	Ti-Mag	0.024	3.36	12.37	0.09	83.17	1.22	0.39	0.57	0.17	0.01	n.d.	101.37
T8-13	Ti-Mag	0.035	3.19	12.33	0.09	83.79	1.20	0.11	0.52	0.23	0.02	n.d.	101.21
T8-14	Ti-Mag	0.081	3.85	12.64	0.10	81.82	1.21	0.11	1.15	0.18	0.00	n.d.	101.13
T8-15	Ti-Mag	0.357	3.81	11.25	0.10	84.59	1.16	0.32	0.06	0.14	0.03	n.d.	101.71

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه میکروپروب بر روی کانه‌های اکسیدی آهن با ترکیب اصلی تیتانومگنتیت (Ti-Mag) و مگنتیت (Mag) در توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 1 (Continued). EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the Mamuniyeh intrusive rocks (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
T8-16	Ti-Mag	0.170	3.37	10.98	0.09	85.09	1.16	0.91	0.19	0.17	0.00	n.d.	102.10
T8-17	Ti-Mag	0.023	3.32	12.78	0.09	83.10	1.17	0.31	0.57	0.16	0.00	n.d.	101.52
T16-1	Ti-Mag	n.d.	2.27	9.90	0.20	88.07	0.97	0.09	0.11	0.09	0.04	n.d.	101.73
T16-2	Ti-Mag	0.177	1.97	5.32	0.20	91.94	1.04	0.31	0.17	0.11	0.01	n.d.	101.25
T16-3	Mag	0.027	0.95	4.39	0.13	93.59	1.18	0.16	0.14	0.17	0.10	n.d.	100.80
T16-4	Mag	0.119	1.54	3.14	0.17	95.66	1.17	0.10	0.11	0.10	0.01	n.d.	102.10
T16-5	Mag	0.190	2.07	4.03	0.17	92.95	1.06	0.11	0.10	0.12	n.d.	n.d.	100.80
T16-6	Mag	0.214	1.91	5.11	0.19	92.94	1.06	0.27	0.14	0.08	0.00	n.d.	101.90
T11-1	Ti-Mag	0.030	2.91	12.97	0.08	82.19	0.78	0.32	0.46	0.12	0.02	n.d.	99.88
T11-2	Ti-Mag	0.039	2.90	12.96	0.07	82.65	0.80	0.37	0.28	0.13	0.01	n.d.	100.22
T11-3	Mag	0.207	1.76	0.62	0.04	92.53	0.40	0.07	0.02	1.88	0.35	n.d.	97.86
T11-4	Mag	0.154	1.53	0.86	0.03	93.23	0.25	0.03	0.02	1.40	0.37	n.d.	97.87
T11-5	Mag	0.109	1.39	1.30	0.03	91.59	0.49	0.04	n.d.	2.36	0.27	n.d.	97.57
T11-6	Ti-Mag	0.050	2.96	13.04	0.06	82.48	0.77	0.33	0.95	0.12	0.01	n.d.	100.76
T11-7	Ti-Mag	0.061	2.82	12.08	0.05	82.11	0.75	0.28	1.53	0.13	0.01	n.d.	99.81
T11-8	Ti-Mag	0.048	2.74	12.73	0.06	80.83	0.78	0.20	1.32	0.13	0.06	n.d.	98.90
T11-9	Ti-Mag	0.032	2.21	12.87	0.07	83.91	0.66	0.21	0.62	0.12	0.07	n.d.	100.77
T11-10	Ti-Mag	0.035	2.90	12.68	0.08	81.72	0.81	0.31	1.46	0.12	0.02	n.d.	100.11
T11-11	Ti-Mag	0.035	2.95	13.09	0.07	82.05	0.86	0.26	1.69	0.15	0.02	n.d.	101.17
n.d. = Not detected													

جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروپ بر روی کانه‌های اکسیدی آهن در مأمونیه با ترکیب اصلی مگنتیت (Mag) همراه با رگه‌های کانی‌سازی منطقه. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

Table 2. EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the mineralized veins (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
PS4-1	Mag	0.00	0.12	0.11	0.00	96.79	0.13	n.d.	0.00	0.11	0.02	0.01	97.29
PS4-2	Mag	n.d.	0.04	0.01	0.00	98.37	0.03	n.d.	0.00	0.07	0.01	n.d.	98.53
PS4-3	Mag	0.01	0.05	0.01	0.01	98.47	0.12	0.02	0.00	0.04	n.d.	0.02	98.74
PS4-4	Mag	n.d.	0.24	0.00	0.01	97.55	0.06	0.08	0.02	0.44	0.02	n.d.	98.42
PS4-5	Mag	n.d.	n.d.	0.04	0.01	98.36	0.05	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	98.51
PS4-6	Mag	0.02	0.68	0.03	0.00	89.61	0.10	0.02	0.00	3.06	0.12	0.09	93.73
PS4-7	Mag	n.d.	n.d.	0.02	0.01	97.70	0.12	0.15	0.00	1.19	0.02	0.01	99.22
PS4-8	Mag	0.00	0.01	0.21	0.00	97.61	0.09	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00	98.02
PS4-9	Mag	0.01	0.00	n.d.	0.02	97.86	0.26	0.07	0.02	0.04	0.00	n.d.	98.29
PS4-10	Mag	0.07	0.14	0.01	0.02	99.16	0.29	0.10	0.00	0.66	0.10	n.d.	100.55
PS4-11	Mag	0.00	n.d.	0.00	0.02	98.63	0.23	0.10	0.00	0.20	0.01	0.01	99.19
PS4-12	Mag	0.04	0.06	n.d.	0.00	99.75	0.03	0.13	0.02	0.89	0.10	0.01	101.02
PS4-13	Mag	0.04	0.08	0.01	0.02	99.38	0.10	0.11	0.00	1.28	0.50	n.d.	101.52
PS4-14	Mag	0.02	0.02	0.03	0.02	100.00	0.34	0.10	0.00	0.44	0.26	n.d.	101.21
PS7-1	Mag	0.02	n.d.	0.00	0.00	100.55	0.04	0.12	0.00	0.37	0.06	n.d.	101.16
PS7-2	Mag	0.00	n.d.	0.02	0.01	101.58	0.03	0.07	0.00	0.13	0.03	n.d.	101.87
PS7-3	Mag	0.14	0.15	0.02	0.02	99.17	0.19	0.11	0.00	1.33	0.27	n.d.	101.38
PS7-4	Mag	0.03	0.04	0.02	0.01	99.99	0.15	0.09	0.01	0.78	0.16	n.d.	101.26
PS7-5	Mag	0.03	0.12	0.01	n.d.	99.77	0.04	0.09	0.00	1.12	0.21	0.01	101.40
PS7-6	Mag	0.02	n.d.	n.d.	0.00	100.99	0.01	0.05	0.00	0.11	0.06	n.d.	101.24
PS7-7	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.01	98.76	0.02	0.05	0.01	0.08	0.09	0.00	99.02
PS7-8	Mag	0.02	n.d.	0.00	n.d.	100.99	0.03	0.04	0.00	0.14	0.03	n.d.	101.25
PS7-9	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.02	97.47	0.30	0.07	0.02	0.15	0.04	n.d.	98.07
PS7-10	Mag	0.07	0.05	0.01	0.01	99.32	0.05	0.08	0.02	0.94	0.17	0.00	100.72
PS7-11	Mag	0.02	n.d.	0.00	0.01	101.47	0.11	0.09	0.00	0.24	0.10	n.d.	102.02
PS8-1	Mag	0.01	n.d.	0.00	n.d.	99.29	0.02	0.04	0.01	0.09	0.01	n.d.	99.48
PS8-2	Mag	0.01	n.d.	0.00	0.00	98.76	0.02	0.04	0.01	0.08	0.02	n.d.	98.94
PS8-3	Mag	0.02	0.01	0.01	0.00	100.85	0.09	0.10	0.00	0.20	0.05	0.01	101.33

ادامه جدول ۲. نتایج تجزیه میکروپروب بر روی کانه‌های اکسیدی آهن در مأمونیه با ترکیب اصلی مگنتیت (Mag) همراه با رگه‌های کانی‌سازی منطقه. مقادیر عناصر بر حسب درصد وزنی. شناسایی نشده = n.d.

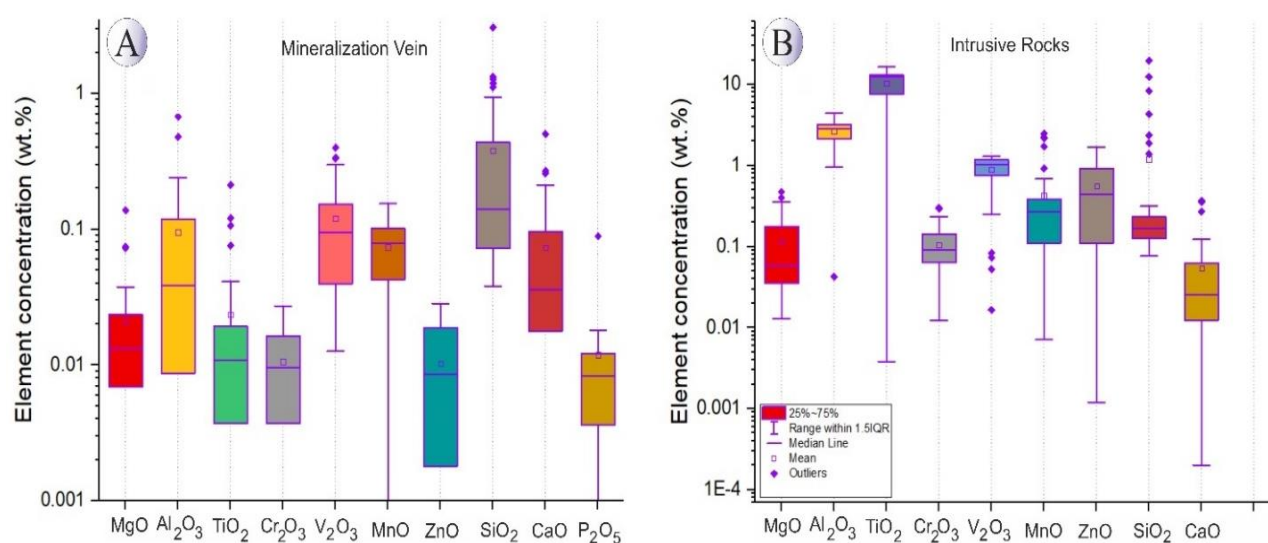
Table 2 (Continued). EPMA results of main iron oxide ores with titanomagnetite (Ti-Mag) and magnetite (Mag) composition in the mineralized veins (wt.%), n.d. = Not detected

Point No.	Mineral	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅	Total
PS8-4	Mag	0.00	n.d.	0.01	0.00	98.17	0.03	0.05	0.00	0.32	0.04	n.d.	98.62
PS8-5	Mag	n.d.	n.d.	0.01	0.01	100.86	0.13	0.13	0.00	0.07	0.02	0.00	101.24
PS8-6	Mag	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	100.14	n.d.	0.08	0.00	0.05	n.d.	n.d.	100.27
PS8-7	Mag	0.01	0.01	0.01	0.00	98.72	0.04	0.11	0.00	0.07	0.02	0.02	99.00
PS8-8	Mag	n.d.	0.00	0.01	0.01	98.29	0.04	0.07	0.01	0.10	0.03	n.d.	98.55
PS8-9	Mag	n.d.	n.d.	0.01	0.01	97.60	0.06	0.04	0.01	0.07	0.00	0.02	97.81
PS2-1	Mag	0.02	0.04	n.d.	n.d.	98.35	0.04	0.09	0.00	0.76	0.08	n.d.	99.37
PS2-2	Mag	0.01	n.d.	n.d.	0.01	100.76	0.09	0.13	0.00	0.37	0.08	0.00	101.44
PS2-3	Mag	0.01	0.00	0.02	0.02	101.23	0.28	0.08	0.00	0.20	0.05	0.01	101.89
PS2-4	Mag	0.02	0.00	0.00	0.03	100.00	0.33	0.11	0.03	0.20	0.02	0.00	100.74
PS2-5	Mag	0.01	n.d.	0.00	0.02	100.95	0.40	0.10	0.00	0.06	n.d.	0.01	101.55
PS2-6	Mag	0.01	n.d.	0.01	0.02	98.41	0.20	0.11	0.01	0.35	0.07	0.02	99.19
PS2-7	Mag	0.01	0.48	n.d.	0.01	97.32	0.16	0.02	0.03	0.08	0.00	0.01	98.11
PS2-8	Mag	0.01	0.01	0.12	0.02	97.62	0.11	0.01	0.00	0.05	0.01	n.d.	97.96
PS2-9	Mag	0.02	n.d.	0.08	n.d.	97.47	0.10	0.03	0.00	0.06	n.d.	n.d.	97.75
PS2-10	Mag	0.01	0.01	0.04	0.01	98.15	0.11	n.d.	0.02	0.04	0.01	0.00	98.40
PS2-11	Mag	n.d.	0.04	0.00	0.00	97.68	0.10	0.04	0.01	0.08	0.10	n.d.	98.04

n.d. = Not detected

همبستگی TiO_2 در توده‌های نفوذی به ترتیب با Al_2O_3 ، V_2O_3 و MnO است و در رگه‌های کانی‌سازی همبستگی منفی با اکسیدهای آهن و منگنز اندازه‌گیری شده نشان نمی‌دهد. محتوای SiO_2 در هر دو گروه مگنتیت بررسی شده به جز چند مورد اغلب کمتر از یک درصد است. بررسی‌هایی بر روی ذخایر اسکارن، سازندهای آهن نواری، ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانی، سرپانتینیت‌های پشته میانی اقیانوسی و ذخایر پورفیری بر محتوای SiO_2 تا ۸ درصد وزنی برای مگنتیت‌های سیلیسی تأکید دارند (Huberty et al., 2012).

مقادیر محتوای اکسید آلومینیم و تیتانیوم در مگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی به طرف رگه‌های سیلیسی کاهش چشمگیری نشان می‌دهد. کاهش Al_2O_3 و TiO_2 از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014). بیشترین همبستگی مثبت Fe_2O_3 در توده‌های نفوذی با Cr_2O_3 و V_2O_3 است (جدول ۳) و در رگه‌های کانی‌سازی بیشترین همبستگی Fe_2O_3 با MnO و به میزان کمتری با Cr_2O_3 دیده می‌شود (جدول ۴). بیشترین



شکل ۶. نمودار جعبه‌ای عناصر اصلی (به جز Fe_2O_3) برای مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های مأمونیه. A: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی و B: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه

Fig. 6. Box diagram of major elements (except Fe_2O_3) magnetites and titanomagnetites from Mamouniyeh. A: Samples related to mineralized veins, and B: Samples related to intrusive rocks

جدول ۳. ماتریس همبستگی پیرسون برای عناصر اندازه‌گیری شده در مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های واحدهای نفوذی مأمونیه

Table 3. Pearson Product correlation coefficient matrix for elements measured in magnetites and titanomagnetites in the Mamouniyeh intrusive rocks

	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO
MgO	1									
Al ₂ O ₃	-0.393	1								
TiO ₂	-0.604	0.706	1							
Cr ₂ O ₃	0.286	0.163	0.101	1						
Fe ₂ O ₃	-0.108	-0.212	-0.320	0.329	1					
V ₂ O ₃	-0.459	0.505	0.574	0.490	0.323	1				
MnO	-0.177	0.148	0.295	-0.368	-0.381	-0.205	1			
ZnO	-0.579	0.273	0.607	-0.453	-0.348	0.024	0.444	1		
SiO ₂	0.565	-0.437	-0.616	-0.342	-0.496	-0.676	0.020	-0.298	1	
CaO	-0.030	-0.302	-0.334	-0.259	0.325	-0.213	-0.124	-0.162	0.032	1

جدول ۴. ماتریس همبستگی پیرسون برای عناصر اندازه‌گیری شده در مگنتیت‌های همراه با کانی‌سازی مأمونیه

Table 4. Pearson Product correlation coefficient matrix for elements measured in magnetites and titanomagnetites in mineralized veins

	MgO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₃	MnO	ZnO	SiO ₂	CaO	P ₂ O ₅
MgO	1										
Al ₂ O ₃	0.080	1									
TiO ₂	-0.192	-0.070	1								
Cr ₂ O ₃	0.244	-0.161	-0.142	1							
Fe ₂ O ₃	0.091	-0.761	-0.300	0.221	1						
V ₂ O ₃	0.066	-0.077	-0.049	0.825	0.063	1					
MnO	0.307	-0.343	-0.468	0.375	0.418	0.265	1				
ZnO	-0.096	0.317	-0.136	-0.067	-0.262	0.152	-0.001	1			
SiO ₂	0.473	0.651	-0.085	0.052	-0.499	-0.043	0.204	-0.217	1		
CaO	0.523	0.038	-0.132	0.280	0.089	0.104	0.293	-0.344	0.541	1	
P ₂ O ₅	0.019	0.766	-0.052	-0.237	-0.831	-0.108	-0.314	-0.559	0.797	0.241	1

روندی کاهشی نشان می‌دهند. همچنین با افزایش محتوای آهن، مقادیر اکسید آلومینیم و وانادیم در آنها کاهشی و مقادیر کروم روندی افزایشی نشان می‌دهند.

بحث

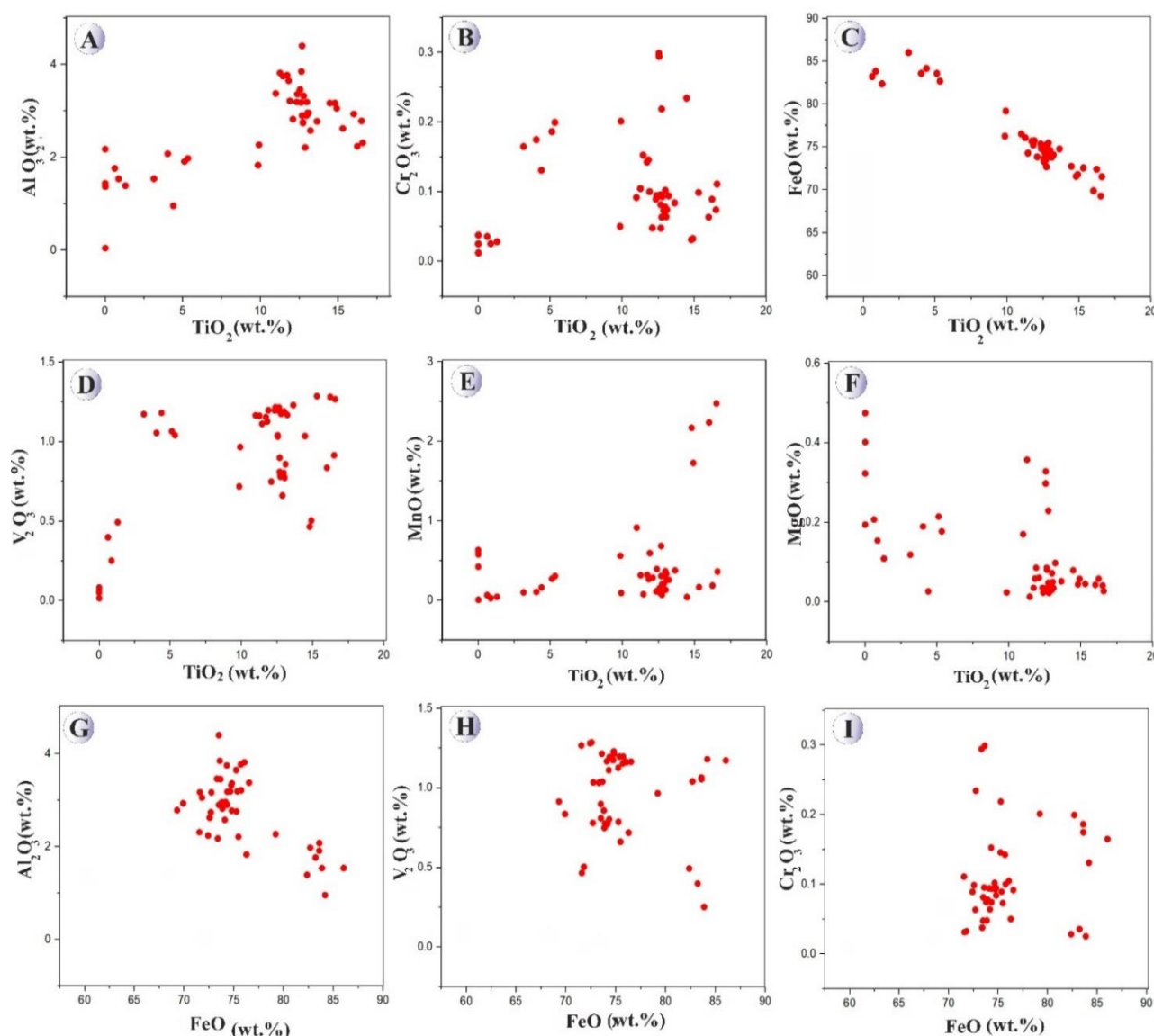
بررسی ترکیب شیمیایی

محلول جامد مگنتیت- الواسپینل $Ti_xFe_{3-x}O_4$ دما بالا (که با عنوان تیتانومگنتیت نیز شناخته می‌شود)، مهم‌ترین فاز آهن- تیتان در سنگ‌های ارتوماگمایی و ذخایر اکسیدی است (Spencer and Lindsley, 1981). تیتانومگنتیت (مگنتیت غنی از تیتان) می‌تواند احیایی و یا اکسیده شود (O'Reilly, 1984) و می‌توان به وسیله کانی‌های محصول و در حال تعادل، ترکیب آن را دوباره محاسبه کرد که مهم‌ترین کانی‌های حاصل از آن حضور تیغه‌های ایلمنیت و یا هم‌رشدی‌های ایلمنیت در تیتانومگنتیت است (Saito et al., 2004). در اثر فرایند معکوس اکسایش دوتریک ترکیب

نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر FeO و TiO_2 برای تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی (شکل ۷) و مگنتیت‌های رگه‌های اکسیدی- سولفیدی کانی‌سازی (شکل ۸) رسم شد. چنان‌که در شکل ۷- A تا I دیده می‌شود، در نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مأمونیه مقادیر اکسیدهای آلومینیم، کروم و وانادیم با افزایش مقادیر اکسید تیتانیوم افزایش می‌یابند؛ در حالی‌که محتوای آهن و منیزیم روندی معکوس و کاهشی نشان می‌دهند. محتوای منگنز نیز تا حدودی روندی افزایشی نشان می‌دهد. همچنین با افزایش مقادیر آهن، محتوای اکسید آلومینیم کاهش و محتوای کروم و وانادیم روندی پراکنده تا کمی افزایشی نشان می‌دهند.

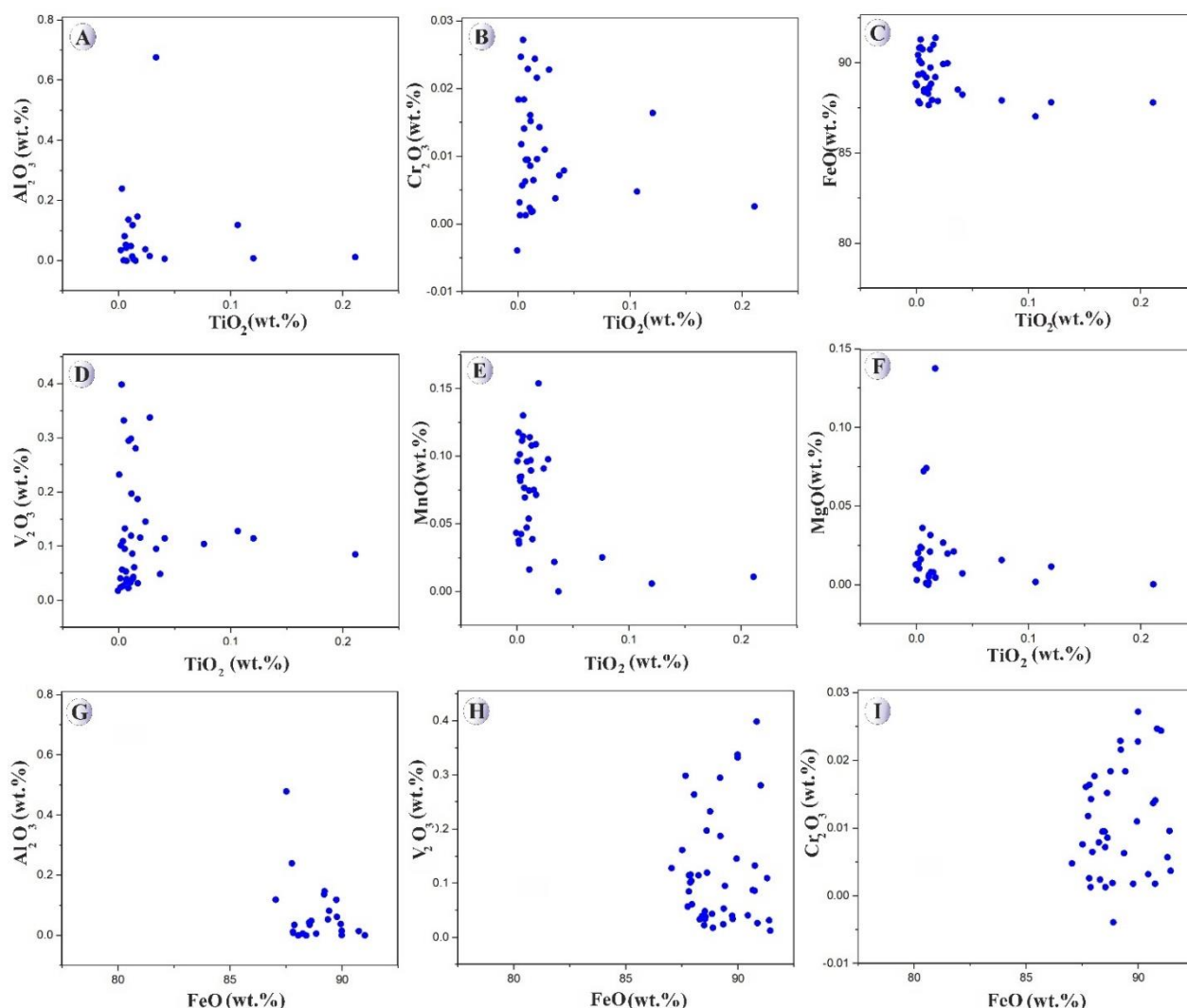
در نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی (شکل ۸- A تا I) با افزایش محتوای اکسید تیتانیوم مقادیر اکسیدهای آلومینیم و آهن ثابت (کمی کاهشی)، مقدار کروم تقریباً افزایشی و محتوای اکسیدهای منگنز و منیزیم ابتدا به صورت افزایشی و در نهایت

ایده آل تیتانومگنتیت ایجاد می‌شود که در امتداد خط مگنتیت- الواسپینل قرار می‌گیرد (شکل ۹). ترکیب تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های گرمایی مأمونیه در پایین خط مگنتیت- الواسپینل با تمایل به سمت وستیت (FeO) قرار می‌گیرد (شکل ۹).



شکل ۷. نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر اکسید تیتانیوم و FeO در تیتانو مگنتیت مربوط به سنگ‌های نفوذی در مأمونیه. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، B: نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 ، C: نمودار TiO_2 در برابر FeO، D: نمودار TiO_2 در برابر V_2O_5 ، E: نمودار TiO_2 در برابر MnO، F: نمودار TiO_2 در برابر MgO، G: نمودار FeO در برابر Al_2O_3 ، H: نمودار FeO در برابر V_2O_5 و I: نمودار FeO در برابر Cr_2O_3 .

Fig. 7. Major oxides (wt.%) vs. TiO_2 (wt.%) and FeO (wt.%) in titanomagnetite related to intrusive rocks in Mamouniyeh. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 , B: TiO_2 vs. Cr_2O_3 , C: TiO_2 vs. FeO, D: TiO_2 vs. V_2O_5 , E: TiO_2 vs. MnO, F: TiO_2 vs. MgO, G: FeO vs. Al_2O_3 , H: FeO vs. V_2O_5 , and I: FeO vs. Cr_2O_3



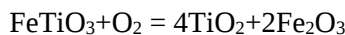
شکل ۸. نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر اکسید تیتانیوم و FeO در مگنتیت‌های همراه با رگه‌های کانی‌سازی در مأمنیه. A: نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ; B: نمودار TiO_2 در برابر Cr_2O_3 ; C: نمودار TiO_2 در برابر FeO ; D: نمودار TiO_2 در برابر V_2O_3 ; E: نمودار TiO_2 در برابر MnO ; F: نمودار TiO_2 در برابر MgO ; G: نمودار FeO در برابر Al_2O_3 ; H: نمودار FeO در برابر V_2O_3 ; I: نمودار FeO در برابر Cr_2O_3

Fig. 8. Major oxides (wt.%) versus TiO_2 (wt.%) and FeO (wt.%) in magnetites related to mineralized veins in Mamouniyeh. A: TiO_2 vs. Al_2O_3 , B: TiO_2 vs. Cr_2O_3 , C: TiO_2 vs. FeO , D: TiO_2 vs. V_2O_3 , E: TiO_2 vs. MnO , F: TiO_2 vs. MgO , G: FeO vs. Al_2O_3 , H: FeO vs. V_2O_3 , and I: FeO vs. Cr_2O_3

تیتانومگنتیت به دو کانی الواسپینل و مگنتیت تفکیک می‌شود و مگنتیت به عنوان کانی میزبان تیغه‌های الواسپینل در امتداد سطوح (۱۱۱) بافت ویدمن اشتاین را تشکیل می‌دهد (Mondal and Baidya, 2015) و سپس ایلمنیت در اثر کاهش دما و ناپایداری

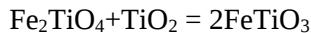
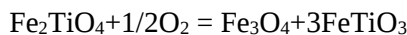
هماتیت‌های مارتیتی که در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند، نشان می‌دهند که مارتیتی شدن مگنتیت در آخرین مراحل اکسایش و با کاهش دما و افزایش فوگاسیته اکسیژن رخ داده است (Mondal and Baidya, 2015). با افزایش دما، محلول جامد

کم شدن دمای سامانه کانی‌سازی و تجزیه ایلمنیت طبق واکنش زیر رخ داده باشد:



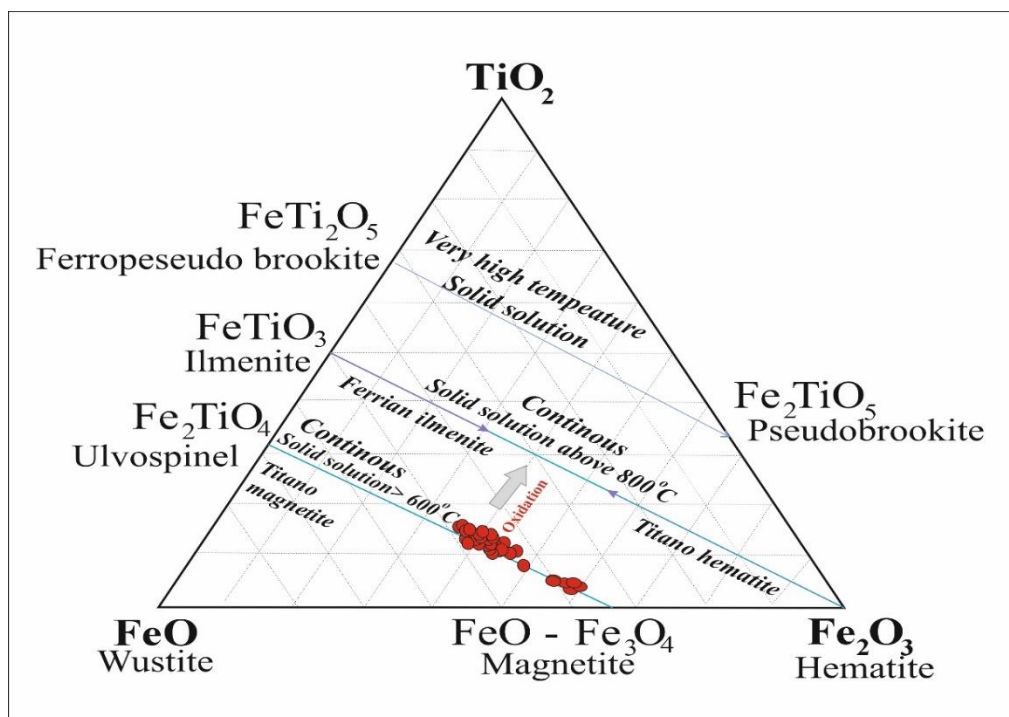
بررسی سنگ‌نگاری نشان‌دهنده به هم ریختگی ساختار کوبیک کانی‌های تیتانومگنتیت است و به نظر می‌رسد که تیغه‌های نازک در اثر پیشرفت اکسایش در تیتانومگنتیت و غنی‌شدگی تیتانیوم در راستای این سطوح شکل گرفته‌اند؛ در حالی که تیغه‌های ضخیم‌تر تحت اکسایش تیغه‌های الواسپینل در امتداد سطوح (۱۱۱) و (۱۰۰) و غنی‌شدگی تیتانیوم در امتداد این سطوح به صورت تدریجی همراه با افزایش فوگاسیته اکسیژن شکل گرفته‌اند. همان‌طور که پاستریس (Pasteris, 1985) بیان کرد، تیغه‌های ضخیم ایلمنیت در شرایط اکسایش پیشرفته و تیغه‌های نازک ایلمنیت در شرایط اکسایش اولیه تشکیل می‌شوند.

الواسپینل و واکنش با اکسیژن و TiO_2 بر اساس روابط زیر تشکیل می‌شود:



بر اساس این واکنش‌ها، در مرحله اول محلول جامد تیتانومگنتیت وجود داشته و با افزایش فوگاسیته اکسیژن و کاهش دما، تیغه‌های ایلمنیت در تیتانومگنتیت شکل گرفته است. تیغه‌های نازک ایلمنیت در تیتانومگنتیت محصول ناپایدار شدن تیتانومگنتیت و تیغه‌های ضخیم‌تر محصول جدایش درونی پس از تشکیل تیتانومگنتیت هستند (Dunn and Dey, 1937).

شدت مارتیتی شدن در تیتانومگنتیت‌های مأمونیه متفاوت است. در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن، گاهی بلورهایی که به شدت مارتیتی شده‌اند، دیده می‌شوند. وجود تیغه‌هایی از هماتیت در بعضی از ایلمنیت‌ها ممکن است تحت تأثیر اکسایش نهایی و



شکل ۹. نمودار سه تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (Buddington and Lindsley, 1964) و محل قرارگیری نتایج تجزیه EPMA از کانی‌های مگنتیت و تیتانومگنتیت توده‌های نفوذی و رگه‌های گرمایی مأمونیه بر روی آن

Fig. 9. $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ ternary diagram (Buddington and Lindsley, 1964) showing the locations of EPMA analysis results of magnetite and titanomagnetite from intrusive rocks and hydrothermal veins

بررسی منشأ

علاوه بر دمای متغیر و فوگاسیته اکسیژن، ترکیب شیمیایی متفاوت سنگ‌های میزبان و سیالات گرمایی اولیه می‌تواند به ایجاد ترکیب‌های مختلف کانی‌های اکسید آهن منجر شود (Nadoll et al., 2014; Dare et al., 2014). شیمی اکسیدهای آهن به شدت توسط شیمی سیالات ماگمایی / گرمایی اولیه، ترکیب سنگ‌ها / رسوبات میزبان، دما، فوگاسیته اکسیژن و ضریب تقسیم عناصر کمیاب در بین کانی‌ها و سیالات والد کنترل می‌شود (Angerer et al., 2012). تبادل کاتیونی بین فازهای اکسید آهن در طول مارتیتی شدن در دماهای متوسط به دلیل تحرک اندک Fe^{2+} و کاتیون‌های جایگزین (مانند منگنز، آهن، مس، روی، آرسنیک، مولیبدن، نقره، طلا و سرب) ناچیز است. بنابراین، انتظار می‌رود که شیمی هماتیت حاصل دگرسانی، مشابه مگنتیت اصلی باشد (Angerer et al., 2012). دگرسانی سیلیکات‌هایی که با مگنتیت همزیست هستند، نشان می‌دهد که انحلال سیلیکات‌ها در طول برهم کنش سنگ-سیال، عناصری مانند Mg ، Al و Ti را به سیالات گرمایی اضافه می‌کند (Nadoll et al., 2014). بنابراین، هماتیت نهشته شده از این سیالات می‌تواند در عناصر افزوده شده به آن نسبت به مگنتیت اولیه غنی‌تر باشد. این موضوع همچنین ممکن است نشان دهد که هماتیت از سیالات گرمایی با دمای بالا نهشته می‌شود؛ زیرا در دماهای بالا نخست حلالیت و در نتیجه فراوانی عناصر کمیاب در سیالات افزایش می‌یابد (Dare et al., 2014) و سپس ساختار کانایی منبسط شده امکان ترکیب طیف وسیع‌تری از کاتیون‌ها را فراهم می‌کند.

مقایسه محتوای عناصر جایگزین شده بین مگنتیت-تیتانومگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی منشأ کانی‌سازی در مأمونیه با مگنتیت‌های زون‌های کانی‌سازی نشان می‌دهد که در طول تبدیل فاز اکسیدهای آهن، توزیع مجدد در برخی عناصر به وجود آمده است (شکل ۶). چنان‌که مشخص است محتوای تیتانیوم، آلومینیم و وانادیم در نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی غنی‌شدگی نشان می‌دهد و در رگه‌های کانی‌سازی به صورت

واضحی تهی شده‌اند. محتوای آهن نیز در رگه‌های کانی‌سازی به صورت مشخصی بیشتر است (شکل ۶). غلظت‌های بالاتر V و Cr در مگنتیت‌های توده‌های نفوذی نسبت به رگه‌های سیلیسی حاوی کانی‌سازی با ماهیت مافیک سنگ میزبان سازگار است (Curtis, 1964). کاهش کروم و وانادیم در مگنتیت‌های رگه‌های حاوی کانی‌سازی منشأگرفته از این توده‌های نفوذی مونزونیتی-گابرویی نسبت به مگنتیت‌های اولیه، نشان‌دهنده تشکیل آن در فوگاسیته اکسیژن بالاست و همچنین توزیع مجدد عنصری را در طول تبدیل اکسیدهای آهن نشان می‌دهد.

در منطقه مأمونیه، محتوای اکسید وانادیم در تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی از ۰/۱۶ تا ۱/۲۸ درصد با میانگین ۰/۸۸ درصد وزنی و در مگنتیت‌های رگه‌های کانی‌سازی از ۰/۱۲ تا ۰/۳۹ درصد با میانگین ۰/۱۲ درصد وزنی متغیر است. توزیع مجدد و تمرکز عناصر کروم و وانادیم به شدت توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود (Klemme et al., 2006; Ryabchikov and Kogarko, 2006; Nadoll et al., 2014). محتوای وانادیم مگنتیت علاوه بر دما می‌تواند نشان‌دهنده شرایط فوگاسیته اکسیژن محیط ماگمایی / گرمایی و یا متأثر از واکنش سیال / سنگ در حین تبلور مگنتیت باشد (Knipping et al., 2015; Tian et al., 2021). شرایط فوگاسیته اکسیژن بالاتر با حضور کمتر وانادیم در ساختار مگنتیت همراه است (Canil and Lacourse, 2020). در شرایط فوگاسیته کم اکسیژن، V^{3+} سه ظرفیتی دارای شعاع یونی (64 pm) تقریباً یکسان با شعاع Fe^{3+} (65 pm) است، بنابراین، V معمولاً به صورت انتخابی در ساختار کانایی سیلیکات مگنتیت و فرومگنزی ترکیب می‌شود. در مقابل، در فوگاسیته اکسیژن بالاتر، V در حالت اکسایش بالاتر خود (V^{5+}) رخ می‌دهد و با ساختار اکسیدهای آهن ناسازگار می‌شود (Toplis and Carroll, 1995; Bordage et al., 2011). در محیط‌های ماگمایی-گرمایی وابستگی میزان تیتانیوم در مگنتیت به دمای تبلور آن مشخص شده است؛ به گونه‌ای که در دماهای بالاتر، مگنتیت‌های متبلور شده دارای مقادیر بیشتر تیتانیوم در ساختار

خود هستند (Tian et al., 2021). هر چند در سامانه‌هایی مانند مس پورفیری با کاهش دمایی سامانه ماگمایی / گرمابی حین سرد شدن و یا افزایش تأخیری میزان فوگاسیته اکسیژن، بخشی از محتوای تیتانیوم مگنتیت به صورت ناآمیختگی (تفکیک فازهای تیتانیوم دار اغلب ایلمنیت و یا روتیل) و به صورت تیغه و یا در حاشیه مرز تماس دسته‌جات مگنتیت خود را نشان می‌دهند (Wen et al., 2017; Zarasvandi et al., 2023).

با توجه به اینکه در درجه حرارت‌های بالا، انحلال‌پذیری عناصر بیشتر خواهد بود، پس در طول تبلور ماگما و تشکیل بلورهای تیتانومگنتیت در درجه حرارت‌های بالا، تیتانیوم به میزان بیشتری در مگنتیت جای می‌گیرد و درجه حرارت‌های کمتر، به خاطر کم‌شدن قابلیت انحلال، میزان Ti در مگنتیت کمتر می‌شود. به همین دلیل تیتانیوم در شکستگی‌ها و مناطق نقص بلوری رها خواهد شد و تشکیل محلول‌های جامدی را خواهد داد (Craig and Vaughan, 1994).

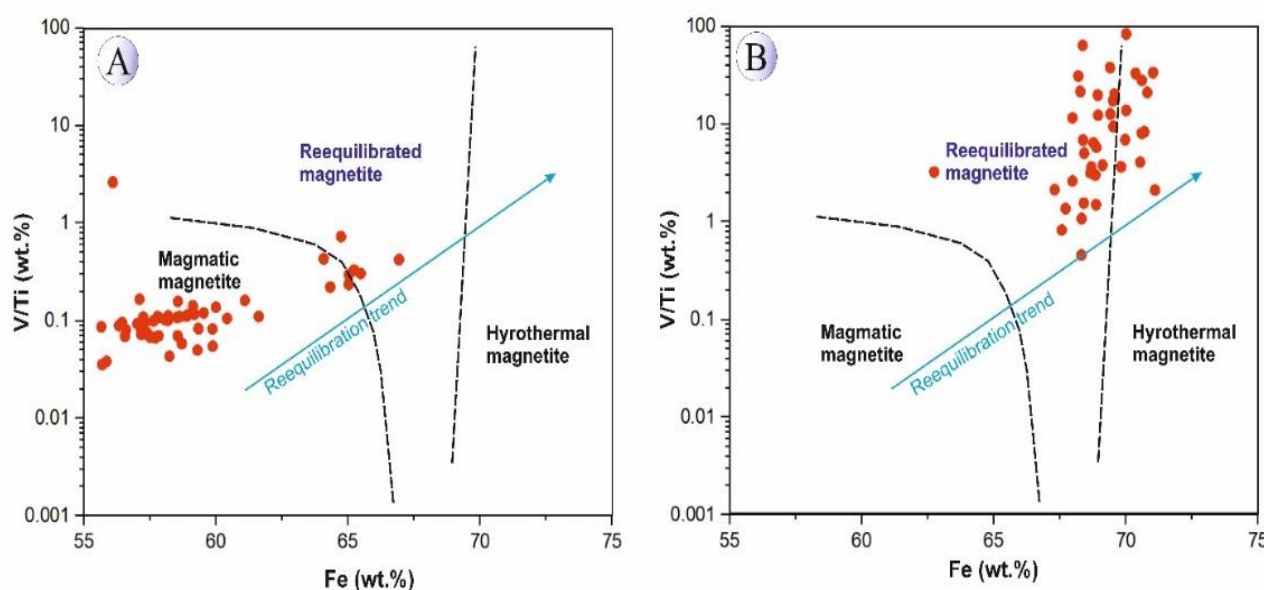
مگنتیت در نمونه‌ها به سه صورت دیده می‌شود که شامل اولیه، جانشینی ثانویه و محلول جامد هستند. مگنتیت‌های اولیه مگنتیت بدون هیچ‌گونه جانشینی عنصری در درزه‌ها و شکستگی‌های بلوری دیده می‌شوند. در نوع دیگری از آن در داخل درز و شکاف‌های مگنتیت، هماتیت جانشین شده که به صورت مارتیتی شدن مشخص می‌شود و فرایند دگرسانی از درزه‌ها شروع و در نهایت به سطح کل بلور گسترش پیدا می‌کند. در شکل بعدی نیز مگنتیت با ایلمنیت به صورت محلول جامد قرار دارند و هم‌یافت یکدیگر هستند و کانی تیتانومگنتیت نیز به صورت هم‌وزن دیده می‌شود. این‌گونه تمرکز تیتانیوم نشان می‌دهد که قابلیت انحلال Ti در محلول جامد تیتانومگنتیت در دمای پایین محدود است. حین تبلور ماگمای تولیتی ماگما یک مسیر عادی را طی خواهد کرد و ابتدا کانی‌های حرارت بالا تشکیل می‌شوند؛ در حالی که طی تبلور یک ماگمای کالک‌آلکال به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن حین تبلور ماگما، مسیر عادی تبلور عوض می‌شود و کانی‌های اکسیدی آهن دار به جای سیلیکات‌های

آهن دار تشکیل می‌شوند (Mason and Moore, 1966). هنگامی که ماگما به سطح نزدیک می‌شود، به علت بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن، مگنتیت و تیتانومگنتیت به صورت بلورهای دانه ریز متبلور می‌شوند؛ به صورتی که ابتدا تیتانومگنتیت و پس از آن مگنتیت و ایلمنیت به صورت تداخلی رشد می‌کنند (Wechsler et al., 1984). در حین تبلور ماگما و شکل‌گیری تیتانومگنتیت در دمای بالا، Ti به مقدار بیشتری در مگنتیت جای می‌گیرد. در دماهای کمتر، به دلیل کم‌شدن قابلیت انحلال، مقدار تیتانیوم در مگنتیت پایین می‌آید و به همین دلیل Ti در شکستگی‌ها و نقایص بلوری و محلول جامدهایی مانند ایلمنیت را تشکیل می‌دهد (Craig and Vaughan, 1994). در نمونه‌های مأونیه، ایلمنیت اغلب به صورت تیغه‌های جداشده و گاهی به صورت محلول جامد با مگنتیت دیده می‌شود که بیانگر شرایط تشکیل مشابه آنها با مگنتیت است.

ترکیب شیمیایی مگنتیت ممکن است در اثر تعادل مجدد نیز دچار تغییر شود (Hu et al., 2014)، به خصوص در سامانه‌هایی که چندین مرحله خروج سیال گرمابی در آنها رخ می‌دهد و مقادیر عناصری مانند تیتانیوم، آلومینیم، منیزیم، منگنز، کلسیم و سیلیسیم در مگنتیت تغییر می‌یابد (Hu et al., 2014; Hu et al., 2015). نسبت V/Ti مگنتیت ماگمایی به طور کلی ۱ است (Dupuis and Beaudoin, 2011). وانادیم در سیال (های) گرمابی با دمای پایین بسیار متحرک است؛ در حالی که Ti از نظر زمین‌شیمیایی در محیط‌های گرمابی بی‌حرکت است (Oliver et al., 2004). برای بررسی رخداد تعادل مجدد در مگنتیت، می‌توانیم از نمودار دو متغیره V/Ti در برابر Fe استفاده کنیم (Wen et al., 2017). در این نمودار از شیمی مگنتیت‌های همراه با سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک برای رسم محدوده ماگمایی بهره برده شده است و محدوده گرمابی بر اساس شیمی مگنتیت‌های گرمابی ذخایر اسکارن و مس پورفیری مشخص شده است. (Wen et al., 2017). ترسیم نتایج تجزیه EPMA مگنتیت‌های مأونیه بر روی این نمودار نشان‌دهنده محدوده مگنتیت‌های ماگمایی برای

مگنتیت شود که این تخریب در ساختار مگنتیت موجب به وجود آمدن فاز ناپایدار آهن آبدار می‌شود و در نهایت هماتیت جانشین آن می‌شود (Yin et al., 2022). به همین دلیل می‌توان گفت وجود هم‌رشدی مگنتیت و هماتیت به صورت ماریتی ممکن است در اثر دفعات مکرر خروج سیال گرمابی رخ داده باشد.

نمونه‌های مربوط به سنگ‌های نفوذی و محدوده مگنتیت‌های تعادل مجددیافته برای نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است که نشان‌دهنده تأثیر سیالات گرمابی در طی تبلور و تعادل مجدد در آنهاست (شکل ۱۰-A و B). خروج متعدد سیالات گرمابی از سامانه می‌تواند موجب شست‌وشوی Fe^{2+} از ساختار



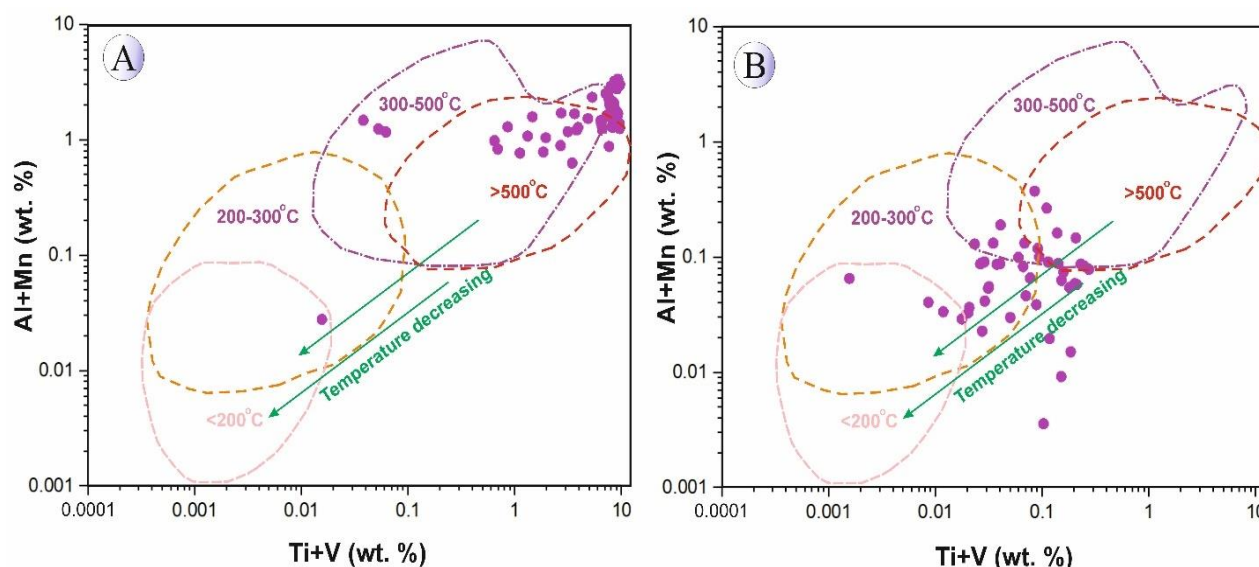
شکل ۱۰. نمودار V/Ti در برابر Fe برای تفکیک مگنتیت‌های ماگمایی، گرمابی و تعادل مجدد یافته (Wen et al., 2017). A: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مأمونیه و B: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی مأمونیه

Fig. 10. V/Ti versus Fe (wt.%) diagram to distinguish magmatic, hydrothermal and re-equilibrated magnetites (Wen et al., 2017). A: Samples related to intrusive bodies, and B: Samples related to mineralized veins

هستند (Goudarzi et al., 2024e). این روند نشان‌دهنده کاهش دمای سامانه تحت تأثیر مواردی مانند اختلاط سیالات جوی حین نفوذ سیالات گرمابی و نهشته شدن مگنتیت در رگه‌های کانی‌سازی در دمایی پایین‌تر است. همچنین نمودار Ti (ppm) در برابر Mg+Al+Si (ppm) (Tian et al., 2021)، نشان‌دهنده تشکیل مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در شرایط واکنش گسترده سیال گرمابی و سنگ دیواره است (شکل ۱۲).

دمای تشکیل و فوگاسیته اکسیژن

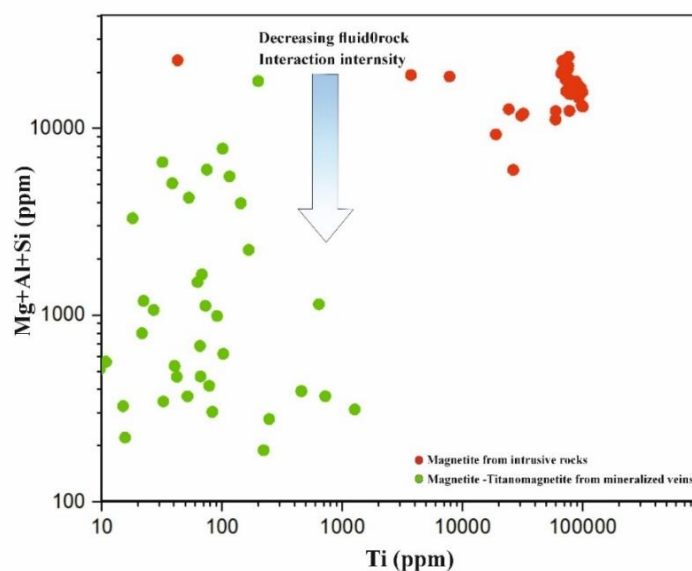
برای بررسی محدوده دمایی تشکیل مگنتیت- تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه، با ترسیم داده‌ها بر روی نمودار دو متغیره Al+Mn در برابر Ti+V (wt.%) (شکل ۱۱-A و B) مشخص شد که تیتانومگنتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی، دما بالا بوده و مگنتیت‌های موجود در رگه‌های سیلیسی، دمای متوسط در محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد داشته و مطابق با داده‌های میان‌بارهای سیال کوارتز رگه‌های کانی‌سازی



شکل ۱۱. نمودار دومتغیره $Ti+V$ (wt.%) در برابر $Al+Mn$ (wt.%) (Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018) که نشان‌دهنده محدوده

دمایی مگنتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه است. A: نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی و B: نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی

Fig. 11. Bivariate plot of $Ti+V$ (wt.%) versus $Al+Mn$ (wt.%) (Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018) showing the temperature range of Mamouniyeh magnetites and titanomagnetites. A: Samples related to intrusive bodies, and B: Samples related to mineralized veins



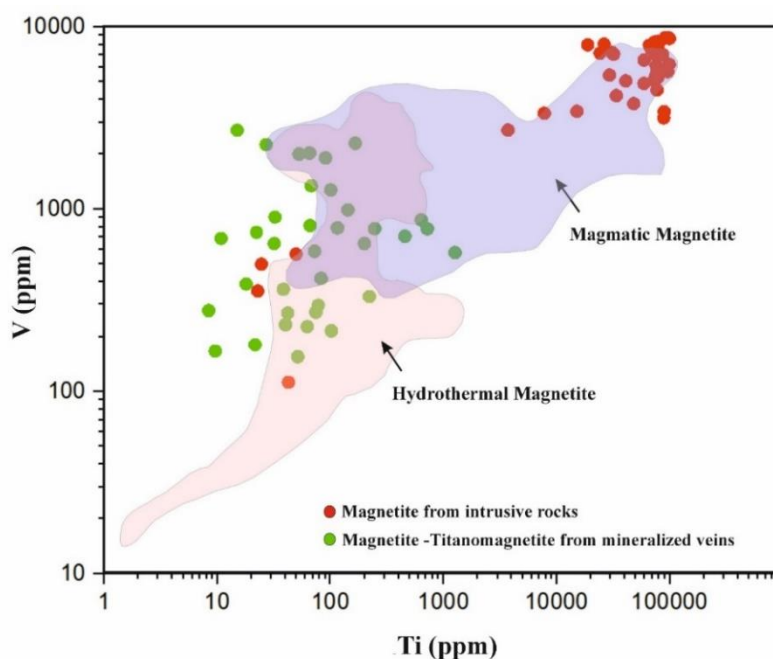
شکل ۱۲. نمودار Ti (ppm) در برابر $Mg+Al+Si$ (ppm) (Tian et al., 2021) برای تعیین نرخ واکنش سیال و سنگ دیواره در مگنتیت‌های مأمونیه.

پیکان جهت کاهش نرخ برهم کنش سیال و سنگ را نشان می‌دهد.

Fig. 12. Ti versus $Mg+Al+Si$ diagram (Tian et al., 2021) for determining the reaction rate between fluid and wall rock in Mamouniyeh magnetites. The arrow indicates the direction of decreasing fluid-rock interaction rate.

بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی گراد و نمونه‌های مربوط به رگه‌های سیلیسی تقریباً در دمای ۳۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده تأثیر دما بر ترکیب مگنتیت‌های منطقه است. سان و همکاران (Sun et al., 2017) نشان دادند مگنتیت در مرحله اولیه تغییرات برگشتی دارای مقادیر بالای کبالت (Co)، وانادیوم (V)، تیتانیوم (Ti)، آلومینیوم و منگنز (Al + Mn) است که نشان‌دهنده محیطی با فشار اکسیژن پایین (fO_2) و دمای بالاست.

شواهد سنگ‌نگاری نیز نشان می‌دهد که مگنتیت‌های اولیه در توده‌های نفوذی منشأ ماگمایی دارند. برای تفکیک مگنتیت‌های گرمابی از ماگمایی، می‌توان از نمودار Ti (ppm) در برابر V (ppm) استفاده کرد (Nadoll et al., 2015). ترسیم نمونه‌های منطقه مأمونیه بر روی این نمودار نشان‌دهنده تفکیک و جدایش مشخصی در تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های کانی‌سازی در دو گروه ماگمایی و گرمابی جداگانه است (شکل ۱۳)؛ به نحوی که در نمودار (Al + Mn) در مقابل (Ti + V) مگنتیت‌های مربوط به سنگ‌های نیمه عمیق در دمای



شکل ۱۳. نمودار دومتغیره Ti (ppm) در برابر V (ppm) (Nadoll et al., 2015) که نشان‌دهنده محدوده تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی منطقه مأمونیه در محدوده ماگمایی و مگنتیت‌های رگه‌های کاسازی در محدوده گرمابی است.

Fig. 13. Bivariate diagram of Ti versus V (Nadoll et al., 2015) showing the range of Mamuniyeh titanomagnetites in the magmatic field and titanomagnetites of mineralized veins in the hydrothermal field.

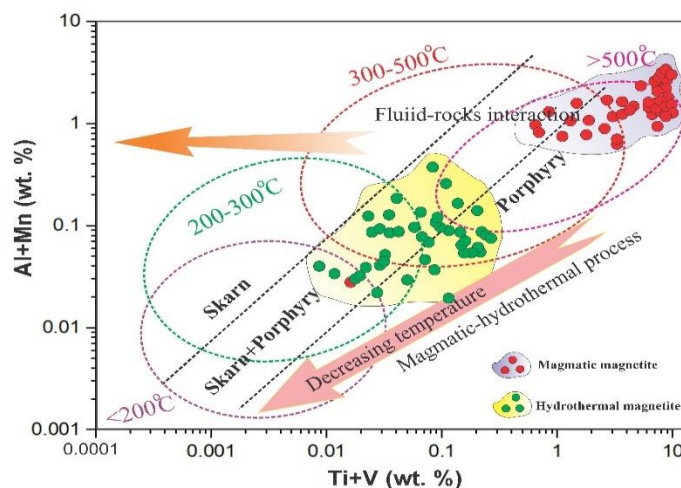
گوگرد و دمای پایین تشکیل شده‌اند؛ در حالی که نوع مس‌دار در دمای بالا و فشار جزئی بالای گوگرد تشکیل شده‌اند. بر این اساس، مقادیر بالای اکسیدهای Ti و V در مگنتیت‌های توده نفوذی، دمای بالا و fO_2 پایین ماگما را در این منطقه نشان

والکاما و همکاران (Valkama et al., 2016) نشان دادند که فشار جزئی O_2 و S_2 در سیالات گرمابی احتمالاً در طول نهشته‌کردن کانسارهای پلی‌متال دارای نوسان است؛ به نحوی که نوع آهن‌دار در شرایط فشار جزئی بالای O_2 ، فشار جزئی پایین

می‌دهد.

متالورژیک است. محتوای اکسید وانادیم در مگنتیت‌های مأمونیه نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن سیال(های) تشکیل دهنده مگنتیت از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی روند افزایشی داشته است و فوگاسیته اکسیژن در رگه‌های سیلیسی بیشتر از ماگمای مولد است و هم‌زمان با کاهش دما، آلودگی پوسه‌ای رخ داده است (شکل ۱۴) که می‌تواند بیانگر نرخ بالای واکنش سیال ماگمایی- گرمابی و سنگ میزبان باشد.

محتوای اکسید وانادیم (V_2O_3) مگنتیت‌های توده نفوذی نیمه عمیق به صورت مشخصی بیشتر از مقادیر V_2O_3 در رگه‌های سیلیسی کانه‌دار است. بر اساس تاپلیس و کورنه (Toplis and Corgne, 2002) افزایش عنصر وانادیوم در مگنتیت، کاهش فوگاسیته اکسیژن را نشان می‌دهد. همچنین بر اساس ونگ و همکاران (Wang et al., 2018)، تغییر محتوای وانادیم در مگنتیت نشان‌دهنده تغییر فوگاسیته اکسیژن سیالات در فرایندهای



شکل ۱۴. نمودار نشان‌دهنده ارتباط ترکیب مگنتیت‌ها با نوع کانسار (روندهای دمایی و مرزها از نادال و همکاران (Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015)

Fig. 14. Diagram showing the relationship between magnetite composition and deposit type (temperature trends and boundaries from Nadoll et al. (2014) and Nadoll et al. (2015)

نتیجه‌گیری

نشان می‌دهد. در مگنتیت‌های توده‌های نفوذی، با افزایش TiO_2 ، میزان Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و V_2O_3 افزایش و Fe_2O_3 و MnO کاهش می‌یابند؛ اما برخلاف آن، در نمونه‌های رگه‌های کانی‌سازی، با افزایش TiO_2 ، مقادیر Al_2O_3 و Fe_2O_3 کاهش و Cr_2O_3 افزایش می‌یابد که سیلیسی از ویژگی‌های مگنتیت‌های گرمابی است. ترکیب تیتانومگنتیت‌های منطقه مأمونیه در سامانه سه‌تایی FeO - Fe_2O_3 - TiO_2 در پایین خط مگنتیت- الواسپینل با تمایل به سمت وستیت (FeO) قرار می‌گیرد. شدت ماریتی‌شدن در

مگنتیت و تیتانومگنتیت از مهم‌ترین کانی‌های اکسیدی هیپوژن در ارتباط با سامانه کانی‌سای اپی‌ترمال در مأمونیه، در بخش مرکزی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر هستند که در توده‌های نفوذی نیمه عمیق مونزودیوریتی اغلب به صورت تیتانومگنتیت و در رگه‌های سیلیسی به صورت مگنتیت و به مقدار کمتری تیتانومگنتیت ظاهر دارند. ویژگی‌های شیمیایی مگنتیت‌ها اهمیت فرایندهای ماگمایی- گرمابی را در پیدایش کانی‌سازی مس در منطقه مأمونیه

تحت تأثیر مواردی مانند اختلاط سیالات جوی حین نفوذ سیالات گرمایی و نهشته شدن مگنتیت در رگه‌های کانی‌سازی در دمایی پایین‌تر است. بررسی نرخ واکنش سیال و سنگ دیواره نشان‌دهنده تبلور مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی در شرایط واکنش گسترده سیال گرمایی و سنگ دیواره است. تفکیک و جدایش مشخصی در تیتانومگنتیت- مگنتیت‌های توده‌های نفوذی و رگه‌های کانی‌سازی دیده می‌شود و در دو گروه ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند. مقادیر بالای اکسیدهای Ti و V در مگنتیت‌های توده نفوذی، دمای بالا و fO_2 پایین ماگما را در این منطقه نشان می‌دهد. محتوای اکسید وانادیم در مگنتیت‌های مأمونیه نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن سیال(های) تشکیل‌دهنده مگنتیت از ماگمای والد به سمت رگه‌های کانی‌سازی روند افزایشی داشته است و فوگاسیته اکسیژن در رگه‌های سیلیسی بیشتر از ماگمای مولد است.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

از داوران محترم برای نظرهای دقیق و بازخوردهای سازنده‌ای که به بهبود و ارتقاء کیفیت این مقاله کمک شایانی کرد، صمیمانه تشکر می‌کنیم. همچنین از سردبیر محترم به خاطر حمایت‌ها و راهنمایی‌های مفیدی که در طول فرایند بازبینی انجام دادند، سپاسگزاریم. این پژوهش بخشی از پایان نامه دکتری نویسنده اول است که با همکاری دانشگاه لرستان و دانشگاه وین انجام شده است.

تیتانومگنتیت‌های مأمونیه متفاوت است. در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن، گاهی بلورهایی که به شدت ماریتی شده‌اند، دیده می‌شوند. وجود تیغه‌هایی از هماتیت در بعضی از ایلمنیت‌ها تحت تأثیر اکسایش نهایی و کم شدن دمای سامانه کانی‌سازی و تجزیه ایلمنیت رخ داده است. مقایسه محتوای عناصر جایگزین شده بین مگنتیت- تیتانومگنتیت‌های توده‌های نفوذی مولد کانی‌سازی در مأمونیه با مگنتیت‌های زون‌های سیلیسی کانی‌سازی نشان می‌دهد که در طول تبدیل فاز اکسیدهای آهن، توزیع مجدد در برخی عناصر به وجود آمده است. محتوای اکسید وانادیم در تیتانومگنتیت‌های سنگ‌های درونی از ۰/۱۶ تا ۱/۲۸ درصد با میانگین ۰/۸۸ درصد وزنی و در مگنتیت‌های رگه‌های کانی‌سازی از ۰/۱۲ تا ۰/۳۹ درصد با میانگین ۰/۱۲ درصد وزنی متغیر است. توزیع مجدد و تمرکز عناصر کروم و وانادیم به شدت توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود. کاهش محتوای کروم و وانادیم در مگنتیت‌های رگه‌های حاوی کانی‌سازی منشأگرفته از این توده‌های نفوذی نسبت به مگنتیت‌های اولیه نشان‌دهنده تشکیل آن در فوگاسیته اکسیژن بالاست. تغییرات نسبت وانادیم، تیتانیوم نسبت به آهن نشان‌دهنده محدوده مگنتیت‌های ماگمایی برای مگنتیت‌های سنگ‌های نفوذی و محدوده مگنتیت‌های تعادل مجدد یافته برای نمونه‌های مربوط به رگه‌های کانی‌سازی است و تأثیر سیالات گرمایی در طی تبلور و تعادل مجدد در آنها را نشان می‌دهد. ترسیم داده‌ها بر روی نمودار دو متغیره محتوای Al+Mn در برابر Ti+V نشان می‌دهد که تیتانومگنتیت‌های مورد بررسی در توده‌های نفوذی دمای بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد داشته‌اند و مگنتیت‌های رگه‌های سیلیسی دما متوسط در محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و مطابق با داده‌های میان‌بارهای سیال در کانی‌کوارتز رگه‌های کانی‌سازی هستند که نشان‌دهنده کاهش دمای سامانه

1. BSE
2. EPMA
3. EDX
4. VMS

References

- Amidi, S.M., Shahrabi, M. and Navai, I., 2004. Geological map of Zaviyeh, Geological Survey of Iran, No. 6160.
- Angerer, T., Hagemann, S.G. and Danyushevsky, L. V., 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing Greenstone Belt, Western Australia. *Economic Geology*, 107(4): 599–644. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.4.599>
- Bédard, E., de Vazelhes, V.D.B. and Beaudoin, G., 2022. Performance of predictive supervised classification models of trace elements in magnetite for mineral exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 236: 106959. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2022.106959>
- Bordage, A., Balan, E., Villiers, J.R., Cromarty, R., Juhin, A., Carvallo, C., Calas, G., Raju, S. P.V. and Glatzel, P., 2011. V oxidation state in Fe-Ti oxides by high-energy resolution fluorescence-detected X-ray absorption spectroscopy. *Physics and Chemistry of Minerals*, 38: 449–458. <https://doi.org/10.1007/s00269-011-0418-3>
- Buddington, A. and Lindsley, D., 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, 5(2): 310–357. <https://doi.org/10.1093/petrology/5.2.310>
- Canil, D., Grondahl, C., Lacourse, T. and Pisiak, L. K., 2016. Trace elements in magnetite from porphyry Cu–Mo–Au deposits in British Columbia, Canada. *Ore Geology Reviews*, 72(Part 1): 1116–1128. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.007>
- Canil, D. and Lacourse, T., 2020. Geothermometry using minor and trace elements in igneous and hydrothermal magnetite. *Chemical Geology*, 541: 119576. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119576>
- Chen, W.T., Zhou, M.F., Li, X., Gao, J.F. and Hou, K., 2015. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: Cu-(Au, Fe) deposits in the Khetri copper belt in Rajasthan Province, NW India. *Ore Geology Reviews*, 65(part 4): 929–939. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.035>
- Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1994. *Ore Microscopy and Ore Petrography*. Mineralogical Society of America, USA, 434 pp.
- Curtis, C.D., 1964. Applications of the crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(3): 389–403. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90112-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90112-7)
- Dare, S.A.S., Barnes, S.J., Beaudoin, G., Meric, J., Boutroy, E. and Potvin-Doucet, C., 2014. Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators. *Mineralium Deposita*, 49: 785–796. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0529-0>
- Deditius, A., Reich, M., Simon, A.C., Suvorova, A., Knipping, J., Roberts, M.P., Rubanov, S., Dodd, A. and Saunders, M., 2018. Nanogeochemistry of hydrothermal magnetite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(46): 1–20. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1474-1>
- Dunn, J.A. and Dey, A.K., 1937. Vanadium bearing titaniferous magnetite iron ores in Singh hum and Mayurbhanj, India. Mining and Geological Institute of India, Calcutta, 184 pp.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46: 319–335. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- Ehsani Nasab, P. and Ehya, F., 2019. Mineralogy and magnetite trace element geochemistry of the Niyasar iron ore deposit, Esfahan Province, Iran. *Periodico di Mineralogia*, 88(1): 59–73. <https://doi.org/10.2451/2019PM838>
- Fleet, M., 1981. The structure of magnetite. *Acta Crystallography*, B37: 917–920. <https://doi.org/10.1107/S0567740881004597>
- Lindsley, D.H., 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe–Ti oxides. In: D. Rumble III, (Editor), *Oxide Minerals. REVIEWS IN MINERALOGY*. Mineralogical Society of America's, pp. L1–L60. <https://doi.org/10.1515/9781501508561-006>
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klotzli, U., 2024a. Geochemistry and tectono-magmatic setting of hypabyssal intrusive rocks in the south of Mamouniyeh, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, Articles in Press. Retrieved December 11, 2024 from https://www.gsjournal.ir/article_201644.html?lang=en
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klötzli, U. 2024b. Geochemistry, petrography, and tectono-

- magmatic setting of Eocene volcanic lavas in the south of Mamuniyeh, Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Markazi Province, Iran. *Petrological Journal*, 15(1): 85–116.
<https://doi.org/10.22108/ijp.2024.139861.1315>
- Goudarzi, M., Zamanian, H. and Klotzli, U. 2024c. Copper mineralization pattern based on mineralogy, alteration, geochemistry of intrusive rocks and fluid inclusion in the south of Mamuniyeh, middle part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 34(3): 35–62.
<https://doi.org/10.22071/gsj.2024.424348.2122>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U., Lentz, D. and Ullah, M. 2024d. Genesis of the Mamuniyeh copper deposit in the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran: Constraints from geology, geochemistry, fluid inclusions, and H–O–S isotopes. *Ore Geology Reviews*, 175: 106279.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106279>
- Goudarzi, M., Zamanian, H., Klötzli, U. and Ullah, M. 2024e. Evidence of boiling in ore-forming process based on quartz textures and fluid inclusions studies, a case study in Mamouniyeh Cu deposit, Iran, EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, pp. 14–19.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-8552>
- Hu, H., Lentz, D., Li, J.W., Mccarron, T., Zhao, X.F. and Hall, D., 2015. Re-equilibration processes in magnetite from iron skarn deposits. *Economic Geology*, 110(1): 1–8.
<http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.110.1.1>
- Hu, H., Li, J.W., Lentz, D., Ren, Z., Zhao, X.F., Deng, X.D. and Hall, D., 2014. Dissolution-reprecipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore genesis and implication for in-situ chemical analysis of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 57(1): 393–405.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.07.008>
- Huberty, J.M., Konishi, H., Heck, P.R., Fournelle, J.H., Valley, J.W. and Xu, H., 2012. Silician Magnetite from the Dales Gorge member of the Brockman Iron Formation, Hamersley Group, Western Australia. *American Mineralogist*, 97(1): 26–37.
<https://doi.org/10.2138/am.2012.3864>
- Klein, C., 2005., Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist*, 90(10): 1473–1499.
<https://doi.org/10.2138/am.2005.1871>
- Klemme, S., Günther, D., Hametner, K., Prowatke, G. and Zack, T., 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvöspinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, 234(3–4): 251–263.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.005>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P., Wälle, M., Heinrich, C.A., Holtz, F. and Munizaga, R., 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171: 15–38.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.010>
- Makvandi, S., Ghasemzadeh-Barvarz, M., Beaudoin, G., Grunsky, E.C., McClenaghan, B.M., Duchesne, C. and Boutroy, E., 2016. Partial least squares-discriminant analysis of trace element compositions of magnetite from various VMS deposit subtypes: application to mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 78: 388–408.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.04.014>
- Marboudi, Z., Ehya, F., Rostami Paydar, G. and Maleki, S., 2020, Geochemical, microthermometric, and sulfur isotopic constraints on the origin of the Sarviyan iron deposit, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 210: 106451.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106451>
- Mason, B. and Moore, B., 1966. *Principles of Geochemistry*. Wiley, New York, London, 329 pp.
- Mondal, R. and Baidya, T.K., 2015. Titaniferous magnetite deposits associated with Archean greenstone belt in the East Indian Shield. *Earth Sciences*, 4(4–1): 15–30.
<http://dx.doi.org/10.11648/j.earth.s.2015040401.12>
- Mucke, A. and Cabral A.R., 2005. Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in Rocks. *Chemie der Erde*. 65(3): 271–278.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2005.01.002>
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D. and Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Reviews*, 61: 1–32.

- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.013>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E. and Box, S.E., 2012. Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and host rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States. *Economic Geology*, 107(6): 1275–1292. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.6.1275>
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Leveille, R.A. and Koenig, A.E., 2015. Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States. *Mineralium Deposita* 50(4): 493–515. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y>
- Navid Farayand Alborz company, 2017. 1:20000 geological map of Mamuniyeh exploration area (not published). exploration licence No: 102/19288. Tehran, Iran.
- O'Reilly, W., 1984. *Rock and Mineral Magnetism*. Blackie, Glasgow and London, Chapman and Hall, New York, 220 pp.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology*, 98(1): 157–161. <http://dx.doi.org/10.2113/98.1.157>
- Oliver, N.H., Cleverley, J.S., Mark, G., Pollard, P.J., Fu, B., Marshall, L.J., Rubenach, M.J., Williams, P.J. and Baker, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145–1176. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1145>
- Pasteris, J.D., 1985. Relationships between temperature and oxygen fugacity among Fe-Ti oxides in two regions of the Duluth complex. *Canadian Mineralogist*, 23: 111–127. Retrieved December 10, 2024 from <https://pubs.geoscienceworld.org/mac/canmin/article-abstract/23/1/111/11756/Relationships-between-temperature-and-oxygen?redirectedFrom=PDF>
- Rezaei Kahkhaei, M., Esmaili, D. and Francisco, C.G., 2014. Geochemical and isotopic (Nd and Sr) constraints on elucidating the origin of intrusions from northwest Saveh, Central Iran. *Geopersia*, 4(1): 103–123. <https://doi.org/10.22059/jgeo.2014.51195>
- Riegler, T., Lescuyer, J.L., Wollenberg, P., Quirt, D. and Beaufort, D., 2014. Alteration Related to Uranium Deposits in the Kiggavik-Andrew Lake Structural Trend, Nunavut, Canada: New Insights from Petrography and Clay Mineralogy. *The Canadian Mineralogist*, 52(1): 27–45. <http://dx.doi.org/10.3749/canmin.52.1.27>
- Rusk, B., Oliver, N., Brown, A., Lilly, R. and Jungmann, D., 2009. Barren magnetite breccias in the Cloncurry region, Australia; comparisons to IOCG deposits. 10th Biennial SGA Meeting, Townsville, Australia.
- Ryabchikov, D. and Kogarko, L.N., 2006. Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system. *Lithos*, 91(1–4): 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.007>
- Saito, T., Ishikawa, N., Kamata, H., 2004. Iron-titanium oxide minerals in block-and-ash-flow deposits: implications for lava dome oxidation processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3–4): 283–294. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.07.006>
- Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 66: 1189–1201. Retrieved December 10, 2024 from https://msaweb.org/AmMin/AM66/AM66_1189.pdf
- Sun, X., Lin, H., Fu, Y., Li, D., Hollings, P., Yang, T. and Liu, Z., 2017. Trace element geochemistry of magnetite from the giant Beiya gold-polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China and its implications for the ore forming processes. *Ore Geology Reviews*, 91: 477–490. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.007>
- Tian, J., Zhang, Y., Gong, L., Francisco, D.G. and Berador, A., 2021. Genesis, geochemical evolution and metallogenic implications of magnetite: Perspective from the giant Cretaceous Atlas porphyry Cu–Au deposit (Cebu, Philippines). *Ore Geology Reviews*, 133: 104084. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104084>
- Toplis, M.J. and Carroll, M.R., 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral–melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36(5): 1137–1170. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137>
- Toplis, M.J. and Corgne, A., 2002. An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144:

- 22–37. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-002-0382-5>
- Valkama, M., Sundblad, K., Cook, N.J. and Ivashchenko, V.I., 2016. Geochemistry and petrology of the indium-bearing polymetallic skarn ores at Pitkäranta, Ladoga Karelia, Russia. *Mineralium Deposita*, 51: 823–839. <https://link.springer.com/article/10.1007/s00126-016-0641-4>
- Wang, C., Shao, Y., Zhang, X., Dick, J. and Liu, Z., 2018. Trace element geochemistry of magnetite: implications for ore genesis of the Huanggangliang Sn-Fe deposit, Inner Mongolia, northeastern China. *Minerals*, 8(5): 195. <https://doi.org/10.3390/min8050195>
- Ward, L.A., Holwell, D.A., Barry, T.L., Blanks, D.E. and Graham, S.D., 2018. The use of magnetite as a geochemical indicator in the exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits: a case study from Munalu. *Zambia Journal of Geochemical Exploration*, 188: 172–184. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.01.018>
- Wechsler, B.A., Lindsley, D.H. and Prewitt, C.T., 1984. Crystal structure and cation distribution in titanomagnetite. *American Mineralogist* 69(7–8): 754–770. Retrieved December 10, 2024 from <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:102428324>
- Wen, G., Li, J.W., Hofstra, A.H., Koenig, A.E., Lowers, H.A. and Adams, D., 2017. Hydrothermal reequilibration of igneous magnetite in altered granitic plutons and its implications for magnetite classification schemes: Insights from the Handan-Xingtai iron district, North China Craton. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 213: 255–270. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.06.043>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Xiaoxu, Z., Juxing, T., Bin, L., Qin, W., Liang, H., Gang, Y., Rui, S., Qiang, W., Qiu, D. and Pingcuo, Z., 2023. Geochemistry of magnetite from the Mamupu Cu polymetallic deposit, Yulong belt, Tibet: implications for magnetite genesis, stages and mechanism of formation. *Ore Geology Reviews*, 154: 105334. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105334>
- Yi, J., Shi, X., Ji, G., Zhang, L., Wang, S. and Deng, H., 2024. The Geochemical Characteristics of Trace Elements in the Magnetite and Fe Isotope Geochemistry of the Makeng Iron Deposit in Southwest Fujian and their significance in Ore Genesis. *Minerals*, 14(3): 217. <http://dx.doi.org/10.3390/min14030217>
- Yin, S., Wirth, R., He, H., Ma, C., Pan, J., Xing, J., Xu, J., Fu, J. and Zhang, X.-N., 2022. Replacement of magnetite by hematite in hydrothermal systems: A refined redox-independent model. *Earth and Planetary Science Letters*, 577: 117282. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117282>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J., Taheri, M., Asadi, S. and Heidari, M., 2023. Magnetite chemistry of the Sarkuh Porphyry Cu deposit, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran: A record of deviation from the path sulfide mineralization in the porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration*, 249: 107213. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107213>