



Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes

Kiamars Hosseini ¹ , Mohammad Ali Rajabzadeh ^{2*}

¹ Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Earth Sciences, School of Science, Shiraz University, Shiraz, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 19 May 2022
 Revised: 27 November 2022
 Accepted: 30 November 2022

Keywords

Mineralogy
 Geochemistry
 Stable and non-stable isotopes
 Esfordi ore deposit
 Bafq

*Corresponding author

Mohammad Ali Rajabzadeh
 ✉ mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

ABSTRACT

Petrographic and mineralogical data indicate the widespread presence of five generations of apatite, two generations of monazite with minor xenotime in the Esfordi deposit. The O-H isotopic studies on the 1st- and 2nd-generations of apatites and massive fine-grained and vein-type apatites as well as their Sr and Mn contents, showed that the source of phosphorous was the sedimentary phosphorites. The ratio of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and εNd vs P₂O₅, and the difference of Nd isotopic ratios in the massive fine-grained and vein-type apatites indicate that they are not reproductively related to the host rhyolite and diorite. The similarity of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and εNd vs P₂O₅ in the 1st- and 2nd-generations of apatite and the host rocks indicated that recrystallization of the apatites occurred during the magmatic and hydrothermal fluids circulation which were derived from the felsic to intermediate subvolcanic rocks. Difference in the age of the 2nd-generation apatites and the paragenetic- monazites (²³⁸U/²⁰⁶Pb and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating), the crystalline apatites and magnetite, the ilmenite exclusions in the magnetites, the dissolution evidences of different apatites and monazites generations, the content of Ti vs V, Al+Mn vs Ti+V and Mg+Al+Si vs Ti, and the O-H isotopes of the magnetite-apatite ores, all indicate the mixing of high-temperature magmatic and hydrothermal fluids rich in REE, P with Ca ±Fe evaporitic brines in different time periods, which caused a polygenic origin for the Esfordi deposit.

How to cite this article

Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2022. Origin of magnetite and apatite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit NE of Bafq, south Yazd: insights from mineralogy, geochemistry, microthermometry, O-H stable and U-Pb and Nd-Sm non-stable isotopes. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 31–88. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.76456.1045>



EXTENDED ABSTRACT

Introduction

The origin of the magnetite-apatite ore deposits in the Bafq mining district has been explained by a variety of mineralization models, including: a) metasomatic-hydrothermal (IOCG) related to Kiruna-type iron ore deposits (Mehrabi et al., 2019; Ziapour et al., 2021), b) orthomagmatic Kiruna-type (Mehdipour Ghazi et al., 2020; Vesali et al., 2021), and c) Ediacarian-paleoglacial BIF (Aftabi et al., 2021). This study combines evidence from mineralogy, geochemistry, stable isotopes, and apatite and magnetite ores from the Esfordi ore deposit to investigate the origin of mineralizing fluids for the first time. The results of this research could be used to explain the mineralization mechanisms of magnetite-apatite ore deposits in the Bafq mining district.

Materials and methods

Twenty samples of crystalline apatite of the first and second generations, twenty-two samples of massive fine grained apatite ore, and twenty-three magnetite-apatite samples were collected from different ores sections. Petrographic and mineralogical studies were carried out on 47 microscopic thin sections. Scanning Electron Microscopy (SEM) (18 samples) and XRD analyses (7 samples) were used to analyze the representative samples. ICP-OES and ICP-MS techniques were used at the Iranian Mineral Processing Research Center to analyze representative samples from apatite ores (12 samples), magnetite ores (12 samples), hematite ores (2 samples), jaspilite (10 samples), rhyolite (6 samples), rhyolitic tuff (5 samples), and metasomatized host rocks (5 samples). Fluid inclusion investigations on Twelve apatite crystals were conducted at Tehran's Zaminriz Kavan Research Company and the Geological Survey of Iran. Six samples of apatite ore were submitted to Hungaria laboratory for O-H isotopic analysis, and three samples were sent to Queensland University in Australia for Nd-Sm isotope analysis in order to conduct the isotopic analysis. Laser Ablation Coupled Plasma Mass Spectrometry was also used at Tasmania University in Australia to analyze four samples of apatite ores.

Results

This research reveals the Esfordi apatite ores are

derived from the sedimentary phosphorites. The O-H isotopic data and the Sr and Mn content of the first and second generations as well as the massive fine-grained apatites, display the role of evaporitic brines in their formation. According to the contents of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ϵNd vs P_2O_5 , as well as the variety in Nd isotopic ratios, the massive fine grained apatites, which forms the majority of the apatite mineralization (>95%), lacks a clear genetic relationship in terms of provenance with the rhyolitic, dioritic, and microdioritic host rocks. The similarity of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ϵNd vs P_2O_5 in the first and second generations of apatites and the host rocks demonstrated that the recrystallization of apatite rocks occurred under the influence of magmatic and hydrothermal fluids originating from the felsic to intermediate subvolcanic rocks in the area, which resulted in an increase in ϵNd values.

The differences in age between the second-generation apatite and the paragenetically related monazites, using $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating methods, besides dissolution evidence in different generations of apatites and monazites, Ti vs V, Al+Mn vs Ti+V and O-H isotopes of the magnetite-apatite ores, indicated the role of high temperature magmatic and hydrothermal fluids along with evaporitic brines in mineralization in different time spans. This processes lead to a diversity of mineralization and a polygenic origin for the Esfordi apatite-magnetite ore deposit.

Discussion

The Esfordi ore deposit contains three different forms of apatites mineralization, including vein-type, fine grained massive and disseminated ores according to field observations. There were five generations of apatite, according to petrographic data. Numerous rare earth element minerals, including alanite, parisite-synchysite, bastenasite, and britolite, as well as two generations of monazite and one generation of limited xenotime, were identified in the Esfordi ore deposit according to investigations on the first and second generation apatites. Stable H-O and radiogenic Nd-Sm isotopic studies on the first and second generation apatites and massive fine grained apatite ores along with the similarity between ϵNd contents in apatite and phosphorites in Soltanieh Formation and phosphorite nodules of the Eastern European platform (Ediacarne

and Lower Cambrian deposits) as well as Lower Cambrian sedimentary phosphate deposits in Siberia, Western Mongolia, Baltic, South Kazakhstan, South China, Australia, West Newfoundland, North Greenland and East Greenland confirms that the investigated apatites were formed from leaching of old or contemporaneous sedimentary phosphorites of Soltanieh Formation while magmatic and hydrothermal fluids originated from granitoid masses circulated in massive fine grained apatite ores. By the way, these crystalline apatites have been enriched in ϵNd content under the influence of magmatic and hydrothermal fluids originated from deep to sub-volcanic felsic and intermediate intrusions in this region.

Investigation using the radiometric dating methods ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) on the second-generation apatite and the paragenetically related monazites showed that these minerals were formed between 494-528 Ma and 514-556 Ma, respectively. Some monazites are older than apatites (approximately 28 Ma), which indicates that they were formed before apatite ore and it has been affected by hydrothermal fluids in the structure of apatite. The dating, for a limited number of monazites, indicates a time span

between 23 to 33 and a time span of 104 to 153 Ma. The age differences between the apatite and monazite inclusions can be due, not only, to late alteration of deep to sub-volcanic bodies originated hydrothermal fluids, but also, to separation of U-Pb from this system or the formation of young monazites during orogenesis in different time spans. The presence of recrystallized apatite and magnetite, zoning and dissolution evidence in some monazites, dendritic texture in actinolite, ilmenite exsolutions and stable isotopes of magnetite and apatite ores indicates the mixing of magmatic and high temperature hydrothermal fluids with evaporitic brines enriched in REE, P, Ca \pm Fe resulting in a diversity of processes involved in formation of the Esfordi ore deposit.

Acknowledgements

The authors appreciate Shiraz University Research Council for support of this work. The Director General and personal of the Esfordi Mine Company are acknowledged for their assistance in the field works.



منشأ کانسنگ‌های مگنتیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، جنوب یزد: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm و U-Pb

کیمرث حسینی^۱، محمدعلی رجب‌زاده^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
داده‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی بیانگر حضور پنج نسل آپاتیت و دو نسل مونازیت به صورت گسترده و زنونیم به صورت محدود در کانسار اسفوردی است. ایزوتوپ‌های پایدار O-H و محتوای Sr و Mn در آپاتیت‌های نسل اول و دوم و آپاتیت‌های ریز بلور توده‌ای و رگه‌ای، منشأ فسفر در آپاتیت‌های اسفوردی را در زمره فسفریت‌های رسوبی قرار می‌دهند. نسبت مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و ϵNd به میزان P_2O_5 و تفاوت در نسبت ایزوتوپی Nd در آپاتیت‌های ریز بلور توده‌ای و رگه‌ای، بیانگر عدم ارتباط زایشی آنها با سنگ‌های ریولیتی، دیوریتی و میکرودیوریتی می‌زبان است. شباهت نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و ϵNd به میزان P_2O_5 در آپاتیت‌های بلورین نسل اول و دوم به نسبت‌های مشابه آنها در سنگ‌های میزبان، ناشی از تبلور مجدد کانسنگ فسفات، تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی و گرمایی با منشأ توده‌های نفوذی نیمه عمیق فلسیک تا حدواسط و بالا رفتن مقادیر ϵNd آنهاست. تفاوت سنی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های مرتبط با آن (سن سنجی به روش $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ و $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) وجود آپاتیت و مگنتیت بلورین و بافت برون‌رستی ایلمنیت در کانی مگنتیت، وجود شواهد انحلالی در نسل‌های مختلف آپاتیت و مونازیت، نسبت‌های Ti در مقابل V، Al+Mn در مقابل Ti+V و Mg+Al+Si در مقابل Ti و داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی کانسنگ آپاتیت و مگنتیت، بیانگر اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری غنی از Ca، REE، P، $\pm\text{Fe}$ در بازه‌های زمانی مختلفی است که سبب منشأ چندزادی در کانسار اسفوردی شده است.	تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۲/۲۹ تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۰۹/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۹/۰۹
	واژه‌های کلیدی کانی‌شناسی زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار کانسار اسفوردی بافق
	نویسنده مسئول محمدعلی رجب‌زاده mrajabzadeh@shirazu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسینی، کیمرث و رجب‌زاده، محمدعلی، ۱۴۰۱. منشأ کانسنگ‌های مگنتیت و آپاتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، شمال شرق بافق، جنوب یزد: شواهدی از کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ریزدماسنجی، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm و U-Pb. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۳۱-۸۸
<https://doi.org/10.22067/ECONG.2022.76456.1045>

مقدمه

بر خلاف تاریخچه‌ای طولانی از بررسی‌ها و بحث‌های علمی گسترده، منشأ کانسارهای مگنتیت- آپاتیت $REE\pm$ در گستره معدنی بافق در ایران مرکزی هنوز مبهم است. در مورد منشأ کانسارهای مگنتیت- آپاتیت منطقه بافق، الگوهای کانی‌زایی گوناگونی ارائه شده که بحث‌برانگیز بوده و موجب سردرگمی پژوهشگران شده است. این نظریه‌ها شامل الگوی سیال امتزاج‌ناپذیر و متاسوماتیک قلیایی به درجه‌های مختلف تحت تأثیر سیالات گرمابی (Mokhtari et al., 2013)، الگوی IOCG متاسوماتیک- گرمابی مرتبط با فلسیک‌های کامبرین نوع کایرونا (Torab and Lehmann, 2007; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011; Stosch et al., 2011; Dehghanzadeh bafghi et al., 2017; Heidarian et al., 2019; Mehrabi et al., 2018)، الگوی IOA ماگمایی (ارتوماگمایی) نوع کایرونا (Jami et al., 2007; Mehdi pour Ghazi et al., 2019; Troll et al., 2019; Mehdi pour Ghazi et al., 2020; Majidi et al., 2021)، اختلاط سیالات ماگمایی- گرمابی و کانی‌زایی اسکارن نوع کایرونا (Taghipour et al., 2013) و الگوی BIF نوع یخچال‌زاد ادیاکارن (Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021) هستند. اغلب پژوهشگران الگوی ماگمایی- گرمابی IOCG (جاننشینی کانی‌های سنگ میزبان با کانی‌زایی آپاتیت- مگنتیت توسط سیالات غنی از فلزهای درجه حرارت کم تا متوسط، $400 \leq$ درجه سانتی‌گراد) یا ارتوماگمایی IOA و سیالات ماگمایی درجه حرارت بالا، $800 \geq$ درجه سانتی‌گراد (کانسارهای نوع کایرونا و ال‌لاکو) (Mehdi pour Ghazi et al., 2019; Troll et al., 2019; Bonyadi and Sadeghi, 2020; Majidi et al., 2021; Vesali et al., 2021; Ziapour et al., 2021) را برای کانسارهای مگنتیت- آپاتیت در گستره معدنی بافق پیشنهاد کرده‌اند. ترو و همکاران (Troll et al., 2019) و مجیدی و همکاران (Majidi et al., 2021) دمای تبلور مگنتیت را در سنگ میزبان ریولیتی حدود 1000 درجه سانتی‌گراد تخمین زده‌اند. بر اساس بررسی‌های ایزوتوپ اکسیژن بر روی مگنتیت

توسط پیترز و همکاران (Peters et al., 2020)، مگنتیت در کانسارهای آهن ایران مرکزی در اثر اندرکنش سیالات ماگمایی درجه حرارت بالا با سنگ‌های تبخیری در گستره معدنی بافق تشکیل شده است. بررسی‌های کانی‌شناسی، بافتی، زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و ایزوتوپ اکسیژن بر روی مگنتیت‌های کانسارهای چغارت، سه‌چاهون و چادرمولو نشان‌دهنده سه نسل مگنتیت اولیه ماگمایی توده‌ای، مگنتیت گرمابی درجه حرارت بالا و رگه‌های مگنتیت شبیه کف^۱ در مگنتیت توده‌ای نسل اول است و آلودگی سنگ‌های ماگمایی با واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای نقشی مهم در تشکیل مذاب غیر قابل امتزاج غنی از آهن داشته است (Mehdi pour Ghazi et al., 2019). همچنین بر اساس بررسی‌های ضیاپور و همکاران (Ziapour et al., 2021)، سه نسل مگنتیت توسط سیال ماگمایی- گرمابی غنی از آهن در کانسار چاه‌گر IOA نوع کایرونا شناسایی شده است. مقادیر $\delta^{18}O$ در مگنتیت‌های ماگمایی- گرمابی دما بالای نسل اول نشان‌دهنده یک منشأ سیلیکات ماگمایی و مقادیر $\delta^{34}S$ در پیریت‌های هم‌یافت با مگنتیت‌های نسل اول بیانگر منشأ سولفور تبخیری و آلودگی ماگما با سنگ‌های تبخیری سازند اسفوردی است. بر اساس پژوهش محسنی و آفتابی (Mohseni and Aftabi, 2015) و آفتابی و همکاران (Aftabi et al., 2021)، مگنتیت در حال تعادل با آب دریاها و کانسارهای جهانی BIFs بوده و در محدوده دمایی 280 تا 400 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است. در این پژوهش، برای نخستین بار با تلفیق شواهد سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار بر روی کانسنگ آپاتیت در کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، منشأ سیالات کانه‌زا و کانه‌زایی در سنگ میزبان و کانسنگ بررسی شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند در تبیین الگوهای کانه‌زایی کانسارهای مگنتیت- آپاتیت در گستره معدنی بافق مؤثر باشد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

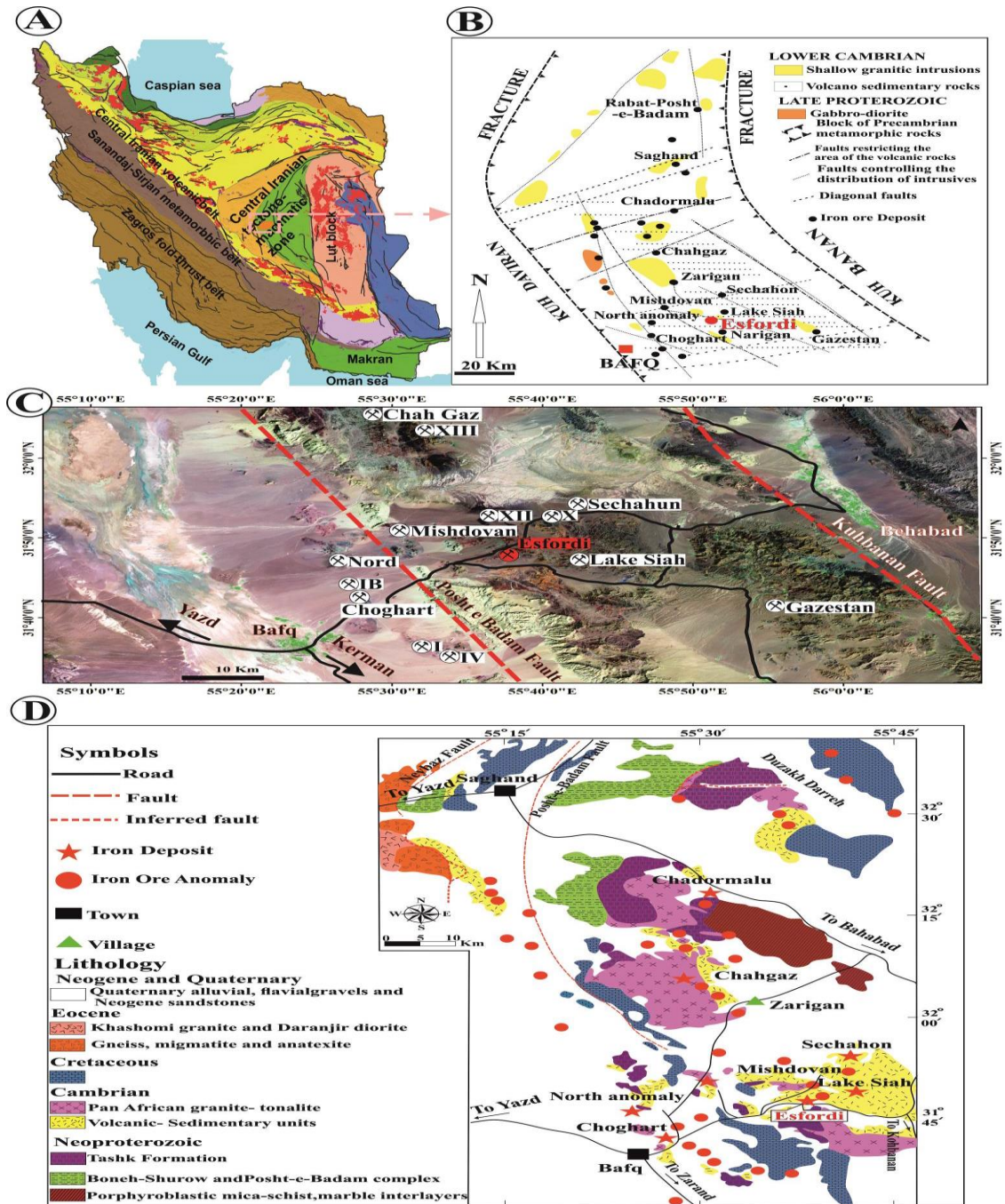
گستره معدنی بافق در بخش جنوبی پهنه زمین‌ساختی کرمان- کاشمر به شکل کمافی محصور بین سامانه‌های گسل‌های کوه

بنان- کلمرد- ازبک کوه- مهدی آباد در شرق و داوران- پشت بادام- نایینی- گرو در غرب قرار گرفته است. این گستره معدنی در بردارنده کانسارهای آهن-آپاتیت-منگنز، سرب-روی و اورانیوم-توریوم-عناصر کمیاب خاکی متعددی است (شکل ۱-A، B، C و D). میانگین عیار آهن در این کانسارها ۵۰ درصد و فسفر ۰/۰۱ تا ۷/۸ درصد وزنی است (NISCO, 1980). سنگ میزبان این کانسارها را توالی رسوبی-آتشفشانی فلسیک نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین سازند اسفوردی (ساغند) تشکیل می‌دهد و کانه‌زایی، مرتبط با بخش ۴ سازند ساغند است (Samani, 1998). سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به طرف بالا از ماسه‌سنگ چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی نزدیک به منشأ با کانه‌زایی آهن-فسفر، توف‌های ریولیتی-ریوداستیتی و بازالت‌های اسپیلیتی با کانه‌زایی آهن-فسفر نواری، دولومیت چرت‌دار، ژاسپیلیت، کلاهک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است (Mohseni and Aftabi, 2015). توده‌های گرانیتوئیدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری، توالی آتشفشانی-رسوبی اسفوردی را قطع کرده‌اند (Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب همراه گنبد‌های ریولیتی-ریوداستیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سری ریزو) یافت می‌شود. کانه‌زایی آهن-فسفر همراه با نفوذ تونالیت‌ها و لوکوگرانیت‌های نوع زیرگان-ناریگان انجام نشده است (Stosch et al., 2011; Mohseni and Aftabi, 2015). ریولیت‌های میزبان این کانسارها، دگرسانی‌های گرمایی زیردریایی را با تشکیل آلپیت، اکتینولیت، کلریت، سربیسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). برای توضیح تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق، محیط کافت‌های ولکانوژنیک آلکالن داخل قاره‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Samani, 1988; Moore

آتشفشان زیردریایی حوضه‌های کافتی حاشیه‌ای زیپی^۲ (Mohseni and Aftabi, 2015; Atapour and Aftabi, 2020) یا کمان ماگمایی ناشی از فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر ایران مرکزی با زایش ماگماتیسیم کالک آلکالن پتاسیک-شوشونیتی تا ساب آلکالن (Ramezani and Tucker, 2003; Mehdi pour Ghazi et al., 2020; Sepidbar et al., 2020; Vesali et al., 2021; Nayebe, et al., 2021) پیشنهاد شده است. همچنین گزارش شده است که کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت هم‌زمان با ماگماتیسیم کمان قاره‌ای پروتوتیس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال قبل انجام شده است (Nayebe, et al., 2021).

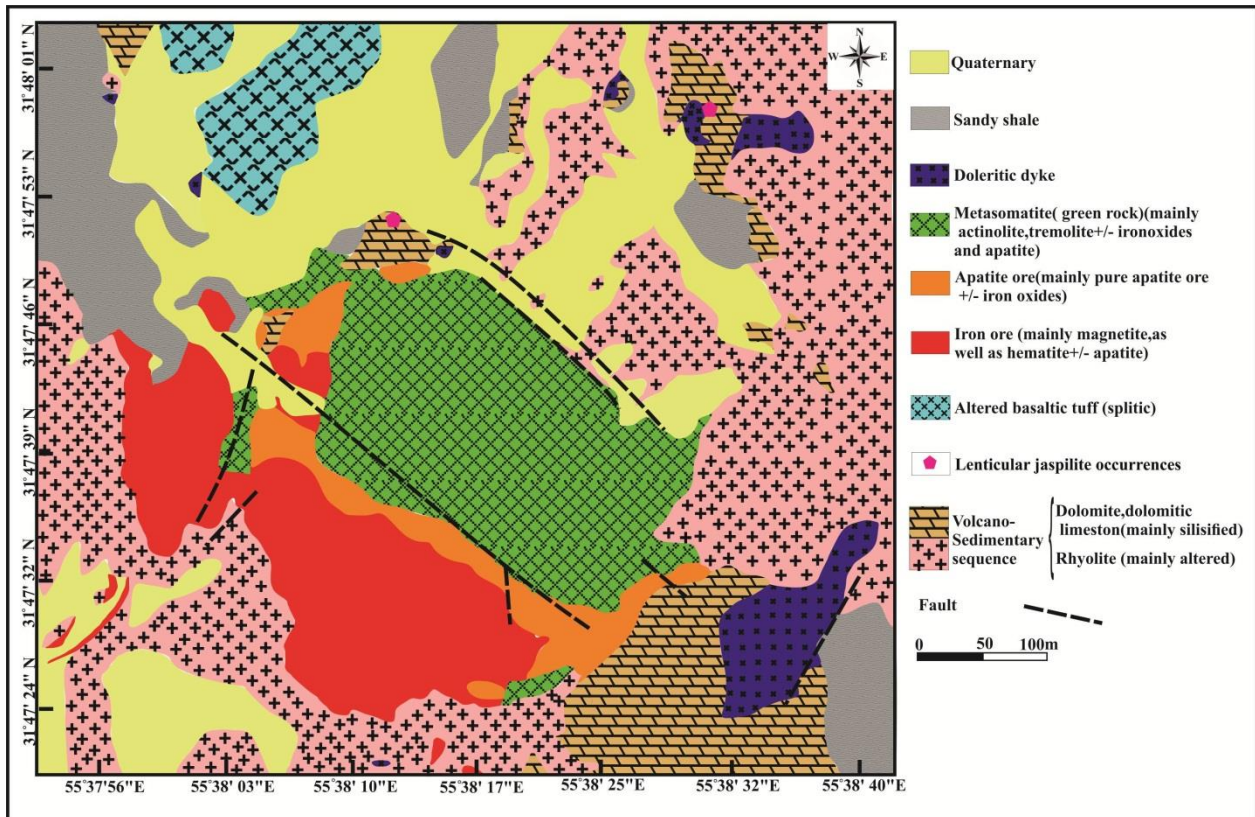
زمین‌شناسی محدوده کانسار

محدوده معدنی کانسار اسفوردی در ۲۶ کیلومتری شمال شرق شهر بافق، در طول جغرافیایی "۳۸'۵۵" شرقی و عرض جغرافیایی "۴۸'۳۱" شمالی واقع شده است (شکل ۲). ذخیره این کانسار ۱۷ میلیون تن با متوسط عیار ۲۵ درصد آهن و ۱۳/۹ درصد فسفر است (NISCO, 1980; Torab, 2010). این منطقه به صورت یکی از بالاآمدگی‌های قدیمی در قسمتی از واحد ساختاری ایران مرکزی و بلوک پشت‌بادام رخنمون یافته است. گنایس زمان آباد با سن پر کامبرین، قدیمی‌ترین واحد سنگی بلوک پشت‌بادام را تشکیل می‌دهد. پس از آن، سازند تاشک با دگرگونی نسبتاً ضعیف (رخساره دگرگونی شیب سبز) متشکل از سنگ‌های اسلیتی، ماسه‌سنگ‌های کوارتزی، سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، آمفیبولیت و شیب سبز قرار دارد که در جنوب کانسار اسفوردی برون‌زد دارد (Haghipour, 1974). روی سازند تاشک نهشته‌های اینفراکامبرین معادل سری ریزو قرار می‌گیرد (Samani, 1998). سری ریزو در منطقه مورد بررسی به وسیله برومندی (Borumandi, 1973) به نام سازند اسفوردی نام‌گذاری شده است که به صورت دگرشیب بر روی سازند تاشک قرار می‌گیرد و میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی است و در مناطق وسیعی از ایران مرکزی برون‌زد دارد.



شکل ۱. A, B و C: پراکنندگی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در کمربند آتشفشانی نفوذی کاشمر-کرمان (با تغییرات از حقی پور و پلیسیه (Haghipour and Pelissier, 1977), رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003) و میرزابابایی و همکاران (Mirzababaei et al., 2021) و D: نقشه زمین‌شناسی بافق-ساغند (با تغییرات از حقی پور و پلیسیه (Haghipour and Pelissier, 1977) و رضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003))

Fig. 1. A, B, and C: Distribution of magnetite-apatite ore deposits in the Kashmar-Kerman volcanic-plutonic belt (modified after Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003; Mirzababaei et al., 2021), and D: Geological map of the bafq-Saghand (modified after Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ ساده شده کانسار اسفوردی (با تغییرات از شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران (Iran Minerals Production and Supply Co (Impasco), 2012

Fig. 2. Simplified 1:1,000 geologic map of the Esfordi ore deposit (modified after Iran Minerals Production and Supply Co (Impasco), 2012)

2015). داده‌های سنگ‌نگاری و تجزیه کانی‌شناختی به روش XRD بر روی نمونه برداشت‌شده از پهنه‌های دگرسانی نشان می‌دهند که با وجود تنوع بافتی، شیمیایی و کانی‌شناسی در دگرسانی‌های سنگ‌میزبان، می‌توان آنها را در چهار گروه دگرسانی پتاسیمی، دگرسانی آمفیبولی، دگرسانی تالک-کلریت-اپیدوت-کربناتی و دگرسانی سیلیسی طبقه‌بندی کرد (Rajabzadeh et al., 2015).

از نظر چینه‌شناسی، کانسنگ آهن به همراه آپاتیت در قسمت زیرین و سنگ‌های آتشفشانی به شدت دگرسان شده سبز رنگ در قسمت بالایی قرار دارند. بخش آپاتیتی که بخش اصلی کانسنگ فسفات اسفوردی محسوب می‌شود، در مجاورت عدسی‌های آهن

مشاهدات صحرایی و بررسی‌های کانی‌شناسی نشان‌دهنده دگرسانی شدید سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده آذرین نفوذی مرتبط با مواد معدنی کانسار اسفوردی در نتیجه صعود سیال‌های گرمایی است. وسعت دگرسانی گرمایی در اطراف رگه‌های معدنی به چندین متر می‌رسد؛ اما به علت فعالیت زمین‌ساختی شدید در منطقه و به هم‌ریختگی پهنه‌های دگرسانی، تفکیک دقیق آنها در مجاورت توده‌های معدنی دشوار است. با این وجود، با توجه به اهمیت شناخت محصولات و فرایندهای دگرسانی همراه با کانه‌زایی به عنوان اساس شناخت فرایندهای ایجاد کانسار، به تفکیک دگرسانی‌ها بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی در بخش‌های مختلف پرداخته شده است (Rajabzadeh et al.,

طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی-لیزر ابلیشن^۶ به منظور بررسی‌های سن‌سنجی آپاتیت و موناژیت‌های مرتبط با آنها در دانشگاه تاسمانیای استرالیا مورد تجزیه قرار گرفت.

سنگ‌نگاری کانسنگ

آپاتیت

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی در سه بخش و حالت متفاوت رخ داده است (شکل ۳). بخش ۱، شامل کانی‌زایی آپاتیت است که به صورت رگه‌ای درون متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت و زون‌های کانی‌زایی آهن، در مجاورت توف‌های ریولیتی رخ داده است (شکل ۴-A)، B، C و D). بخش ۲، دربرگیرنده کانی‌زایی آپاتیت توده‌ای ریز بلور در مجاورت سنگ‌های ریولیتی و متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت به شدت دگرسان‌شده و در درون توده‌های آهن‌دار برشی شده رخ داده است و زون پرعیار کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-E، F و G). بخش ۳، کانه‌زایی بلورهای آپاتیت به صورت انتشاری و به صورت درهم‌رشدی با مگنتیت و هماتیت و همچنین در درون سنگ‌های سبز دگرسان‌شده و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور تشکیل شده است. آپاتیت در این بخش در اثر فعالیت زمین‌ساختی اغلب به حالت خرد شده یا با همراهی شکستگی‌های ریز در ساختار، حضور دارد (شکل ۴-H تا M). این آپاتیت‌ها، به صورت بلورهای منوپیرامیدال (تک‌سر) دیده می‌شوند (شکل ۴-N و O).

بررسی‌های ماکروسکوپی و سنگ‌نگاری مقاطع نازک نشان‌دهنده ۵ نسل کانی آپاتیت هستند (شکل ۴-H تا O و شکل ۵-A تا I). آپاتیت نسل اول در بخش‌های کانی‌زایی آهن و آپاتیت‌های توده‌ای به صورت انتشاری و رگچه‌های کوچک یافت می‌شود و همبستگی نزدیکی با توده‌های آهن‌دار دارد. این نسل آپاتیت، به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با سطح صاف و به رنگ زرد نارنجی تا قهوه‌ای و به ندرت بی‌رنگ است. اندازه بلورهای این نسل آپاتیت از ۱ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر و در بعضی از موارد نادر تا

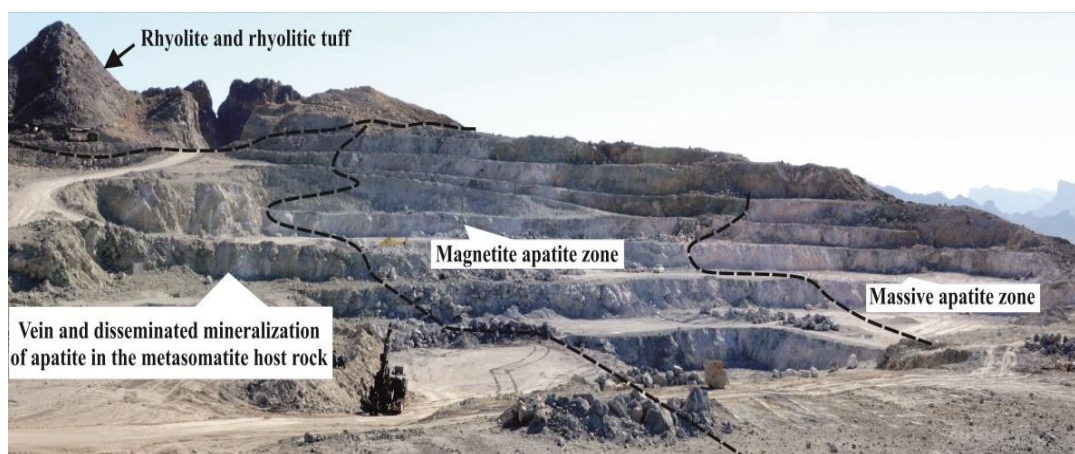
تشکیل شده است و با دور شدن از عدسی‌های آهن، علاوه بر کاهش شدت دگرسانی پتاسیک و افزایش دگرسانی سدیک-کلسیک، از تعداد و ضخامت رگه آپاتیتی نیز کاسته می‌شود (Jami et al., 2007).

روش مطالعه

در این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی در امتداد پیمایش‌های هدفمند، تعداد ۲۰ نمونه بلور آپاتیت نسل اول و دوم، ۲۲ نمونه کانسنگ آپاتیت توده‌ای ریز بلور و ۲۳ نمونه مگنتیت-آپاتیت از بخش‌های مختلف کانه‌دار برداشت شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های میکروسکوپی نور انکساری و انعکاسی بر روی ۴۷ مقطع میکروسکوپی انجام شد و پس از انتخاب نمونه‌های شاخص و آماده‌سازی آنها، تعداد ۱۸ نمونه با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی^۳ الگوی Leo1450 vp و ۷ نمونه به روش پراش پرتو ایکس^۴ الگوی Philips-Xpert pro مجهز به لامپ کبالت و لامپ مس برای تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد بررسی قرار گرفتند. برای انجام بررسی‌های زمین‌شیمی، تعداد ۱۲ نمونه آپاتیت، ۱۲ نمونه کانسنگ مگنتیت، ۲ نمونه کانسنگ هماتیت، ۱۰ نمونه ژاسپلیت و ۶ نمونه ریولیت، ۵ نمونه توف‌های ریولیتی و ۵ نمونه متاسوماتیت‌های میزبان کانسار به روش ICP-MS و ICP-OES در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی^۵ ایران مورد آنالیز قرار گرفت. همچنین پس از انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی تعداد ۱۲ مقطع دوبرصیقل از نمونه‌های حاوی بلورهای آپاتیت در شرکت زمین ریز کاوان و انجام بررسی‌های ریز دماسنجی بر روی آپاتیت‌های نسل دوم در سازمان زمین‌شناسی، برای انجام بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H، تعداد ۶ نمونه آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در آزمایشگاه هانگاریا در کشور مجارستان و تعداد ۳ نمونه آپاتیت به روش Nd-Sm در دانشگاه کوئینزلند استرالیا مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین ۴ نمونه آپاتیت نسل دوم به روش

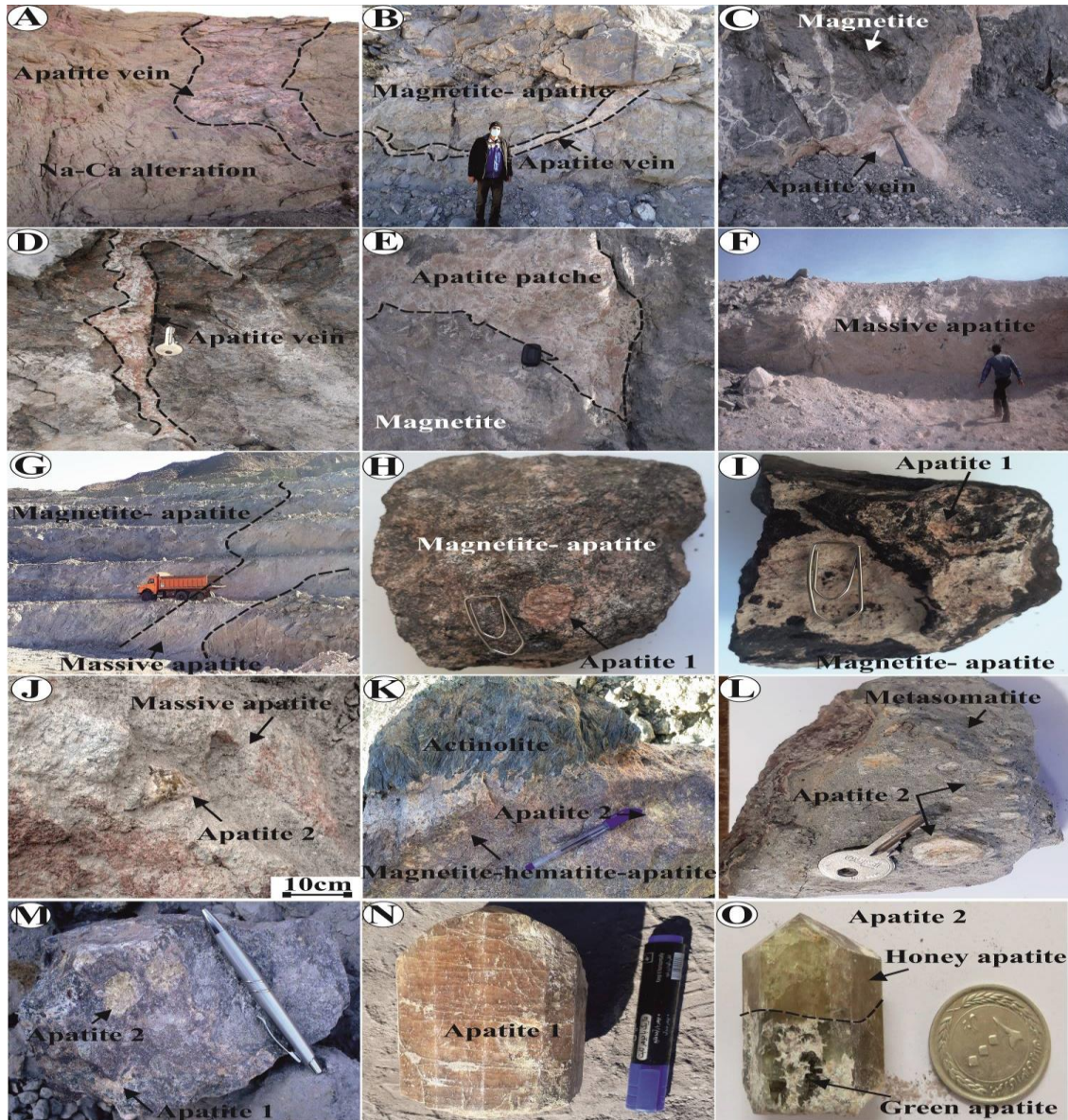
اول به نسل دوم و سپس به نسل سوم را مشاهده کرد. در مشاهدات صحرایی مشخص می‌شود که در مناطق برشی شده در اثر واکنش سیالات گرمابی با سنگ میزبان، آپاتیت نسل اول و دوم حل شده و سپس ته‌نشست آپاتیت نسل سوم صورت گرفته است (Jami et al., 2007; Rajabzadeh et al., 2015; Hosseini and Rajabzadeh, 2021). این پدیده به صورت وجود آثار انحلالی و جریان سیال گرمابی قابل مشاهده است. این نسل آپاتیت در هر سه بخش کانی‌زایی حضور دارد، اما در بخش شماره ۲ و ۳ که بیشتر دچار پدیده برشی شدن است، تمرکز بیشتری دارد (شکل ۵- D و E). آپاتیت نسل چهارم اغلب حالت ژله مانند داشته و از انحلال آپاتیت‌های نسل اول تا سوم و تبلور مجدد آن بر روی همان آپاتیت‌ها در مرحله تأخیری شکل گرفته است این نسل آپاتیت اغلب در ارتباط با آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با زون‌های کانی‌زایی آهن است (شکل ۵- F و G). آپاتیت‌های نسل پنجم نیز تحت تأثیر فاز تأخیری دگرسانی کربناتی ± کوارتز ایجاد شده است. کوارتز، کلسیت، کلریت، آمفیبول و آهن همراه با این کانی‌زایی دیده می‌شود. این نسل آپاتیت در زون‌های برشی مرتبط با کانی‌زایی آهن و زون‌های کانی‌زایی آپاتیت مرتبط با سنگ‌های دگرسان شده دارای بیشترین گسترش است (شکل ۵- H و I).

۱۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند و تجمع بلورهای آن اغلب بر روی سطح حفره‌ها و شکستگی‌ها و به خصوص در توده‌های آهن‌دار دیده می‌شود (شکل ۴- H، I و N و شکل ۵- A). آپاتیت نسل دوم اغلب به صورت آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور به ابعاد چند متر و به میزان کمتر به شکل کانی‌های بلورین ۴ میلی‌متر تا ۱۰ سانتی‌متر در مجاورت توده آهن‌دار و سنگ‌های آتشفشانی دگرسان شده و در مجاورت سنگ‌های ریولیتی دیده می‌شود. از ویژگی‌های مهم آن، برشی شدن گسترده و همراهی با کانی‌های آبداری مانند اکینولیت است. این نسل آپاتیت، نوع غالب آپاتیت در زون‌های آپاتیته کانسار اسفوردی است. رنگ ارغوانی آن نیز ناشی از وجود هماتیت به صورت میان‌بار در درون شبکه آن است. اما بلورهای خالص آن به رنگ عسلی تا سبز روشن دیده می‌شوند و به صورت درهم‌رشدی با آپاتیت نسل اول حضور دارند (شکل ۴- A تا J، O و M و شکل ۵- B و C). آپاتیت نسل سوم در ارتباط با مناطق برشی شده به صورت بلورهای نیمه خودشکل تا بی‌شکل ریزدانه به رنگ کرم تا قهوه‌ای به همراه کلسیت، هماتیت و کلریت دیده می‌شود و به صورت خمیره‌ای، آپاتیت‌های نسل اول و دوم را در برمی‌گیرد. با حرکت به سوی مناطق برشی شده و محل‌های عبور سیال، می‌توان تبدیل تدریجی از آپاتیت‌های نسل



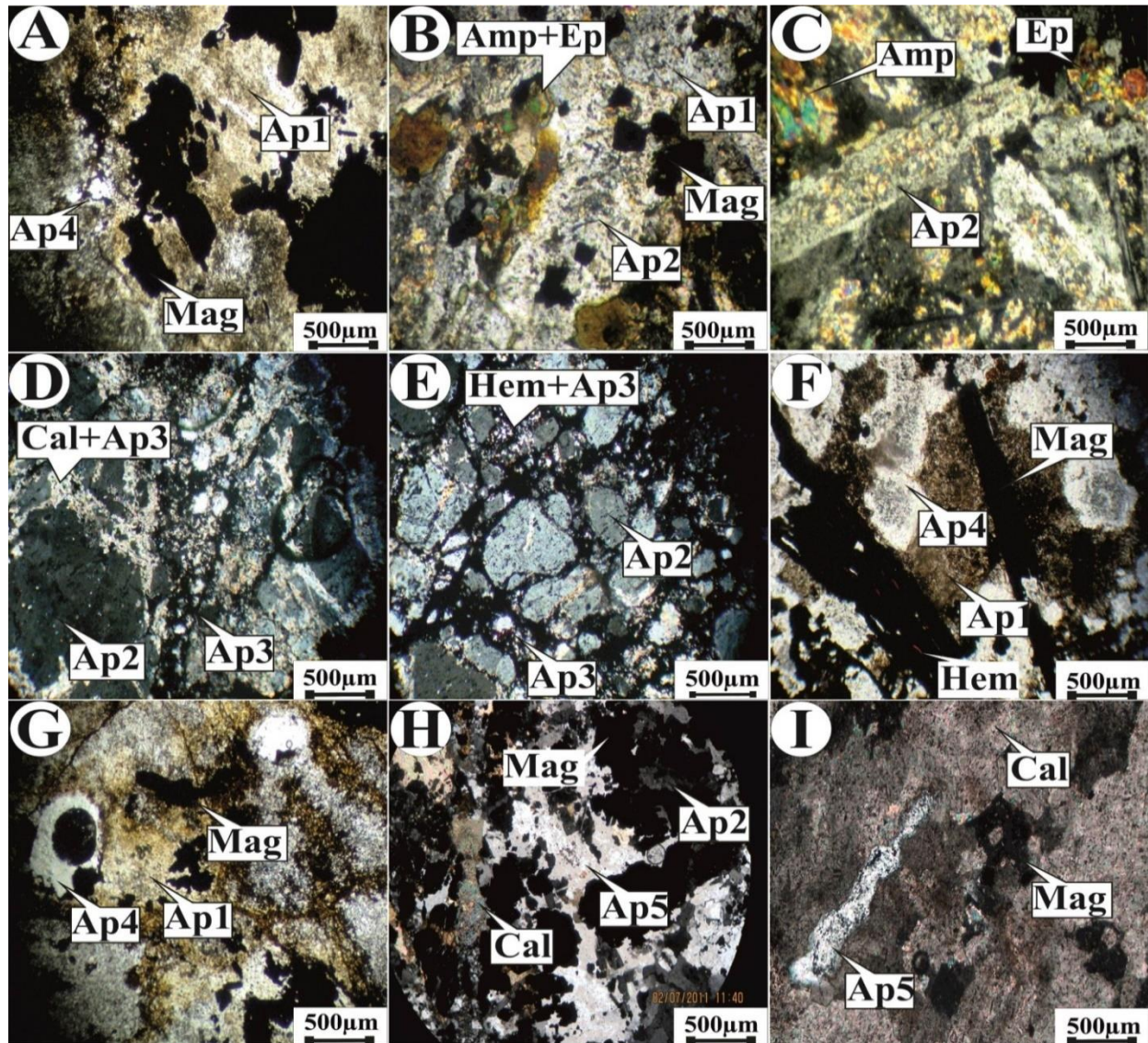
شکل ۳. زون‌های مختلف کانی‌زایی در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، دید به سمت جنوب شرق

Fig. 3. Different mineralization zones in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, view to the southeast



شکل ۴. انواع مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی. A، B، C و D: کانی‌زایی رگه‌ای، E: قطعه‌های کوچک آپاتیت مرتبط با کانسنگ مگنتیت، F و G: کانی‌زایی توده‌ای آپاتیت ریز بلور، H و I: کانی‌زایی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با مگنتیت، J: کانی‌زایی انتشاری آپاتیت نسل دوم مرتبط با آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، K و L: کانی‌زایی انتشاری آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های میزبان، M: در هم رشدی آپاتیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با کانسنگ مگنتیت و N و O: بلورهای بی‌پیرامیدال آپاتیت نسل اول و دوم در زون‌های توده‌ای آپاتیت ریز بلور و سنگ‌های متاسوماتیسم میزبان

Fig. 4. Different types of apatite mineralization in the Esfordi ore deposit. A, B, C and D: vein-type mineralization, E: apatite patches associated with magnetite ore, F and G: massive fine grained apatite mineralization, H and I: mineralization of the first-generation apatites associated with magnetite, J: disseminated mineralization of the second generation crystalline apatite in relationship with the massive fine grained apatite, K and L: disseminated mineralization of the second generation apatite in relationship with the host metasomatite, M: a intergrowit of first and second generation apatites associated with magnetite ore, and N and O: bipyramidal first and second generation crystalline apatite within the massive fine grained apatite zones and the metasomatitized host rock



شکل ۵. نسل‌های مختلف کانی‌زایی آپاتیت در کانسار اسفوردی. A: کانی‌زایی انتشاری آپاتیت نسل اول مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت (XPL)، B و C: آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های میزبان (XPL)، D و E: آپاتیت‌های نسل سوم مرتبط با زون‌های برشی (XPL)، F و G: آپاتیت‌های ژله‌ای نسل چهارم بر روی آپاتیت‌های نسل اول (XPL) و H و I: آپاتیت‌های نسل پنجم مرتبط با زون‌های رگه‌ای تاخیری کربناتی ± کوآرتز (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Ap3: آپاتیت نسل سوم، Ap4: آپاتیت نسل چهارم، Ap5: آپاتیت نسل پنجم، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 5. Different generations of the apatites in the Esfordi ore deposit. A: disseminated mineralization of the first generation apatite associated with magnetite mineralization zones (XPL), B and C: second generation apatite associated with the host metasomatite (XPL), D and E: third generation apatites associated with brecciated zones (XPL), F and G: fourth generation jelly apatites on the first generation apatite, and H and I: fifth generation of apatites in the late carbonate \pm quartz vein zones (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Ap3: third generation apatite, Ap4: fourth generation apatite, Ap5: Fifth generation apatite; Cal: calcite, Ep: epidote, Hem: hematite, Mag: magnetite).

کانی‌های کمیاب نادر خاکی

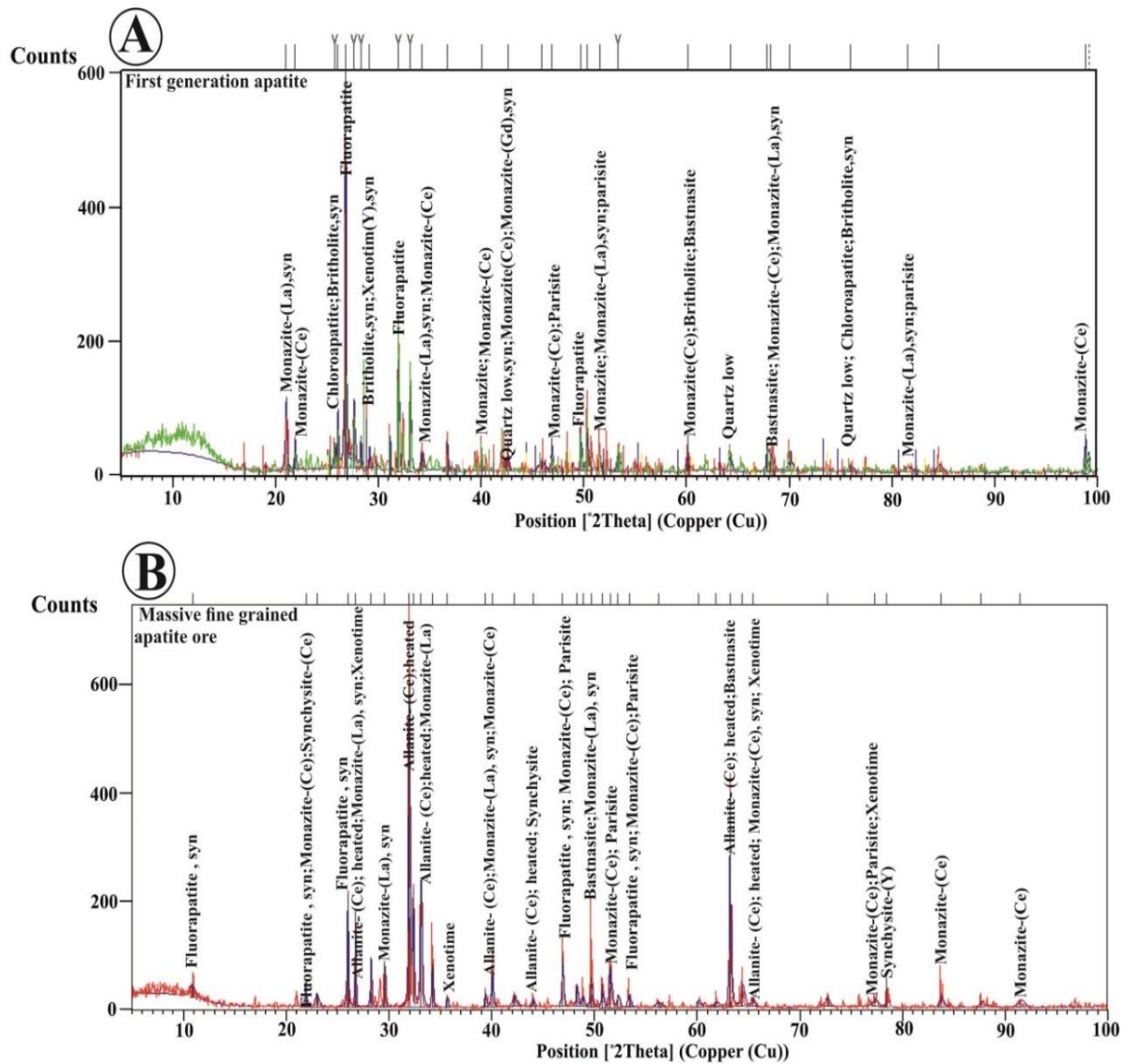
از کانی‌های عناصر کمیاب خاکی، مونازیت و زنونیم در زیر میکروسکوپ الکترونی قابل شناسایی هستند. همچنین تجزیه نیمه کمی به روش پراش پرتو ایکس بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با بخش ۳ (آپاتیت انتشاری مرتبط با زون‌های کانی‌زایی مگنتیت)، آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با بخش ۱، ۲ و ۳ (زون‌های کانی‌زایی رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری) و آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور که بیشترین حجم کانی‌زایی فسفات را تشکیل می‌دهند، نشان می‌دهد که علاوه بر کانی‌های یاد شده، کانی‌های آلانیت، پاریزیت-سینیزیت، باستانسیت و بریتولیت نیز تشکیل شده‌اند که حاکی از تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسار اسفوردی است. بومری (Boomeri, 2012) نیز با استفاده از طیف‌های تجزیه کیفی کانی‌های نادر خاکی به وسیله میکروپروپ الکترونی حضور فازهای سیلیکاتی (گروه بریتولیت)، فسفاتی (مونازیت) و فازهای کربناتی (پاریزیت-سینیزیت) را به اثبات رسانده است. کانی مونازیت اغلب به صورت مونازیت سریم‌دار، مونازیت لانتانیم‌دار و مونازیت‌های گادولینیم‌دار و نئودیمیم‌دار حضور دارد. کانی آلانیت نیز به صورت فازهای سریم‌دار و لانتانیم‌دار و کانی سینیزیت نیز به صورت سینیزیت ایتیم‌دار و سینیزیت سریم‌دار مشاهده شده‌اند (شکل ۶-A و B).

بررسی‌های کانی‌شناسی کانی‌های عناصر کمیاب خاکی توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی بر روی بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با زون‌های کانی‌زایی آهن و بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم مرتبط با زون‌های توده‌ای فسفات و متاسوماتیت‌های سبز کانسار اسفوردی بیانگر حضور کانی مونازیت به صورت گسترده و زنونیم به صورت محدود است (شکل ۷-A تا L و شکل ۸-A تا L). کانی مونازیت به صورت مونازیت‌های نسل اول و دوم مشاهده می‌شود. این کانی به همراه زنونیم به صورت میان‌بار منفرد در سطح بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای در امتداد شکستگی‌ها و همراه با کانی مونازیت قرار دارد. مونازیت‌های میان‌بار به صورت خودشکل (شکل ۷-D و شکل ۸-

L) تا نیمه خودشکل بوده و اندازه آنها بین ۲m-۲۰m متغیر است. کانی زنونیم به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل همراه با کانی مونازیت و همچنین به صورت میان‌بارهای منفرد دیده می‌شود. اندازه آنها بین ۱۰m-۲۰m متغیر است و به دلیل بالا بودن غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگین، رنگ تیره‌تری را نشان می‌دهد (شکل ۷-I و شکل ۸-A، B، C، I، J و L). این کانی‌ها بیشتر به صورت مجتمع و معدود در درون بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم دیده می‌شوند. قرارگیری آنها در محل سطوح شکستگی‌های بلور آپاتیت میزبان و همچنین وجود شواهد انحلالی در سطح کانی‌های مونازیت نشان‌دهنده نقش سیال گرمابی و تشکیل آنها در اثر فرایندهای تأخیری است. پژوهش‌ها نشان می‌دهد که فرایند همکاران (Townsend et al., 2001) نشان می‌دهد که فرایند تبلور مجدد در طول دگرسانی گرمابی موجب ایجاد منطقه‌بندی در کانی مونازیت می‌شود. برخی از کانی‌های مونازیت نسل اول و دوم مرتبط با بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم اسفوردی به صورت ضعیف دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۷-A، D، E و J) که نشان‌دهنده تبلور مجدد آنها در طی فرایند دگرسانی گرمابی و نیز تأخیری بودن آنها نسبت به سایر مونازیت‌هاست. تفاوت در غلظت REE با تغییرات دوره‌ای در ترکیب سیال تشکیل‌دهنده مونازیت و نیز الگوی ناهمگن با فازهای تاریک و روشن در برخی آپاتیت‌های کانسار اسفوردی با نظریه دوم سازگاری بیشتری دارد. تفاوت اصلی میان دو فاز تاریک و روشن (شکل ۷-A و G و شکل ۸-E و J) در آپاتیت می‌تواند با غلظت‌های متفاوتی از REE و برخی عناصر دارای تمرکز پایین مثل Si، Cl و F در ارتباط باشد (Harlov et al., 2002; Harlov et al., 2005; Torab, 2008; Heidarian, 2013; Heidarian et al., 2016; Heidarian et al., 2017). همچنین، حضور میان‌بارهای فراوان مونازیت در نواحی تاریک (فقر از REE) بیانگر یک فرایند توزیع مجدد REE است که به صورت تهبی‌شدگی آپاتیت و هسته‌سازی هم‌زمان بلورهای مونازیت عمل کرده است (Torab, 2008). تشکیل میان‌بارها به میزان واکنش‌پذیری آپاتیت با سیال

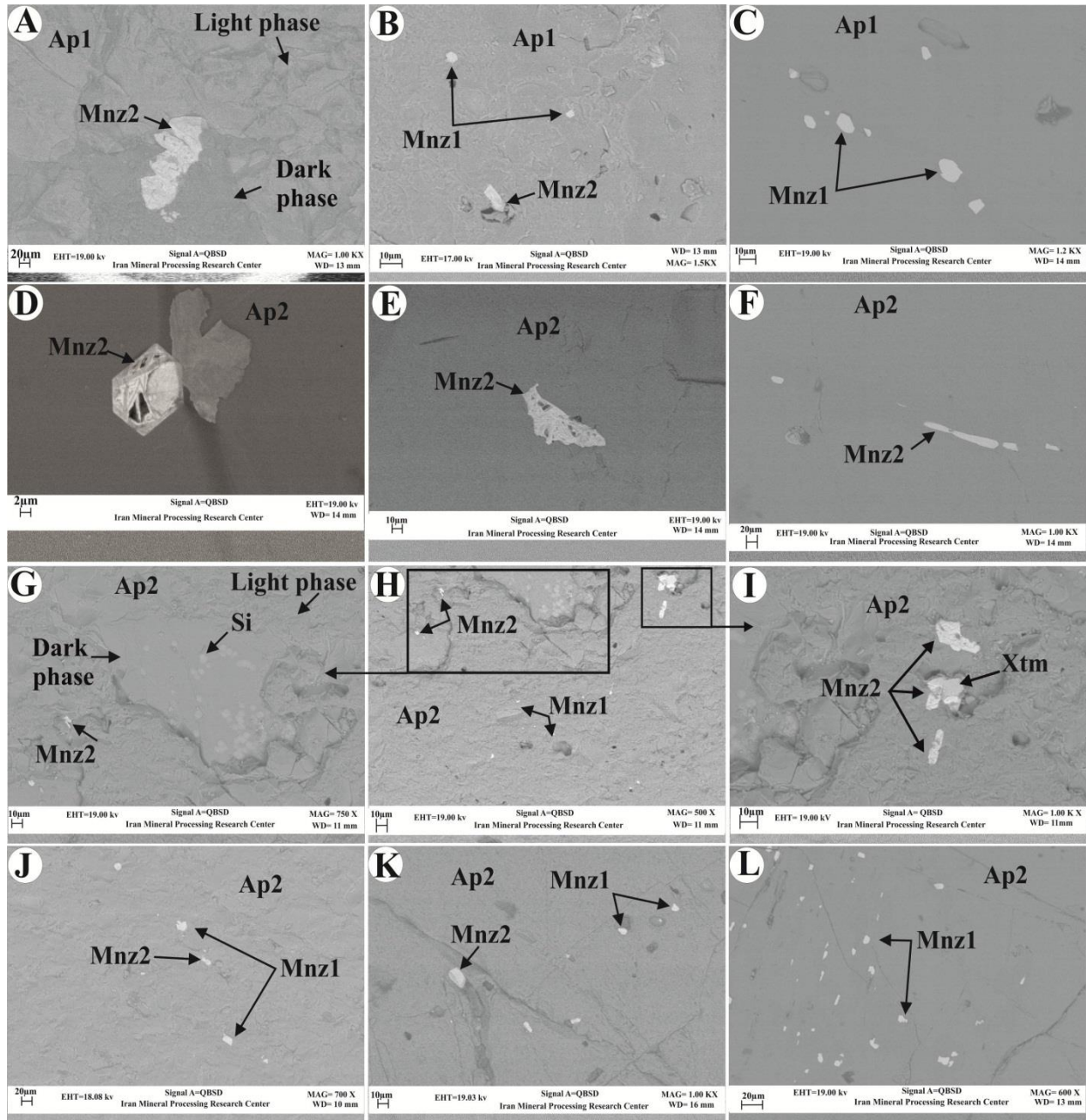
و رسوب گذاری مجدد، توضیحی قابل قبول برای رشد میان‌بارهای موناژیت در کانی آپاتیت است. تشکیل کانی‌های موناژیت نتیجه فعالیت یک سیال فوق اشباع محلی است که موجب هسته‌زایی آنها در امتداد شکستگی‌ها و مرز دانه‌ای آپاتیت شده است (Harlov and Förster, 2003).

گرمایی و فراوانی عناصر (Y+REE) در آپاتیت بستگی دارد. وجود دگرسانی گسترده پتاسیمی و سدیمی در کانسار اسفوردی (Rajabzadeh et al., 2015) نشان می‌دهد که سیال گرمایی درگیر در کانی‌زایی، غنی از K-Na-Fe بوده است. بر اساس پژوهش هارلو و فورستر (Harlov and Förster, 2003)، انحلال



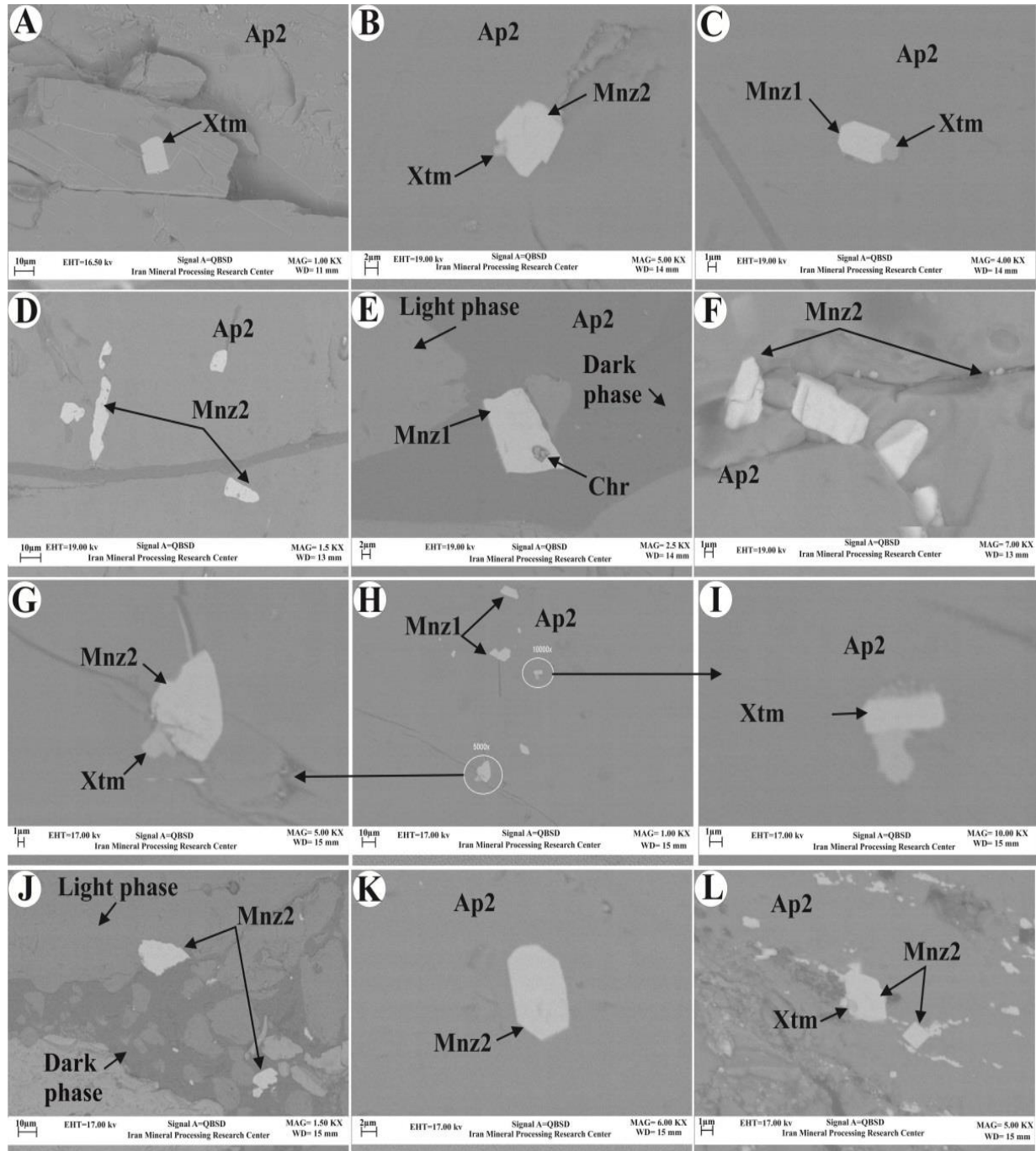
شکل ۶. A و B: نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به بلورهای آپاتیت نسل اول و کانسنگ آپاتیت توده‌ای ریز بلور در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Fig. 6. A and B: Selected XRD patterns of the first-generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite ore in the Esfordi magnetite apatite ore deposit



شکل ۷. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم در کانسار اسفوردی. A، B و C: آپاتیت‌های نسل اول و D تا L آپاتیت نسل دوم، فازهای تاریک و روشن مرتبط با میان‌بارهای موناژیت و زنونیم و تهی شده از (REE+Y) و Si. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mnz1: موناژیت نسل اول، Mnz2: موناژیت نسل دوم، Xtm: زنونیم، Si: سیلیس).

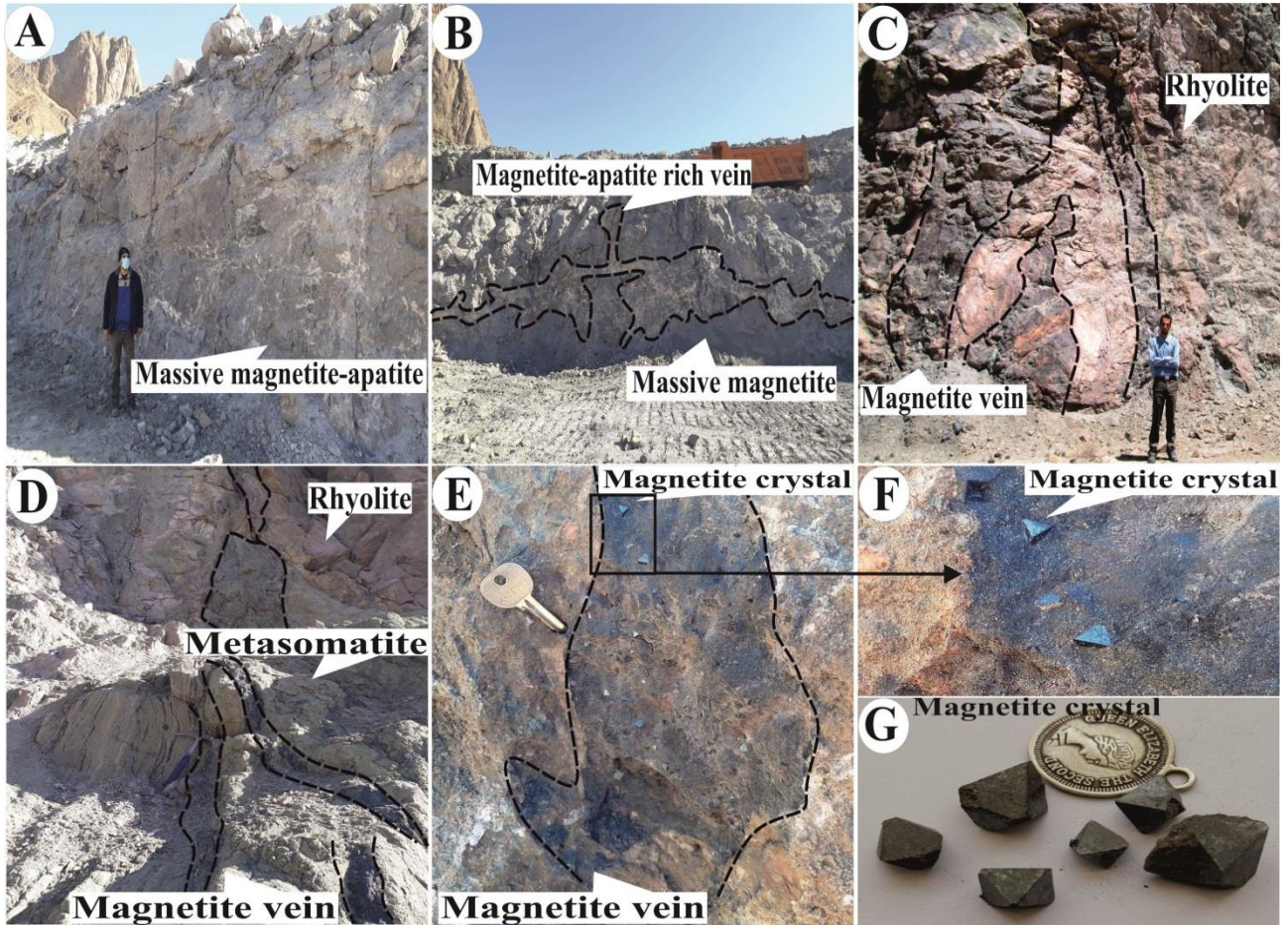
Fig. 7. Electron microscope photographs of the first and the second generations of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to C: the first-generation apatites and D to L: the second-generation apatites. Dark and light phases are associated with monazite and xenotime inclusions indicating depletion in (REE+Y) and Si. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Xtm: xenotime, Si: silica).



شکل ۸. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از بلورهای آپاتیت نسل دوم در کانسار اسفوردی. A تا L: آپاتیت نسل دوم، فازهای تاریک و روشن مرتبط با میان‌بارهای موناژیت و زنونیم و تهی شده از (REE+Y) و Si، علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap2: آپاتیت نسل دوم، Mnz1: موناژیت نسل اول، Mnz2: موناژیت نسل دوم، Xtm: زنونیم، Chr: کرومیت).

Fig. 8. Electron microscope photographs of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to L: thesecond-generation apatites, Dark and light phase are associated with monazite and xenotime inclusions indicating depletion in (REE+Y) and Si. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap2: second generation apatite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Xtm: xenotime, Chr: chromite).

مگنتیت رگه‌های مگنتیتی، بلورهای درشت مگنتیت مشاهده می‌شوند کانی مگنتیت به دو صورت توده‌ای و رگه‌ای است. در برخی از (شکل ۹- A تا G).



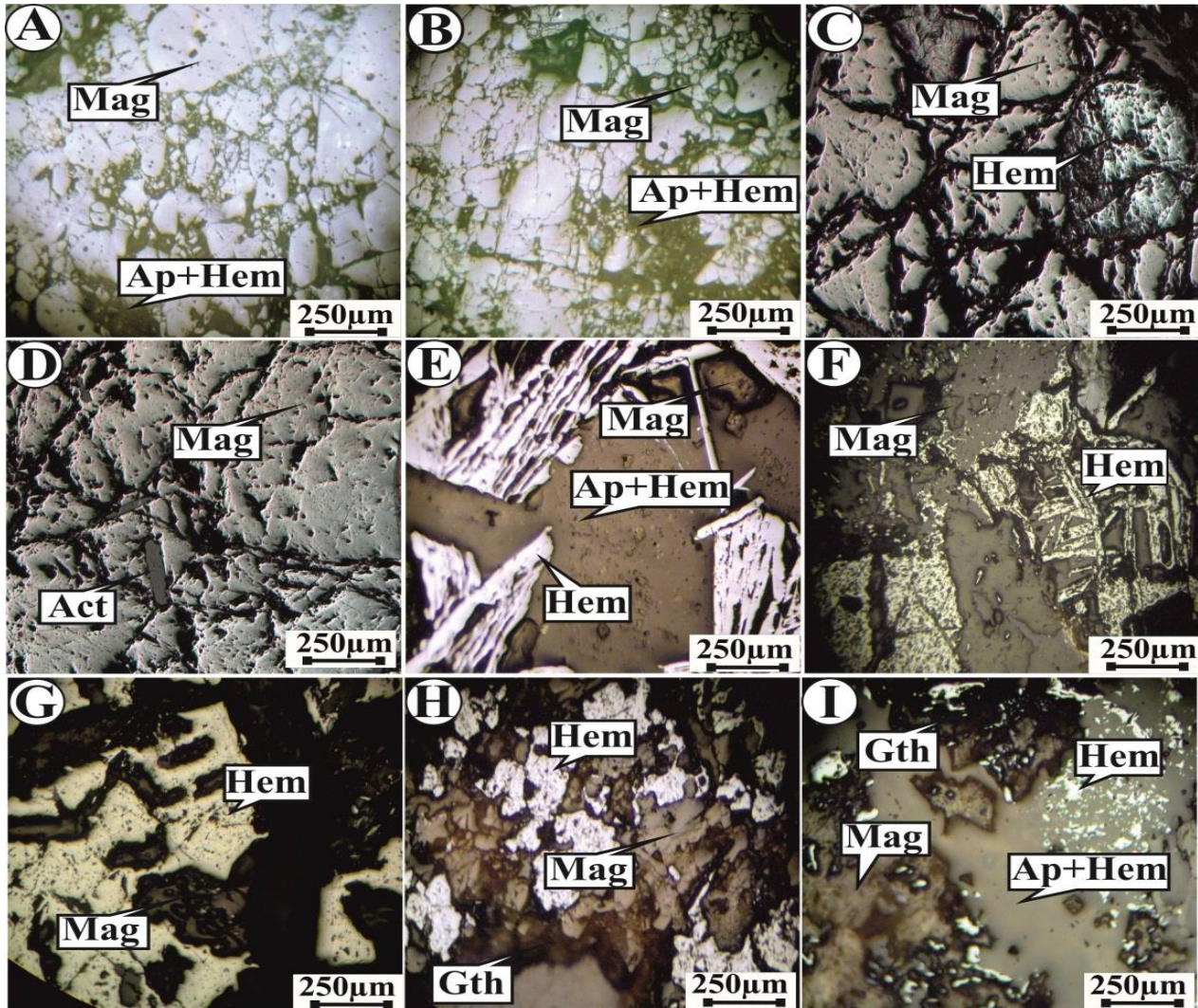
شکل ۹. انواع مختلف کانی‌زایی مگنتیت در کانسار اسفوردی. A و B: کانی‌زایی توده‌ای مگنتیت، C تا G: کانی‌زایی رگه‌ای مگنتیت و بلورهای مگنتیت مرتبط با کانی‌زایی رگه‌ای

Fig. 9. Different magnetite mineralizations in the Esfordi ore deposit. A and B: massive magnetite mineralization, C to G: vein-type magnetite mineralization and magnetite crystals associated with the vein mineralization

گرفته‌اند. در نقاطی که شدت دگرسانی بیشتر است، هماتیت به گوتیت تبدیل شده است (شکل ۱۰- H و I). علاوه بر این، با استفاده از تجزیه نیمه کمی به روش پراش پرتو ایکس (شکل ۱۱) و بررسی‌های میکروسکوپ الکترونی روبشی و طیف EDX حاصل از SEM (شکل ۱۲- A تا F و شکل ۱۳- A تا F) بر روی

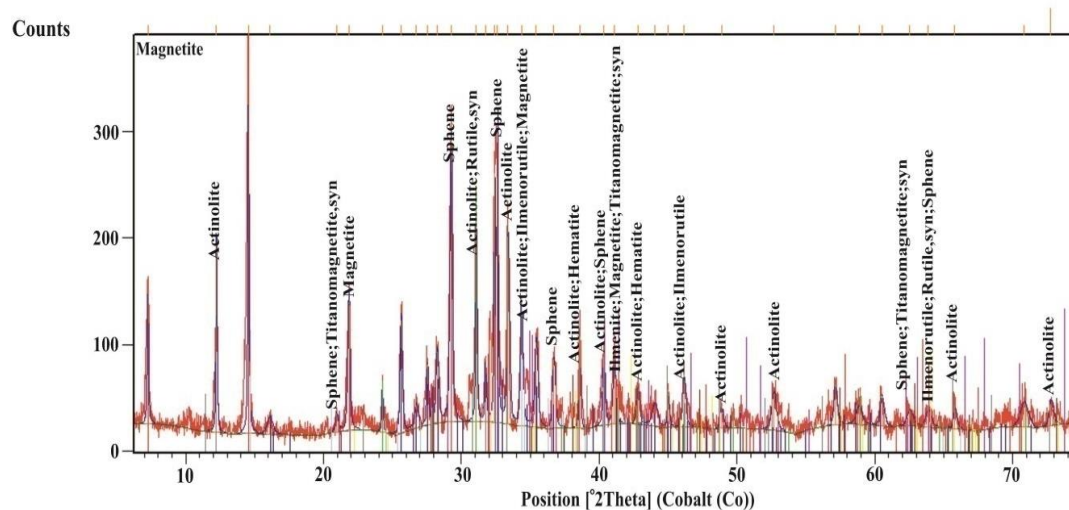
کانسنگ مگنتیت دارای دو بافت مشخص است. در گروه اول، بافت دانه‌ای بوده و مگنتیت به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل دیده می‌شود (شکل ۱۰- A و B) و گروه دوم دارای مگنتیت‌های بی شکل هستند (شکل ۱۰- C تا I). مگنتیت‌های متعلق به هر دو گروه، به درجاتی تحت تأثیر پدیده مارتیتی شدن قرار

کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و مگنتیت، حضور کانی‌های روتیل (TiO_2)، تیتانیت (CaTiSiO_5)، تیتانومگنتیت ($[(\text{Fe}_2+(\text{Fe}_3+\text{Ti})_2\text{O}_4)]$)، موناژیت، زنونیم، سیلیس به صورت گسترده و ایلمنیت‌های (FeTiO_3) تیغه‌ای و بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار به اثبات رسیده است.

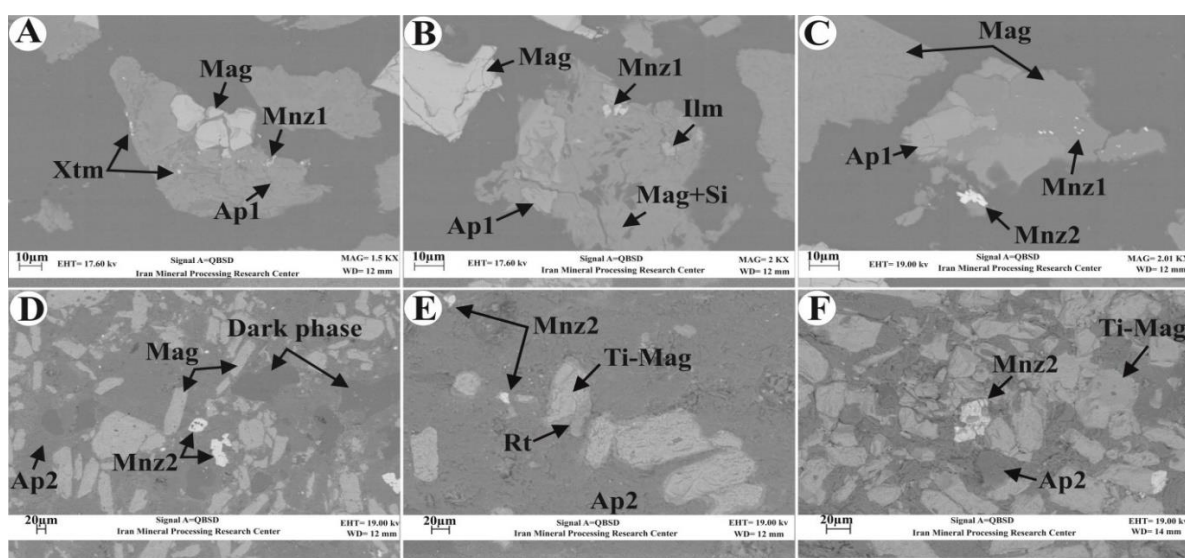


شکل ۱۰. تصویرهای میکروسکوپی تهیه شده از کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. A و B: بافت دانه‌ای در کانسنگ مگنتیت و حضور سیمان‌های آپاتیته و کلسیتی در زمینه مگنتیت، C و D: بافت توده‌ای در کانسنگ مگنتیت، E تا G: ماریتی شدن مگنتیت و وجود تیغه‌های هماتیته بر سطح کانی مگنتیت و H و I: ماریتی شدن مگنتیت و گویتی شدن هماتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Gth: گویت، Hem: هماتیت، Mag: مگنتیت).

Fig. 10. Microscopic images prepared from the magnetite ores in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit. A and B: granular texture in the magnetite ores and the presence of apatite and calcite cements in the field of magnetite, C and D: Massive texture in magnetite ore, E to G: magnetite martitization showing the presence of hematite blades on the surface of magnetite, and H and I: magnetite martitization and hematite goethitization. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: Actinolite, Ap: apatite, Gth: Goethite, Hem: Hematite, Mag: Magnetite).

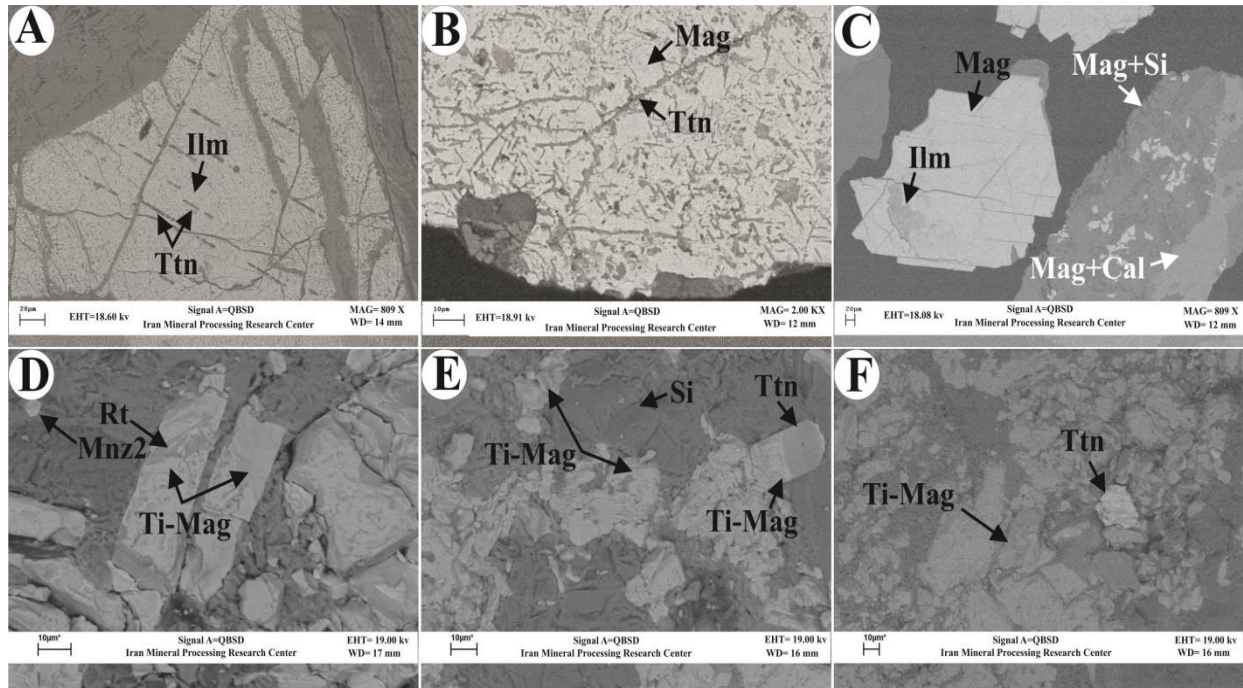


شکل ۱۱. نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی
Fig. 11. Selected XRD patterns of magnetite ores in the Esfordi ore deposit



شکل ۱۲. A تا F: تصاویرهای تهیه‌شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از کانسنگ مگنتیت مرتبط با بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و حضور کانی‌های مونازیت، زنونیم، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، روتیل و سیلیس به صورت منفرد و در امتداد شکستگی‌ها، در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. در تصویر E، تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل تبدیل شده است. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ap1: آپاتیت نسل اول، Ap2: آپاتیت نسل دوم، Ilm: ایلمنیت، Mag: مگنتیت، Mnz1: مونازیت نسل اول، Mnz2: مونازیت نسل دوم، Rt: روتیل، Si: سیلیس، Ti-Mag: تیتانومگنتیت، Xtm: زنونیم).

Fig. 12. A to F: Electron microscopic images of magnetite-apatite ores Associated with first and second generation of crystalline apatite and the presence of monazite, xenotime, ilmenite, titanomagnetite, rutile and silica minerals individually and along fractures, in the Esfordi ore deposit. In image E, titanomagnetite has changed to rutile from the edge. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ap1: first generation apatite, Ap2: second generation apatite, Ilm: Ilmenite, Mag: Magnetite, Mnz1: first generation monazite, Mnz2: second generation monazite, Rt: Rutile, Si: silica, Ti-Mag: Titanomagnetite, Xtm: xenotime).



شکل ۱۳. تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از کانسنگ مگنتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی. A و B: حضور تیغه‌های ایلمنیت و تیتانیت در سطح کانی مگنتیت، C: ایلمنیت‌های بی‌شکل بر روی سطوح متخلخل مگنتیت و D تا F: تبدیل شدن تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل و تیتانیت و حضور ادخال‌های منفرد تیتانیت در کانی مگنتیت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cal: کلسیت، Ilm: ایلمنیت، Mnz₂: مونازیت نسل دوم، Mag: مگنتیت، Rt: روتیل، Si: سیلیس، Ti-Mag: تیتانومگنتیت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 13. Electron microscopic images of magnetite ore in Esfordi magnetite-apatite ore deposit. A and B: the presence of ilmenite and titanite blades on the surface of the magnetite mineral, C: amorphous ilmenites on the porous surface of the magnetite, and D to F: the transformation of titanomagnetite from the margin to rutile and titanite and the presence of individual inclusions of titanite in the magnetite mineral. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cal: Calcite, Ilm: Ilmenite, Mnz₂: second generation monazite, Mag: Magnetite, Rt: Rutile, Si: silica, Ti-Mag: Titanomagnetite, Ttn: Titanite).

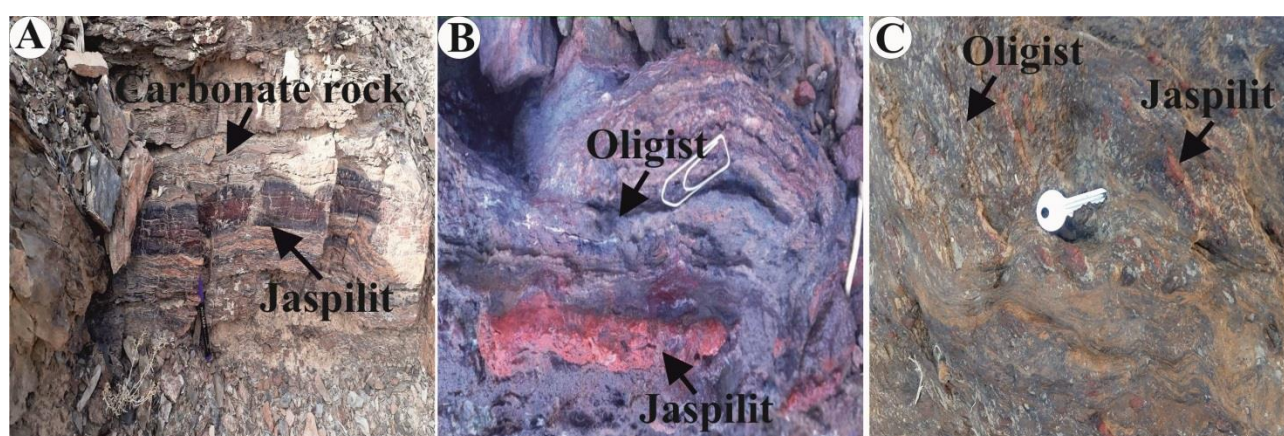
در آن، عناصر کمیاب خاکی می‌توانند جانشین کلسیم در ساختار کانی شوند. تیتانیت اغلب به صورت کانی ثانویه تشکیل شده و محصول دگرسانی کانی ایلمنیت و تیتانومگنتیت است. علاوه بر تیغه‌های ایلمنیتی، ایلمنیت‌های بی‌شکل به همراه کانی‌های اسفن، روتیل و تیتانومگنتیت، حفره‌ها و یا شکاف‌های قبلی درون مگنتیت را پر کرده‌اند و یا به صورت درهم‌رشدی و تجمعاتی بی‌شکل در فضای بین قطعه‌های مگنتیت برشی شده، تشکیل شده‌اند.

تیغه‌های ایلمنیتی اغلب خرد شده و در امتداد شکستگی‌ها و اطراف، توسط تیتانیت و روتیل جانشین شده است. در برخی نقاط نیز، تیتانومگنتیت از حاشیه به روتیل و تیتانیت تبدیل شده است (شکل ۱۲-E و شکل ۱۳-D و E). تیغه‌های ایلمنیتی به طور عمده در بخش مرکزی دانه‌های مگنتیت گسترش یافته است و قبل از رسیدن به حاشیه بلوری ناپدید می‌شوند (شکل ۱۳-A و B). تیتانیت با توجه به فراوانی که در کانسنگ مگنتیت دارد، یکی از کانی‌های اصلی حاوی تیتانیوم و عناصر کمیاب خاکی است که

ژاسپلیت

در محدوده کانسار اسفوردی، کلاهک‌های کربناتی شامل دولومیت به همراه توالی از سنگ‌های رسوبی توریدیتی (گری وک)، ماسه‌سنگ، سیلتستون و ماده‌ی معدنی مگنتیت-هماتیت-ژاسپیروئید به صورت آهن نواری مشاهده می‌شوند. در برخی نقاط، این توالی‌های رسوبی تحت تأثیر زمین‌ساخت منطقه دچار چین‌خوردگی، گسلس و برشی شده است (شکل ۱۴- A تا

C) و فازهای گرمایی بعدی سبب کانی‌زایی هماتیت، باریت و به صورت ناچیز موناژیت در امتداد سطوح شکستگی شده است (شکل ۱۵- A تا D). حضور بافت‌های انتشاری، نواری و توده‌ای مگنتیت بیانگر ته‌نشست آهن به شکل ژل‌های اولیه هیدرومگنتیت و فری‌هیدرات است. لایه‌بندی متناوب اکسیدی سیلیکاتی در ژاسپلیت‌ها بیانگر غلظت بالای محلول‌های گرمایی است که گاهی غنی از آهن و گاهی غنی از سیلیس و بدون تیتانومگنتیت است.



شکل ۱۴. A تا C: ژاسپلیت‌های در محدوده کانسار اسفوردی و وجود اولیژیست در امتداد ساختارهای برشی و نفوذپذیر

Fig. 14. A to C: Jaspilites from the Esfordi deposit area and the presence of oligist along the permeable and shear structures

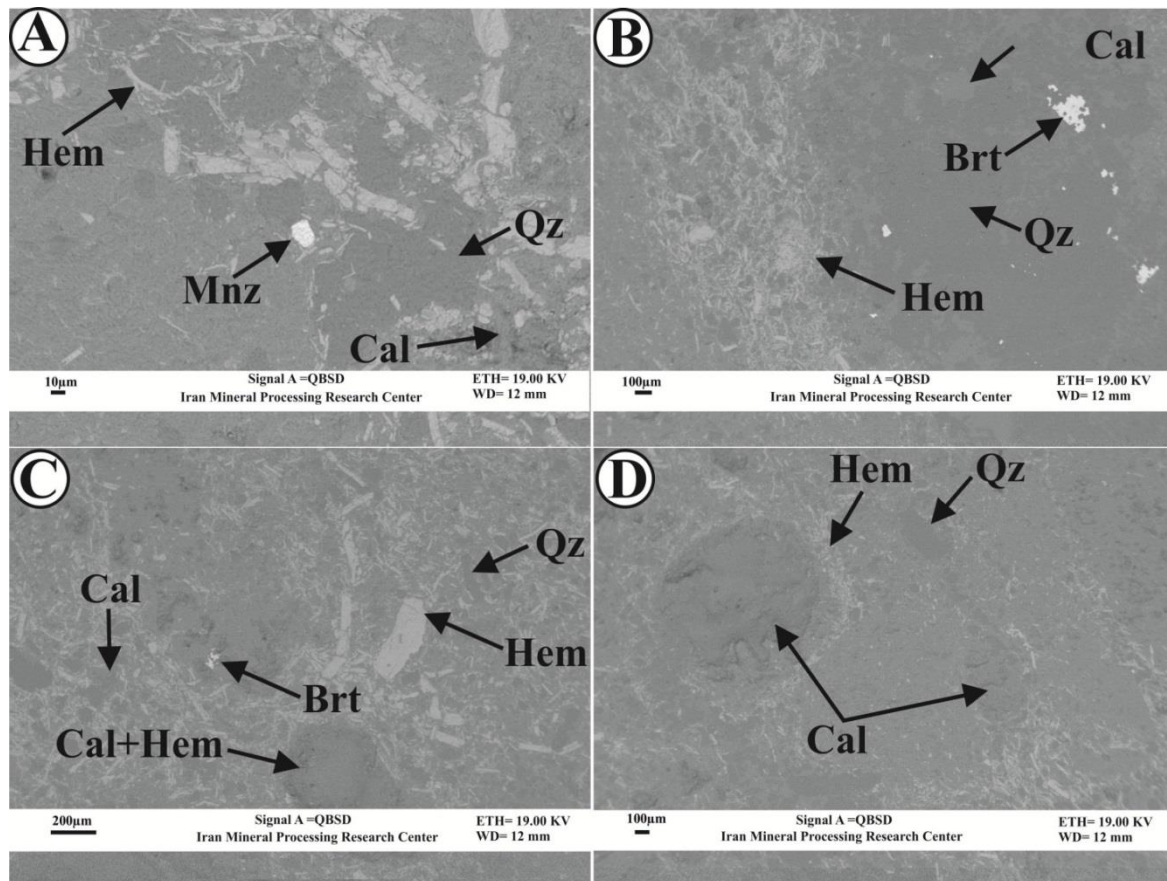
زمین‌شیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی

نتایج شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های کانسنگ هماتیتی، کانسنگ مگنتیتی، بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با مگنتیت، بلورهای آپاتیت خالص نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور، آپاتیت‌های رگه‌ای، سنگ‌های ریولیتی، توف‌های ریولیتی و متاسوماتیت‌های سبز میزبان (غنی از اکتینولیت) کانه‌زایی شده و همچنین ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و نهشته‌های فسفات‌های رسوبی کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (Abedini and Calagari, 2017) به روش ICP-OES, ICP-MS و LA-ICP-MS در جدول‌های ۱، ۲، ۳، ۴، ۵ و ۶ نشان داده شده است. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع

عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌های مربوط به محدوده کانسار اسفوردی دارای شیب منفی ($LREE/HREE > 1$) بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE هستند که ویژگی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایروناست (شکل ۱۶- A و B) (Edfelt, 2007). شیب منفی نمودار و بی‌هنجاری منفی کوچک Eu در کلیه نمونه‌ها، شباهت به آپاتیت‌های موجود در گرانیت‌های نوع I را به نمایش می‌گذارد (Hsieh et al., 2008)؛ در حالی که در ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت، آنومالی ضعیف و منفی Ce و آنومالی مثبت Eu دیده می‌شود (شکل ۱۶- C). بی‌هنجاری منفی Ce در نمونه‌های

است (Mohseni, 2007; Mohseni and Aftabi, 2015; Aftabi et al., 2021). الگوی عناصر کمیاب خاکی در ژاسپلیت‌های محدوده اسفوردی شباهت زیادی به آهن‌های کرم‌مستحج، تنگ‌زاغ در ناحیه لارستان و جنوب هرمزگان (Nokhbatolfoghahai et al., 2014) و آهن‌های رسوبی نوع راپیتان نشان می‌دهد (Talaie Hassanlouei and Rajabzadeh, 2019).

ژاسپلیتی می‌تواند ناشی از ویژگی‌های زمین‌شیمی REE ها در آب دریا و نبود اکسیژن در اقیانوس‌های قدیمی در طول تشکیل آهن نواری از یک سو (Danielson et al., 1992; Bau and Dulski, 1996) و اکسید شدن Ce^{3+} به Ce^{4+} و اضافه شدن آن به پوسته فرومگنتز (Cox et al., 1979; Elderfield et al., 1981; Spry et al., 2000) از سوی دیگر باشد؛ در حالی که آنومالی مثبت Eu ناشی از جانشینی این عنصر به جای کلسیم در سنگ‌های کربناتی است که از شاخص‌های محیط‌های رسوبی



شکل ۱۵. A تا D: تصویرهای تهیه شده به وسیله میکروسکوپ الکترونی از ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و حضور کانی‌های هماتیت، باریت و مونازیت در امتداد ساختارهای برشی که بیانگر نقش سیالات گرمابی در تشکیل آنهاست. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Brt: باریت، Cal: کلسیت، Hem: هماتیت، Mnz: مونازیت، Qz: کوارتز).

Fig. 15. A to D: Electron microscopic images of Jaspilites in the Esfordi ore deposit area indicating the presence of hematite, barite and monazite minerals along the shear structures which indicates the role of hydrothermal fluids in their formation. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Brt: barite, Cal: Calcite, Hem: Hematite, Mnz: monazite, Qz: Quartz).

جدول ۱. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در متاسوماتیت‌ها و ریولیت‌های میزبان کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 1. Rare earth element analytical results of the metasomatite and rhyolite hosts in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KZ1	KZ2	KZ3	KZ4	KZ5	KZ6	KZ7	KZ8
Metasomatite					Rhyolite			
Rare earth element								
Long.	55°38'14"	55°38'10"	55°38'06"	55°38'12"	55°38'17"	55°38'11"	55°38'16"	55°38'01"
Lat.	31°47'42"	31°47'37"	31°47'33"	31°47'39"	31°47'34"	31°47'29"	31°47'30"	31°47'32"
La	672.29	2079.25	138.50	81.00	30.54	135.22	16.40	18.00
Ce	1173.84	2186.99	264.02	147.92	73.04	240.71	16.24	32.23
Pr	125.70	267.14	31.01	11.66	6.26	14.14	1.93	2.23
Nd	661.05	79.09	112.52	65.66	37.21	72.57	10.04	11.54
Sm	90.43	17.56	30.29	19.09	11.01	15.27	2.76	2.75
Eu	9.80	2.05	3.34	1.99	1.54	2.08	0.75	0.65
Gd	45.21	16.08	17.67	11.44	5.64	8.28	1.50	1.34
Tb	5.64	1.71	2.73	1.81	0.85	1.04	0.22	0.17
Dy	29.31	10.45	17.03	11.35	5.12	5.54	1.20	0.92
Ho	5.85	2.25	3.67	2.43	1.08	1.11	<1	<1
Er	16.10	6.75	10.84	7.29	3.27	3.03	0.62	0.48
Tm	1.65	1.30	1.60	1.09	1.80	<1	<1	<1
Yb	18.96	10.52	17.19	11.47	6.09	3.49	0.93	0.74
Lu	1.26	0.82	1.31	0.87	0.47	0.23	0.10	0.10
Y	260	99	135	105	39	46	8	7
(La/Yb)n	23.91	133.26	5.43	4.76	3.38	26.15	11.84	16.32
(La/Sm)n	4.68	74.50	2.88	2.67	1.74	5.57	3.74	4.11
(La/Gd)n	0.71	0.09	0.84	1.54	2.88	2.76	6.23	7.16
(Ce/Yb)n	16.02	53.78	3.97	3.33	3.10	17.86	4.50	11.21
(Ce/Sm)n	3.13	30.06	2.10	1.87	1.60	3.80	1.42	2.83
(Gd/Yb)n	5.62	2.60	2.79	2.62	3.37	5.04	4.42	5.68
(Eu/Yb)n	1.47	0.55	0.55	0.49	0.72	1.70	2.29	2.47
Ce/Ce*	0.97	0.71	0.97	1.6	1.27	1.32	0.70	1.22
Eu/Eu*	0.47	0.37	0.44	0.41	0.60	0.57	1.13	1.03
Sum_REE	2857.08	4681.94	651.72	375.07	183.93	502.72	52.68	71.17

جدول ۲. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در ریولیت‌ها و توف‌های ریولیتی میزبان کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 2. Rare earth element analytical results in the rhyolite and rhyolitic tuff host of the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KZ9	KZ10	KZ11	KZ12	KZ13	KZ14	KZ15	KZ16
	Rhyolite				Rhyolitic tuff			
	Rare earth element							
Long.	55°38'31"	55°37'55"	55°37'56"	55°38'02"	55°37'53"	55°38'02"	55°37'54"	55°37'33"
Lat.	31°47'36"	31°47'38"	31°47'30"	31°47'59"	31°47'58"	31°48'13"	31°48'09"	31°47'49"
La	20.09	24.64	8.55	12.23	43.69	9.31	11.26	11.75
Ce	40.32	42.70	7.99	13.83	147.14	1.33	12.41	13.87
Pr	2.48	2.88	0.79	1.41	1.70	1.01	1.25	1.31
Nd	11.60	14.57	4.12	7.43	7.96	5.21	6.42	6.66
Sm	2.62	3.19	0.98	1.90	2.01	1.32	1.57	1.60
Eu	0.53	0.47	0.29	0.41	0.44	0.27	0.29	0.30
Gd	1.33	1.56	0.53	1.12	1.02	0.73	0.90	0.79
Tb	0.17	0.19	0.07	0.18	0.24	0.11	0.15	0.11
Dy	0.92	1.10	0.35	1.22	0.84	0.75	0.99	0.78
Ho	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Er	0.51	0.80	0.19	1.04	0.73	0.62	0.88	0.73
Tm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	0.67	1.71	0.26	2.25	1.70	1.34	2.08	1.81
Lu	0.10	0.15	NA	0.19	0.19	0.12	0.17	0.16
Y	8	13	3	15	11	10	14	10
(La/Yb)n	20.10	9.72	21.84	3.66	17.29	4.69	3.64	4.37
(La/Sm)n	4.83	4.86	5.47	4.04	13.66	4.42	4.49	4.63
(La/Gd)n	6.04	9.38	53.27	8.52	21.78	12.92	8.81	7.63
(Ce/Yb)n	15.47	6.46	7.83	1.59	22.35	2.00	1.54	1.98
(Ce/Sm)n	3.72	3.23	1.96	1.75	17.65	1.88	1.90	2.10
(Gd/Yb)n	5.13	4.01	5.11	1.83	2.77	2.13	1.80	2.19
(Eu/Yb)n	2.22	0.78	3.11	0.52	0.74	0.57	0.40	0.47
Ce/Ce*	1.37	1.22	0.74	0.80	4.11	0.81	0.80	0.85
Eu/Eu*	0.86	0.65	1.22	0.86	0.94	0.83	0.76	0.81
Sum_REE	81.35	93.95	24.12	43.20	207.65	31.11	38.37	39.86

جدول ۳. نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی کانسنگ مگنتیت و هماتیت در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 3. Major, minor and rare earth elements analysis using ICP-MS method on magnetite and hematite ores in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	ES6	ES6	ES8	ES9	ES10
	Magnetite			Hematite	
Long.	55°38'80"	55°38'08"	55°38'10"	55°38'13"	55°38'40"
Lat.	31°47'35"	31°47'37"	31°47'35"	31°47'33"	31°47'38"
Major and minor element					
Al	1360	2180	909	967	8160
Si	21000	19000	23100	22800	13000
Mg	5010	3050	6010	6460	6620
Mn	458	444	218	210	80
Cr	< 2	26	1.5	2	< 2
Ni	64	180	192	186	25
Ti	2540	4180	3360	3370	5060
V	708	2590	2010	2040	757
Rare earth elements					
La	148	20.6	58.8	65.5	133
Ce	370	38.2	131	147	405
Pr	14.8	4.45	15.5	17.3	24.8
Nd	57.8	15.7	54.4	60.4	111
Sm	9.36	2.55	8.19	9.19	24.1
Eu	0.74	0.27	0.76	0.89	2.71
Gd	8.24	2.36	7.39	8.54	21.2
Tb	0.79	0.39	1.11	1.22	2.59
Dy	2.92	2.13	5.82	6.45	11.7
Ho	0.6	0.43	1.13	1.29	2.12
Er	1.04	1.26	3.16	3.47	5.31
Tm	0.15	0.18	0.46	0.49	0.87
Yb	0.67	1.08	2.59	2.94	5.29
Lu	0.13	0.17	0.19	0.73	0.12
Y	30.9	12.3	28.5	31.1	78.8
(La/Yb)n	148.93	12.86	15.31	15.02	16.95
(La/Sm)n	9.95	5.08	4.52	4.48	3.47
(La/Gd)n	15.01	7.29	6.65	6.41	5.24
(Ce/Yb)n	142.84	9.15	13.08	12.93	19.8
(Ce/Sm)n	9.54	3.62	3.86	3.86	4.06
(Gd/Yb)n	9.91	1.76	2.30	2.34	3.23
(Eu/Yb)n	3.14	0.71	0.83	0.86	1.46
Ce/Ce*	1.90	0.96	1.04	1.05	1.7
Eu/Eu*	0.26	0.34	0.3	0.31	0.37
Sum_REE	615.11	89.6	290.31	324.68	749.69

جدول ۴. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 4. Rare earth elements analysis using ICP-MS method on first generation of crystalline apatite associated with magnetite ores and second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KH-1	KH-2	KH-3	KH-4	KH-5	KH-6	KH7	KH8
	First generation of crystalline apatite associated with magnetite							Apatite 2
Long.	55°38'06"	55°38'08"	55°38'07"	55°38'10"	55°38'07"	55°38'70"	55°44'29"	55°38'09"
Lat.	31°47'33"	31°47'34"	31°47'32"	31°47'40"	31°47'37"	31°47'38"	31°47'42"	31°47'41"
	Major and minor elements							
Mn	358.80	435.6	327.6	222	418.8	195	161	421
Sr	166	126	106	130	150	388	451	211.2
U	2.51	1.91	1.76	1.53	3.39	15.1	26.4	10
Th	50.80	34.62	27.55	29.03	48.81	79.1	55.4	74
	Rare earth element							
La	1087.33	915.12	471.22	848.8	1383.3	3650.0	2970	4420.0
Ce	1687.89	1509.7	755.13	1352.3	2501	6630	4600	6920
Pr	175.81	168.01	82.83	152.96	282.27	449.00	318.00	495.00
Nd	903.70	915.06	440.08	840.37	1530.9	1670.00	1120.0	1750.00
Sm	113.93	133.23	59.78	122.19	332.30	196.00	126.00	186.00
Eu	9.85	10.55	5.18	8.10	15.89	18.10	13.20	19.90
Gd	47.30	71.52	25.28	48.80	139.48	197.00	125.00	180.00
Tb	4.43	6.26	2.41	4.22	8.56	24.80	14.40	22.20
Dy	16.87	27.61	9.09	14.24	33.54	122.00	64.80	180.00
Ho	2.59	4.76	1.43	1.96	5.49	26.10	12.40	22.80
Er	6.05	12.13	3.09	4.22	13.27	67.60	30.50	60.10
Tm	NA	1.41	NA	NA	1.46	10.20	4.17	8.85
Yb	5.43	12.79	2.71	3.30	13.00	50.00	19.90	42.80
Lu	0.35	0.83	0.17	0.21	0.84	4.12	3.63	5.00
Y	125	248	62	98	234	1810	767	33.8
(La/Yb)n	134.94	48.25	117.19	173.66	71.74	49.22	100.62	69.62
(La/Sm)n	6.00	4.32	4.96	4.37	2.62	11.71	14.83	14.95
(La/Gd)n	19.21	10.69	15.57	14.53	8.29	15.48	19.85	20.52
(Ce/Yb)n	80.37	30.54	72.05	106.16	49.76	34.30	59.79	41.82
(Ce/Sm)n	3.58	2.73	3.05	2.67	1.82	8.16	8.81	8.98
(Gd/Yb)n	8.71	5.59	9.33	14.81	10.73	3.94	6.28	4.21
(Eu/Yb)n	5.15	2.35	5.43	6.99	3.47	1.03	1.89	1.32
Ce/Ce*	0.93	0.93	0.92	0.90	0.96	1.25	1.14	1.13
Eu/Eu*	0.41	0.33	0.41	0.32	0.23	0.28	0.32	0.33
ΣREE	4061.51	3789	1858.4	3401.7	6261.3	13114.9	9422	14312.6

جدول ۵. داده‌های تجزیه به روش LA-ICP-MS و ICP-MS در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای و زون‌های غنی از آپاتیت در کانسار اسفوردی. مقادیر بر حسب ppm هستند.

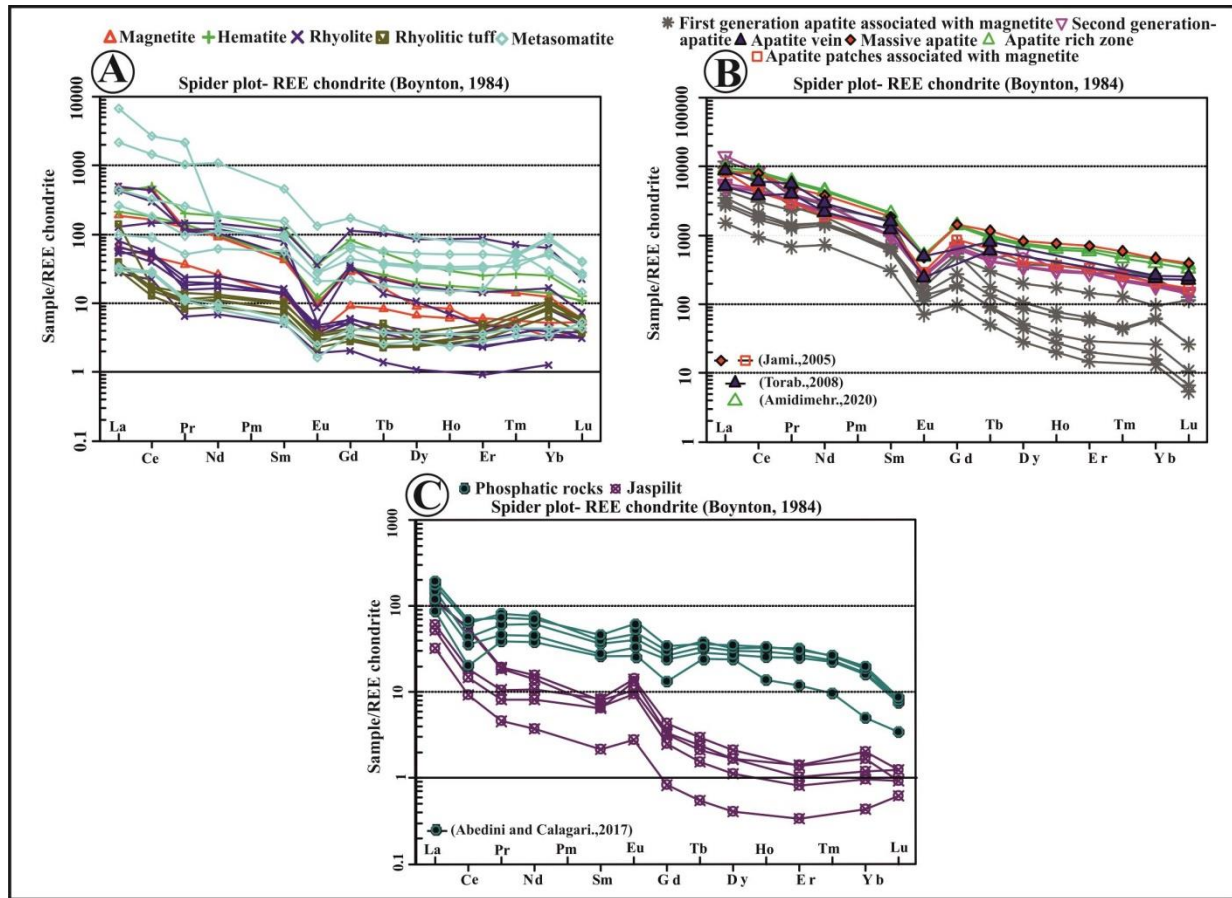
Table 5. LA-ICP-MS and ICP-MS analysis data of the second generation of crystalline apatite, massive fine grained and vein apatite and apatite rich zone in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	KH-9	KH-10	KH-11	KH-12	BE-5	BE-6	BH12.65	108	B39S2	B30S3
	Second generation of crystalline apatite				Apatite rich zone		Massive apatite	Apatite patches	Apatite vein	
	LA-ICP-MS				ICP-MS					
Long.	55°38'13"	55°38'05"	55°38'05"	55°38'14"	(Amidimehr, 2020)		(Jami, 2005)		(Torab, 2008)	
Lat.	31°47'36"	31°47'42"	31°47'39"	31°47'34"						
Major and minor elements										
Mn	211	100	300	140	200	600	700	600	700	290
Sr	217	183	183	209	327.6	326.9	367.9	381.3	224	383
U	7	6	6	6	22.4	12.1	14.87	8.84	<5.2	20.1
Th	51	51	52	54	96.6	90.5	97.3	51.8	88.5	56.5
Rare earth element										
La	1582.2	1738.1	1745.7	1595.9	2689.3	2973.4	2551.6	2582.4	1600	2700
Ce	3547.6	3818.4	3821.1	3622.7	6408.1	6889.5	6477.6	3469.7	3050	4940
Pr	371.08	383.10	390.16	374.05	711.67	754.48	599.5	363.7	491	689
Nd	1292.8	1334.9	1331.0	1296.9	2601	2729.5	2282.2	1148.1	1300	1760
Sm	192.21	194.37	197.42	191.53	407.58	411.1	362	243.7	238	307
Eu	19.41	18.68	19.03	19.38	36.05	38.36	35.1	21.7	18.1	36.6
Gd	163.60	163.05	164.86	164.60	356.6	367.16	370	223.6	NA	NA
Tb	20.05	19.77	20.01	19.94	43.78	47.09	55.9	30.2	28.5	38
Dy	114.51	111.23	111.32	112.38	230.34	247.79	264.2	134.7	NA	NA
Ho	22.15	21.45	21.69	22.18	44.8	48.62	55.2	26.4	NA	NA
Er	60.34	58.37	58.48	58.97	122.6	132.96	148.9	69.4	NA	NA
Tm	7.31	6.93	7.13	7.05	14.95	16.88	19.2	8.4	NA	NA
Yb	40.13	37.25	37.82	39.49	82.25	93.74	97.8	42.8	49.3	54.7
Lu	4.75	4.64	4.52	4.65	10.59	12.05	12.6	5.4	7.34	8.08
Y	686.4	656	658.2	676.4	1336.3	1412.9	NA	NA	NA	NA
(La/Yb)n	26.58	31.46	31.12	27.25	22.04	21.39	17.59	40.68	21.88	33.28
(La/Sm)n	5.18	5.63	5.56	5.24	4.15	4.55	4.43	6.67	4.23	5.53
(La/Gd)n	8.08	8.91	8.85	8.10	6.30	6.77	5.76	9.65	NA	NA
(Ce/Yb)n	22.87	26.52	26.13	23.73	20.15	19.01	17.13	20.97	16	23.36
(Ce/Sm)n	4.45	4.74	4.67	4.56	3.79	4.04	4.32	3.44	3.09	3.88
(Gd/Yb)n	4.08	4.38	4.36	4.17	3.50	3.16	3.05	4.22	NA	NA
(Eu/Yb)n	1.38	1.43	1.43	1.40	1.25	1.16	1.02	1.44	1.04	1.90
Ce/Ce*	1.11	1.13	1.11	1.13	1.11	1.11	1.26	0.86	0.83	0.87
Eu/Eu*	0.33	0.32	0.32	0.33	0.29	0.3	0.29	0.28	NA	NA
ΣREE	7438.2	7910.4	7930.3	7529.8	13759.6	14762.6	13331.8	8370.2	6782.2	10533.4

جدول ۶. نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی در ژاسپلیت‌های کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت به روش ICP-MS. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 6. Rare earth element analytical results by ICP-MS method on the Jaspilites of Esfordi ore deposit and lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone. The values are in ppm.

Code	ES1	ES2	ES3	ES4	ES5	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5
	Jaspilites					Lower combereain phosphate rock				
	Rare earth element									
Long.	55°38'13"	55°38'29"	55°42'36"	55°41'47"	55°40'05"	(Abedini and Calagari, 2017)				
Lat.	31°48'48"	31°49'02"	31°48'26"	31°48'59"	31°47'58"					
La	35.72	10.04	18.66	16.28	37.45	26.8	46.2	37.2	54.2	59.9
Ce	44.94	7.52	15.19	12.03	43.46	16.4	35.3	29.1	51.6	55.2
Pr	2.38	0.56	1.29	0.99	2.25	4.74	7.38	5.68	9.88	8.88
Nd	9.38	2.25	6.42	4.91	8.48	22.9	36.8	27.2	45.7	42.3
Sm	1.57	0.42	1.63	1.26	1.31	5.07	7.12	5.42	7.75	9.01
Eu	0.77	0.21	1.05	0.97	0.69	1.11	2.04	1.65	2.62	3.05
Gd	0.83	0.21	1.12	0.88	0.64	3.47	6.85	6.15	7.88	8.97
Tb	0.10	0.03	0.14	0.11	0.07	5.12	8.22	8.03	9.49	8.43
Dy	0.53	0.13	0.68	0.54	0.36	7.74	9.78	8.77	10.47	11.33
Ho	<1	<1	<1	<1	<1	0.99	2.12	1.85	2.37	2.39
Er	0.29	0.07	0.29	0.22	0.17	2.51	5.71	5.23	6.75	6.47
Tm	<1	<1	<1	<1	<1	0.31	0.76	0.73	0.85	0.86
Yb	0.43	0.09	0.35	0.25	0.20	1.05	3.52	3.33	3.92	4.17
Lu	0.04	0.02	0.03	0.04	0.03	0.11	0.25	0.24	0.26	0.28
Y	4	1	6	5	3	26.8	56.3	50.9	75.3	70.2
(La/Yb)n	56.46	75.04	35.66	44	124.19	17.21	8.85	7.53	9.32	9.68
(La/Sm)n	14.33	15.1	7.21	8.1	17.99	3.33	4.08	4.32	4.4	4.18
(La/Gd)n	36.01	39.04	13.90	15.49	48.72	6.45	5.63	5.05	5.75	5.58
(Ce/Yb)n	27.25	21.55	11.14	12.48	55.29	4.04	2.59	2.26	3.4	3.42
(Ce/Sm)n	6.91	4.34	2.25	2.3	8.01	0.78	1.2	1.3	1.61	1.48
(Gd/Yb)n	1.57	1.93	2.56	2.85	2.56	2.67	1.57	1.49	1.62	1.74
(Eu/Yb)n	5.15	6.46	8.44	11.02	9.7	3.01	1.65	1.41	1.9	2.08
Ce/Ce*	1.17	0.77	0.74	0.72	1.14	0.35	0.46	0.48	0.54	0.58
Eu/Eu*	2.07	2.09	2.37	2.8	2.31	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
∑REE	96.99	21.55	46.85	38.48	95.13	98	172	141	214	221



شکل ۱۶. A: الگوی بهنجارشده توزیع عناصر کمیاب خاکی در مگنتیت، هماتیت، ریولیت و متاسوماتیت‌های کانسار اسفوردی نسبت به کندریت، B: الگوی بهنجارشده توزیع عناصر کمیاب خاکی در بلورهای آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت، بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای، زون‌های غنی از آپاتیت و قطعه‌های کوچک آپاتیت مرتبط با کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی نسبت به کندریت و C: الگوی بهنجارشده توزیع عناصر کمیاب خاکی در ژاسپلایت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (داده‌های کندریت از بوینتون (Boynton, 1985))

Fig. 16. A: Chondrite-normalized REE distribution patterns in magnetite, hematite, rhyolite, and metasomatites in the Esfordi ore deposit, B: Chondrite-normalized REE distribution patterns in the first generation of crystalline apatite associated with magnetite, the second generation of crystalline apatite, massive fine grained and vein apatites, apatite rich zone and apatite patches associated with magnetite ore in the Esfordi ore deposit, and C: Chondrite-normalized REE distribution patterns in jaspilite close to the Esfordi ore deposit and lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone (Chondrite REE values from Boynton, 1985)

بی‌هنجاری منفی Ce و آنومالی مثبت Eu در سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین، ناشی از شرایط رودکس سیالات دیاژنتیکی و اختلاط آب‌های بدون اکسیژن غنی از مواد آلی با آب‌های جوی در طول تشکیل کانسنگ فسفات رسوبی است (Abedini and Calagari, 2017). الگوی توزیع عناصر REE در سنگ‌های فسفات رسوبی می‌تواند به عنوان شاخصی مهم برای تعیین شرایط رسوب‌گذاری و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی محیط‌های دیاژنتیکی استفاده شود (Zhu et al., 2014; Xin et al., 2016; Khan)

در طول تشکیل کانسنگ فسفات رسوبی است (Abedini and

مستقیم دارد (Witford et al., 1980). بیشترین درجه تفکیک در کل عناصر کمیاب خاکی در نمونه کانسنگ مگنتیتی ((La/Yb)n=۱۲/۱۴۸-۸۶/۹۳)) و سپس در نمونه ریولیتی و توف‌های ریولیتی ((La/Yb)n=۳/۶۴-۲۶/۱۵)) و نمونه متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت ((La/Yb)n=۳/۳-۲۳/۹۱)) دیده می‌شود؛ در حالی که کمترین درجه تفکیک در کانسنگ هماتیتهی مشاهده می‌شود ((La/Yb)n=۱۵/۰۲-۱۶/۹۵)). در نمونه‌های تجزیه شده، درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سبک ((La/Sm)n=۱/۷۴-۱۴/۹۵)) بیشتر از عناصر کمیاب خاکی سنگین ((Gd/Yb)n=۱/۷۶-۱۰/۷۳)) است.

بیشترین درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سبک متعلق به نمونه‌های آپاتیت ((La/Sm)n=۲/۶۲-۱۴/۹۵))، توف‌های ریولیتی ((La/Sm)n=۳/۱۳-۷۴/۶۶)) و مگنتیت ((La/Sm)n=۴/۲۵)) و کمترین درجه تفکیک در این عناصر متعلق به سنگ میزبان ریولیتی ((La/Sm)n=۳/۷۴-۵/۵۷)) و متاسوماتیت‌های غنی از اکتینولیت ((La/Sm)n=۱/۷۴-۴/۸۶)) است. بیشترین درجه تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سنگین نیز متعلق به نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی ((Gd/Yb)n=۱/۷۶-۹/۹۱)) و ریولیت ((Gd/Yb)n=۴/۰۱-۵/۶۸)) و کمترین آن مربوط به سنگ‌های متاسوماتیت میزبان غنی از اکتینولیت است ((Gd/Yb)n=۲/۶-۵/۶۲)) (جدول‌های ۱، ۲، ۳ و ۴). کلیه نمونه‌های تجزیه شده به جز ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی، یک بی‌هنجاری منفی واضح در Eu را نشان می‌دهند. این بی‌هنجاری به همراه غنی‌شدگی از LREE از ویژگی‌های آپاتیت‌های موجود در کانسنگ‌های آهن نوع کایروناست (Jinjie et al., 2007). وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گرفتن سنگ‌های مورد بررسی از یک منبع محتوی پلاژیوکلاز نیز باشد (Andreoli et al., 1994). به نظر فریتش و پردال (Frietsch and Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu در کانسارهای نوع کایرونا می‌تواند ناشی از تبلور پلاژیوکلازها و جدایش تفریقی آنها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح و یا اینکه در اثر اکسید شدن محیط (به دلیل وجود

et al., 2016). پژوهش‌ها بر روی رسوبات فسفات‌های قدیمی نشان داد که الگوهای توزیع عناصر REE نرمال شده به شیل‌های پسا آرکن استرالیا^۲ در سنگ‌های فسفات‌ها را می‌توان به دو گروه مجزا طبقه‌بندی کرد: ۱) شبیه آب دریا و ۱۲) کلاه شکل (Jiang et al., 2007; Pi et al., 2013; Zhu et al., 2014; Xin et al., 2016). الگوی REE های کلاه‌شکل که گاهی اوقات توزیع REE های شبیه زنگوله نامیده می‌شود، با غنی‌سازی MREE و تهی‌شدگی HREE مشخص می‌شود؛ در حالی که الگوی REE های شبیه آب دریا^۱، با غنی‌سازی HREEs و ناهنجاری‌های Ce منفی مشخص می‌شود (Bau and Dulski, 1996; Zhu et al., 2014). بنابراین، الگوی کلاه شکل^۹ REE ها و ناهنجاری منفی Ce در نمونه‌های ژاسپلیت محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌های کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (شکل ۱۶-C) می‌تواند ناشی از جذب ترجیحی MREE ها در طول مواجهه طولانی مدت با آب دریا باشد (Abedini and Calagari, 2017).

میزان غنی‌شدگی REE موجود در آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ‌های میزبان کانسار اسفوردی متفاوت بوده و بیشترین میزان تمرکز REE در آپاتیت و کمترین تمرکز در سنگ‌های میزبان مشاهده شده است. همچنین بیشترین فروانی REE در آپاتیت‌ها مربوط به عناصر کمیاب خاکی سبک (از جمله Ce, La و Nd) است و میزان غنی‌شدگی آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ درون‌گیر در عناصر کمیاب خاکی سبک بیشتر از عناصر کمیاب سنگین است و الگوی پراکندگی مشابهی دارند. از آنجایی که LREE ها بیشتر در شرایط اکسیدان جذب اکسیدهای فلزی مانند هماتیت می‌شوند، می‌توان چنین شرایطی را در غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE مؤثر دانست (Koeppenkastrop and De Carlo, 1993; White, 2000; Coppin et al., 2002). سری‌های ماگماتیسیم آکالین نسبت به عناصر کمیاب خاکی به ویژه عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی شدیدی نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی با شدت آکالینیتی محیط نسبتی

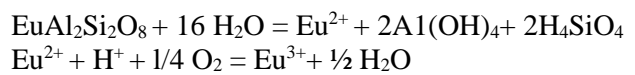
مقایسه مجموع مقادیر عناصر کمیاب خاکی در نهشته‌های فسفات‌های رسوبی کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت (Abedini and Calagari, 2017)، افق‌های فسفریتی زاگرس به سن ائوسن-الیگوسن (Zarasvandi et al., 2021) و ذخایر فسفریتی پالئوژن در شمال غربی عربستان (Ahmed et al., 2022) با مقادیر عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ آپاتیتی در کانسار اسفوردی، چغارت و گزستان (Sephehrad and Alirezaei, 2020; Hosseini and Rajabzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022) نشان می‌دهد که ذخایر آپاتیت به خودی خود حاوی مقادیر بالای عناصر کمیاب خاکی نیستند و آپاتیت‌های بلوک پشت‌بادام تحت تأثیر سیالات گرمابی ناشی از توده‌های نفوذی، در مقادیر عناصر کمیاب خاکی دچار غنی‌شدگی شده‌اند.

منشأ کانسنگ مگنتیت با استفاده از زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب معمولی کانسنگ مگنتیت و ژاسپلیت‌های محدوده کانسار به روش‌های ICP-MS و ICP-OES در جدول‌های ۳، ۷ و ۸ نشان داده شده است.

مگنتیت می‌تواند میزان بسیاری از عناصر کمیاب (به عنوان مثال Ga, Sn, Co, Ni, V, Ti, Cr, Zn, Cu, Mn, Mg, Al, Ca) در مکان‌های هشت وجهی و چهاروجهی با ساختاری از نوع یک اسپینل مکعبی معکوس باشد (Dupuis and Beaudoin, 2011; Nadoll et al., 2012; Nadoll et al., 2015; Deditius et al., 2018). بسیاری از بررسی‌ها نشان داده‌اند که ترکیبات عناصر کمیاب همراه با مگنتیت می‌تواند دما، فوگاسیته اکسیژن (fO_2)، فعل و انفعالات سیال و سنگ، فوگاسیته گوگرد (fS_2) و ترکیبات سیال را در طول تبلور مگنتیت منعکس کند (Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Nadoll et al., 2015; Knipping et al., 2015; Huang et al., 2019a; Huang et al., 2019b; Salazar et al., 2019; Sun et al., 2019).

مگنتیت و هماتیت) باشد. Eu موجود در ساختار پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی در محیط‌های گرمابی به صورت Eu^{2+} آزاد می‌شود و در شرایط اکسیدی، فشار و دمای پایین به حالت سه ظرفیتی طبق واکنش زیر اکسید می‌شود (Sverjensky, 1984):



بر اساس نظر پاراک (Parak, 1975)، تهی‌شدگی عنصر Eu ثانویه بوده و تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی گرمابی ایجاد می‌شود. طی این فرایند، کانی‌های سنگ مادر تخریب شده و عناصر کمیاب خاکی به شکل یون‌های کمپلکس از محیط خارج می‌شوند. شباهت قابل توجه بین الگوی REE کانسنگ مگنتیتی با سنگ‌های در برگیرنده، نشان‌دهنده منشأ مشترک آنهاست. به منظور تعیین اندازه آنومالی Eu از مؤلفه $(Eu/Eu^*)_N$ استفاده شده است. در این خصوص، نمونه‌های متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت بیشترین میزان $(Eu/Eu^*)_N$ را نشان می‌دهد. از ویژگی‌های دیگر نمودارهای رسم شده، وجود آنومالی مثبت و ضعیف Ce در تمامی نمونه‌هاست ($Ce/Ce^* = 0.7-4/11$). این امر در کنار وجود بی‌هنجاری منفی Eu، حاکی از نقش سیالات ماگمایی و گرمابی و نقش برهم‌کنش سیال و سنگ در بازه زمانی مختلف در تشکیل این سنگ‌هاست.

به نظر وایتفورد و همکاران (Witford et al., 1980)، در سنگ‌های آذرینی که تحت تأثیر دگرسانی گرمابی و دگرگونی قرار گرفته‌اند، دگرسانی گرمابی تأثیر به‌سزایی بر توزیع عناصر REE دارد و با افزایش نسبت سیال به سنگ و شدت دگرسانی، انحلال‌پذیری این عناصر افزایش می‌یابد. این انحلال‌پذیری باعث افزایش یا کاهش میزان REE در سامانه کانیایی می‌شود. علاوه بر تأثیر سیال گرمابی و دگرسانی، دگرگونی درجه‌های بالا و فرایند دیازنز نیز بر توزیع و انحلال REE تأثیر مهمی دارند (Lottermoser, 1992). بنابراین فرایندهای دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی که در کانسار اسفوردی به وقوع پیوسته، باعث تحرک و مهاجرت REE از سنگ‌ها شده‌اند.

جدول ۷. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی به روش ICP-OES. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 7. Results of major and minor element analysis by ICP-OES method on magnetite ores in the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	RH7	RH10	RH11	RH12	RH13	RH14	RH15	RH16	RH17
Major and minor elements									
Long	55°38'02	55°38'06	55°38'04	55°38'16	55°38'10	55°38'13	55°38'00	55°38'09	55°38'07
	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Lat.	31°47'39	31°47'33	31°47'43	31°47'35	31°47'40	31°47'31	41°47'41	31°47'41	31°47'36
	"	"	"	"	"	"	"	"	"
Al	2800	800	500	6000	600	100	500	300	100
Si	14200	11500	18300	21000	13000	12500	23000	11100	15400
Ti	600	2300	3900	800	4400	800	2500	1400	1400
Fe	217583	235679	237964	231863	233012	181834	187603	221084	227610
K	7600	1100	1700	7900	1500	1400	1400	1100	1000
Ca	22100	10300	10400	29500	16300	10200	11600	6200	9900
Mg	4500	600	1300	4400	900	2000	4200	900	1400
Mn	1624.7	97.9	216.7	640.2	151.8	320.1	205.7	177.1	279.4
Na	2600	1600	2400	1900	1800	1500	2300	2000	1400
P	800	3400	44200	3200	36000	102700	65900	106800	96300
S	2700	300	600	2600	400	500	800	600	500
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
As	41	23	42	42	35	92	82	98	78
Ba	963	6	3	1151	5	9	4	5	5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	31	7	8	31	8	3	6	3	3
Cr	27	17	26	30	20	23	41	21	26
Cu	52	7	11	32	13	15	19	9	14
Hg	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Li	10	2	3	10	3	2	2	2	2
Mo	48	4	2	86	2	4	3	2	4
Ni	40.7	100.1	61.6	31.9	62.7	27.5	38.5	23.1	28.6
Pb	28	38	107	159	158	186	146	47	43
Sb	12	4	12	8	6	2	3	4	1
Sn	44	11	12	57	14	11	12	12	13
Sr	113	8	21	136	31	31	35	17	20
V	39	1028	1397	53	1553	244	654	384	398
W	10	2	3	9	2	3	4	4	3
Y	1	1	1	1	1	3	1	3	7
Yb	3	7	8	3	9	2	4	2	3
Zn	13	5	4	8	4	2	4	2	3
Zr	32	13	13	36	13	2	7	6	3

جدول ۸. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در ژاسپلیت‌های کانسار اسفوردی به روش ICP-OES. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 8. Results of major and minor elements analysis by ICP-OES method in the jaspilite of the Esfordi ore deposit. The values are in ppm.

Code	Zab6	Zab7	Zab8	Zab9	Zab10
Major and minor element					
Long.	55°38'48"	55°39'06"	55°39'16"	55°39'21"	55°39'18"
Lat.	31°48'01"	31°47'40"	31°48'16"	31°47'64"	31°47'57"
Al	588	418	1190	585	400
Si	375000	320000	285000	310000	345000
Ti	41	37	60	41	28
Fe	102423	44229	139729	145934	96798
K	1392	729	1602	662	543
Ca	44883.3	34621.4	20427	13645.5	70766.3
Mg	26806	5278	5279	3088	24437
Mn	3247.2	1816.8	2277.6	2230.8	3712.8
Na	1122	872	742	697	1217
P	158	139	579	605	160
S	518	1047	1310	480	1375
Ag	<1	<1	<1	<1	<1
As	19	9	5	6	17
Ba	83	283	160	122	126
Be	<1	<1	<1	<1	<1
Bi	<10	<10	<10	<10	<10
Cd	2	2	1	0	3
Co	7	4	6	5	6
Cr	7	6	16	12	7
Cu	13	10	29	24	18
Hg	1	0	2	3	3
Li	2	3	6	2	3
Mo	11	6	11	10	10
Ni	29	24	37	26	23
Pb	17	83	69	20	36
Sb	4	1	4	8	4
Sn	12	5	12	12	14
Sr	18	135	64	55	38
V	12	9	24	23	10
W	7	5	8	6	11
Y	2	1	3	4	2
Yb	1	1	2	2	1
Zn	77	208	337	66	389
Zr	7	2	7	11	4

کانسارهای ماگمایی قرار می‌گیرند و تعداد معدودی در نزدیک محدوده کانسارهای گرمایی هستند. همچنین بر اساس نسبت Ti در مقابل Ni/Cr (Dare et al., 2014) نیز نمونه‌های کانسنگ مگنتیت و هماتیت در محدوده کانسارهای ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند که نشان می‌دهند مگنتیت‌های گرمایی با مگنتیت‌های ماگمایی وراثت بافتی و زمین‌شیمیایی مشابه دارند (شکل ۱۷-C و D).

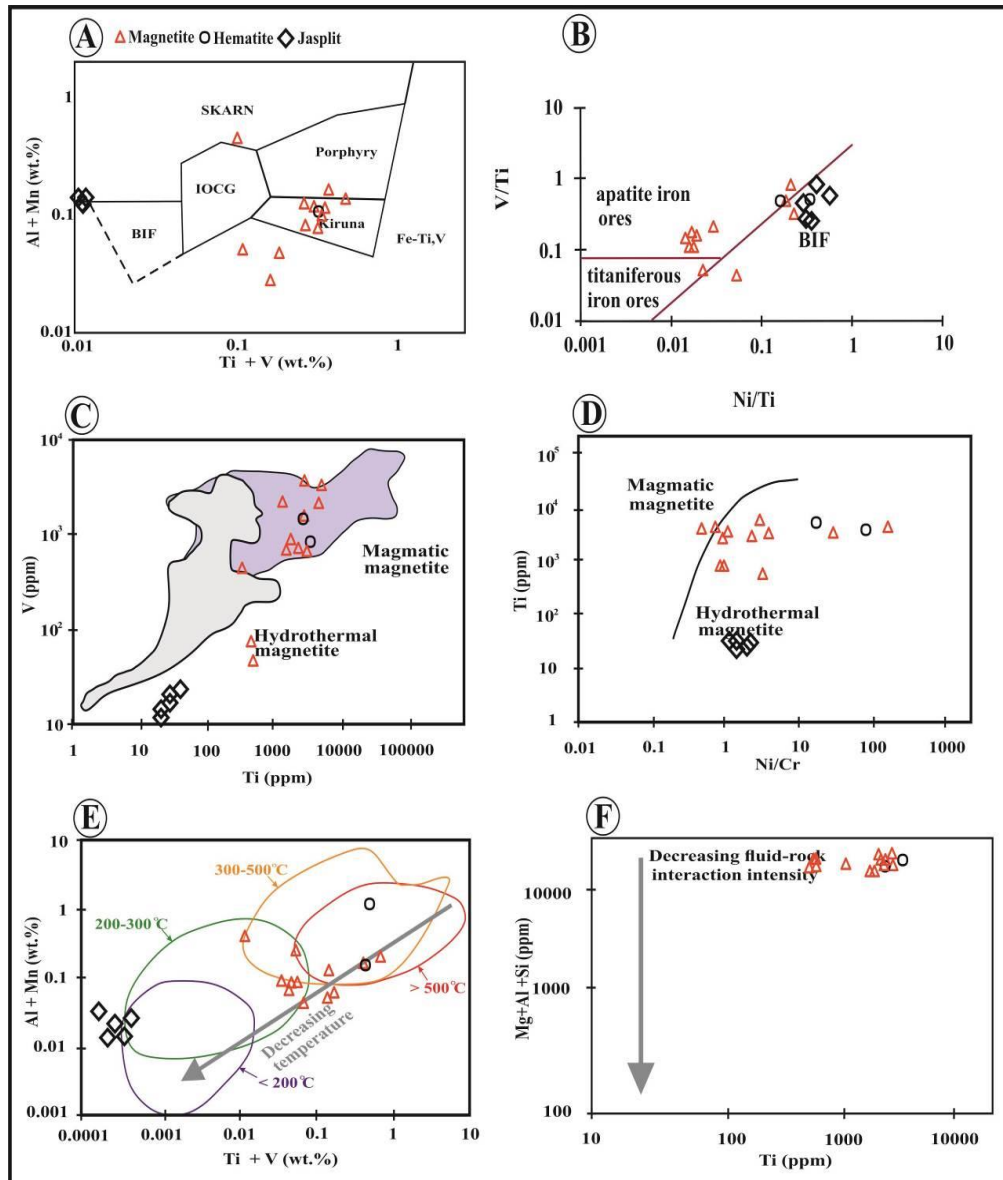
انحلال-رسوب مجدد تحت تأثیر دما، فشار، pH و fO_2 ، با انحلال مگنتیت اولیه و ته‌نشست انواع مگنتیت‌های ثانویه در نزدیکی جبهه واکنش همراه است. در طی این فرایند، عناصری مانند Al ، Si ، Ca ، Mg ، Ti و V از مگنتیت اولیه شسته می‌شوند. ترسیم مگنتیت و هماتیت اسفوردی در نمودار $(Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ ، دمای تشکیل بیشتر مگنتیت و هماتیت‌ها را در محدوده ۳۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. تعداد محدودی نیز در بازه ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد (شکل ۱۷-E).

فعالیت سیال و سنگ می‌تواند سبب غنی‌شدگی مگنتیت‌های گرمایی در مقادیر Al ، Mg ، Mn و Si شود (Carew, 2004; Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018). این عناصر رفتار مشابهی در هنگام تشکیل مگنتیت دارند. بنابراین، مقدار $(Mg+Al+Si)$ در مقابل Ti می‌تواند شدت برهم‌کنش‌های سیال و سنگ را منعکس کند (Hu et al., 2014). در مگنتیت و هماتیت اسفوردی، افزایش $(Mg+Al+Si)/Ti$ شدت بالای برهم‌کنش سیال و سنگ را منعکس می‌کند. کاهش مقدار $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ و افزایش محتوای $(Mn+Mg)$ در مگنتیت نشان‌دهنده برهم‌کنش ضعیف‌تر سیال و سنگ است (Hu et al., 2014). برای مگنتیت و هماتیت اسفوردی محتوای نسبتاً کم $(Mn+Mg)$ و مقدار بالای $(Si+Al)/(Mg+Mn)$ ، نشان‌دهنده برهم‌کنش‌های شدید سیال-سنگ است (شکل ۱۷-F). زمین‌شیمی ژاسپلیت‌ها بیانگر مقادیر بالای آهن و سیلیس و مقادیر پایین آلومینیم، کرم، کبالت، نیکل، و انادایوم و تیتانیوم است که با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کانسارهای آهن نواری همخوانی دارد و آنها را از نوع ماگمایی متمایز می‌سازد.

نمودارهای متمایزکننده زیادی برای تشخیص پیدایش مگنتیت و انواع کانی‌زایی ارائه شده‌اند (Beaudoin et al., 2007; Dupuis and Beaudoin, 2011; Dare et al., 2012; Nadoll et al., 2012; Dare et al., 2014; Nadoll et al., 2014; Zhao et al., 2018). دوپوئیس و بودوین (Dupuis and Beaudoin, 2011) و نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014)، نمودارهای $(Ca+Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ ، $(Al+Mn)$ در مقابل $(Ti+V)$ و (V/Ti) در مقابل (Ni/Ti) را برای تشخیص انواع مختلف کانسارها پیشنهاد کرده‌اند (شکل ۱۷-A و B). بیشتر نمونه‌های کانسنگ مگنتیت و هماتیت کانسار اسفوردی در محدوده کانسارهای نوع کاپرونا و کانسنگ مگنتیت-آپاتیت قرار دارند و تعداد محدودی در محدوده کانسارهای نوع پورفیری و اسکارن و در مرز با کانسارهای نوع BIF قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده نقش برهم‌کنش سیالات ماگمایی و گرمایی در تشکیل این ذخایر است (شکل ۱۷-A و B). ترسیم برخی از نمونه‌های مگنتیت در محدوده اسکارن ناشی از پایین بودن محتوای $(Ti+V)$ در کانسنگ مگنتیت تحت تأثیر دمای پایین تا متوسط سیال و فوگاسیته بالای اکسیژن است (Tian et al., 2021)؛ در حالی که نمونه‌های ژاسپلیت مقادیر $(Ti+V)$ پایین داشته و در محدوده نوع BIF قرار می‌گیرند.

رفتار عناصر نیکل و کروم در مگنتیت ماگمایی بسیار متفاوت از مگنتیت گرمایی است. به عنوان مثال، مگنتیت ماگمایی و گرمایی نسبت نیکل به کروم به ترتیب کمتر از ۱ و بیشتر از ۱ دارند (Dare et al., 2014) و از نسبت‌های Ti و V می‌توان برای تمایز مگنتیت‌های ماگمایی و گرمایی استفاده کرد (Knipping et al., 2015; Nadoll et al., 2015; Guo et al., 2020).

ون و همکاران (Wen et al., 2017)، نمودار تمایز (V/Ti) در مقابل Fe را پیشنهاد کرده‌اند. با این حال، ترکیب مگنتیت ماگمایی ممکن است به طور قابل توجهی توسط فرایند انتشار حالت جامد، مانند تبادل زمین‌شیمیایی بین دانه‌ای با ایلمنیت و سیلیکات‌های اطراف، کانی برون رستی و اکسی برون رستی ایلمنیت^{۱۰} تکامل یابد (Wu et al., 2019). در کانسار اسفوردی با استفاده از نسبت Ti به V عمده نمونه‌های مگنتیت و هماتیت در محدوده



شکل ۱۷. تعیین منشأ کانسنگ مگنتیت و هماتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی با استفاده از A: نمودارهای (Al+Mn) در مقابل (Ti+V) بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014) و ددیتوس و همکاران (Deditius et al., 2018); B: V/Ti در مقابل Ni/Ti بر گرفته از نیستروم و هنریکز (Nystrom and Henriquez, 1994); C: نمودارهای Ti در مقابل V بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2015) و نیپینگ و همکاران (Knipping et al., 2015); D: نمودارهای Ti در مقابل Ni/Cr بر گرفته از در و همکاران (Dare et al., 2014); E: نمودارهای تمایز (Al+Mn) در مقابل (Ti+V) بر گرفته از نادول و همکاران (Nadoll et al., 2014) و F: (Mg+Al+Si) در مقابل Ti بر گرفته از هو و همکاران (Hu et al., 2014)

Fig. 17. Determining the origin of magnetite and hematite ore in the esfordi magnetite-apatite deposit using A: (Al+Mn) vs. (Ti+V) discrimination diagrams (after Nadoll et al., 2014; Deditius et al., 2018), B: V/Ti vs Ni/Ti discrimination diagrams (modified after Nystrom and Henriquez, 1994), C: Ti vs. V discrimination diagrams (after Nadoll et al., 2015; Knipping et al., 2015), D: Ti vs. Ni/Cr (modified after Dare et al., 2014), E: (Al+Mn) vs. (Ti+V) Discrimination diagrams (Nadoll et al., 2014), and F: (Mg+Al+Si) vs. Ti discrimination diagram (modified after Hu et al., 2014)

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال

بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم انجام شد. اغلب میان‌بارهای سیال اولیه در بلورهای آپاتیت نسل دوم، از نظر شکل به صورت گرد تا بی‌شکل، میله‌ای و مربعی هستند. اندازه اغلب آنها از ۱۳ تا ۱۶۵ میکرون متغیر است. این میان‌بارها، تک‌فازی، دوفازی و سه‌فازی دو مایعی هستند که می‌توان آنها را بر اساس نوع و درصد فازهای موجود در ۱۰ گروه به شرح زیر تفکیک کرد (شکل ۱۸، شکل ۱۹ و شکل ۲۰):

میان‌بارهای نوع A: سه‌فازی مایع-بخار-جامد ($L+V+S$) (فاز جامد: هالیت \pm کانی کدر) (شکل ۱۸-A تا N).

میان‌بارهای نوع B: سه‌فازی-دومایعی حاوی CO_2 -بخار-جامد (L_1L_2+V+S) (همراه با تشکیل کلاتریت) و میان‌بارهای دومایعی حاوی CO_2 و فاز جامد (L_1L_2+Op). در این نوع از میان‌بارهای سیال، فازهای مایع حاوی CO_2+H_2O حضور دارند و حضور اندک CO_2 در آب باعث می‌شود که در طی فرایند انجماد و اندازه‌گیری T_m -ice، CO_2 به صورت تشکیل کلاتریت دیده شده و باعث اندازه‌گیری مقادیر مثبت برای T_m شود (شکل ۱۸-O و P).

میان‌بارهای نوع C: دوفازی مایع-بخار غنی از مایع ($L+V$) (شکل ۱۹-A تا J).

میان‌بارهای نوع D: دوفازی بخار-مایع غنی از بخار ($V+L$) (شکل ۱۹-K تا P).

میان‌بارهای نوع E: دوفازی مایع-جامد غنی از مایع ($L+S(H)$) (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).

میان‌بارهای نوع F: دوفازی مایع و جامد (کدر) غنی از مایع ($L+S(OP)$) (شکل ۱۸-M).

میان‌بارهای نوع G: تک‌فازی مایع (L) که به صورت منفرد و دنباله‌دار (میان‌بارهای تک‌فازی مایع دنباله‌دار در امتداد سطوح رشد بلور حضور دارند) (شکل ۲۰-A، B، C، G و H).

میان‌بارهای نوع H: تک‌فازی بخار (V) که به دو صورت منفرد

و دنباله جوشش حضور دارد و بیانگر دمای بالای سیال است (شکل ۲۰-D تا I). در دنباله جوشش، میان‌بارهای غنی از بخار با انواع غنی از مایع که در امتداد شکستگی ترمیم شده‌اند، به صورت میان‌بار ثانویه کاذب یا ثانویه شکل می‌گیرند.

میان‌بارهای نوع I: تک‌فازی جامد (Op) به صورت میان‌بارهای منفرد هماتیت دیده می‌شود (شکل ۲۰-I).

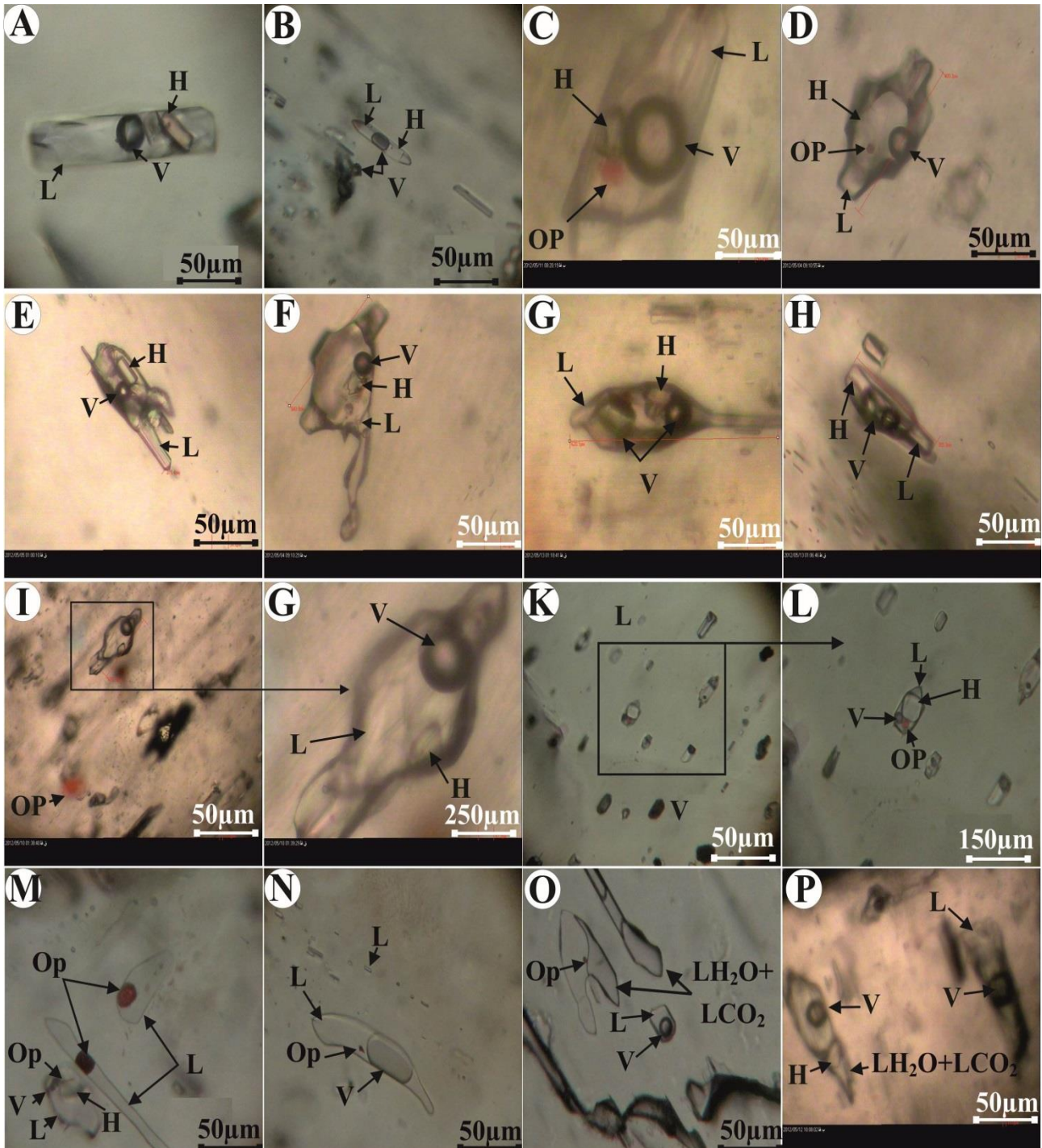
میان‌بارهای نوع L: میان‌بارهای مذاب^{۱۱} متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار (Hosseini and

Rajabzadeh, 2021)

میان‌بارهای نوع B و C فراوان‌ترین میان‌بارها در آپاتیت‌های کانسار اسفوردی هستند و میان‌بارهای سیال گروه‌های A تا D مورد بررسی ریزدماسنجی قرار گرفتند (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).

بررسی‌های ریزدماسنجی و زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار و ناپایدار

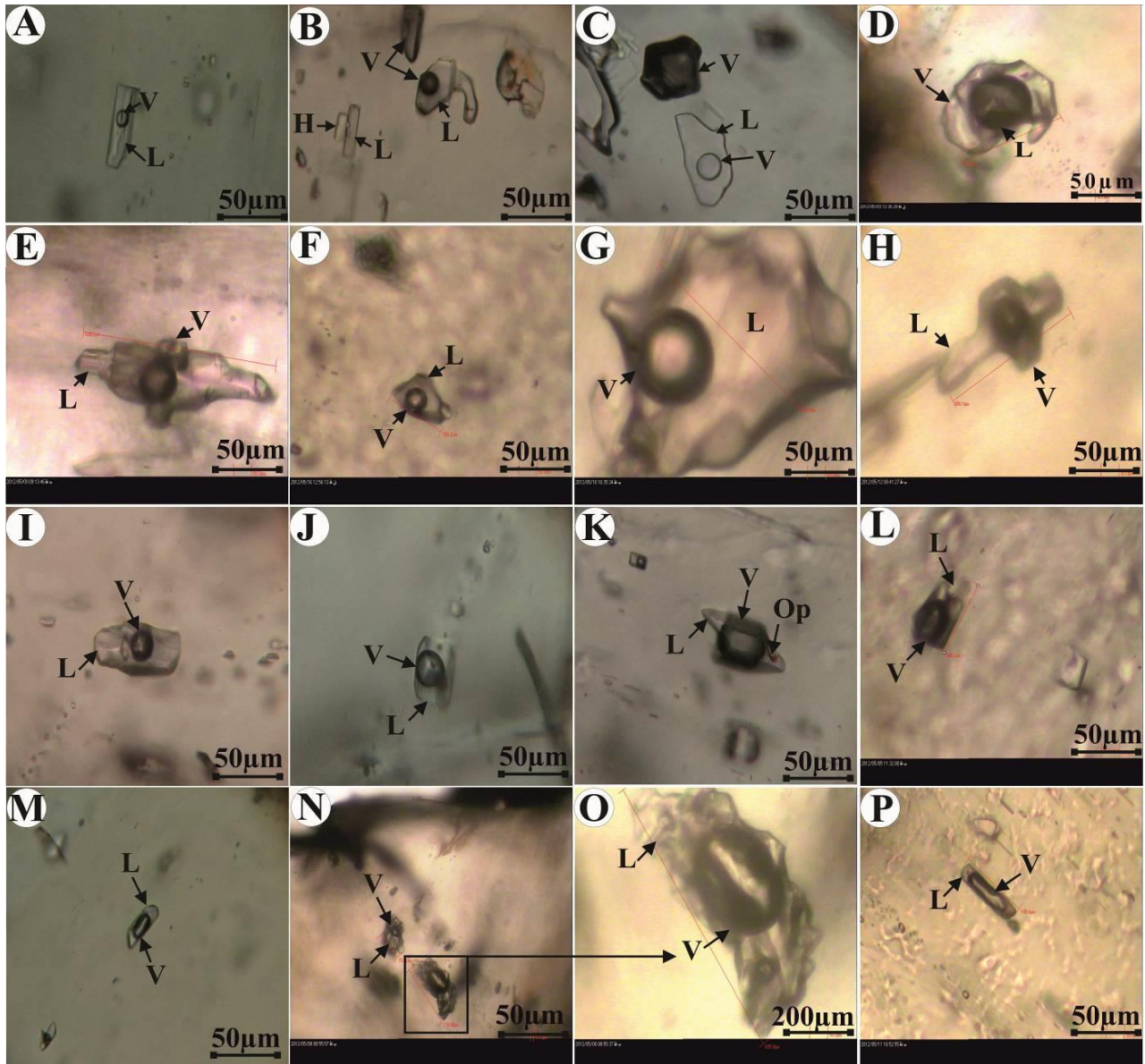
بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت نسل دوم نشان می‌دهد که میان‌بارهای سیال در محدوده سیالات گرمایی و ماگمایی قرار دارند و فرایند اختلاط سیالات و کاهش درجه حرارت، عامل مهم کانی‌زایی است (Hosseini and Rajabzadeh, 2021). شواهدی نظیر وجود دو محدوده شوری و چگالی، دمای همگن‌شدن و نیز میان‌بارهای غنی از فاز مایع و میان‌بارهای مذاب (متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار آب) و عمق به دام‌افتادگی میان‌بارهای سیال در ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق زمین و سه‌بازه دمایی بین ۱۴۶ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای دوفازی و ۳۷۸ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای سه‌فازی و بازه دمایی ۶۸۴ تا ۸۶۵ برای میان‌بارهای مذاب، این کانسار را در زمره کانسارهای میان‌دمایی (اپی‌ترمال) قرار می‌دهد (Hosseini and Rajabzadeh, 2021).



شکل ۱۸. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا N: میان‌بارهای سه‌فازی و O و P: میان‌بارهای سه‌فازی-دو سیال حاوی CO₂-بخار-جامد (L₁L₂+V+S) (همراه با تشکیل کلاتریت) و میان‌بارهای دو سیال حاوی CO₂ و فاز جامد (L₁L₂+Op) -دومایی

حاوی CO₂-بخار-جامد (L₁L₂+V+S) (همراه با تشکیل کلاتریت) و میان‌بارهای دو سیال حاوی CO₂ و فاز جامد (L₁L₂+Op)

Fig. 18. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to N: three-phase inclusions, and O and P: three-phase inclusions-two-liquid containing CO₂-vapor –solid (L₁L₂+V+S) (and formation of clathrites) and double- liquid inclusions containing CO₂ and solid phase (L₁L₂+Op)

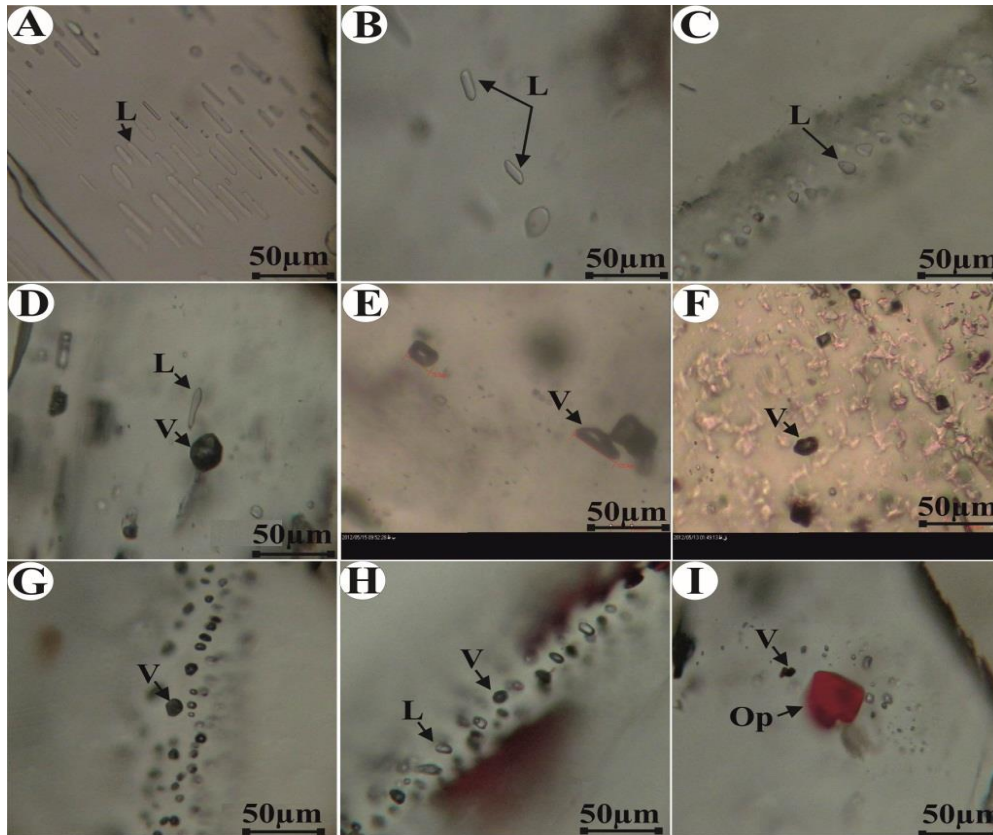


شکل ۱۹. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا J: میان‌بارهای دو فاز غنی از مایع (LV) و K تا P: میان‌بارهای دو فاز غنی از گاز (VL)

Fig. 19. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit, A to J: Liquid-rich two-phase inclusions (LV), and K to P: vapor-rich two-phase liquid inclusions (VL)

میزبان کانسار و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور (نسل دوم در افق ۲) کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی اندازه‌گیری شده است (جدول‌های ۹ و ۱۰).

برای شناسایی دقیق‌تر سرشت سیال کانه‌ساز و خاستگاه آپاتیت، ایزوتوپ‌های پایدار O-H و ایزوتوپ‌های ناپایدار Nd-Sm در بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکینولیت



شکل ۲۰. میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت‌های نسل دوم کانسار اسفوردی. A تا D: میان‌بارهای تک‌فازی مایع به صورت منفرد و دنباله‌ای، E و F: میان‌بارهای تک‌فازی گازی، G و H: یک دنباله جوشش متشکل از میان‌بارهای تک‌فازی مایع و تک‌فازی گازی و I: میان‌بارهای تک‌فازی جامد (Op).
Fig. 20. Fluid inclusions of the second generation of crystalline apatite in the Esfordi ore deposit. A to D: One-phase liquid inclusions individually and sequentially; E to F: One-phase vapor inclusions, G and H: A boiling sequence consisting of one-phase liquid inclusions and one-phase vapor inclusions shortcuts, and I: One-phase solid inclusions (Op)

لحاظ منشأ، در محدوده فسفریت‌های رسوبی قرار می‌گیرند (شکل ۲۲-A). از طرفی بررسی‌های ایزوتوپی O-H انجام‌شده بر روی مگنتیت‌های این کانسار و سایر کانسارهای گسترده معدنی بافق (Moore and Modabberi, 2003; Troll et al., 2019; Ghazi et al., 2019; Peters et al., 2020; Majidi et al., 2020; Mehdi-pour Ziapour et al., 2021) و بررسی‌های ایزوتوپی O-H بر روی اکتینولیت‌های کانسار چغارت (Khoshnoodi et al., 2022) و سه‌چاهون (Mirzababaei et al., 2021)، وجود بافت برون‌رستی^{۱۲} ایلمنیت در کانی مگنتیت،

به منظور شناخت منشأ سیال کانه‌زا در بلورهای آپاتیت نسل اول، بلورهای آپاتیت نسل دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در کانسار اسفوردی، از نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD استفاده شد (Huang et al., 2016). در این نمودار سیال‌های مرتبط با میان‌بارهای نمونه‌های آپاتیت کانسار اسفوردی در محدوده آب‌های جوی قرار می‌گیرند و بیانگر نقش شورابه‌های تبخیری و برهم‌کنش سیال و سنگ در تشکیل کانسار اسفوردی است (شکل ۲۱-A و B). همچنین با پیاده‌کردن مقادیر استرانسیم در مقابل منگنز بر روی نمودار هوگارت (Horgarth, 1989)، آپاتیت‌های اسفوردی به

(۱۸۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد) آخرین مرحله کانی‌زایی است (Bonyadi and Sadeghi, 2020).

همچنین پراکندگی مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ نشان می‌دهد که نمونه‌های آپاتیت بلورین نسل اول و دوم از نظر ترکیب ایزوتوپی با آنالیزهای ایزوتوپی انجام شده بر روی سنگ میزبان ریولیتی-ریوداسیتی، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌ها مشابه است؛ در حالی که آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای و قطعه‌های کوچک آپاتیتی در کانسنگ مگنتیت که حجم عمده ذخیره آپاتیت (بیش از ۹۵ درصد حجم آپاتیت) کانسار را تشکیل می‌دهند، از نظر ترکیب ایزوتوپی با سنگ میزبان بسیار متفاوت است (شکل ۲۲-B). با فرض در نظر گرفتن سن یکسان برای نمونه‌ها، پراکندگی موجود تنها می‌تواند ناشی از نسبت ایزوتوپی اولیه Nd متفاوت برای سنگ‌های یاد شده در اثر ناهمجنسی و عدم ارتباط زایشی آنها باشد. محاسبه مقدار ϵNd نشان می‌دهد که ریولیت‌ها-ریوداسیت‌ها و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های میزبان، آپاتیت‌های بلورین نسل اول همراه با کانسنگ مگنتیتی و آپاتیت‌های بلورین نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز کانسار اسفوردی دارای ϵNd مثبت؛ ولی آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای دارای ϵNd منفی هستند.

وجود بلورهای چهاروجهی و هشت‌وجهی مگنتیت در زون‌های کانی‌زایی رگه‌ای مگنتیت، گسترش بلورهای آپاتیت تک‌سر در زون‌های مختلف کانی‌زایی، وجود اکتینولیت‌های سوزنی و تبدیل شدن حاشیه‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت به تیتانیت و مقادیر ناچیز اورانیوم و مقادیر Th بین ۰/۱ تا ۰/۵ درصد وزنی در آپاتیت‌ها و موناژیت‌ها (Schandl and Gorton, 2004; Hosseini and Rajabzadeh, 2021) نشان‌دهنده منشأ سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا در تشکیل کانسار اسفوردی است. اختلاط سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری سبب کانی‌زایی و دگرسانی در کانسار اسفوردی شده است. بنا به نظر بنیادی و صادقی (Bonyadi and Sadeghi, 2020)، عبور شوراب‌های اکسیدی داغ غنی از REE, P, Ca \pm Fe در سنگ میزبان، باعث دگرسانی ضعیف سدیک (>170 درجه سانتی گراد) و سدیک-کلسیک (>280 درجه سانتی گراد) شده که به ترتیب با ته‌نشست گسترده مگنتیت-آلیت، مگنتیت-اسکاپولیت عیار پایین و مگنتیت-اکتینولیت عیار بالا همراه بوده است. در مرحله انتهایی دگرسانی سدیک-کلسیک، مگنتیت-آپاتیت (280 تا 425 درجه سانتی گراد) تشکیل شده است. دگرسانی پتاسیک بعد از دو فاز کانی‌زایی ذکر شده (280 - 200 درجه سانتی گراد) و سپس تجمع سریسیت، کلریت و اپیدوت توسط سیالات دما پایین

جدول ۹. نتایج ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

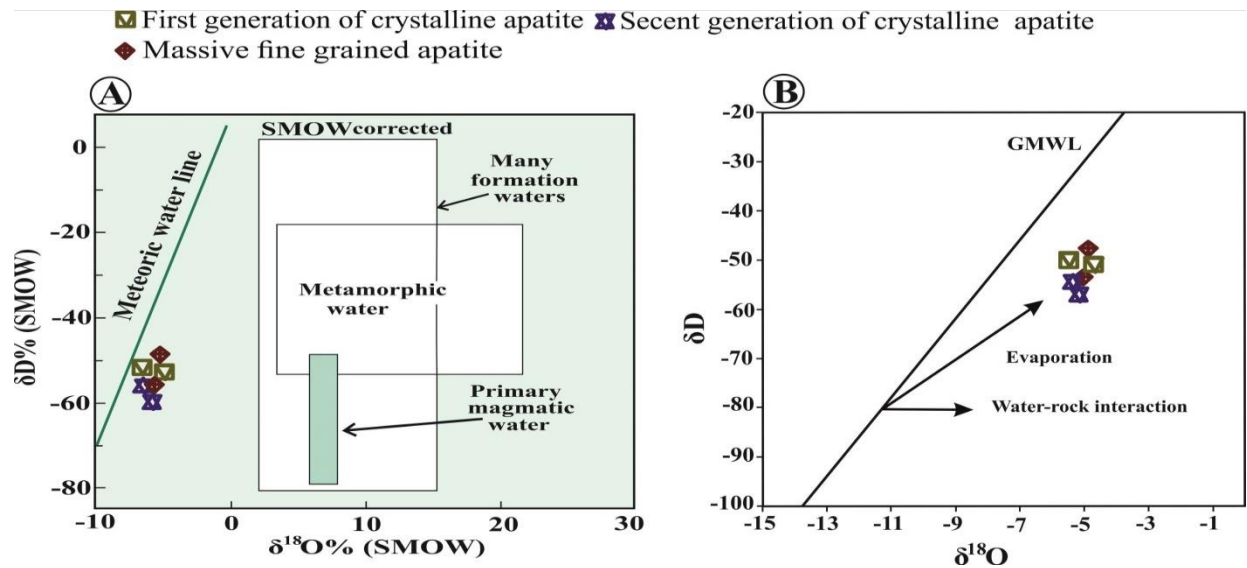
Table 9. Oxygen and hydrogen stable isotopic values of the first and the second generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite from the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample	Lang.	Lat.	Mineral type	H ₂ O (ppm)	δD	$\delta^{18}\text{O}$
KH-4	55°38'06"	31°47'33"	First generation of crystalline apatite	374	-48.2	-4.8
KH-5	55°38'10"	31°47'40"		234	-48.7	-4.1
KH-9	55°38'09"	31°47'41"		166	-57.7	-5.5
KH-10	55°38'13"	31°47'36"	Second generation of crystalline apatite	135	-62.5	-5.5
KH-11	55°38'05"	31°47'42"		289	-56.4	-5.8
KH-12	55°38'14"	31°47'34"		massive fine grained apatite	437	-49.3

جدول ۱۰. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های Sm و Nd بر روی بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریزیلور، آپاتیت‌های رگه‌ای، مگنتیت- آپاتیت و سنگ میزبان کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، آپاتیت‌های توده‌ای ریزیلور و رگه‌ای کانسار مگنتیت- آپاتیت چغارت، دیوریت‌های کانسار چادرمالو، فسفریت‌های سازند سلطانیه و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی

Table 10. Sm and Nd isotopes of the first and the second generations of crystalline apatite and massive fine grained and apatite, vein-type apatite, magnetite-apatite, and the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Massive fine grained and vein apatites of Magnetite- apatite Chaghart deposit, diorites of Chadormalu deposit, phosphorites of the Soltanieh Formation and phosphorite nodules from the East European Platform

Sample	Long.	Lat.	Rock type	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Epsilon Nd	P ₂ O ₅
Mineral separates										
KH-4	55°38'06"	31°47'33"	Apatite1	3160	440	0.0841	0.512538	0.000006	5.54	27
KH-9	55°38'09"	31°47'41"	Apatite2	3075	433	0.0850	0.512265	0.000005	0.15	34
KH-12	55°38'14"	31°47'34"	Massive fine grained apatite	3105	428	0.15	0.512113	0.000005	-7.15	29
Whole rock (Hosseini et al., 2022)										
Fs1-Ch	Choghart		Massive Apatite1	2951.5	389.2	0.143254	0.512169	6	-5.53	11.4
Fs2-Ch	Choghart		Apatite1 vien	3032.3	401.1	0.163731	0.512221	4	-6.08	16.6
Whole rock (Torab, 2008)										
ES7	Esfordi		Rhyolite	22.93	3.642	0.09600	0.512352	3	1.18	0.5
B56-S1	Esfordi		Micro-diorite	73.33	13.91	0.11465	0.52387	4	0.61	1
B66-S2	Esfordi		Doleritic dyke	331.8	59.62	0.10859	0.512299	4	-0.70	7
ES-12	Esfordi		Magnetite-apatite	496.7	115.0	0.13994	0.512362	4	-1.58	21
B65-S2	Esfordi		Apatite vein	1380	381.2	0.16689	0.512266	6	-5.26	28
CH3	Choghart		Magnetite-apatite	892.2	174.4	0.11814	0.512258	3	-2.14	22
CH4	Choghart		Rhyolite	40.64	6.986	0.10391	0.512380	3	1.18	0.05
MA2	Chadormalu		Diorite	50.39	13.33	0.16223	0.512724	5	4	1
(Felitsyn and Gubanov, 2002)										
SP-1	Biogenic Phosphorite		Soltanieh Fm.	352.7	71.02	0.12187	0.512024	11	-6.90	15
Whole rock of phosphorite nodules from the East European Platform (Felitsyn and Bogomolov, 2020)										
Ediacaran										
Pod-13	outer edge of phosphate concretion		Nagoryany Fm	406.2	155.2	0.2317	0.512102 ± 12		-12.9	
Pod-13	internal part of phosphate concretion		Nagoryany Fm	313.0	111.9	0.2108	0.512089 ± 14		-12.3	
GY-15Ph	phosphate cement in siltstone		Nepeitsyno Fm	144.9	88.73	0.3699	0.512458 ± 7		-15.0	
Lower Cambrian										
GY-322Ph	phosphate microconcretions		Lezha Fm	343.9	103.8	0.1824	0.512101 ± 10		-9.5	



شکل ۲۱. A و B: نمودار تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD در کانسنگ بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی (Huang et al., 2016)

Fig. 21. A and B: $\delta^{18}\text{O}$ vs δD variations of the first and the second generation of crystalline apatite and massive fine grained apatite from the Esfordi magnetite-apatite ore deposit (Huang et al., 2016)

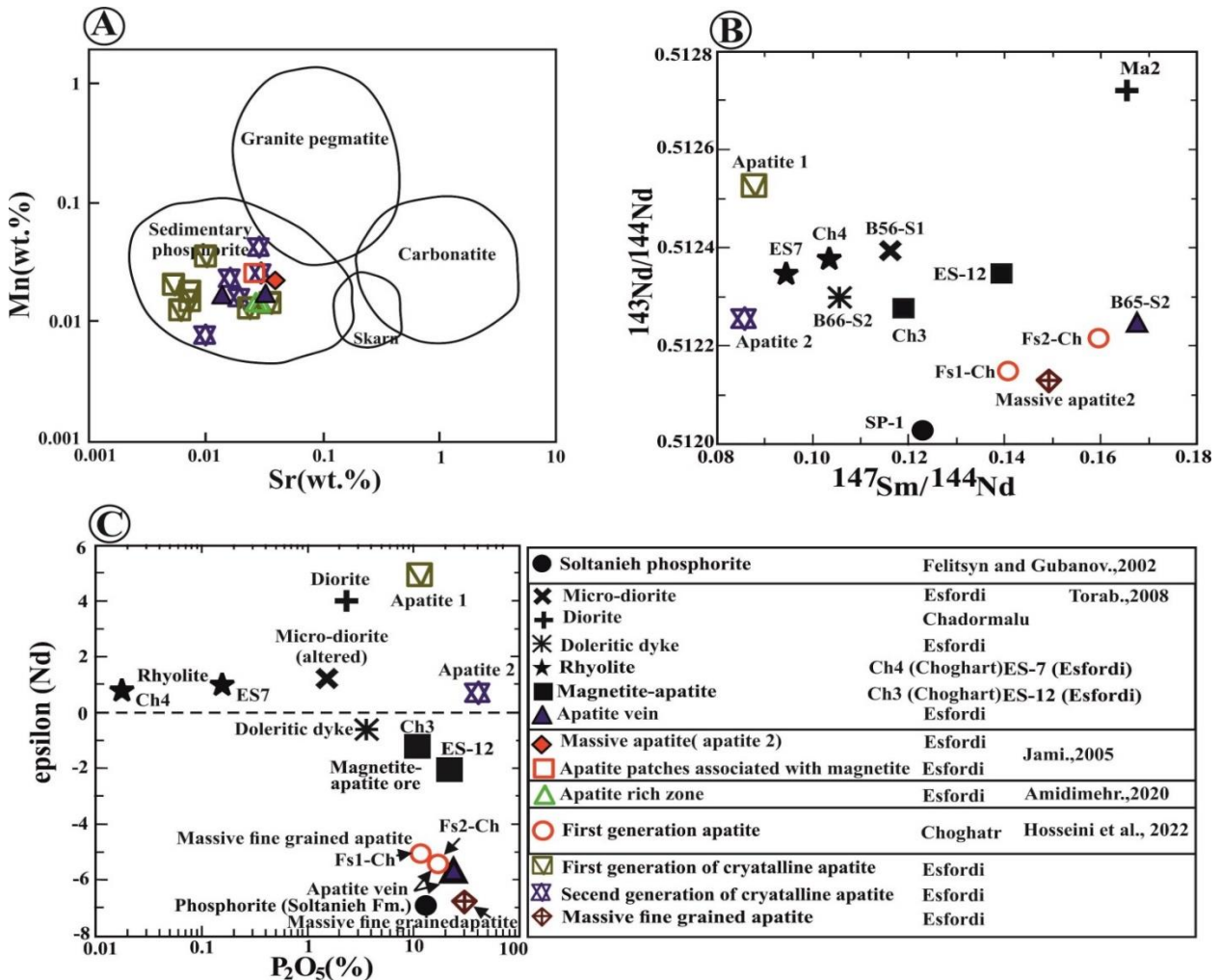
فسفات‌ها یا هم‌عصر و یا واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای باشد (Mehdipour Ghazi et al., 2019; Bonyadi and Sadeghi, 2020). همچنین مقادیر مثبت ϵNd ، آپاتیت‌های بلورین نسل اول و دوم کانسار اسفوردی ناشی از تبلور مجدد کانی‌های فسفات‌ها تحت تأثیر سیالات گرمایی و ماگمایی دما بالا ناشی از توده‌های نفوذی و مذاب مگنتیتی است.

بررسی‌های سن‌سنجی به روش $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم و موناژیت‌های داخل آنها، بازه سنی ۴۹۴ تا ۵۲۸ میلیون سال را برای آپاتیت‌ها و بازه سنی ۵۱۴ تا ۵۵۶ میلیون سال را برای موناژیت‌ها نشان می‌دهد (متوسط سن برای کل آپاتیت‌ها و موناژیت‌ها 522.6 ± 6.9 میلیون سال است). تعداد معدودی از موناژیت‌ها بازه سنی بیشتری نسبت به آپاتیت‌ها (حدود ۲۸ میلیون سال) دارند که نشان‌دهنده تشکیل آنها قبل از کانسنگ آپاتیت است که تحت تأثیر سیالات گرمایی در ساختار آپاتیت قرار گرفته‌اند؛ اما از تعداد معدودی از موناژیت‌ها نیز بازه ۱۰۴ تا ۱۵۳ و ۲۳ تا ۳۳ میلیون سال به دست آمد که می‌تواند

بنا بر نمودار نسبت ϵNd به P_2O_5 (شکل ۲۲-C)، هیچ ارتباط زایشی مشخصی از نظر خاستگاه بین کانسنگ آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای با سنگ‌های ریولیتی، میکرودیوریت‌ها و دیوریت‌ها میزبان وجود ندارد. برعکس، تشابه نزدیک میزان ϵNd در آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای با فسفریت سازند سلطانیه در ایران و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی (نهشته‌های ادیاکارن و نهشته‌های کامبرین زیرین) (جدول ۱۰) و همچنین نهشته‌های فسفریتی کامبرین زیرین در کشورهای سبیری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، جنوب چین، استرالیا، نیوفاندلند غربی و گرینلند شمالی و شرقی، (جدول ۱۱)، می‌تواند بیانگر منشأ احتمالی فسفر برای آپاتیت‌های کانسار اسفوردی از سنگ‌های کربناته فسفردار سازند سلطانیه، نهشته‌های ادیاکارن (سری کوشک، سری ریزو (شرق یزد و ایران مرکزی) و سازند اسفوردی (نواحی چاه گز و چاه میر در ایران مرکزی)) (Stocklin, 1968; Hahn and Pflug, 1980; Hamdi, 1995; Vickers-Rich et al., 2018; Vaziri et al., 2018)، نهشته‌های قدیمی

سیال پساکانسنگی ناشی از دو رویداد مرتبط با ماگماتیسیم کششی سینیتی اوایل دوره سیلورین در ۴۲۰-۴۴۰ Ma و ماگماتیسیم برخوردی گرانی-تونالیتی اواخر تریاس در ۲۱۰-۲۲۰ سال پیش باشد (Nayebi, et al., 2021).

نشان‌دهنده بازنشانی جزئی U-Pb و یا تشکیل موناژیت‌های جوان در بازه‌های زمانی متفاوت تحت تأثیر سیالات گرمابی باشد (جدول ۱۲ و شکل ۲۳). جدایش و بازنشانی جزئی U-Pb از سامانه و یا تشکیل موناژیت‌های جوان ممکن است تحت تأثیر سیال گرمابی و



شکل ۲۲. A: تعیین خاستگاه بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، آپاتیت‌های رگه‌ای و کانسنگ مگنتیت-آپاتیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، با استفاده از نمودار Mn و Sr (نمودار مرجع از هورگارت (Horgarth, 1989))، B: نمودار تغییرات $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و C: نمودار تغییرات ϵNd نسبت به محتوای P_2O_5 کانسنگ مگنتیت-آپاتیت، بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم، آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور، آپاتیت‌های رگه‌ای و سنگ‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی، چغارت، چادرملو و فسفریت‌های سازند سلطانیه

Fig. 22. A: identification of the origin of the first and the second generation of crystalline apatite, and massive fine grained apatites, apatite vein and magnetite-apatite ore in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit, using Mn and Sr discrimination diagram (discrimination diagram of Horgarth, 1989), B: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ variation diagram, and C: diagram of ϵNd relative to P_2O_5 content of the magnetite-apatite ore, first and second generations of crystalline apatite, massive fine grained apatite, vein-type apatite and the host rocks of the magnetite-apatite ore deposit are Esfordi, Choghart, Chadormalu and phosphorites of the Soltanieh Formation

جدول ۱۱. داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd برای آپاتیت فسیلی از انواع توالی‌های مرجع کامبرین زیرین در سیبری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، استرالیا، جنوب چین، نیوفاندلند غربی، گرینلند شمالی و گرینلند شرقی

Table 11. Sm-Nd isotopic data for fossil apatite from a variety of early Cambrian reference successions in Siberia, Western Mongolia, Baltic, South Kazakhstan, South China, Australia, West Newfoundland, North Greenland and East Greenland

Material	Formation	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ $\pm 2\sigma$ measured	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	ϵNd
Siberia							
Aldanella sp.	Krasnyi Porog Fm	88.41	427.3	0.12547	0.512033±21	0.511585	-6.5
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	32.07	170.7	0.11392	0.512280±13	0.511873	-1.5
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	70.68	364.5	0.11759	0.512057±23	0.511637	-6.1
Aldanella sp.	Tyuser Fm	120.1	546.1	0.13331	0.512101±22	0.511625	-6.1
Aldanella sp.	Emyaksa Fm	37.61	188.9	0.12071	0.512092±17	0.511661	-5.6
Western Mongolia							
Watsonella sp.	Bayan Gol Fm	16.53	63.21	0.13812	0.512267±16	0.511774	-2.9
Anabarites sp.	Bayan Gol Fm	8.855	38.93	0.13794	0.512259±18	0.511766	-3.5
Anabarites sp.	Bayan Gol Fm	29.24	146.2	0.13124	0.512178±21	0.511709	-4.1
Barskovia sp.	Bayan Gol Fm	15.95	67.23	0.13654	0.512287±21	0.511799	-2.9
Baltica							
Phosphate concretion	Lezha Fm	95.4	542	0.12308	0.511915±9	0.511576	-9.1
Phosphate concretion	Lezha Fm	108.4	606	0.13377	0.511985±4	0.511554	-8.6
Phosphate concretion	Mazowsze Fm	169.8	450.2	0.22879	0.512410±14	0.512002	-7.6
Southern Kazakhstan (Maly Karatau)							
Pellet phosphorite	Chulaktau Fm	10.12	50.10	0.12224	0.512014±9	0.511582	-7.0
Pellet phosphorite	Chulaktau Fm	10.45	51.53	0.12270	0.512009±14	0.511575	-7.2
Australia							
Micrina sp.	Wilkawillina Fm	24.56	94.42	0.15719	0.511804±14	0.511243	-13.6
Micrina sp.	Wilkawillina Fm	53.84	177.9	0.18283	0.511983±9	0.511330	-11.8
Southern China							
Hyalithes sp.	Yuhucun Fm	29.97	157.6	0.11065	0.511786±13	0.511391	-10.7
Oelandiella sp.	Yuhucun Fm	24.79	137.7	0.10883	0.511732±24	0.511343	-11.6
Western Newfoundland							
Yochelecionella sp.	Forteau Fm	105.9	375.3	0.17085	0.511744±9	0.511134	-15.7
Hyalithes sp.	Forteau Fm	75.99	310.3	0.14814	0.511687±12	0.511158	-15.3
Northern Greenland							
Biogenic phosphate, brachiopods	Aftenstjernesø Fm	60.1	455.0	0.07986	0.511724±11	0.511439	-9.9
Biogenic phosphate, brachiopods	Aftenstjernesø Fm	26.35	134.4	0.11859	0.511805±12	0.511382	-22.4
Eastern Greenland							
Discinella micans	Ella Island Fm	194.7	934.1	0.12612	0.511248±16	0.510798	-26.2
Eoobolus prisca	Bastion Fm	261.1	857.9	0.18412	0.511808±7	0.511151	-15.4

جدول ۱۲. نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Table 12. U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 ster	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 RSE%	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	± 1 RSE%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 RSE%	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	\pm std err
Second generation apatites										
KH-9	494	11	0.0809	2.2	0.0464	1.6	0.0702	4.0	12.36	0.27
KH-10	507	11	0.0826	2.2	0.0477	1.5	0.0644	4.7	12.11	0.27
KH11	516	11	0.0841	2.2	0.0492	1.5	0.0647	4.2	11.89	0.27
KH-12	528	11	0.0861	2.1	0.0471	1.6	0.0648	3.8	11.61	0.25
Monazite										
	104	16	0.0219	14.0	0.0068	5.4	0.2543	16.9	45.61	6.39
KH-9	144	28	0.0311	10.5	0.0078	3.6	0.2692	34.8	32.16	3.39
	153	13	0.0265	7.9	0.0066	3.2	0.1206	22.4	37.81	2.98
	514	15	0.0832	3.0	0.0259	4.8	0.0594	5.2	12.02	0.35
	517	12	0.0842	2.4	0.0346	3.6	0.0643	4.0	11.87	0.29
	522	13	0.0855	2.6	0.0259	1.6	0.0691	4.9	11.69	0.30
KH-10	523	13	0.0846	2.5	0.0284	6.9	0.0576	5.1	11.83	0.29
	525	14	0.0847	2.8	0.0268	4.9	0.0570	5.7	11.81	0.33
	527	14	0.0852	2.7	0.0256	5.0	0.0586	5.9	11.73	0.32
	529	15	0.0863	3.0	0.0237	2.8	0.0652	5.8	11.59	0.34
KH11	544	14	0.0890	2.7	0.0280	1.8	0.0667	4.5	11.24	0.30
	550	20	0.0890	3.7	0.0291	2.2	0.0590	6.0	11.23	0.42
	556	17	0.0896	3.1	0.0270	2.6	0.0551	6.4	11.16	0.34
KH-12	23	1	0.0036	2.3	0.0011	2.1	0.0473	1.2	277.87	6.51
	33	1	0.0051	3.2	0.0018	2.5	0.0462	0.9	194.99	6.33

ادامه جدول ۱۲. نتایج سن سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

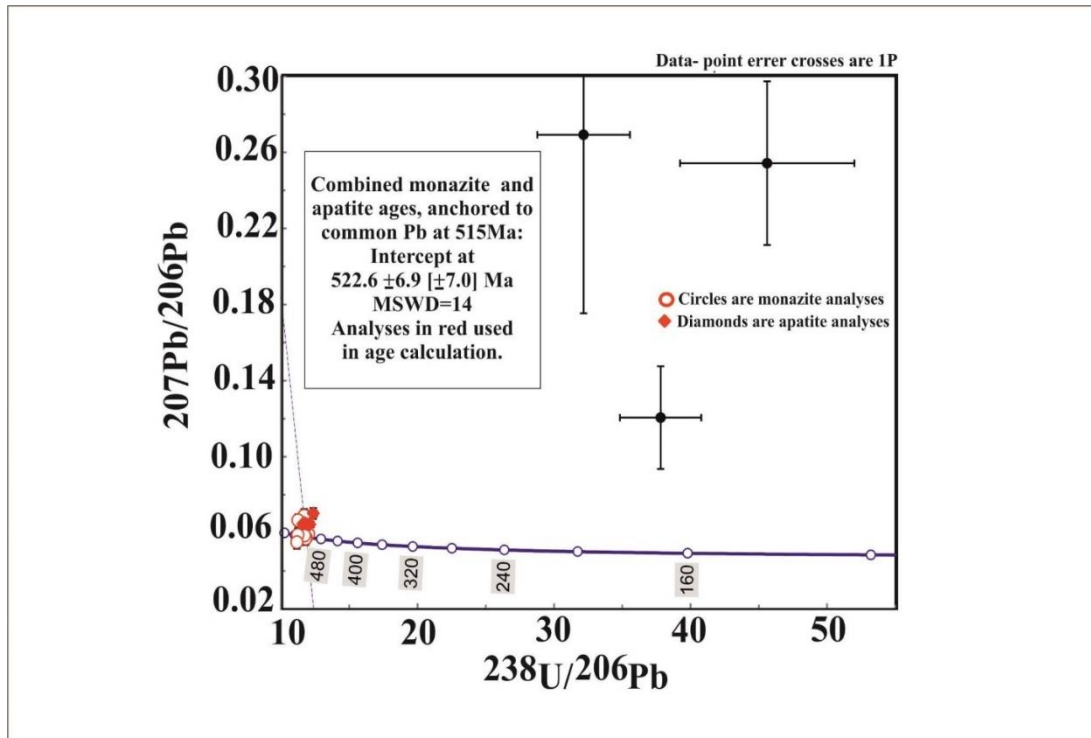
Table 12 (Continued). U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 std err	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	± 1 ster	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	± 1 ster	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	± 1 ster	common Pb at age of zirc
Second generation apatites									
KH-9	0.0702	0.0028	502	11	916	15	935	83	0.870
KH-10	0.0644	0.0031	511	11	942	14	756	100	0.871
KH11	0.0647	0.0027	521	12	972	15	764	88	0.871
KH-12	0.0648	0.0024	532	11	931	15	769	79	0.872
Monazite									
	0.2543	0.0430	140	20	136	7	3212	267	0.845
	0.2692	0.0937	197	21	158	6	3301	546	0.849
KH-9	0.1206	0.0270	168	13	133	4	1965	399	0.847
	0.0594	0.0031	515	15	518	25	581	114	0.871
	0.0643	0.0026	521	13	688	25	751	84	0.871
	0.0691	0.0034	529	14	517	8	902	100	0.872
KH-10	0.0576	0.0029	523	13	566	39	516	112	0.871
	0.0570	0.0033	524	15	534	26	490	126	0.872
	0.0586	0.0034	527	14	512	25	551	128	0.872
	0.0652	0.0038	533	16	473	13	780	122	0.872
KH11	0.0667	0.0030	549	15	558	10	827	94	0.873
	0.0590	0.0035	550	21	580	13	566	130	0.873
	0.0551	0.0035	553	17	538	14	417	143	0.874
KH-12	0.0473	0.0006	23	1	23	0	63	28	0.837
	0.0462	0.0004	33	1	36	1	6	21	0.838

ادامه جدول ۱۲. نتایج سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های نسل دوم و مونازیت‌های (از نظر پاراژنتیکی) مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Table 12 (Continued). U-Pb dating results on the second generation apatites and monazites paragenetically associated with the second generation apatites of the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

Sample code	spot size (μm)	Repetition rate Hz	Fluence (Jcm-2)	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U
Second generation apatites									
KH-9	29	5	2	<0.0074	0	0	1	51	7
KH-10	29	5	2	<0.0056	0	0	1	51	6
KH11	29	5	2	<0.0059	0	0	1	52	6
KH-12	29	5	2	<0.0072	0	0	1	54	6
Monazite									
	9	5	2	<0.436	2	0	15	2583	85
KH-9	9	5	2	<0.2998	1	0	8	1156	24
	9	5	2	<0.3147	2	0	18	2933	85
	9	5	2	<0.436	12	1	110	3930	136
	9	5	2	<0.436	21	1	16	460	243
	9	5	2	<0.436	22	2	136	5202	267
KH-10	9	5	2	<0.436	17	1	32	1077	199
	9	5	2	<0.436	14	1	107	3759	156
	9	5	2	<0.436	12	1	111	4012	132
	9	5	2	<0.436	12	1	19	720	137
KH11	9	5	2	<0.436	18	1	100	3740	201
	9	5	2	<0.436	8	1	26	885	96
	9	5	2	<0.436	11	1	63	2401	124
KH-12	9	5	2	<0.436	954	47	640	617002	267003
	9	5	2	<0.436	3785	177	1760	512115	347931



شکل ۲۳. نمودار کنکوردیا برای بلورهای آپاتیت نسل دوم و مونازیت‌های مرتبط با آپاتیت‌های نسل دوم، سن‌سنجی شده به روش U-Pb در کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی

Fig. 23. Concordia plot for U-Pb ages of second generation of crystalline apatite and monazites paragenetically associated with the second generation apatites in the Esfordi magnetite-apatite ore deposit

نتیجه‌گیری

گرمابی است. الگوی نمودارهای عنکبوتی توزیع عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در کلیه نمونه‌های آپاتیت، مگنتیت، هماتیت و سنگ میزبان کانسار، دارای شیب منفی بوده و نشان‌دهنده غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREEs و بیانگر هم‌منشأ بودن در مقادیر عناصر کمیاب خاکی است. اما مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی این عناصر با الگوی نمودارهای عنکبوتی ژاسپلیت‌های محدوده کانسار اسفوردی و سنگ‌های فسفات‌ه کامبرین زیرین در زون گرگان-رشت بیانگر وجود بی‌هنجاری مثبت Eu در این نمونه‌ها و پیشنهادکننده منشأ غیر یکسان برای این دو نوع کانی‌زایی است.

بر اساس بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با کانسنگ توده‌ای آپاتیت ریز

شواهد صحرائی بیانگر وجود سه نوع کانی‌زایی آپاتیت به صورت رگه‌ای، توده‌ای و انتشاری در کانسار اسفوردی است. داده‌های سنگ‌نگاری نشان‌دهنده حضور پنج نسل آپاتیت در این کانسار است. بررسی‌های کانی‌شناسی بر روی بلورهای آپاتیت‌های نسل اول و دوم بیانگر حضور گسترده دو نسل مونازیت و یک نسل زنونیم به صورت محدود به همراه آلانیت، پاریزیت-سیتریزیت، باستناسیت و بریتولیت است که حاکی از تنوع گسترده کانی‌های عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت کانسار اسفوردی است. حضور مونازیت و زنونیم در کانسنگ آپاتیت اسفوردی و وجود منطقه‌بندی در برخی از کانی‌های مونازیت و زنونیم نشان‌دهنده تبلور مجدد آنها در طی فرایند دگرسانی

میزبان کانسار است. شباهت میزان ϵNd در کانسنگ آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور، رگه‌ای و قطعه‌های کوچک آپاتیتی مرتبط با کانسنگ مگنتیت در کانسار اسفوردی با فسفریت‌های سازند سلطانیه و نودول‌های فسفریتی سکوی اروپای شرقی (نهشته‌های ادیاکارن و کامبرین زیرین) و همچنین نهشته‌های رسوبی آپاتیت‌های رسوبی کامبرین زیرین در سیبری، مغولستان غربی، بالتیک، جنوب قزاقستان، جنوب چین، استرالیا، نیوفاندلند غربی و گرینلند شمالی و گرینلند شرقی بیانگر این است که این آپاتیت‌ها، از شسته‌شدن فسفریت‌های رسوبی قدیمی یا هم‌عصر سنگ‌های کربناته سلطانیه، نهشته‌های ادیاکارن یا واحدهای تبخیری و فسفردار پوسته‌ای در ایران مرکزی توسط سیالات ماگمایی و گرمایی ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی شکل گرفته‌اند که بعداً تحت تأثیر سیال‌های ماگمایی و گرمایی ناشی از توده‌های نفوذی‌های عمیق و نیمه عمیق فلسیک و حدواسط منطقه، دچار تبلور مجدد شده و از نظر مقادیر ϵNd و REEs دچار غنی‌شدگی شده‌اند.

بررسی‌های سن‌سنجی به روش $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ بازه سنی ۴۹۴ تا ۵۲۸ میلیون سال را برای آپاتیت‌ها و بازه سنی ۵۱۴ تا ۵۵۶ میلیون سال را برای موناژیت‌ها نشان می‌دهند. تعداد معدودی از موناژیت‌ها بازه سنی بیشتری نسبت به آپاتیت‌ها (حدود ۲۸ میلیون سال) دارند که نشان‌دهنده تشکیل آنها قبل از کانسنگ آپاتیت است که تحت تأثیر سیالات گرمایی در ساختار آپاتیت قرار گرفته‌اند. تعداد معدودی از موناژیت‌ها نیز بازه ۲۳ تا ۳۳ و ۱۰۴ تا ۱۵۳ میلیون سال را نشان می‌دهند. این تفاوت سنی می‌تواند ناشی از جدایش و بازنشانی U-Pb از سامانه یا تشکیل موناژیت‌های جدید، تحت تأثیر سیالات گرمایی ناشی از فازهای کوه‌زایی مرتبط با ماگماتیسم کشتی سینیتی اوایل دوره سیلورین در ۴۴۰-۴۲۰ و ماگماتیسم برخوردی گرانیتی-توالیتی اواخر تریاس در ۲۱۰-۲۲۰ سال پیش باشد که سبب تشکیل میان‌بارهای موناژیت در امتداد شکستگی‌ها و میان‌بارهایی منفرد در سطح کانی آپاتیت است. بنابراین، فعالیت سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا

بلور، دمای تشکیل کانه‌زایی در محدوده سیال‌های ماگمایی و گرمایی قرار می‌گیرند و می‌توان فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی با آب‌های سطحی به همراه کاهش درجه حرارت را در کانی‌زایی آپاتیت مهم دانست. شوری کم تا متوسط اغلب میان‌بارهای سیال، دمای همگن‌شدن، حضور میان‌بارهای غنی از فاز مایع و میان‌بارهای مذاب (متشکل از شیشه-هماتیت، شیشه-هالیت و شیشه-بخار) و نیز عمق به دام‌افتادگی سیال در ۱۰۰ تا ۱۷۰۰ متری عمق زمین، محدوده دمایی ۱۴۶ تا ۴۸۶ درجه سانتی‌گراد برای میان‌بارهای دوفازی و سه‌فازی و وجود دنباله جوشش کانسار اسفوردی را در زمره کانسارهای اپی‌ترمال قرار می‌دهد. به علاوه، بررسی‌های ایزوتوپ‌های O-H بر روی این میان‌بارهای سیال در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای و همچنین پایین بودن میزان استرانسیوم ($\text{SrO} < 0.2 \text{ wt. \%}$) و منگنز در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم و آپاتیت‌های توده‌ای ریز بلور و رگه‌ای، آپاتیت اسفوردی را به لحاظ منشأ در ردیف فسفریت‌های رسوبی قرار می‌دهد و نقش شوراب‌های تبخیری را در تشکیل این آپاتیت‌ها تأیید می‌کند. همچنین، مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت به $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ در بلورهای آپاتیت نسل اول و دوم با ترکیب ایزوتوپی سنگ میزبان ریولیتی-ریوداستیتی و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌ها مشابه است؛ اما آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور و رگه‌ای که بیشترین حجم کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهند، بسیار متفاوت هستند. این مسئله ناشی از نسبت‌های متفاوت ایزوتوپی Nd اولیه برای سنگ‌های یاد شده در اثر عدم ارتباط زایشی آنهاست. ریولیت‌ها، دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های میزبان، بلورهای آپاتیت نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت و بلورهای آپاتیت نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های سبز غنی از اکتینولیت در کانسار اسفوردی دارای مقدار ϵNd مثبت؛ ولی آپاتیت‌های توده‌ای ریزبلور و رگه‌ای که حجم عمده کانی‌زایی آپاتیت را تشکیل می‌دهند، دارای ϵNd منفی هستند. نسبت ϵNd به میزان P_2O_5 نشان‌دهنده عدم ارتباط زایشی مشخص از نظر خاستگاه با سنگ‌های ریولیتی و دیوریت‌ها و میکرودیوریت‌های

کانسار از نظر زایش با یکدیگر متفاوت هستند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت مدیریت و کارکنان معدن فسفات اسفوردی و معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

و اختلاط آن با شورابه‌های غنی از REE، P، Ca ±Fe تغییر ماهیت شیمی سیال در مراحل مختلف دگرسانی و کانی‌زایی، نقش اساسی در منشأ چندزادی کانسار اسفوردی دارند. وجود آپاتیت‌های بلورین در زون‌های مختلف کانی‌زایی، وجود برون رست‌های ایلمنیت، تبدیل شدگی ایلمنیت و تیتانومگنتیت از حاشیه‌ها به روتیل و تیتانیت، وجود بلورهای مگنتیت به صورت چهاروجهی و هشت‌وجهی، وجود بافت دندریتی اکتینولیت در متاسوماتیت‌های سبز و بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی کانسنگ مگنتیت، از شواهد دیگر تنوع فرایندهای دخیل در تشکیل کانسار اسفوردی است. بنابراین، بخش‌های مختلف این

1. Foam-like magnetite
2. Zipper basinal rift zones
3. Scanning Electron Microscope
4. X-Ray Diffraction
5. Iran Mineral Processing Research Center
6. Laser Ablation- Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry
7. Post Archean Australian Shale (PAAS)
8. Seawater-like
9. hat-shaped
10. Mineral exsolution, and oxyexsolution of ilmenite
11. Melt inclusion
12. Exsolution texture

References

- Abedini, A. and Calagari, A.A., 2017. REEs geochemical characteristics of lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone, northern Iran: Implications for diagenetic effects and depositional conditions. *Journal of African Earth Sciences*, 135: 115–124.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.08.018>
- Aftabi, A., Atapour, H., Mohseni, S. and Babaki, A., 2021. Geochemical discrimination among different types of banded iron formations (BIFs): A comparative review. *Ore Geology Reviews*, 136: 104244.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104244>
- Aftabi, A. and Mohseni, S., 2020. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite by Mehdipour Ghazi et al (2019), (*Ore Geology Reviews* 105: 590–604). *Ore Geology Reviews*, 125: 103113.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103113>
- Ahmed, A.H., Aseri, A.A. and Ali, K.A., 2022. Geological and geochemical evaluation of phosphorite deposits in northwestern Saudi Arabia as a possible source of trace and rare-earth elements. *Ore Geology Reviews*, 144: 104854.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104854>
- Amidimehr, E., 2020. Mineralogy, geochemistry and mineralization of rare earth elements in metasomatites from the Esfordi region, Northeast of Bafq. M.Sc. Thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, 244 pp.
- Andreoli, M.A.G., Smith, C.B., Watkeys, M., Moore, J.M., Ashwal, L.D. and Hart, R.J., 1994. The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockitegranulite terranes. *Economic Geology*, 89(5): 994–1016.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994>
- Atapour, H. and Aftabi, A., 2020. Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses. *Ore Geology Reviews*, 127: 102942.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942>
- Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1–2): 37–55.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Beaudoin, G., Dupuis, C., Gosselin, P. and Jebrak, M., 2007. Mineral chemistry of ironoxides: application to mineral exploration. Ninth Biennial SGA meeting, SGA, Dublin, Retrieved November 22, 2022 from https://www.researchgate.net/publication/264416738_Mineral_chemistry_of_iron_oxides_application_to_mineral_exploration/stats
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se–Chahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281(3–4): 253–269.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.12.013>
- Bonyadi, Z. and Sadeghi, R., 2020. Hydrothermal alteration associated with magnetite mineralization in the Bafq iron deposits, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 189: 104152.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104152>
- Boomeri, M., 2012. Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Bafq district. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 22(85): 71–82.
<https://doi.org/10.22071/GSJ.2012.54023>
- Borumandi, H., 1973. Petrographische and Lagerstättenkundliche untersuchungen der Esfordi–formation zwischen Mishdowan and Kushk bie bafgh central Iran. Ph.D. Thesis, Aachen University, Aachen, Germany, 174 pp.
- Boynton, W.V., 1985. Chapter 3, Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam. pp. 115–152.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Carew, M.J., 2004. Controls on Cu–Au mineralisation and Fe oxide metasomatism in the Eastern Fold Belt, NW Queensland, Australia. Ph.D. Thesis, James Cook University, Australia, 27 pp.
- Coppin, F., Berger, G., Castet, S. and Loubet, M., 2002. Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology*, 182(1): 57–68.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00283-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00283-2)
- Cox, K.J., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The

- interpretation of igneous rocks. G. Allen and Unwin, London, 464 pp.
<http://dx.doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Daliran, F., Stosch, H.G., Williams, P., Jamali, H., Dorri, M.B., Corriveau, L. and Mumin, A.H. 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran. In: L. Corriveau and H. Mumin (Editors), Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues. Geological Association of Canada, Canada, pp. 143–155. Retrieved May 6, 2018 from <https://www.researchgate.net/publication/309630265>
- Danielson, A., Moller, P. and Dulski, P., 1992. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the oceanic crust. *Chemical Geology*, 97(1–2): 89–100.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(92\)90137-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(92)90137-T)
- Dare, S.A., Barnes, S.J. and Beaudoin, G., 2012. Variation in trace element content of magnetite crystallized from a fractionating sulfide liquid, Sudbury, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 88: 27–50.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.04.032>
- Dare, S.A., Barnes, S.J., Beaudoin, G., M'eric, 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.P., 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.
<https://doi.org/10.1007/s00410-018-1474-1>
- Dehghanzadeh bafghi, A.A., Kohsary, A.H., Torab, F.M. and Mojtahedzadeh, H., 2017. Identifying rare earth elements and thorium and uranium in iron oxide-apatite deposit of Gazestan Bafgh, southeast of Iran. *Journal of Mining Science*, 53(1): 161–175.
<https://doi.org/10.1134/S1062739117011982>
- Dupuis, C. and Beaudoin, G., 2011. Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita*, 46: 319–335.
<https://doi.org/10.1007/s00126-011-0334-y>
- Edfelt, A., 2007. The Tjarrojakka Apatite-Iron and Cu (-Au) deposits, Northern Sweden, Division of Ore Geology and Applied Geophysics. Ph.D. Thesis, Lulea University of Technology, Lulea, Sweden, 230 pp.
- Elderfield, H., Hawkesworth, C.J., Greaves, M.J. and Calvert, S.E., 1981. Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(4): 513–528.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90184-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90184-8)
- Felitsyn, S.B. and Bogomolov, E.S., 2020. Nd isotope composition of the Ediacaran and earliest Cambrian phosphorite nodules and Fe sulphide from the East European Platform. *Geological Magazine*, 157(12): 2081–2088.
<https://doi.org/10.1017/S0016756820000497>
- Felitsyn, S.B. and Gubanov, A.P., 2002. Nd isotope composition of early Cambrian discrete basins. *Geological Magazine*, 139(2): 159–169.
<https://doi.org/10.1017/S0016756801006252>
- Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other iron ore type. *Ore Geology Reviews*, 9(6): 489–510.
[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(94\)00015-G](https://doi.org/10.1016/0169-1368(94)00015-G)
- Guo, J.H., Leng, C.B., Zhang, X.C., Zafar, T., Chen, W.T., Zhang, W., Tian, Z.D., Tian, F. and Lai, C.K., 2020. Textural and chemical variations of magnetite from porphyry Cu-Au and Cu skarn deposits in the Zhongdian region, northwestern Yunnan, SW China. *Ore Geology Reviews*, 116: 103245.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103245>
- Haghipour, A., 1974. Petrology and tectonic activity of the pre-cambrian sediments of Biabanak and Bafgh regions of Central Iran, Geological Survey of Iran., Tehran, Report 34, 403 pp.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977. Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological survey of Iran.
- Hahn, G. and Pflug, H.D., 1980. Ein neuer Medusen-Fund aus dem Jung-Präkambrium von zentral-Iran. *Senckenbergiana Lethaea*, 60: 44–61. Retrieved November 22, 2022 from <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM8120100385>
- Hamdi, B., 1995. Precambrian-cambrian deposits in Iran. In: A. Hushmandzadeh (Editor), *Treatise of*

- the Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, pp. 1–535. Retrieved November 29, 2022 from https://www.researchgate.net/publication/313077106_Precambrian-Cambrian_deposits_in_Iran/stats
- Harlov, D.E., Anderson, U.B., Forster, H.J., Nystrom, J.O., Dulski, P. and Broman, C., 2002. Apatite–monazite relations in the kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology*, 191(1–3): 47–72. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00148-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00148-1)
- Harlov, D.E. and Förster, H.J., 2003. Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II, Fluorapatite. *American Mineralogist*, 88(8–9): 1209–1229. <https://doi.org/10.2138/am-2003-8-905>
- Harlov, D.E., Wirth, R. and Forster, H.J., 2005. An experimental study of dissolution-precipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150(3): 268–286. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0017-8>
- Heidarian, H., 2013. Investigation of genetic relations between mineralization, host rock and metasomatic alterations in Chadormalu iron deposit, Central Iran. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 219 pp. (in Persian with English abstract)
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite–apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights in to hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83: 43–62. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Heidarian, H., Lentz, D.R., Alirezaei, S., McFarlane, C.R. and Peighambari, S., 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu Iron Deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: Evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Minerals*, 8(3): 87. <https://doi.org/10.3390/min8030087>
- Heidarian, H., Lentz, D., Alirezaei, S., Peighambari, S. and Hall, D., 2016. Using the chemical analysis of magnetite to constrain various stages in the formation and genesis of the Kiruna-type chadormalu magnetite-apatite deposit, Bafq district, Central Iran. *Mineralogy and Petrology*, 110(6): 927–942. <https://doi.org/10.1007/s00710-016-0440-8>
- Horgarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: K. Bell (Editor), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 105–148. Retrieved April 18, 2016 from <https://cir.nii.ac.jp/crid/1573387449734192640>
- Hosseini, K. and Rajabzadeh, M.A., 2021. Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusion Microthermometry of Apatite and Rare Earth Element Minerals in the Esfordi Deposit, NE of Bafq, Yazd Province, *Journal of Economic Geology*, 13(1): 57–84. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.84702>
- Hosseini, K., Shahpasandzadeh, M. and Moradian Bafghi, M.H., 2022. Origin of Mineralizing Fluids in the Choghart Magnetite-Apatite Deposit, NE of Bafq: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Microthermometry, Stable (O-H and O-C) and Unstable Isotopes (U-Pb and Nd-Sm). *Journal of Economic Geology*, 14(1): 109–155. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/ECONG.2021.67972.1004>
- Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J. and Lee, C.Y., 2008. Petrogenesis of the Nanling Mountains granites from South China: Constraints from systematic apatite geochemistry and whole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33(5–6): 428–451. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.02.002>
- Hu, H., Li, J.W., Lentz, D., Ren, Z., Zhao, X.F., Deng, X.D. and Hall, D., 2014. Dissolution-precipitation 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: 393–405. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.07.008>
- Huang, X.W., Boutroy, E., Makvandi, S., Beaudoin, G., Corriveau, L. and De Toni, A.F., 2019a. Trace element composition of iron oxides from IOCG and IOA deposits: Relationship to hydrothermal alteration and deposit subtypes. *Mineralium Deposita*, 54: 525–552. <https://doi.org/10.1007/s00126-018-0825-1>
- Huang, S., Song, Y., Houb, Z. and Xue, C., 2016. Chemical and stable isotopic (B, H, and O) compositions of tourmaline in the Maocaoping

- vein-type Cu deposit, western Yunnan, China: constraints on fluid source and evolution. *Chemical Geology*, 439: 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.031>
- Huang, X.W., Sappin, A.A., Boutroy, E., Beaudoin, G. and Makvandi, S., 2019b. Trace Element Composition of Igneous and Hydrothermal Magnetite from Porphyry Deposits: Relationship to Deposit Subtypes and Magmatic Affinity. *Economic Geology*, 114(5): 917–952. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4648>
- Impasco (Iran Minerals Production and Supply Company), 2012. Geological map report 1:1,000 of Esfordi iron-apatite mine. Esfordi Phosphate Mine of Bafgh, Yazd, Report 7, 136 pp.
- Jami, M., 2005. Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate- Iron deposit, Bafq area, Central Iran. Ph.D. Thesis, The University of New South Wales, Kensington, Australia, 220 pp.
- Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic Geology*, 102(6): 1111–1128. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Jiang, S.Y., Zhao, H.X., Chen, Y.Q., Yang, T., Yang, J.H. and Ling, H.F., 2007. Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu province, China. *Chemical Geology*, 244(3–4): 584–604. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.010>
- Jinjie, Y.U., Qi, Z., Jingwen, M. and Shenghao, Y., 2007. Geochemistry of Apatite from the Apatite-rich Iron Deposits in the Ningwu Region, East Central China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 81(4): 637–648. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2007.tb00987.x>
- Khan, S.A., Khan, K.F. and Dar, S.A., 2016. REE geochemistry of Early Cambrian phosphorites of Masrana and Kimoi blocks, Uttarakhand, India. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(6): 1–10. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2477-8>
- Khoshnoodi, K., Yazdi, M., Ghannadi-Maragheh, M., Ziapour, S., Deymar, S., and Behzadi, M. 2022. Formation and evolution of Th-REE mineralizing fluids at the Kiruna-type Choghart iron oxide-apatite deposit, Central Iran: Insights from fluid inclusions and H-C-O isotopes. *Geological Journal*, 57(6): 1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.4399>
- 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>
- Koepfenkastro, D. and De Carlo, E.H., 1993. Uptake of rare earth elements from solution by metal oxides. *Environmental and Science Technology*, 27(9): 1796–1802. <https://doi.org/10.1021/es00046a006>
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Review*, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Majidi, S.A., Omrani, J., Troll, V.R., Weis, F.A., Houshmandzadeh, A., Ashouri, E. and Chung, S.L., 2021. Employing geochemistry and geochronology to unravel genesis and tectonic setting of iron oxide-apatite deposits of the Bafq-Saghand metallogenic belt, Central Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 110: 127–164. <https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- Mehdipour Ghazi, J., Harris, G., Rahgoushay, M. and Maozzen, M., 2019. Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposits in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite. *Ore Geology Reviews*, 105: 590–604. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.006>
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoushay, M. and Wilde, S.A., 2020. Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran. *Gondwana Research*, 87: 162–187. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.010>
- Mehrabi, B., Karimishahrakia, B., Banks, D., Boyce, A. and Yardley, B.W.D., 2019. Hydrothermal iron oxide-Cu-Au (IOCG) mineralization at the Jalal-Abad deposit, northwestern Zarand, Iran. *Ore Geology Reviews*, 106: 300–317. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.01.019>

- Mirzababaei, G., Yazdi, M., Behzadi, M. and Rezvanianzadeh, M.R. 2021. REE-Th mineralization in the Se-Chahun magnetite-apatite ore deposit, central Iran: Interplay of magmatic and metasomatic processes. *Ore Geology Reviews*, 139(Part A): 104426. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104426>
- Mohseni, S. 2007. Investigation on the Rapitan banded iron formation and mineralization in Central Iranian iron ore field. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 284 pp.
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: The possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 71: 215–236. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mokhtari, M.A.A., Zadeh, G.H. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795–807. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 14(3): 259–270. Retrieved November 22, 2022 from https://jscienc.es.ut.ac.ir/article_31711_f5e4a09abf89977c835e8021acc6ac53.pdf
- 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: 1275–1292. <https://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: 493–515. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0539-y>
- Nayebi, N., Esmaily, D., Chew, D.M., Lehmann, B. and Modabberia, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (Central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132: 104054. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104054>
- NISCO, 1980. Result of Search and Valuation Works at Magnetic Anomalies of the Bafq Iron Ore Region during 1976-1979. Unpublished Report, National Iranian Steel Corporation, 260 pp.
- Nokhbatolfoghahai, A., Nezafati, N., Ghorbani, M. and Etemadi, B., 2014. New discoveries on the significant role of hydrothermal activities in iron deposits of Karmostaj, Paskhand, and Tang-e-Zagh salt domes within Larestan and Hormozgan Province, southern Iran. 33rd National Geosciences Symposium (Geological Survey of Iran), Tehran, Iran. Retrieved February 22, 2015 from https://www.academia.edu/30413767/New_discoveries_on_the_significant_role_of_hydrothermal_activities_in_the_iron_deposition_at_the_Karmostaj_Paskhand_and_Tang_e_Zagh_salt_dome_s_within_Larestan_region_and_Hormozgan_province_southern_Iran_in_Persian_with_an_English_abstract_
- Nystrom, J.O. and Henriquez, F., 1994. Magmatic Features of Iron Ores of the Kiruna Type in Chile and Sweden: Ore Textures and Magnetite Geochemistry. *Economic Geology*, 89(4): 820–839. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.89.4.820>
- Parak, T., 1975. Kiruna iron ores are not 'intrusive-magmatic ores of the Kiruna type, *Economic Geology*, 70(7): 1242–1258. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.7.1242>
- Peters, S.T., Alibabae, N., Pack, A., McKibbin, S.J., Raeisi, D., Nayebi, N. and Lehmann, B., 2020. Triple oxygen isotope variations in magnetite from iron-oxide deposits, central Iran, record magmatic fluid interaction with evaporite and carbonate host rocks. *Geology*, 48(3): 211–215. <https://doi.org/10.1130/G46981.1>
- Pi, D.H., Liu, C.Q., Shields-Zhou, G.A. and Jiang, S.Y., 2013. Trace and rare earth element geochemistry of black shale and kerogen in the early Cambrian Niutitang Formation in Guizhou province, South China: Constraints for redox

- environments and origin of metal enrichments. *Precambrian Research*, 225: 218–229. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.004>
- Rajabzadeh, M.A., Hoseini, K. and Moosavinasab, Z., 2015. Mineralogical and geochemical studies on apatites and phosphate host rocks of Esfordi deposit, Yazd province, to determine the origin and geological setting of the apatite, *Journal of Economic Geology*, 6(2): 331–353. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20956>
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Salazar, E., Barra, F., Reich, M., Simon, A., Leisen, M., Palma, G., Romero, R. and Rojo, M., 2019. Trace element geochemistry of magnetite from the Cerro Negro Norte ironoxide-apatite deposit, northern Chile. *Mineralium Deposita*, 55: 409–428. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00879-3>
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Samani, B.A., 1998. Percambrian metallogenic in central Iran. *Scientific Bulletin of the Atomic Energy Organization of Iran*, 17: 1–16. Retrieved May 18, 2017 from https://www.researchgate.net/publication/287111985_Precambrian_metallogeny_in_Central_Iran
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2004. A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite: Criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 99(5): 1027–1035. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.5.1027>
- Sepehrirad, R. and Alirezai, S., 2020. Apatite geochemistry and development of REE minerals related to coupled dissolution-reprecipitation process in the Gazestan deposit, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 29(115): 247–258. <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2019.155886.1568>
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Li, C., Stern, R.J., Jiantang, P. and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos*, 366–367: 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>
- Spry, P.G., Peter, J.M. and Slack, J.F., 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore. In: P.G. Spry, B. Marshall and F.M. Vokes (Editors), *Metamorphosed and metamorphic ore deposits. Reviews in Economic Geology*, pp. 163–201. Retrieved November 22, 2022 from <https://dr.lib.iastate.edu/server/api/core/bitstream/s/611d5b7b-e943-4d5c-8df3-fe1b4096bfe1/content>
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, A review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Stosch, H.G., Romer, R.L., Daliran, F. and Rhede, D., 2011. Uranium–lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Mineralium Deposita*, 46(1): 9–21. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0309-4>
- Sun, W., Yuan, F., Jowitt, S.M. Zhou, T., Liu, G., Li, X., Wang, F. and Troll, V.R., 2019. In situ LA-ICP-MS trace element analyses of magnetite: genetic implications for the Zhonggu ore field, Ningwu volcanic basin, Anhui Province, China. *Mineralium Deposita*, 54: 1243–1264. <https://doi.org/10.1007/s00126-019-00872-w>
- Sverjensky, D.A., 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1): 70–78. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(84\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(84)90039-6)
- Taghipour, S., Kananian, A. and Somarin, A.K., 2013. Mineral chemistry and alteration parageneses of the Chogart iron oxide-apatite occurrence, Bafq district, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, pp. 221–240. Retrieved November 22, 2022 from https://www.schweizerbart.de/papers/njgpa/detail/269/80480/Mineral_chemistry_and_alteration_parageneses_of_the_Chogart_iron_oxide_apatite_occurrence_Bafq_district_Central_Iran
- Talaei Hassanlouei, B. and Rajabzadeh, M.A., 2019. Iron ore deposits associated with Hormuz evaporitic series in Hormuz and Pohl salt diapirs, Hormuzgan province, southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172: 30–55. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.08.024>
- Tian, J., Zhang, Y., Gong, L., Francisco, D. 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>
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and Metallogeny of Magnetite-Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Clausthal University of Technology, Zellerfeld, Germany, 144 pp.
- Torab, F.M., 2010. Geochemistry and radioisotope studies to determine source of apatite in the Bafq iron-apatite deposits. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 409–418. (in Persian with English abstract). Retrieved November 22, 2022 from <https://ijcm.ir/article-1-509-fa.html>
- Torab, F.M. and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3): 347–363. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.3.347>
- Townsend, K.J., Miller, C.F., Andrea, J.L.D., Ayers, J.C., Harrison, T.M. and Coath, C.D., 2001. Low temperature replacement of monazite paragenesis in the Ireteba granite, southern Nevada, Geochronological implication. *Chemical Geology*, 172(1–2): 95–112. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00238-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00238-2)
- Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E., Andersson, U.B., Majidi, S.A., Högdahl, K., Harris, C., Millet, M.A., Chinnasamy, S.S., Kooijman, E. and Nilsson, K.P., 2019. Global Fe–O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores. *Nature communications*, 10(1): 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-09244-4>
- Vaziri, S.H., Majidifard, M.R. and Laflamme, M., 2018. Diverse Assemblage of Ediacaran fossils from Central Iran. *Scientific Reports*, 8:5060. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-23442-y>
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M. and Chiaradia, M., 2021. Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, 136: 104280. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>
- Vickers-Rich, P., Soleimani, S., Farjandi, F., Zand, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Wilson, S.A., Cas, R. and Rich, T.H., 2018. A preliminary report on new Ediacaran fossils from Iran. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 42(2): 230–243. <https://doi.org/10.1080/03115518.2017.1384061>
- Wen, G., Bi, S.J. and Li, J.W., 2017. Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: a fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton. *Mineralium Deposita*, 52: 495–514. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0674-8>
- White, R.A., 2000. Behavior of the rare earth elements in ochreous mine drainage: a elaborately and field study. Ph.D. Thesis, University of Wales, Cardiff, UK, 210 pp.
- 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>
- Witford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1980. Rare earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que river, Tasmania Australia. *Chemical Geology*, 68(1–2): 105–119. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90090-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90090-3)
- Wu, C., Chen, H., Hong, W., Li, D., Liang, P., Fang, J., Zhang, L. and Lai, C., 2019. Magnetite chemistry and implications for the magmatic-hydrothermal ore-forming process: An example from the Devonian Yuleken porphyry Cu system, NW China. *Chemical Geology*, 522: 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.04.022>
- Xin, H., Jiang, S., Yang, J., Wu, H. and Pi, D., 2016. Rare earth element geochemistry of phosphatic rocks in Neoproterozoic Ediacaran Doushantuo Formation in Hushan section from the Yangtze Gorges area, South China. *Journal of Earth Science*, 27(2): 204–210. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0653-5>
- Zarasvandi, A., Fereydouni, Z., Alizadeh, B. and Soleimani, B., 2021. Trace Elements Geochemistry in the Zagros Phosphorite Horizon: New Approach on Deposition and Genesis. *Journal of Economic Geology*, 13(2): 353–386. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i2.88181>

- Zhao, L., Chen, H., Zhang, L., Li, D., Zhang, W., Wang, C., Yang, J. and Yan, X., 2018. Magnetite geochemistry of the Heijianshan Fe–Cu (–Au) deposit in Eastern Tianshan: Metallogenic implications for submarine volcanic-hosted Fe–Cu deposits in NW China. *Ore Geology Reviews*, 100: 422–440.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.07.022>
- Zhu, B., Jiang, S.Y., Yang, J.H., Pi, D., Ling, H.F. and Chen, Y.Q., 2014. Rare earth element and SrNd isotope geochemistry of phosphate nodules from the lower Cambrian Niutitang Formation, NW Hunan Province, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 398: 132–143.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.10.002>
- Ziapour, S., Esmaeily, D., Khoshnoodi, Kh., Niroomand, Sh. and Simon, A.C., 2021. Mineralogy, geochemistry, and genesis of the Chahgaz (XIVA Anomaly) Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposit, Bafq district, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 128.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103924>