



RESEARCH ARTICLE

doi 10.22067/ECONG.2023.80748.1066



REE-Y-Ti-Th mineralization in the albite bearing metasomatite and metasomatized rhyolite hosted in Choghart magnetite-apatite deposit, Central Iran: Interplay of evaporitic brines, hydrothermal-magmatic fluids

Kiamars Hosseini ^{1*}, Roghayeh Zabihi Khargh ², Mohammad Hossein Moradian Bafghi ³

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

² M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran; Iran Minerals Research and Processing Center, Tehran, Iran

³ M.Sc., Iran Central Iron Ore Company, Bafgh, Yazd, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 22 January 2023
Revised: 04 March 2023
Accepted: 11 March 2023

Keywords

REE-Y-Ti-Th mineralization
metasomatism
evaporitic brine and hydrothermal
fluids
Choghart ore deposit
central Iran

*Corresponding author

Kiamars Hosseini
✉ k_hosseini@sbu.ac.ir

ABSTRACT

Macroscopic, microscopic and geochemical studies carried out on albite-bearing metasomatites and metasomatic rhyolites hosting the magnetite-apatite deposit of Chogharat indicate the presence of three generations of albite with different concentrations of REE-Y-Ti-Th, in response to T-P reduction and chemical changes of the fluids and the ratio of fluid to rock. The geochemical analysis of the low Ca/Na fluids shows a deficiency in REE-Th mineralization in the white albites, while in the fluids with medium Ca/Na, the REE mineralization (REE>Th) has occurred in the pinkish albites. In contrast, fluids with high Ca/Na indicate Th mineralization (Th>REE) in the red albites. The stable isotopes of C-O on the paragenetic calcites show REE-Y-Ti-Th mineralization of albites due to High-T hydrothermal fluids. Otherwise, the stable O-C isotopes of the Ghoghart apatites and stable isotopes of S in the ore deposits of the BMD verify the role of evaporitic brines and fluid-rock interaction on the mineralization. The presence of calcite and titanite, associated with the calcic-amphiboles and clinopyroxenes, Ca-inclusions in the thorite structure and Ca-content of the thorites, indicate thorite mineralization from the Co_3^{2-} and Ca^{2+} fluids due to low activity of the chlorine. According to this study, the source of metasomatism is mainly evaporitic brines with a minor amount of magmatic and related hydrothermal fluids. Mineralization is the result of interaction of the magmatic and hydrothermal fluids of the Late Ediacaran- Early Cambrian plutonic/ subvolcanic intrusions with the evaporitic brines, derived from the synchronous evaporitic sequence.

How to cite this article

Hosseini, K., Zabihi Khargh, R. and Moradian Bafghi, M.H., 2023. REE-Y-Ti-Th mineralization in the albite bearing metasomatite and metasomatized rhyolite hosted in Choghart magnetite-apatite deposit, Central Iran: Interplay of evaporitic brines, hydrothermal-magmatic fluids. *Journal of Economic Geology*, 15(2): 1–56. (in Persian with English abstract)

<https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.80748.1066>



©2023 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Metasomatism often causes the extensive mineralogic and chemical changes of rocks (Enjvik et al., 2018). Alkaline metasomatism, as one of the most important mineralization processes, could be classified to the high-temperature and medium- to low-temperature types (Zhao, 2005). High-T and medium- to low-T alkaline metasomatism are associated with the Nb-Ta-Li-Br and U-REE mineralization, respectively. The mean array of U, Th, and REE of the associated ore deposits of alkali-metasomatism is not high, but because of their relatively high tonnage are considered important prospecting goals that usually form in the faulted area and in relation to the deep regional structures (Zhao, 2005; Cuney and Kyser, 2008). Until now different sources of metasomatic processes are suggested for the Ghoghart magnetite-apatite in the BMD (e.g. Khoshnoodi et al., 2017; Aftabi and Mohseni, 2020; Bonyadi and Sadeghi, 2020; Aftabi et al., 2021; Majidi et al., 2021). In addition, association of Ti with this type of ore deposits is less reported and associated with U(Th), REE, Ti is considered a rare phenomena in the ore deposits of this district, not reported yet. In this research, the nature of REE-Y-Ti-Th mineralizing fluids in the Ghoghart deposit would be studied.

Research method

After field studies, 44 samples of the Ghoghart host metasomatic rhyolites are selected for petrographic microscopy out of 63 collected samples. For complementary mineralogical studies, 24 samples of the 3-generation albite-bearing metasomatites are studied by the Scanning Electron microscopy, model LEO-1400 with 17-19kV, ray dim. 12 and 20 nA and 12 samples of different-generation albites are analyzed XRD by the Philips Xpert pro in the Iranian mineral processing center and 9 samples are analyzed by the Raman spectrometer of Senterra 2009 model of the Germany Brucker Co. with penetration depth of 2µm, spectral width of 200-3500 cm⁻¹, wavelength of 785 nm, CCD detector and resolution > 3 cm⁻¹ in the nano-electronic Lab of the Tehran University. Furthermore 22 samples of metasomatites with different generations of albites are analyzed ICP-MS at the Zarazma Lab, Iran. To

constrain the source of mineralizing fluids, O-H isotopic analysis of 4 apatite samples are performed at the Hangaria Lab, Hungary. After petrography of fluid inclusion on the 1-generation calcite of albite-bearing metasomatites, 8 selected samples of calcite are analyzed in the Ottawa University Lab., Canada.

Results

The macroscopic, microscopic, and geochemical studies on the host albite-bearing metasomatites and metasomatic rhyolites of the Ghoghart magnetite-apatite deposit show extensive and intense effect of alkali-metasomatic and hydrothermal processes, associated with the sodic, sodic-calcic, potassic, and late carbonate± quartz alterations. The REE-Y-Ti-Th mineralization is related to the sodic-calcic alteration, which is shown as the 2- and the 3-generation albites. Intimate association of this mineralization with the related albites reveal their common genesis and follow the spatial pattern of the sodic, and sodic-calcic alterations. The REE and incompatible REE patterns show a common pattern of the LREE enrichment to the HREE, which is the characteristic of subduction zone magmas, in all samples. The stable O-H isotopes of the paragenetic calcite with the albites show albitization and REE-Y-Ti-Th mineralization due to the HT-hydrothermal fluids. The stable O-H isotopic study on the 1-generation apatites of the Ghoghart magnetite ore rocks display the role of evaporitic brines and rock-fluid interaction on the ore formation. Mixing of magmatic and HT-hydrothermal fluids with these evaporitic brines caused mineralization and associated alteration in the Ghoghart deposit. Moreover, stable sulfur isotopes show evaporitic brines as the main source of mineralizing fluids with minor effect of magmatic fluids. Infiltration of the hot oxide brines enriched in the REE-Y-Ti-Th, P, and Ca ± Fe, caused the weak sodic alteration (> 170 °C) and sodic-calcic alteration (> 280°C) of the host rocks, which was associated with extensive deposition of the magnetite-albite, low-grade magnetite-scapolite, and high-grade magnetite-actinolite. In the late stage of sodic-calcic alteration, magnetite-apatite (280-245°C) has formed. The potassic alteration after the former aforementioned mineralization phases (> 280°C, ~ 200°C) and then the sericite, chlorite, and epidote assemblage is formed by the LT-hydrothermal fluids (180-250°C) as the last stage of mineralization (Bonyadi and

[Sadeghi, 2020](#)). Microthermometric data of the fluid inclusions of the calcites, related to the albite-bearing metasomatites, and 1-generation apatites confirm the recorded alteration temperatures.

Association of the calcite, titanite with the calcic-amphiboles and clino-pyroxene (actinolite and augite), Ca-inclusions in the thorite structure and Ca content of the thorites ($\text{CaO} \sim 2.3\%$) indicate deposition of the thorites from the Ca^{2+} and CO_3^{2-} -bearing carbonate fluids due to the low-activity of Cl in the REE-Y-Ti-Th mineralization zones. According to this study, fluids with low-content of Ca/Na, did not cause or were associated with minor REE and Th mineralization (white 1-generation albitites). The fluids with medium amount of Ca/Na caused the REE mineralization ($\text{REE} > \text{Th}$, 2-generation pale pink albitites) whereas the high Ca/Na content fluids was associated with the Th mineralization ($\text{Th} > \text{REE}$, 3-generation dark pink albitites). The Th deposition occurred under the Eh and pH changes and also the fluid/rock ratio, revealed by the exsolution evidences; In fact, the increase of pH has occurred due to the expelling of CO_2 from the mineralizing fluids along the fractures. This phenomena had a considerable effect on deposition of the Th-bearing carbonate complexes. The pH increase of the mineralizing fluid was associated with silica content of the fluid as the silicic acid that caused deposition of the Th-silicates.

Discussion and conclusion

Subduction of the Prototethys under the central Iranian crustal blocks during the late

Neoproterozoic-Early Cambrian caused an extensive granitoid magmatism that was accompanied by deposition of the equivalent evaporitic-volcaniclastic deposition (Esfordi Formation) in the extensional back-arc basins ([Ramezani and Tucker, 2003](#)). The Ediacaran-lower Cambrian Fe-P mineralization in the BMD shows a genetic relation with these granitoids, related volcanic rocks, and associated synchronous evaporitic-volcaniclastic deposits. In fact, the intrusive and subvolcanic intrusions, as a thermal engine caused heating of the evaporitic brines of the synchronous adjacent basins. The most important characteristic of these brines is their high Na/K and Cl/S content. These hot alkali-enriched, sulfur-oxide brines leached their passing host rocks and transferred the REE-Y-Ti-Th elements. The result was sodic and sodic-calcic metasomatism with REE-Y-Ti-Th mineralization. The results of this research constrain the mainly evaporitic brines with a minor amount of magmatic and related hydrothermal fluids as the source of metasomatism. In fact, mineralization is the result of magmatic and hydrothermal fluids of the Late Ediacaran- Early Cambrian plutonic/ subvolcanic interaction with the evaporitic brines, derived from the evaporitic sequence (Esfordi Formation).

Acknowledgements

The authors appreciate the Iranian Central Iron Ore Company manager and staff for their assistance during this research.



کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، ایران مرکزی: تأثیرات متقابل شورابه‌های تبخیری، سیالات گرمابی-ماگمایی

کیامرث حسینی^{۱*}، رقیه ذبیحی خرق^۲، محمدحسین مرادیان بافقی^۳

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

^۲ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران؛ مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران، تهران، ایران

^۳ کارشناسی ارشد، شرکت سنگ آهن مرکزی ایران، بافق، یزد، ایران

چکیده

بررسی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی انجام شده بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت بیانگر سه نسل آلپیت، همراه با غلظت متفاوت REE-Y-Ti-Th، در پاسخ به کاهش فشار و دما و تغییرات احتمالی در شیمی سیالات و نسبت سیال به سنگ است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد در سیالات با محتوای پایین Ca/Na کانی‌زایی‌های REE و Th دارای مقادیر ناچیز است (Al₂O₃ > REE). در سیالات با نسبت متوسط Ca/Na کانی‌زایی REE (REE > Th) رخ می‌دهد (آلپیت‌های صورتی)؛ در حالی که در سیالات با نسبت بالای Ca/Na کانی‌زایی Th (Th > REE) رخ می‌دهد (آلپیت‌های قرمز گوشتی). بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-کربن بر روی کلسیت‌های هم‌یافت با آلپیت‌ها نشان‌دهنده کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th تحت تأثیر سیالات گرمابی دما بالا است. از طرفی بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H در آپاتیت‌های نسل اول کانسار چغارت و ایزوتوپ پایدار گوگرد در کانسارهای ناحیه بافق بیانگر نقش شورابه‌های تبخیری و برهم‌کنش سیال و سنگ در کانی‌زایی است. وجود کلسیت، تیتانیت، همراه با آمفیبول‌های کلسیک و کلینوپیروکسن و اذخال‌های کلسیم در ساختار توریت و همچنین محتوای کلسیم در توریت‌ها بیانگر ته‌نشست توریت از سیالات حاوی Ca²⁺ و CO₃²⁻ تحت تأثیر اکتیویته پایین کلر است. بنابراین حضور کلسیت همراه با توریت و تیتانیت در زون‌های کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th نشان می‌دهد کمپلکس‌های کربناته مهم‌ترین کمپلکس‌ها در سیالات آکالین هستند. از طرفی افزایش pH در نتیجه آزاد شدن CO₂ از سیالات گرمابی سبب افزایش سیلیس در سیال به صورت اسید سیلیسیک می‌شود و در نتیجه، Th به صورت سیلیکات توریم نهشته می‌شود. بنابر شواهد موجود، منشأ سیالات دگرنهادی به طور عمده از نوع شورابه‌های تبخیری با مقادیر اندکی از سیالات با منشأ ماگمایی است و کانی‌زایی در اثر برهم‌کنش سیالات ماگمایی و گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی با شورابه‌های تبخیری مشتق شده از توالی‌های اواخر نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین است.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۰۲

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۲/۱۳

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۲/۲۰

واژه‌های کلیدی

کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th

دگرنهادی

شورابه‌های تبخیری و سیالات گرمابی

کانسار چغارت

ایران مرکزی

نویسنده مسئول

کیامرث حسینی

k_hosseini@sbu.ac.ir ✉

استناد به این مقاله

حسینی، کیامرث؛ ذبیحی خرق، رقیه و مرادیان بافقی، محمدحسین، ۱۴۰۲. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، ایران مرکزی: تأثیرات متقابل شورابه‌های تبخیری، سیالات گرمابی-ماگمایی. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۵(۲): ۵۶-۱.

<https://doi.org/10.22067/ECONG.2023.80748.1066>

مقدمه

فرایندهای دگرته‌ای به معنای واقعی، دگرسانی فراگیر سنگ‌ها، از نظر ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی است (Enjvik et al., 2018). دگرته‌ای قلیایی فرایند زمین‌شناسی مهمی است که در همراهی با آن، انواع کانی‌سازی‌های چند فلزی به وجود می‌آید و به دو نوع دما بالا و دما پایین-متوسط تقسیم می‌شود (Zhao, 2005). نوع دمای بالا رابطه زایشی با کانی‌سازی نیوبیوم، تانتالیوم، لیتیوم و بریلیوم دارد و نوع دمای متوسط تا پایین با کانی‌سازی اورانیوم و عناصر کمیاب خاکی، رابطه زایشی دارد. این نوع دگرته‌ای در طیف وسیعی از محیط‌ها و دوره‌های زمین‌شناسی از آرکشن تا سنوزوئیک وجود دارد و می‌تواند به صورت مستقل و یا با کانسارهای خاصی مانند ذخایر IOCG همراه باشد (Johnson and Harlow, 1999). ناحیه اورانیوم‌دار اوکراین مرکزی با سن پالئومزوپروتروزوئیک میزبان بزرگ‌ترین منابع اورانیوم همراه با دگرته‌ای قلیایی است (Cuney et al., 2012). ذخایر مشابهی با سن پالئومزوپروتروزوئیک در برخی مناطق دنیا مانند اوتیش یسین در کبک کانادا، کروپانگ در گویان، لاگوا رئال، اسپین هاراس و ایتاتیا در برزیل و لیانگ شانگوان در چین وجود دارند (Alexandre, 2010). در ایران مرکزی در ناحیه بافق بخشی از سنگ میزبان کانسنگ‌های آهن-آپاتیت کانسار چغارت، اسفوردی، سه‌چاهون، چاه گز، گزستان توسط این دگرته‌ای‌ها در برگرفته شده است (Deymar et al., 2018; Mirzababaei et al., 2021; Ziapour et al., 2021; Hosseini et al., 2022; Khoshnoodi et al., 2022). میانگین محتوای عیار اورانیوم و توریم عناصر کمیاب خاکی توده‌های معدنی همراه با دگرته‌ای قلیایی بالا نیست؛ اما به دلیل ذخیره نسبتاً بالایی که دارند، هدف اکتشافی امیدبخشی به شمار می‌آیند (Cuney and Kyser, 2008). این کانسارها با وجود گسترش جهانی، در ردیف ذخایر کمتر شناخته شده هستند و فرایند شکل‌گیری برخی از آنها همچنان به خوبی شناخته شده

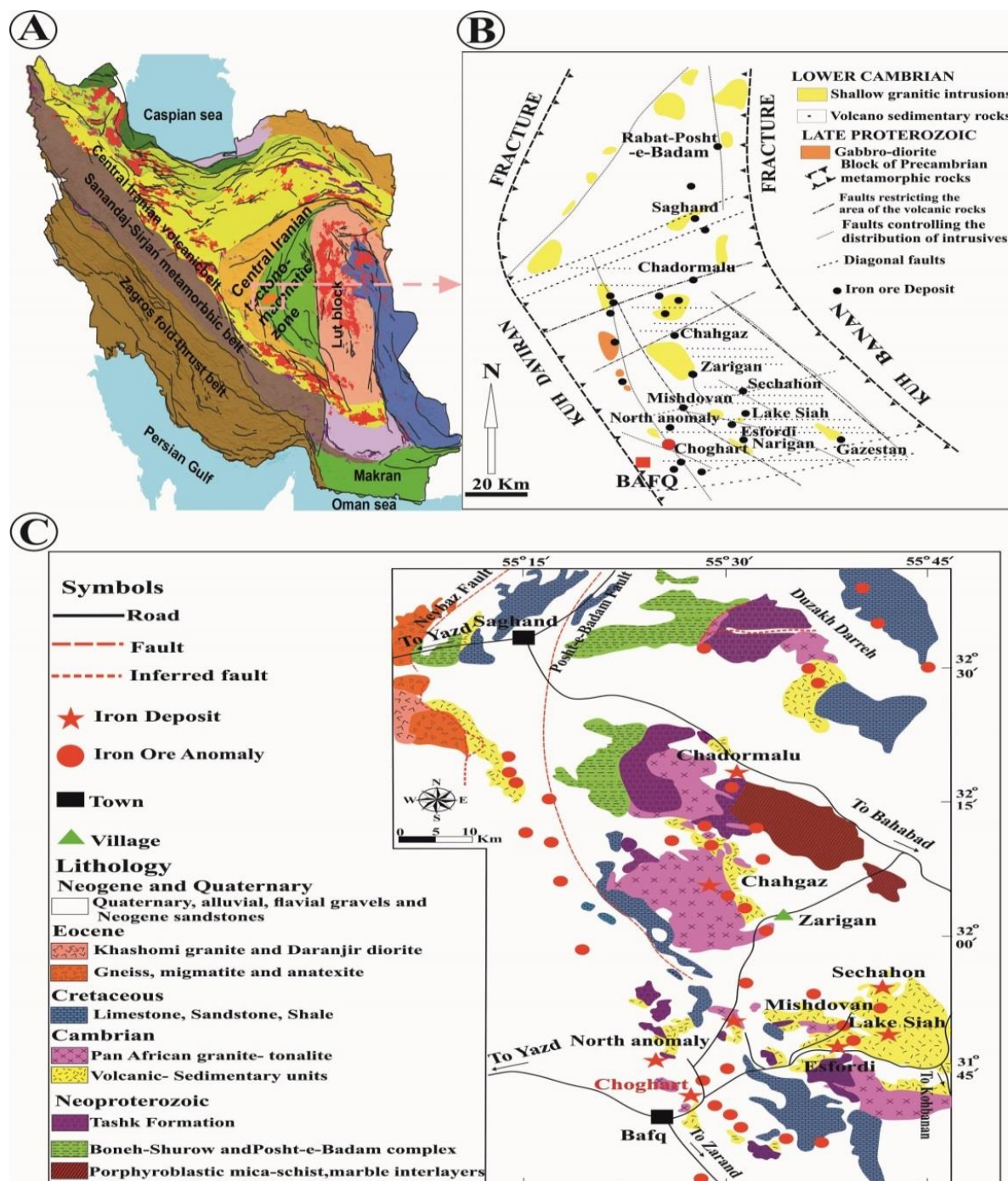
نیست (Cuney et al., 2012) تقریباً تمامی این کانسارها در مناطق گسلی و در رابطه با ساختارهای عمیق ناحیه‌ای شکل گرفته‌اند (Zhao, 2005). دگرته‌ای قلیایی در انواع سنگ‌ها اتفاق می‌افتد و علاوه بر گسترش وسیعی که در گرانیته‌ها و گرانودیوریت‌ها دارد، می‌توان آن را در انواع سنگ‌های دگرگونی، پگماتیت‌ها، سنگ‌های نیمه‌عمیق و آتشفشانی شناسایی کرد که در همه آنها کانی‌سازی وجود دارد (Wilde, 2013). همراهی Ti با این نوع کانسارها کمتر گزارش شده است و ذخیره موردنظر از لحاظ هم‌یافتی عناصر REE، Ti و U(Th) در مجموعه هم‌یافتی خاص، رخداد منحصر به فردی در ایران به شمار می‌آید که تاکنون گزارش شده است. گستره معدنی بافق در بخش جنوبی پهنه زمین‌ساختی کرمان-کاشمر به شکل کماتی محصور بین سامانه گسل‌های کوه بنان-کلمرد-ازبک کوه-مهدی‌آباد در شرق و داوران-پشت‌بادام-نایینی-گرو در غرب قرار گرفته است (شکل ۱-A تا C). این گستره معدنی دربردارنده کانسارهای مگنتیت-آپاتیت، منگنز، سرب-روی، اورانیوم، توریم و عناصر نادر خاکی متعددی است. این گستره با ۱/۷ گیگاتن ماده معدنی با میانگین عیار ۵۰ درصد وزنی آهن و ۰/۰۱ تا ۷/۷۸ درصد وزنی فسفر است (NISCO, 1980). واحدهای سنگی دربرگیرنده کانی‌سازی، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی به سن کامبرین زیرین است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری موجود، ریولیتی-ریوداسیتی بوده و بازالت‌های اسپیلیتی نیز به طور محلی دیده می‌شوند. جنس واحدهای رسوبی در این توالی آتشفشانی-رسوبی، بیشتر دولومیتی است. در بعضی از مناطق، واحدهای آتشفشانی-رسوبی با نفوذی‌های کامبرین زیرین و نیز نفوذی‌های جوان‌تر قطع شده‌اند. سنگ‌های نفوذی بیشتر ترکیبی گرانیته داشته؛ ولی برخی توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو-دیوریت نیز به صورت محلی مشاهده می‌شوند. در مورد منشأ کانسارهای گستره معدنی بافق، نظریه‌های گوناگونی ارائه شده است که شامل مرتبط با کرنایت‌ها (Forster and Borumandi, 1971)، ماگمای امتزاج‌ناپذیر

با کانه‌زایی آهن-فسفر نزدیک به منشأ و سنگ دولومیت چرتی، ژاسپیلیت، کلاهک‌های کربناته و شیل‌های سیاه رنگ به همراه سنگ دولومیت‌های چرتی میزبان کانسارهای سدکس سرب-روی دور از منشأ تشکیل شده است. توده‌های گرانیتوئیدی تا گابرو-دیوریتی کامبرین و دایک‌های دیابازی تا لامپروفیری تأخیری توالی آتش‌فشانی-رسوبی-آذرآواری اسفوردی را قطع کرده‌اند (Forster and Jafarzadeh, 1994; Daliran, 2002; Mohseni and Aftabi, 2015). ماده معدنی مگنتیت-آپاتیت در گستره معدنی بافق اغلب در گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی و توالی آذرآواری زیردریایی سازند اسفوردی (معادل سازندهای ریزو، دزر، هرمز و سلطانیه) یافت می‌شوند. کانه‌زایی آهن-فسفر همراه با نفوذ تونالیت‌ها و لوکوگرانیت‌های نوع زیریگان-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، سرسیت، تورمالین و کربنات‌ها تحمل کرده‌اند (Aftabi et al., 2021). تشکیل کانسارهای مگنتیت-هماتیت-آپاتیت گستره معدنی بافق در کافت‌های ولکانوژنیک آلکالن داخل قاره‌ای نئوپروتروزوئیک-کامبرین زیرین (Berberian and King, 1981; Samani, 1988; Daliran, 2002; Moore and Modabberi, 2003; Aftabi and Mohseni, 2020) ولکانیسم زیردریایی حوضه‌های کافتی حاشیه‌ای زیبی (Mohseni and Aftabi, 2015; Atapour and Aftabi, 2020) یا کمان ماگمایی ناشی از فرورائش اقیانوس پروتوتتیس به زیر ایران مرکزی با زایش ماگماتیسم 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; Naye-bi et al., 2021) پیشنهاد شده است. کانی‌زایی مگنتیت-آپاتیت هم‌زمان با ماگماتیسم کمان قاره‌ای پروتوتتیس از ۵۴۷ تا ۵۲۵ میلیون سال قبل انجام شده است (Naye-bi et al., 2021).

(Moore and Forster and Jafarzadeh, 1994)، ماگمایی (Modabberi, 2003)، سیال امتزاج‌ناپذیر و متاسوماتیک قلیایی به درجه‌های مختلف تحت تأثیر سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا (Mokhtari et al., 2013; Deymar et al., 2018; Mirzababaei et al., 2021; Khoshnoodi et al., 2022)، سیالات گرمایی نوع کایرونا (Torab and Lehmann, 2007; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017) چرخش گسترده سیالات غنی از سدیم در مخلوطی از توالی آتشفشانی رسوبی تحت تأثیر نفوذ گرانیتوئیدهای سدیک (Bonyadi et al., 2011) شورابه‌های تبخیری و در مرحله دوم اهمیت سیالات ماگمایی و گرمایی ناشی از توده‌های نفوذی (Jami et al., 2007; Sadeghi et al., 2009; Hosseini et al., 2022; Hosseini and Rajabzadeh, 2022) و کانسارهای آهن نواری (Mohseni and Aftabi, 2015) است. حیدریان و همکاران (Heidarian et al., 2018) و دلیران و همکاران (Daliran et al., 2010; al., 2007) الگویی از متاسوماتیسم چندمرحله‌ای در مقیاس بزرگ و مرتبط با ماگماتیسم کامبرین آغازی را ارائه دادند. تقی‌پور و همکاران (Taghipour et al., 2013) استدلال کردند که اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی باعث ایجاد کانی‌سازی اکسید آهن در کانسار چغارت شده است. در این پژوهش، برای نخستین بار با تلفیق شواهد کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و ایزوتوپی بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، منشأ سیالات کانه‌ساز و کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th در سنگ میزبان بررسی شده است. نتایج این پژوهش می‌تواند در تبیین الگوهای کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th گسترده معدنی بافق مؤثر باشد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

سازند اسفوردی با ضخامتی حدود ۸۰۰ متر از قاعده به بالا از سنگ ماسه‌های چرتی، سنگ آهک دولومیتی، گنبد‌های ریولیتی-ریوداسیتی، توف‌های ریولیتی-ریوداسیتی و بازالت‌های اسپیلیتی



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

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

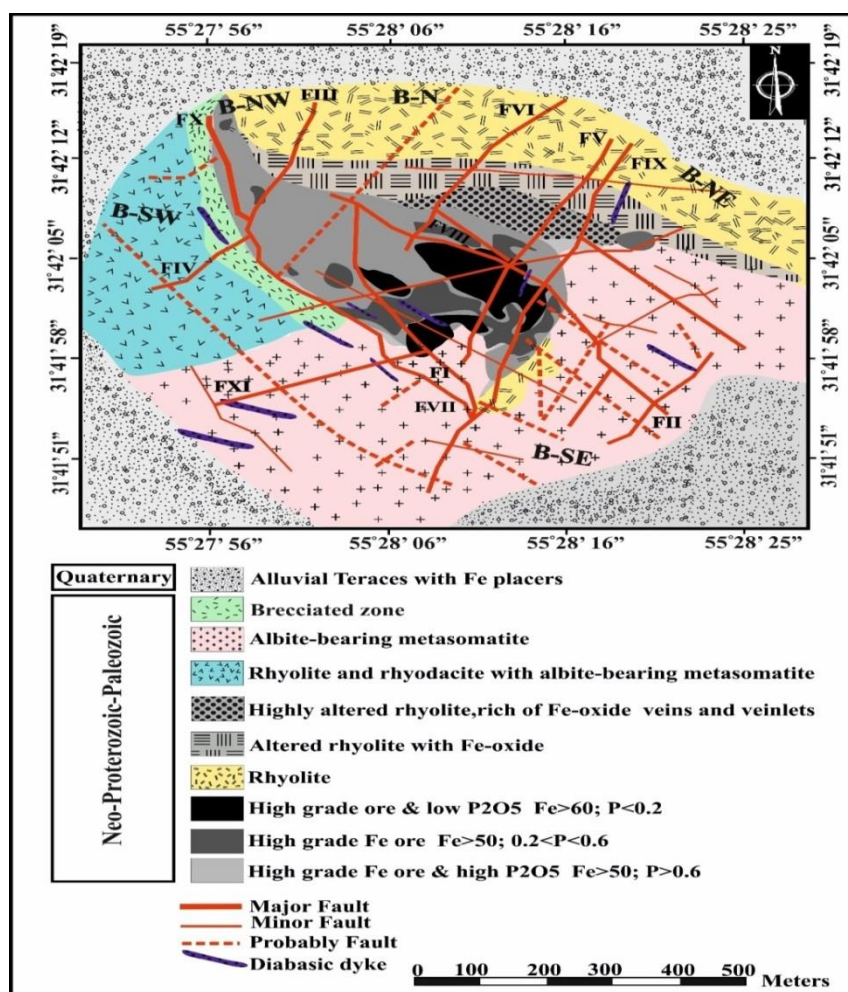
شرقی و عرض جغرافیایی $31^{\circ}42'0''$ شمالی واقع شده است (شکل

۲).

زمین‌شناسی کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت در ۱۲ کیلومتری شمال شرق بافق

و ۱۲۵ کیلومتری جنوب شرق یزد در طول جغرافیایی $55^{\circ}28'2''$



شکل ۲. نقشه ساده زمین‌شناسی کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت به همراه موقعیت نمونه‌های برداشت‌شده (با تغییرات از دهقانی فیروزآبادی

(Dehghani Firouzabadi, 2011))

Fig. 2. Simplified geological map of the Choghart magnetite-apatite deposit (modified after Dehghani Firouzabadi, 2011)

آتشفشانی-آذرآواری و توده‌های نفوذی حدواسط-اسیدی عمیق تا نیمه عمیق شامل آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت ریوداسیت و گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت به همراه شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است. در واقع، بخش غالب این مجموعه سنگ‌های

توده معدنی چغارت با روند شمال و شمال غرب، با طولی حدود ۵۶۰ متر، عرضی حدود ۲۷۵ متر و ضخامتی حدود ۵۷۰ متر گزارش شده است (Forster and Jafarzadeh, 1994). این کانسار در سازند اسفوردی متشکل از مجموعه‌ای از سنگ‌های

۴- کانسنگ مگنتیتی - پیریت‌دار با گسترش ناچیز و ۵- کانسنگ مگنتیتی - سیلیس‌دار؛ کانسنگ مگنتیتی دارای بیشترین فراوانی است (Dehghani firouzabadi, 2011).

روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۶۳ نمونه از سنگ‌های دگرته‌های و ریولیت‌های دگرته‌های میزبان کانسار چغارت برداشت شد. از این تعداد ۴۴ مقطع نازک بررسی شد. به منظور تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی تعداد ۲۴ نمونه از متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار نسل اول، دوم و سوم با استفاده از میکروسکوپ الکترونی روبشی مدل LEO-1400 ساخت کشور انگلستان با ولتاژ ۱۷-۱۹ kV و قطر پرتو ۲۰ nA و ۱۲ نمونه از نسل‌های مختلف آلپیت به روش XRD با دستگاه Philips Xpert pro در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران و ۹ نمونه با دستگاه طیف‌سنجی رامان مدل SENTERRA 2009 ساخت شرکت BRUKER آلمان با ویژگی عمق نفوذ ۲ میکرون، محدوده طیفی 200 cm^{-1} تا 3500 cm^{-1} ، طول موج لیزر ۷۸۵ نانومتر، آشکارساز CCD و رزولوشن $< 3 \text{ cm}^{-1}$ در آزمایشگاه نانوالکترونیک دانشگاه تهران برای تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی مورد آنالیز قرار گرفتند. همچنین، تعداد ۲۲ نمونه از متاسوماتیت‌های حاوی نسل‌های مختلف آلپیت به روش ICP-MS در شرکت زرازا مورد آنالیز قرار گرفت. به علاوه برای تعیین منشأ سیال کانسنگ‌ساز، ۴ نمونه آپاتیت به روش ایزوتوپی O-H به آزمایشگاه هانگاریا در کشور مجارستان ارسال شد. همچنین پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار و انتخاب نمونه‌های مناسب، تعداد ۸ نمونه کلسیت به روش O-C در اوتاوا کانادا مورد تجزیه قرار گرفت.

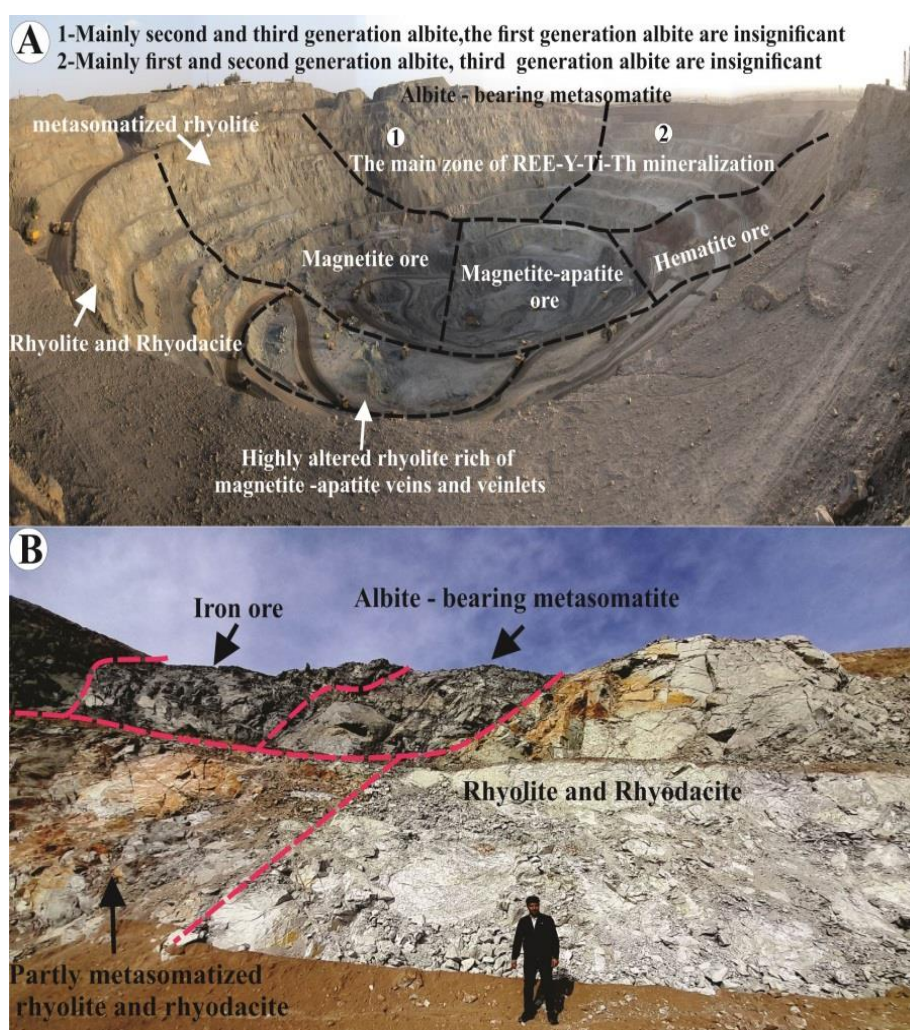
سنگ‌نگاری سنگ میزبان کانسار

سنگ‌های میزبان کانسار چغارت دارای دو رخساره کاملاً متمایز

آتشفشانی - آذرآواری، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای، مجاورتی و فرایندهای دگرته‌ای قرار گرفته است (Forster and Jafarzadeh, 1994). شکل ذخیره آهن تقریباً گوه‌ای شکل است. در قسمت شمال غربی ضخامت آن کم و در وسط دارای پهن‌شدگی مشخص و در بخش جنوب شرق در حال باریک‌شدن است که امتداد آن به طور ناگهانی قطع می‌شود و نشان‌دهنده عملکرد یک گسل است (Dehghani firouzabadi, 2011). به لحاظ ساختاری کانسار چغارت از چهار بلوک ساختاری تشکیل شده است (شکل ۲). بلوک شمال غربی، بلوک شمال شرقی، بلوک جنوب غربی و بلوک جنوب شرقی. دو گسل اصلی (شماره ۳ و ۴) حدفاصل بلوک شمال غربی و توده اصلی معدن قرار دارد. دو گسل موازی هم با یک پهنه خرد و برشی شده در قاعده معدن - جنوب شرق معدن، حدفاصل سنگ آهن و سنگ‌های دربرگیرنده گزارش شده است. آن قسمت از ذخیره معدن که ما بین گسل بلوک شمال غربی و بلوک جنوب شرقی قرار دارد، در واقع ذخیره اصلی معدن به شمار می‌آید که خود از دو بلوک شمال شرقی و بلوک جنوب غربی تشکیل شده است. این دو بلوک ساختمان یک گرابن را تشکیل می‌دهند. بلوک جنوب شرقی نسبت به دو بلوک شمال شرقی و جنوب غربی ساختمان هورست - گرابن دارد و بلوک باطله جنوب شرقی نسبت به بلوک آهن جنوب شرقی بالا آمده است. در مجموع بلوک زمین‌ساختی جنوب شرقی نسبت به دو بلوک شمال شرقی و جنوب غربی در موقعیت بالاتری قرار دارد (شکل ۴). ذخیره اصلی و عمیق به طور نسبی ثابت مانده و همه حرکات و جابه‌جایی‌ها حول آن صورت گرفته است که بین گسل شماره ۱ و دو گسل شماره ۲ و ۸ قرار دارد (Dehghani firouzabadi, 2011). در این کانسار، کانسنگ توسط این مجموعه نامتجانس در بر گرفته شده است و از لحاظ کیفیت عیار به دو بخش کانسنگ کم عیار و پر عیار و از لحاظ کیفیت ماده معدنی (درجه اکسایش، میزان فسفر و نوع کانه آهن‌دار) به پنج بخش تقسیم‌بندی می‌شود که عبارتند از: ۱- کانسنگ مگنتیتی، ۲- کانسنگ مگنتیتی - هماتیتی، ۳- کانسنگ مگنتیتی - آپاتیتی،

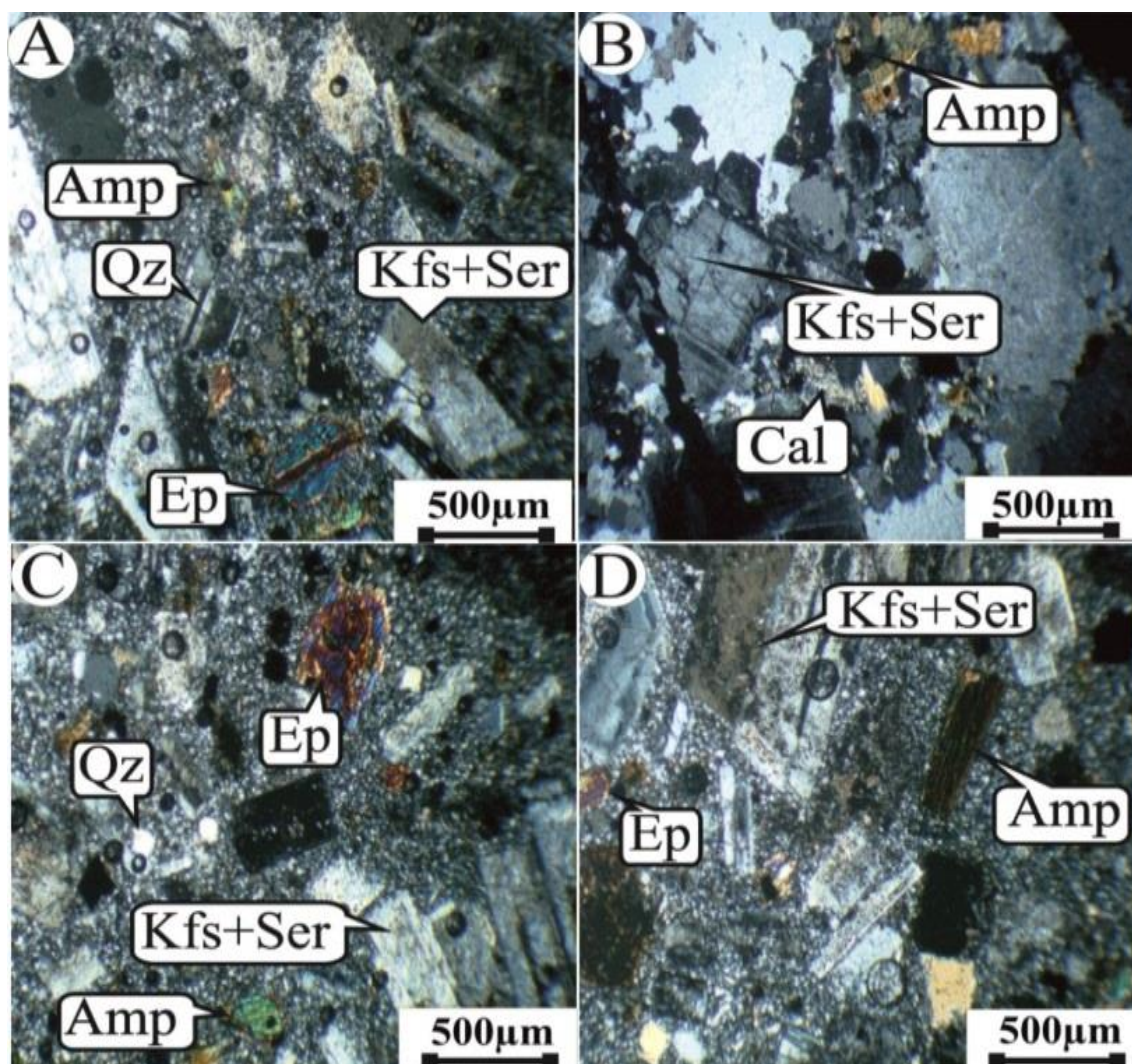
پورفیری است (شکل ۴-A تا D). گروه دوم سنگ‌هایی با درصد بالای آمفیبول از نوع اکتینولیت و ترمولیت هستند که در جنوب و جنوب شرق کانسار گسترش دارند و به بارها تحت تأثیر دگرنهادی سدیک و سدیک-کلسیک قرار گرفته‌اند (شکل ۵-A و B و شکل ۶-A تا D). آثار این دگرنهادی‌ها در کانسنگ آهن نیز دیده می‌شود.

هستند (شکل ۳-A). گروه اول ریولیت‌ها، ریولیت‌های دگرنهادی، ریوداسیت‌ها و توف‌های ریولیتی هستند (شکل ۳-A و B). این سنگ‌ها دارای درصد بالایی از کوارتز هستند که به صورت آمورف فضای بین فلدسپارها، آمفیبول، اپیدوت، کلریت، سریسیت، کربنات و اکسید آهن را پر کرده است. این سنگ‌ها اغلب به رنگ کرم تا خاکستری و سبز روشن، با بافت آپلیتی تا



شکل ۳. A: نمایی از پیت کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت به همراه زون‌های کانی‌زایی مگنتیت-آپاتیت، متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های میزبان (دید به سمت جنوب شرق) و **B:** ریولیت‌ها و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (دید به سمت شمال)

Fig. 3. A: A view of the choghart magnetite-apatite deposit pit along with magnetite-apatite mineralization zones, host elbitite-bearin metasomatites and rhyolites (view towards southeast), and **B:** The host rhyolites and metasomatized rhyolites of the Choghart magnetite-apatite deposit (view to the north)



شکل ۴: A تا D: تصویر میکروسکوپی از ریولیت‌های دگرنهادی در مجاورت زون‌های دگرنهادی آل‌بیت‌دار، در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (XPL-10X). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، اپیدوت، Ep: اپیدوت، Kfs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز، Ser: سریست).

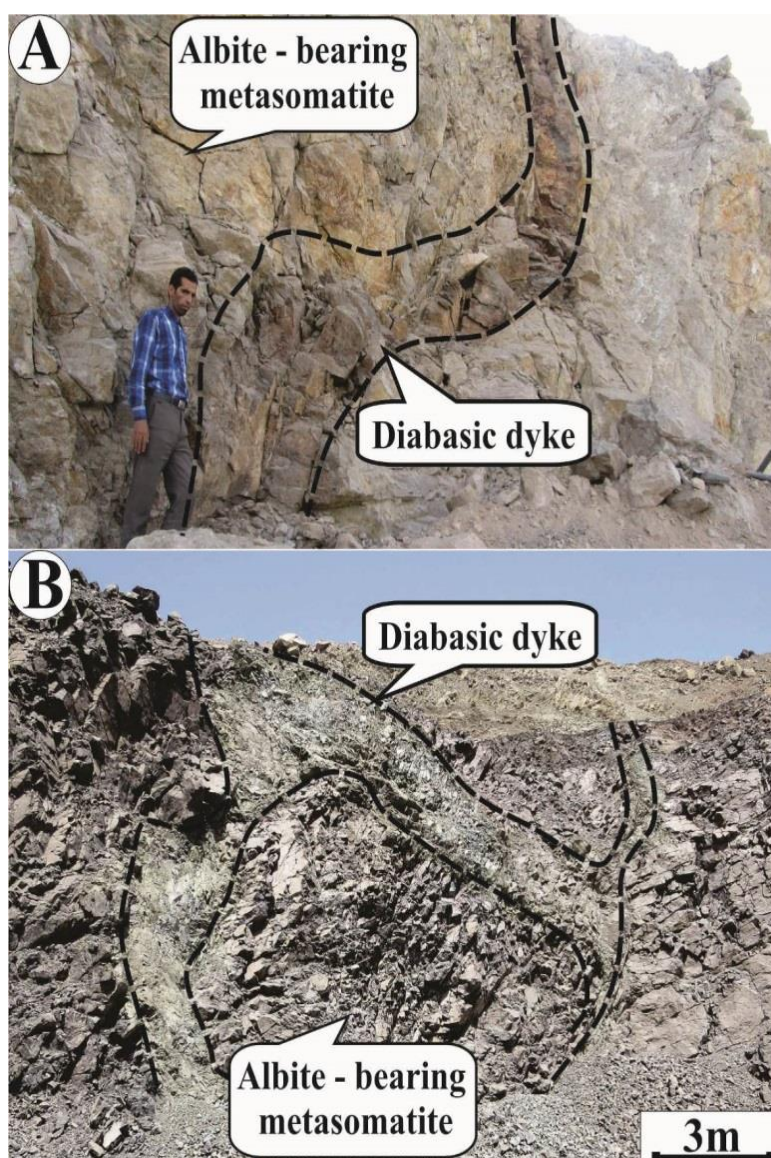
Fig. 4. A to D: Microscopic image of metasomatized rhyolites in the vicinity of albite bearing metasomatite zones, in the Choghart magnetite-apatite deposit (XPL-10X). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Amp: amphibole, Cal: calcite, Ep: epidote, Kfs: alkali feldspar, Qz: quartz, Ser: sericite).

سایر متاسوماتیت‌ها با ساخت درشت‌بلور است (اکتینولیت، آل‌بیت، اپیدوت و مگنتیت). با توجه به اندازه ریز کانی‌ها، می‌توان پیشنهاد کرد که سنگ اولیه آتشفشانی بوده که در مراحل بعدی مورد هجوم رگه‌های اکتینولیتی، آل‌بیتی و فازهای تأخیری کوارتز-کربناتی قرار گرفته‌اند (شکل ۶-A تا D و شکل ۷-A تا I). در

با وجود یکنواختی ترکیب کانی‌شناختی سنگ میزبان کانسار چغارت، می‌توان آنها را بر اساس تغییرات بافتی به دو گروه با ساخت ریزبلور و درشت‌بلور تقسیم کرد. متاسوماتیسم‌های ریزبلور اغلب به رنگ سبز تیره و سبز متمایل به خاکستری دیده می‌شوند؛ مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها، مشابه

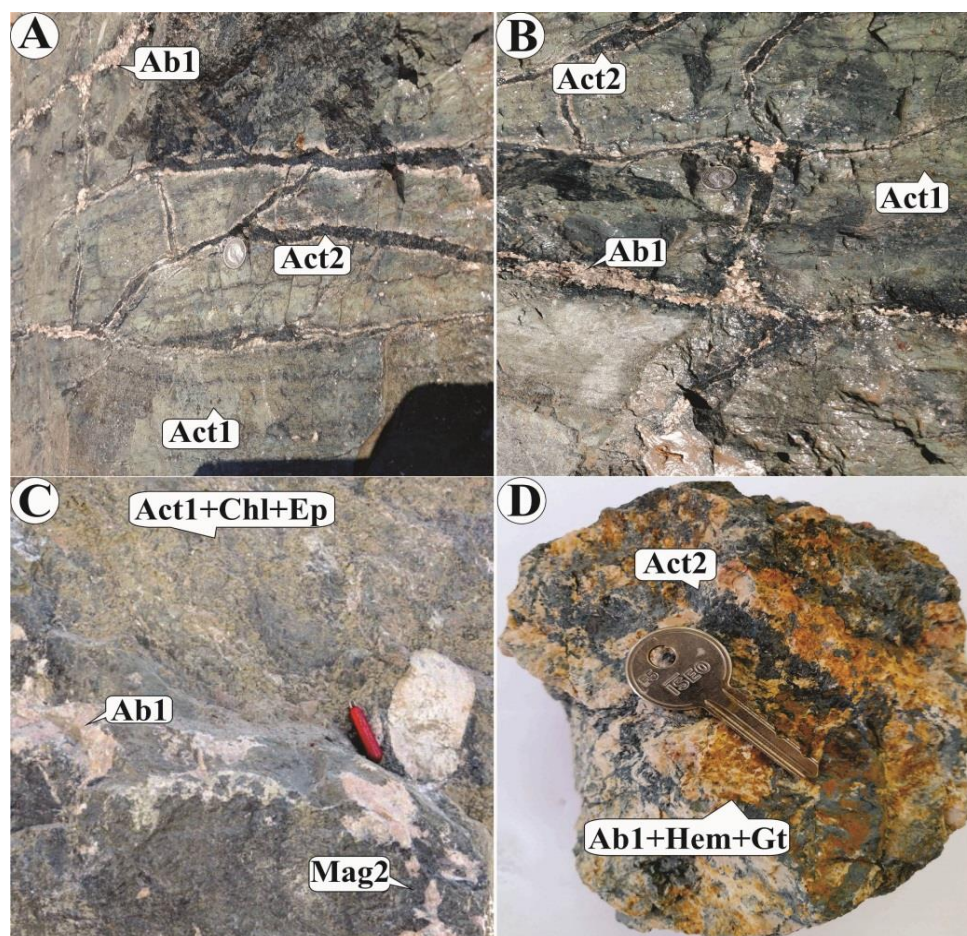
آلپیت‌دار حضور دارد. رنگ قرمز یا صورتی این آلپیت‌ها ناشی از وجود هماتیت افشان ریزدانه یا آپاتیت‌های دانه‌ریز گرمابی مربوط می‌شود و به علت محتوای بالای آلپیت، آنها را آلپیتیت می‌نامند (Wilde, 2013).

این مجموعه دگرنهادی، سه نسل کانی‌زایی آلپیت به رنگ‌های سفید، صورتی و قرمز گواشی به صورت توده‌های بسیار کوچک و پچ مانند، رگه‌ای و انتشاری (شکل ۶-A تا D، شکل ۷-A تا I) به همراه دو نسل کانی‌زایی کلسیت (شکل ۷-G و H) و رگه‌هایی از آگات (شکل ۷-I) به صورت پراکنده در دگرنهادی‌های



شکل ۵. A و B: متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت که توسط دایک‌های دیابازی و پهنه‌های برشی قطع شده‌اند.

Fig. 5. A and B: The host albite-bearing metasomatites in the Choghart magnetite-apatite deposit are crosscut by the diabasic dykes and brecciated shear zones.

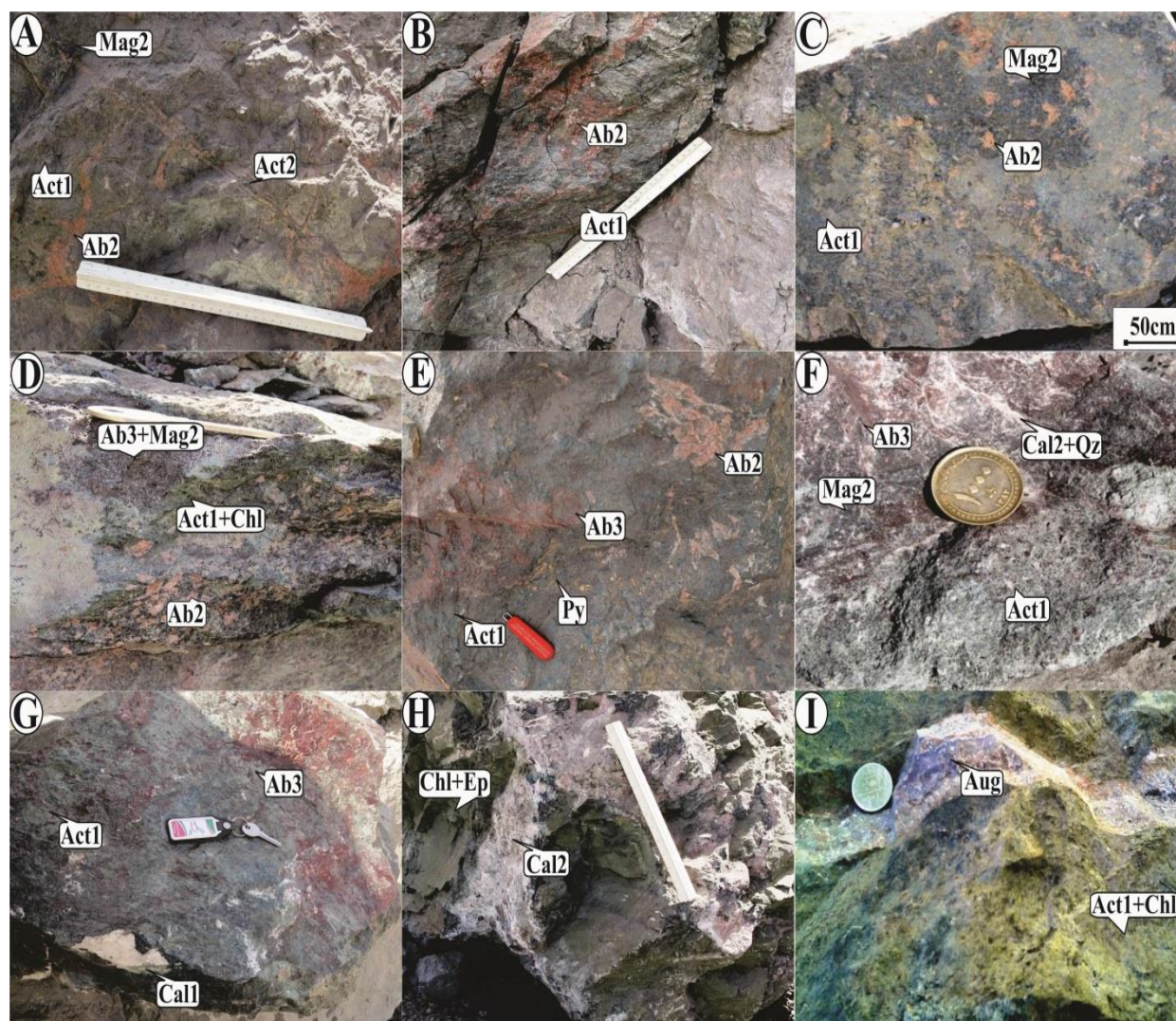


شکل ۶. A تا D: تصاویرهای تهیه‌شده از دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت و در بر گرفته شدن رگه‌های اکتینولیت‌های نسل دوم توسط آلپیت‌های نسل اول و برعکس که نشان‌دهنده جوان بودن این رگه‌ها نسبت به یکدیگر است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab1: آلپیت نسل اول، Act1: اکتینولیت نسل اول، Act2: اکتینولیت نسل دوم، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Gt: گوتیت، Hem: هماتیت، Mag2: مگنتیت نسل دوم).

Fig. 6. A to D: Pictures taken of the first generation albitite-bearing metamorphisms in the Choghart magnetite-apatite deposit and the inclusion of the second generation actinolite veins by the first generation albitites and vice versa, which shows that these veins are young relative to each other, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite; Act1: first-generation actinolite; Act2: second-generation actinolite; Chl: chlorite; Ep: epidote, Gt: goethite; Hem: hematite; Mag2: second-generation magnetite).

رنگ صورتی آلپیت‌ها ناشی از حضور فلدسپار پتاسیک و رنگ صورتی تا قرمز گوشتی ناشی از فرایندهای هماتیته شدن است. این اکسیدها در زیر میکروسکوپ به صورت تیغه‌های هماتیته و مگنتیتی در ماتریکس و سطوح شکسته کانی‌های تیتانیت و کانی توریم مشاهده می‌شوند.

همچنین بر طبق نظر خشنودی و همکاران (Khoshnoodi et al., 2017) آلپیت‌های مرتبط با سنگ‌های دگرنهادی حاوی فلدسپار پتاسیک و مقادیر جزئی سیلیکات توریم است که رنگ متمایل به قرمز به آلپیت‌ها می‌دهد. از طرفی با توجه به تجزیه و تحلیل‌های میکروسکوپی و بررسی‌های ریزپردازنده الکترونی توسط میرزابابایی و همکاران (Mirzababaei et al., 2021)،



شکل ۷. تصویرهای ماکروسکوپی تهیه‌شده از سنگ‌های متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. A و B: کانی‌زایی رگه‌ای آلپیت‌های نسل دوم با نبود ادخال‌های مگنتیت در آلپیت؛ C، D و E: کانی‌زایی آلپیت‌های نسل دوم و سوم انتشاری و رگه‌ای و حضور کانی پیریت در این دگرته‌های آلپیت‌دار، F: قطعه‌های کوچک آلپیت‌های نسل سوم، G و H: کلسیت‌های نسل اول و دوم مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار، I: کانی‌زایی رگه‌ای آگات مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار، علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است (Ab2: آلپیت نسل دوم، Ab3: آلپیت نسل سوم، Act1: اکتینولیت نسل اول، Act2: اکتینولیت نسل دوم، Aug: آگات، Cal1: کلسیت نسل اول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Mag2: مگنتیت نسل دوم، Py: پیریت، Qz: کوارتز).

Fig. 7. Macroscopic images prepared from albite-bearing metasomatic rocks hosted by the Choghart magnetite-apatite deposit. A and B: vein mineralization of second-generation albites with the absence of magnetite inclusions in albite, C, D and E: mineralization of second and third generation albites diffuse and veined and the presence of pyrite mineralization in these albite-bearing minerals, F: albite patches of third-generation albites, G and H: first and second-generation calcites associated with albite-bearing minerals, and I: agate vein mineralization associated with albite-bearing minerals, Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab2: second generation albite, Ab3: third generation albite, Act1: first generation actinolite, Act2: second generation actinolite, Aug: agate, Cal1: first generation calcite, Cal2: second generation calcite, Chl: chlorite, Ep: epidote, Mag2: second generation magnetite, Py: pyrite, Qz: quartz).

تأثیرپذیری این پهنه کانی‌زایی از محلول‌های دگرسان‌کننده متفاوت است؛ به طوری که قسمت‌هایی که بیشتر تحت تأثیر متاسوماتیزم قرار گرفته‌اند، رنگ قرمز گوشتی و بخش‌هایی که کمتر تحت تأثیر قرار گرفته‌اند دارای رنگ صورتی هستند. جانشینی فلدسپات پتاسیک با آلپیت به طور گسترده در زون‌های کانی‌زایی Th-Ti-REE-Y مرتبط با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار دیده می‌شود (شکل ۸-G و H و شکل ۹-D تا F). این دگرنهادی‌ها با تشکیل آلپیت شطرنجی بیشترین گسترش در زون کانی‌زایی دارد و نشان‌دهنده تشکیل آنها از فلدسپات پتاسیک است (Callegari and Pieri, 1967) (شکل ۹-G تا I). همچنین کلینوپیروکسن گاهی اوقات طی کانی‌سازی به اکتینولیت تغییر می‌یابد (شکل ۸-B). دو نسل آمفیبول در این دگرنهادی‌های آلپیت‌دار مشاهده می‌شود: آمفیبول‌های ترمولیت-اکتینولیت نسل اول دارای گسترش بالا که توسط رگه‌های مگنتیتی و آلپیت‌های نسل اول تا سوم و آمفیبول‌های نسل دوم قطع شده است؛ در حالی که آمفیبول‌های نسل دوم به صورت پچ‌مانند و رگه‌ای و دارای رنگ سبز روشن در متن آمفیبول نسل اول حضور دارند (شکل ۶-۱۰-A تا D). حضور فراوان رگه‌های آلپیتی و اکتینولیتی با ضخامت و ویژگی‌های مختلف، نشان‌دهنده نفوذ سیالات سازنده این کانی‌ها در چندین مرحله است. رگه‌های آلپیتی در بعضی موارد جوان‌تر از رگه‌های اکتینولیتی بوده و رگه‌های اکتینولیتی را در بر گرفته است (شکل ۶-A و B) و هر دو این رگه‌ها پس از مرحله اصلی دگرسانی سدیک و در مراحل ایجاد دگرسانی سدیک-کلسیک و همچنین در مراحل تأخیری تشکیل شده‌اند. با این وجود در برخی از موارد مشاهده می‌شود که رگه‌های اکتینولیتی جوان‌تر از رگه‌های آلپیتی هستند (شکل ۶-A، B و D). بلورهای اکتینولیت در پاسخ به دگرشکلی خم شده‌اند و در تصویرهای میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی روبشی از نظر هم‌یافتی، با فلدسپار، تیتانیت و سیلیکات توریم در ارتباط هستند.

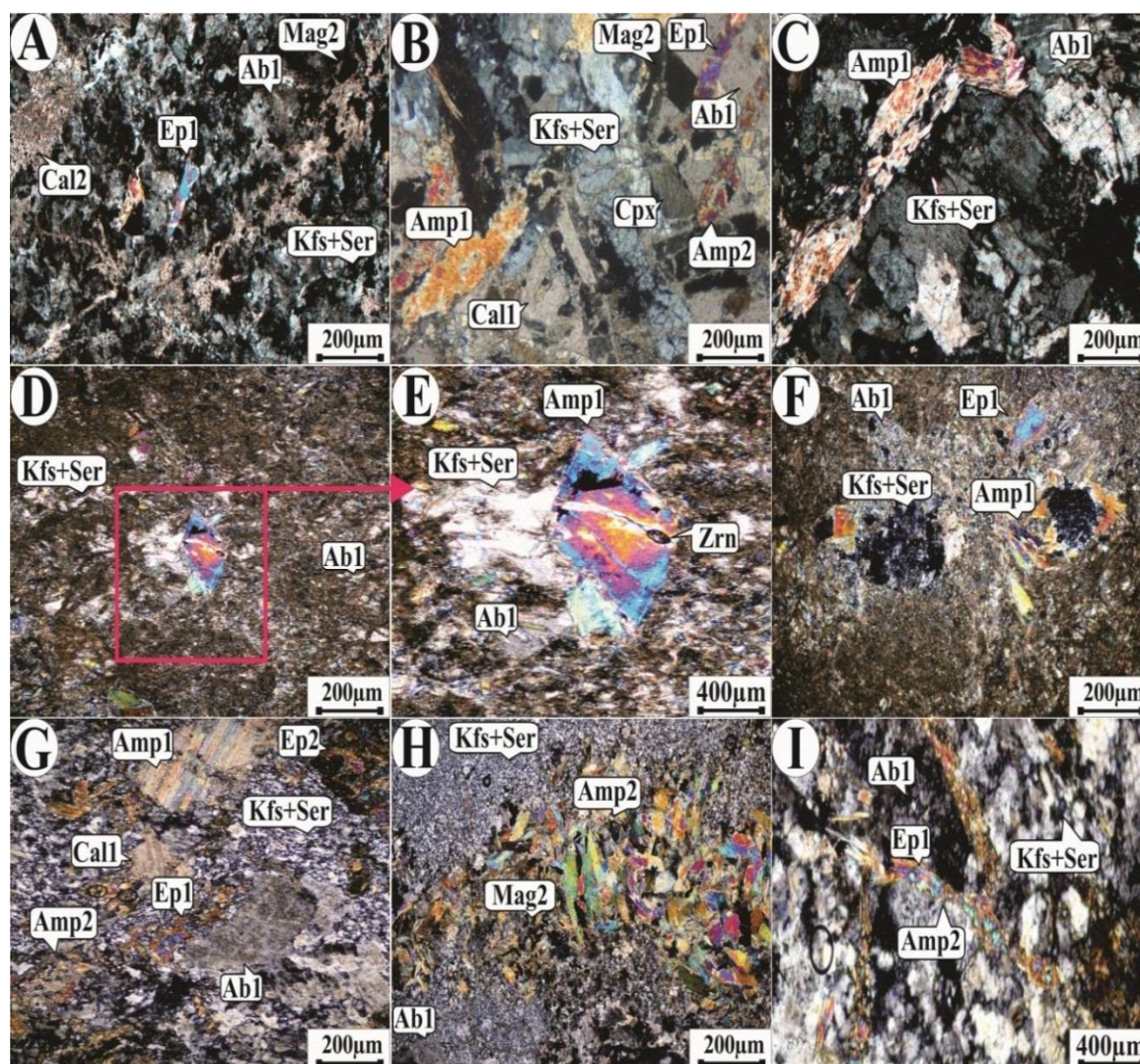
همچنین دو نسل کانی‌اپیدوت در این دگرنهادی‌ها شناسایی شده

است. این اپیدوت‌ها به دو صورت پچ‌مانند و رگه‌ای، هم‌یافت با کلسیت و اکتینولیت و سیلیکات‌های توریم دیده می‌شوند. هم‌یافت اپیدوت، کلسیت و اکتینولیت نشان‌دهنده افزایش اکتیویته کلسیم به دنبال دگرنهادی سدیک است. به هر حال ارتباط طولانی مدتی بین اپیدوت و اکتینولیت مشاهده نشده است که شاید نشان‌دهنده جانشینی Fe^{2+} با Fe^{3+} در شرایط اکسیده‌تر باشد و به آن معناست که در شرایط احیایی و در حضور Fe و Ca کانی اکتینولیت و در شرایط اکسیدان کانی اپیدوت تشکیل می‌شود. کلریت اغلب در ارتباط با بلورهای اکتینولیت یافت می‌شود.

مگنتیت‌های نسل اول که حجم عمده کانی‌زایی را تشکیل می‌دهند و در مجاورت دگرنهادی‌های سبز آلپیت‌دار قرار دارند، در برخی موارد تحت تأثیر فرایند آلپیت‌زایی به صورت رگه‌ای و انتشاری قرار گرفته‌اند (Hosseini and Shahpasandzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022). آلپیت‌ها در این پهنه‌های کانی‌زایی آهن و همچنین در زون‌های دگرنهادی در اکثر موارد بدون ادخال‌هایی از مگنتیت هستند (شکل ۶-A تا D و شکل ۷-A تا E) (Hosseini and Shahpasandzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022). همچنین در زون‌های دگرنهادی آلپیت‌دار، ارتباط تنگاتنگی بین بلورهای مگنتیت نسل دوم و اکتینولیت دیده می‌شود. بلورهای درشت مگنتیت نسل دوم اغلب توسط کانی اکتینولیت احاطه شده‌اند (شکل ۶-C، شکل ۷-C و D و شکل ۱۰-A تا D). این امر بیانگر تعلق این مگنتیت‌های ریز و درشت به دو نسل متفاوت است. کانی مگنتیت در این دگرنهادی‌های سبز اغلب دارای بافت مثلی است که نشان‌دهنده تأخیری بودن آن نسبت به سایر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ (اکتینولیت-آلپیت) است (Taylor, 1992).

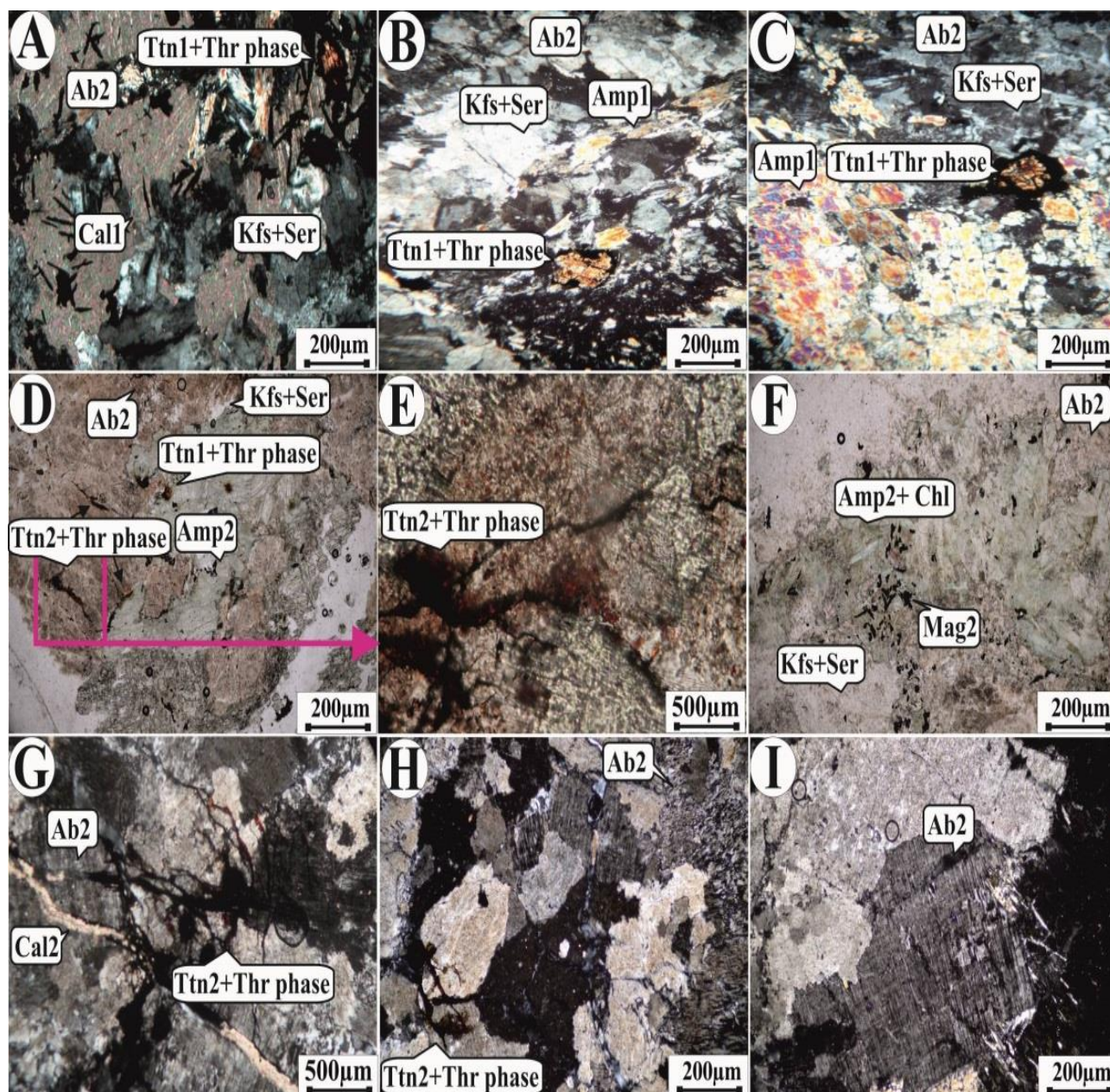
بررسی مقاطع نازک، بررسی‌های SEM و XRD بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چگارت (شکل ۸-A تا I، شکل ۹-A تا I و شکل ۱۱-A تا D) و مگنتیت‌های نسل دوم مرتبط با این متاسوماتیت‌ها، بیانگر حضور

(شکل ۹- A تا I، شکل ۱۱- A تا D، شکل ۱۲- A تا D، شکل ۱۳- A تا F، شکل ۱۴- A تا D، شکل ۱۵- A تا H و شکل ۱۶- A تا B).
 دو نسل کانی‌های تیتانیت، روتیل، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، توریت، هوتونیت، فری‌توریت در تقارن‌های تتراگونال، اکسیدهای REE، موناژیت زیرکن، پیریت و به مقدار ناچیز کالکوپیریت است.



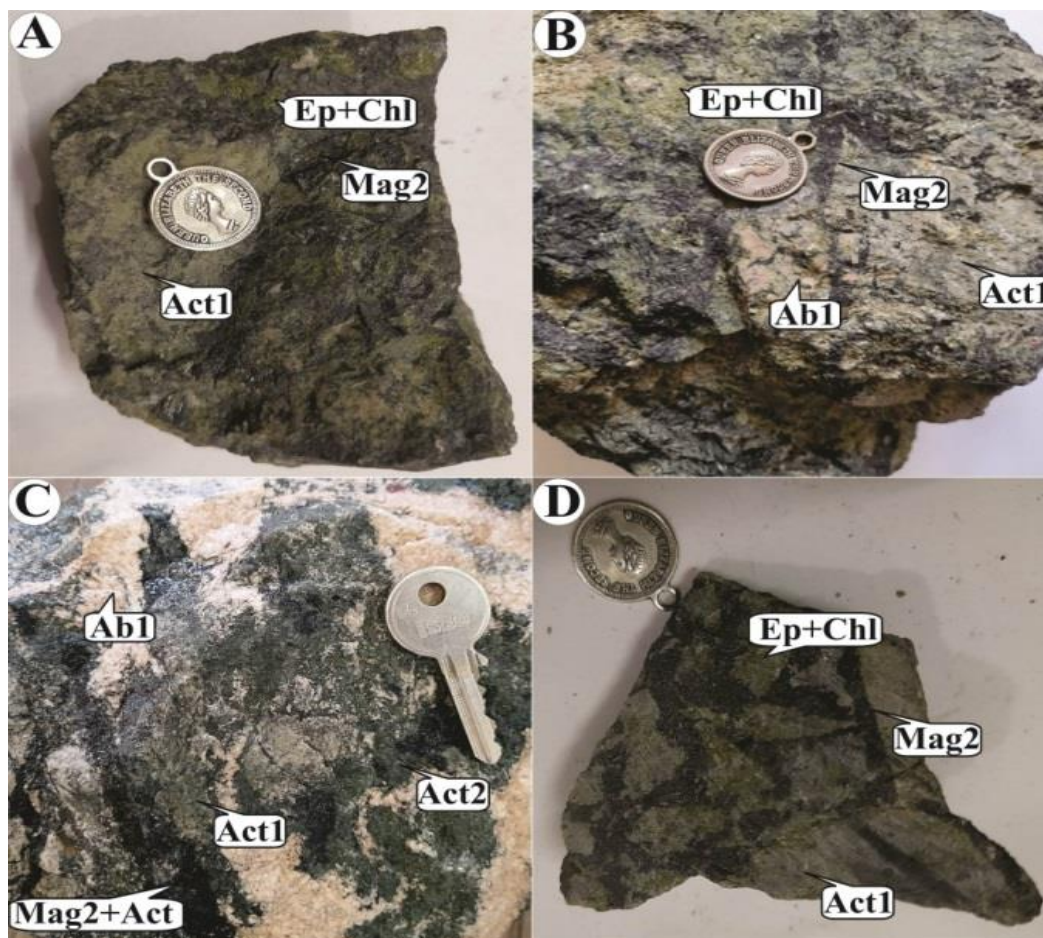
شکل ۸. A تا I: تصویرهای میکروسکوپی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (XPL-10X). علائم اختصاری از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab1: آلپیت نسل اول، Amp1: آمفیبول نسل اول، Amp2: آمفیبول نسل دوم، Cal1: کلسیت نسل اول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Cpx: کلینوپروکسین، Ep1: اپیدوت نسل اول، Ep2: اپیدوت نسل دوم، Mag2: مگنتیت نسل دوم، Kfs: آلکالی فلدسپات، Ser: سریسیت، Zrn: زیرکن).

Fig. 8. A to I: Microscopic images of the first-generation albite-bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit (XPL-10X). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite, Amp1: first-generation amphibole, Amp2: second-generation amphibole, Cal1: first generation Calcite, Cal2: second generation Calcite, Cpx: Clinopyroxene, Ep1: first-generation epidote, Ep2: second-generation epidote, Kfs: alkali feldspar, Ser: sericite, Mag2: second generation magnetite, Zrn: zircon).



شکل ۹. A تا I: تصاویرهای میکروسکوپی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل دوم و جانشینی فلدسپار پتاسیک با آلپیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (XPL-10X). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab2: آلپیت نسل دوم، Amp1: آمفیبول نسل اول، Amp2: آمفیبول نسل دوم، Cal1: کلسیت نسل اول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Chl: کلریت، Kfs: آلکالی فلدسپات، Mag2: مگنتیت نسل دوم، Ser: سریسیت، Ttn1: تیتانیت نسل اول، Ttn2: تیتانیت نسل دوم، Thr: توریت).

Fig. 9. A to I: Microscopic images of the second-generation albite-bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit (XPL-10X). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab2: second generation albite, Amp1: first generation amphibole, Amp2: second generation amphibole, Cal1: first generation calcite, Chl: chlorite, Kfs: alkali feldspar, Mag2: second generation magnetite, Ser: sericite, Ttn1: first generation titanite, Ttn2: second generation titanite, Thr: thorite).

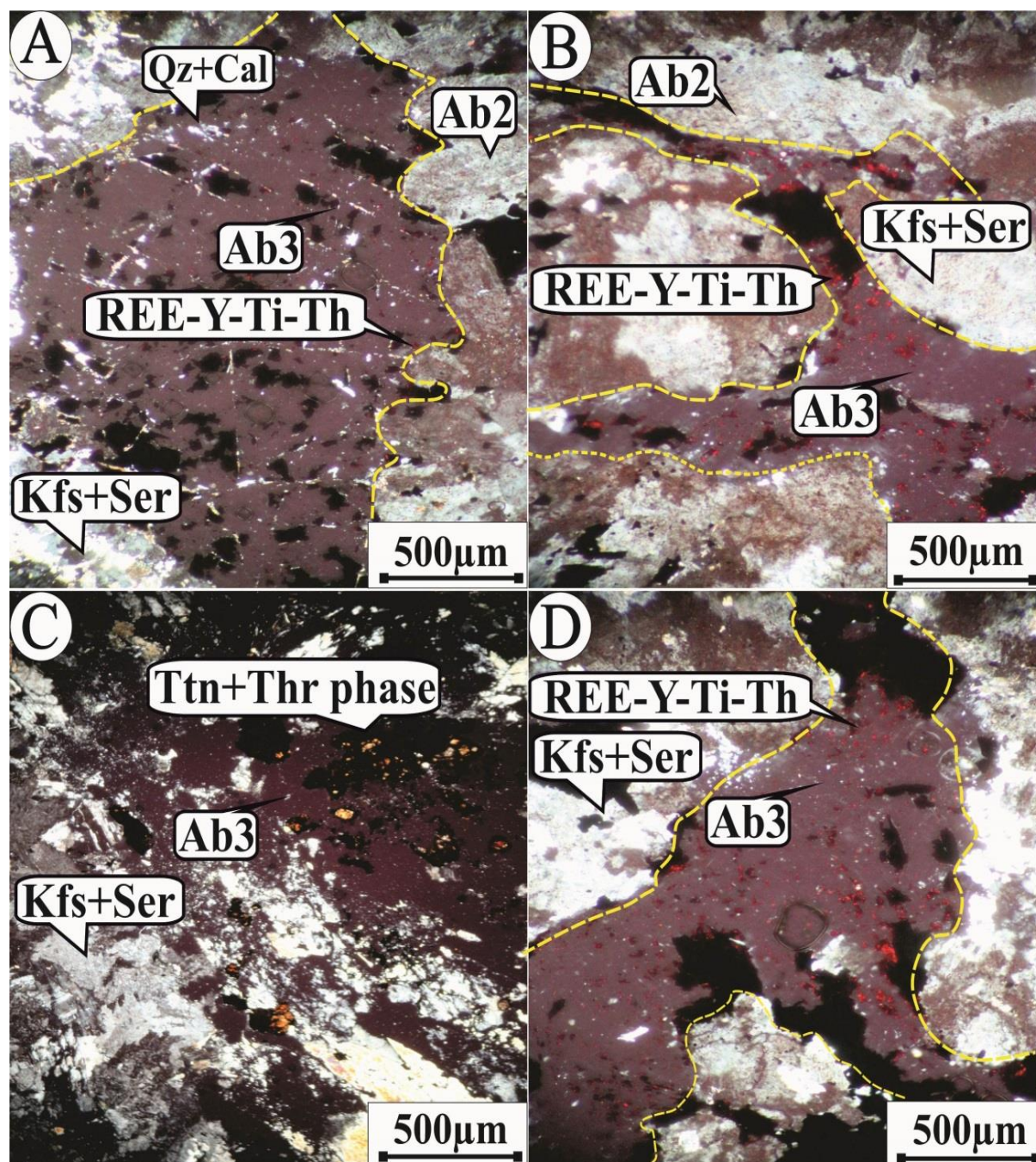


شکل ۱۰. A تا D: تصویر نمونه‌های دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و حضور دو نسل اکتیولیت و رگه‌های مگنتیت نسل دوم مرتبط با آنها در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab1: آلپیت نسل اول، Act1: اکتیولیت نسل اول، Act2: اکتیولیت نسل دوم، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Mag2: مگنتیت نسل دوم).

Fig. 10. A to D: Picture of albite-bearing metasomatite and the presence of two generation of actinolite and second-generation magnetite veins related to them in Choghart magnetite-apatite deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite, Act1: first-generation actinolite, Act2: second-generation actinolite, Chl: chlorite, Ep: epidote, Mag2: second-generation magnetite).

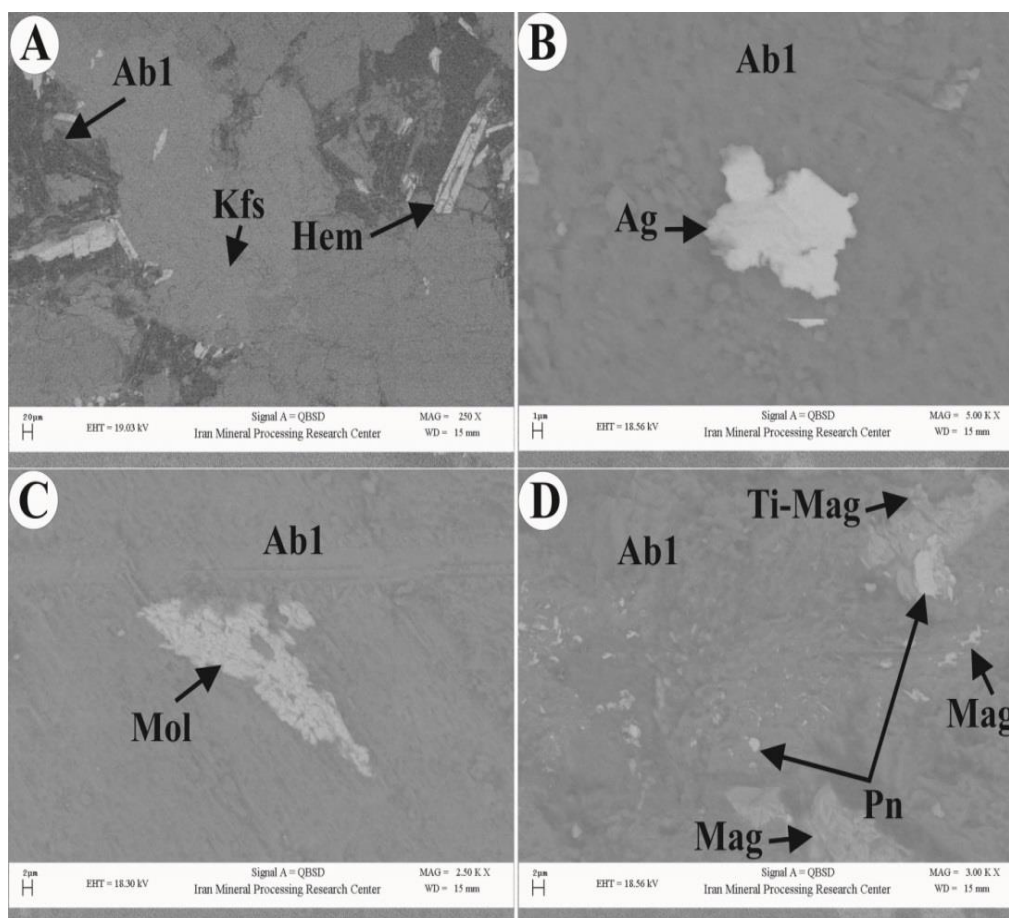
کلینوپروکسن (دیوپسید و اوژیت) و آمفیبول دیده می‌شود (شکل ۹-A تا I). هوتونیت و توریت با آلپیت‌های صورتی و قرمز گوشتی، کلسیت و مگنتیت‌های نسل دوم هم‌یافت هستند. همچنین، مگنتیت‌های نسل دوم، کلسیت و سیلیس به صورت فازهای تأخیری درون بلورهای توریت وجود دارند (شکل ۱۳-E و F، شکل ۹-G).

تیتانیت‌های نسل اول به همراه توریت به صورت اذخالی منفرد دیده می‌شود و به طور مستقیم از سیالات کانه‌زا تشکیل شده است. تیتانیت‌های نسل دوم به صورت فازهای تأخیری ثانویه از دگرسانی تیتانومگنتیت و ایلمنیت تشکیل شده است و در امتداد شکستگی‌ها و حفره‌های انحلالی به صورت رگچه‌ای و پراکنده هستند. این دو نسل از کانی‌زایی تیتانیت به همراه توریت، در سطح آلپیت،



شکل ۱۱. A تا D: تصویرهای میکروسکوپی از دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل دوم و سوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (PPL-10X) و حضور کانی تیتانیت و توریت در امتداد سطوح انحلالی. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ab2: آلپیت نسل دوم، Ab3: آلپیت نسل سوم، Cal: کلسیت، Kfs: آلکالی فلدسپات، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت، Thr: توریت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 11. A to D: Microscopic images of the second and third generation albite-bearing metasomatite in Choghart magnetite-apatite deposit (PPL-10X) and the presence of titanite and thorite minerals along the dissolution surfaces. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab2: second-generation albite, Ab3: third-generation albite, Cal: Calcite, Kfs: alkali feldspar, Qz: quartz, Ser: sericite, Thr: thorite, Ttn: titanite).

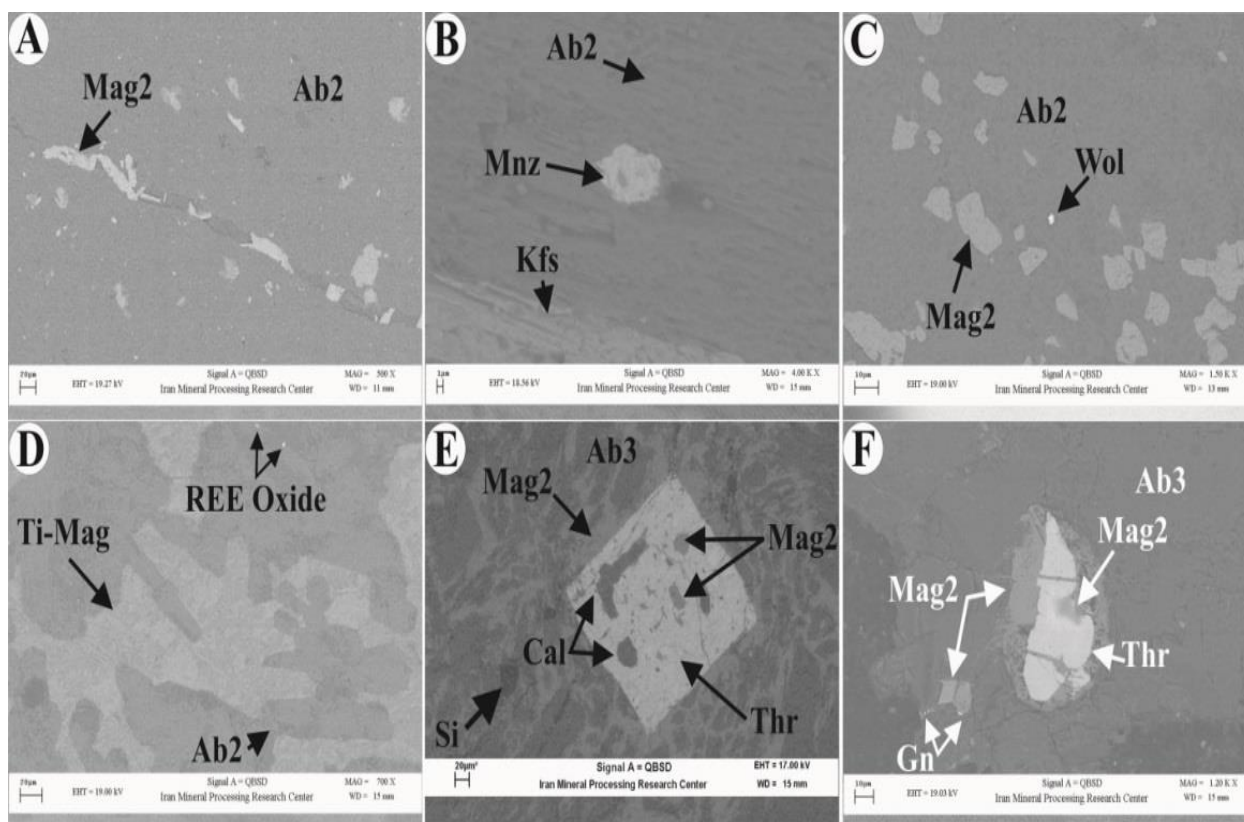


شکل ۱۲. A تا D: تصویرهای میکروسکوپ الکترونی از آل‌بیت‌های نسل اول و حضور مگنتیت، هماتیت، تیتانومگنتیت، مولیبدن، کانی‌های حاوی نقره و پنتلاندیت به صورت اذخال‌هایی در کانی آل‌بیت در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، در قسمت A فلدسپار پتاسیک با آل‌بیت جانشین شده است. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab1: آل‌بیت نسل اول، Ag: نقره، Hem: هماتیت، Kfs: آلکالی فلدسپات، Mag: مگنتیت، Mol: مولیبدن، Pn: پنتلاندیت، Ti-Mag: تیتانومگنتیت).

Fig. 12. A to D: Electron microscope images of the first generation albites and the presence of magnetite, hematite, titanomagnetite, molybdenum, minerals containing silver and pentlandite as inclusions in the albite mineral in the Choghart magnetite-apatite deposit, in figure A potassium feldspar is replaced by elbite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation albite, Ag: silver, Hem: hematite, Kfs: alkali feldspar, Mag: magnetite, Mol: molybdenum, Pn: pentlandite, Ti-Mag: titanomagnetite).

بررسی مقاطع نازک و SEM بر روی فازهای تأخیری کریستالی ± کوارتز، بیانگر حضور مگنتیت‌های نسل سوم و کانی‌های تیتانیت، تیتانومگنتیت و آپاتیت همراه این فاز تأخیری است. در این فاز تأخیری کانی‌زایی توریت ممکن است همراه با تیتانیت باشد (شکل ۱۷-A تا D و شکل ۱۸-A تا D).

هم‌یافت مگنتیت، کلسیت و توریت احتمالاً در ارتباط با ته‌نشست Th تحت شرایط احیایی هستند. ایلمنیت از حاشیه توسط تیتانیت و مقادیر کمتر روتیل جایگزین شده است و همچنین روتیل دارای فراوانی ناچیز بوده و به صورت بی‌شکل در درون رگه‌ها، شکستگی‌ها و سطوح متخلخل دیده می‌شود (شکل ۱۴-C و D).



شکل ۱۳. A تا F: تصاویرهای میکروسکوپ الکترونی از آلپیت‌های نسل دوم و سوم و حضور مگنتیت، تیتانومگنتیت نسل دوم، گالن، مونازیت، توریت و ولفرامیت به صورت اذخال‌هایی در کانی آلپیت نسل دوم و سوم مرتبط با متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ab2: آلپیت نسل دوم، Ab3: آلپیت نسل سوم، Cal: کلسیت، Gn: گالن، Kfs: آلکالی فلدسپات، Mag2: مگنتیت نسل دوم، Mnz: مونازیت، REE Oxide: اکسیدهای عناصر کمیاب خاکی، Si: سیلیس، Thr: توریت، Ti-mag: تیتانومگنتیت، Wol: ولفرامیت).

Fig. 13. A to F: Electron microscope images of the second and third generation albites and the presence of magnetite, second generation titanomagnetite, galena, monazite, thorite and Wolframite as inclusions in the second and third generation albite minerals associated with albite bearing metasomatites in the Choghart magnetite-apatite deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab2: second-generation albite, Ab3: third-generation albite, Cal: Calcite; Gn: galena, Kfs: alkali feldspar, Mag2: second-generation magnetite, Mnz: monazite, REE Oxide: Oxides of rare earth elements, Si: Silic, Thr: Thorite, Ti-mag: titanomagnetite, Wol: Wolframite).

دگرنهادی، دگرسانی و توالی هم‌یافتی

بررسی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی و تجزیه کانی‌شناختی نیمه کمی به روش XRD بر روی دگرنهادی‌های سبز آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت نشان می‌دهند که دگرسانی و دگرنهادی سنگ میزبان کانسار چغارت را می‌توان در ۴ گروه طبقه‌بندی کرد: دگرنهادی سدیک،

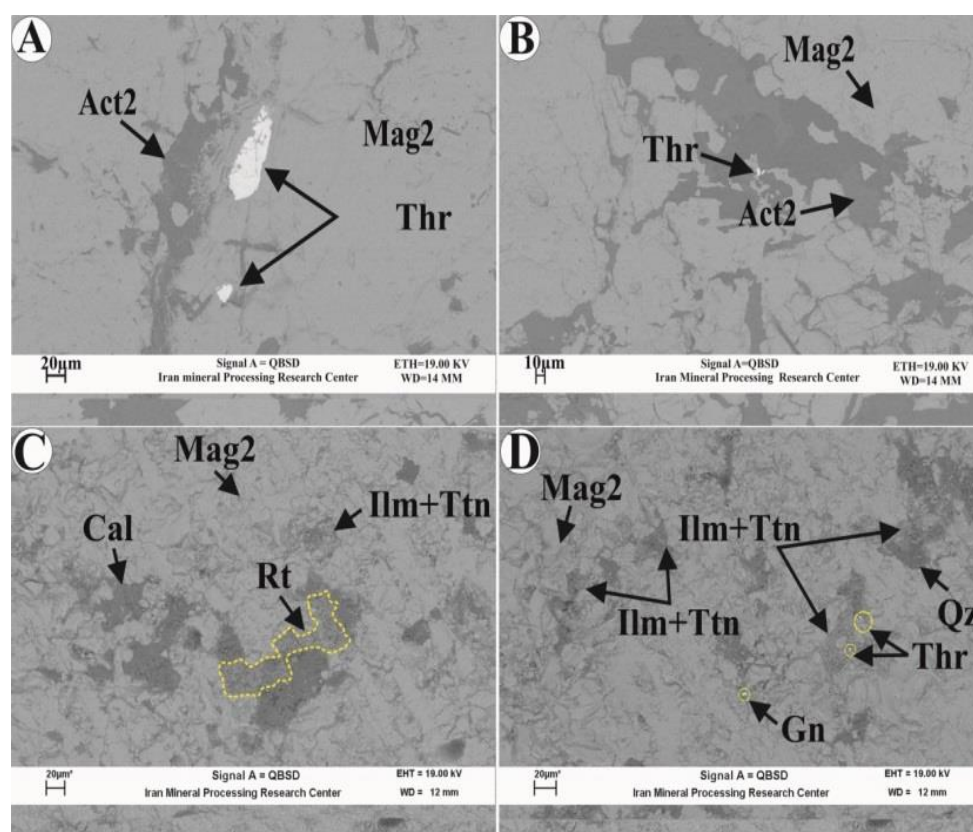
دگرنهادی سدیک-کلسیک، دگرسانی پتاسیک، دگرسانی تأخیری کربناتی ± سیلیسی.

دگرنهادی سدیک

کانی‌های این دگرنهادی شامل آلپیت‌های نسل ۱ با گسترش محدود، اکتینولیت نسل اول و دوم، تیتانیت، مگنتیت نسل ۱ و ۲،

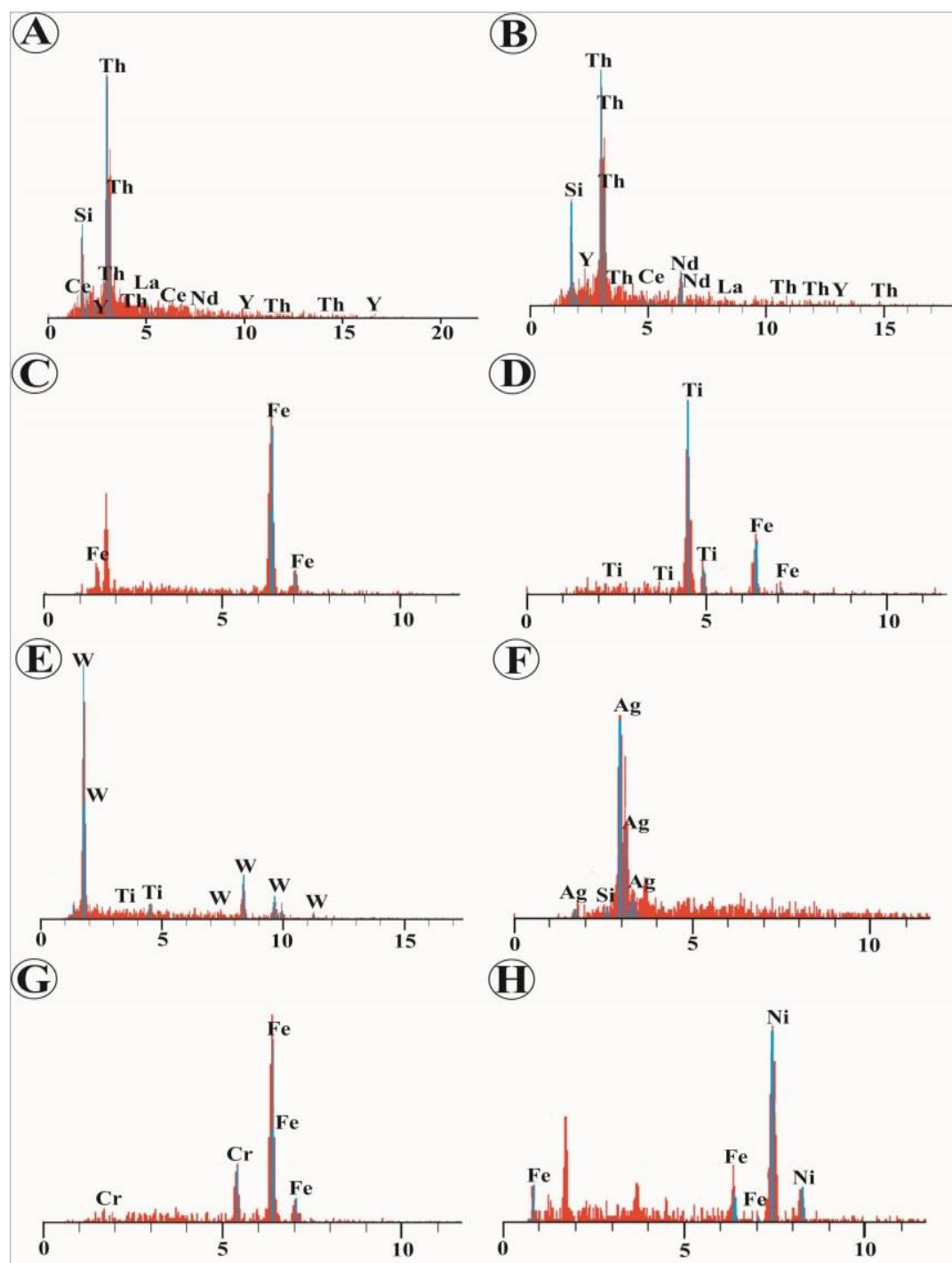
است (شکل ۸-G و H و شکل ۹-D و F) (Oliver et al., 2004). آلپیتی شدن فلدسپار یک جانشینی دروغین است و باعث ایجاد تخلخل در آلپیت می‌شود (شکل ۹-A تا I و شکل ۱۱-A تا D). آلپیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت شطرنجی و ماکل است. بافت شطرنجی از شاخص‌ترین بافت‌ها در آلپیت‌های دگرته‌ای است و به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۹-G تا L) (Callegari and Pieri, 1967).

تیتانومگنتیت، و مقادیر بسیار ناچیز توریت است که در مراحل بعدی توسط دگرته‌ای سدیک-کلسیک جایگزین شده است (شکل ۶-A تا D، ۸-A تا I، ۱۰-B و C، شکل ۱۲-A تا F، شکل ۱۹-A و I و شکل ۲۰-A و B). کانی شاخص این دگرته‌ای، آلپیت و به ندرت اسکاپولیت است (Corriveau et al., 2016)؛ آلپیتی شدن مستلزم جانشینی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن به وسیله فلدسپار غنی از سدیم (آلپیت) در اثر نفوذ سیالات شور



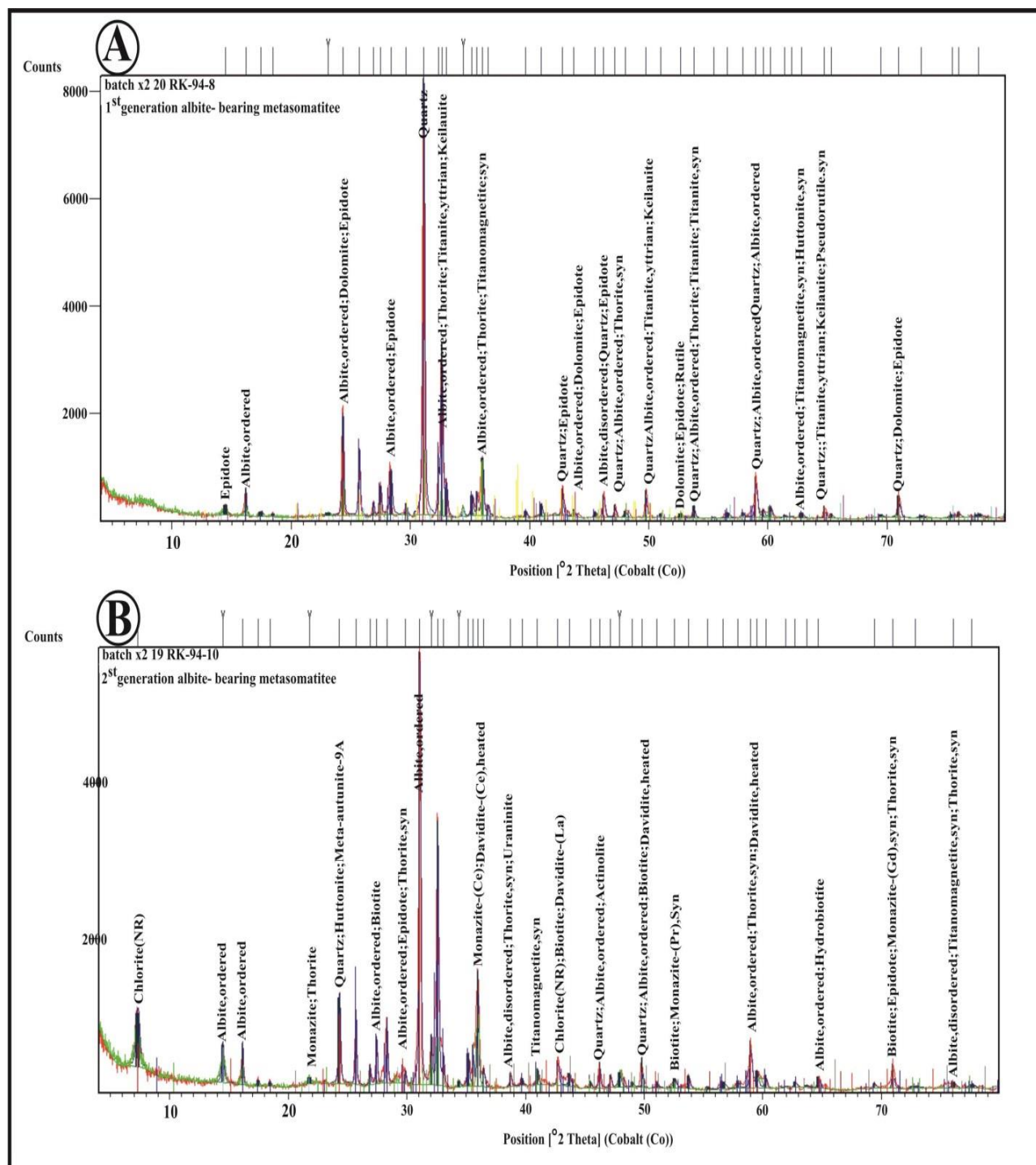
شکل ۱۴. A تا D: تصویرهای میکروسکوپ الکترونی از مگنتیت‌های نسل دوم مرتبط با متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار و حضور کانی توریت به صورت ادخال‌هایی در سطح مگنتیت نسل دوم و اکتینولیت‌های نسل دوم در امتداد سطوح انحلالی در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Act2: اکتینولیت نسل دوم، Cal: کلسیت، Gn: گالن، Ilm: ایلمنیت، Mag2: مگنتیت نسل دوم، Qz: کوارتز، Rt: روتیل، Thr: توریت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 14. A to D: Electron microscope images of second generation magnetites associated with albitite metasomatites and the presence of thorite minerals as inclusions on the surface of second generation magnetite and second generation actinolite in along the dissolution surfaces in the Choghart magnetite-apatite deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act2: second-generation actinolite, Cal: calcite, Gn: galena, Ilm: ilmenite, Mag2: second-generation magnetite, Qz: quartz, Rt: rutile, Thr: thorite, Ttn: titanite).



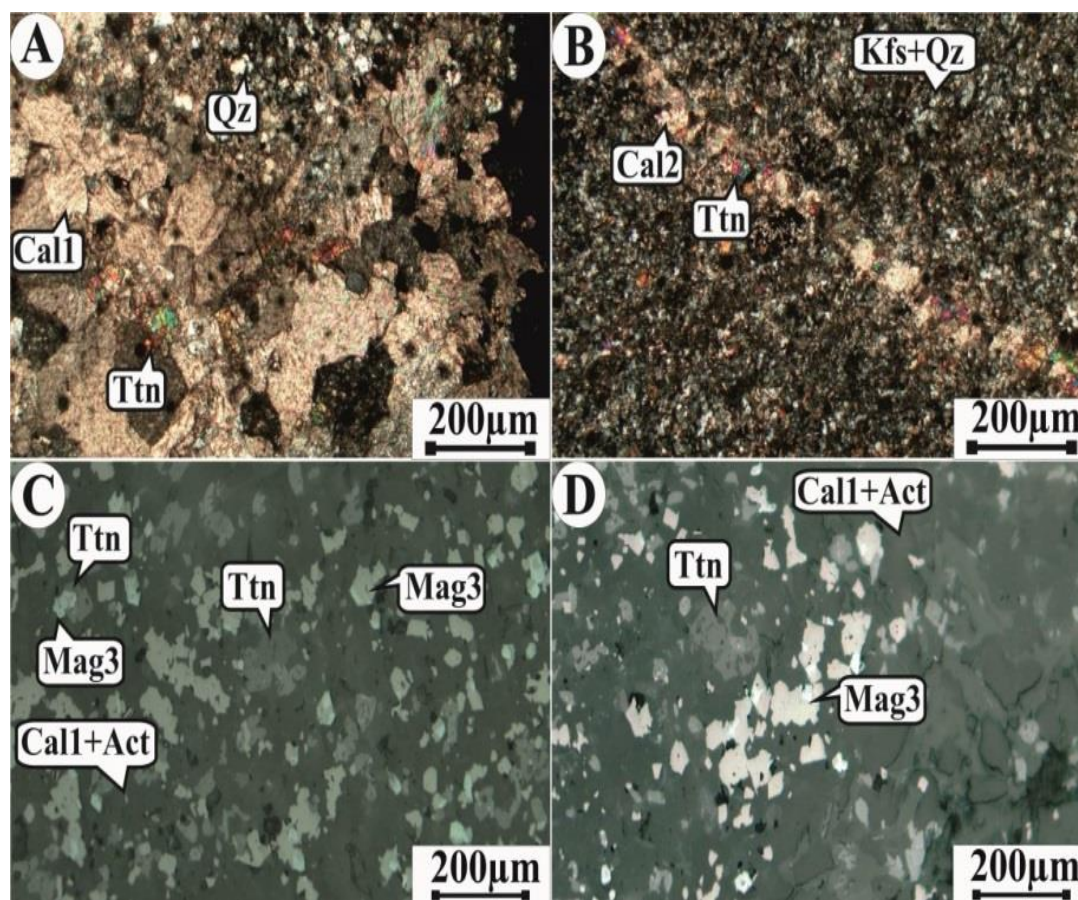
شکل ۱۵. A تا H: طیف EDX از توریت، مگنتیت، تیتانومگنتیت و حضور فازهای تنگستن، نقره، کروم و نیکل در نسل‌های مختلف دگرنهادی‌های آل‌بیت‌دار در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 15. A to H: EDX spectrum of thorite, magnetite, titanomagnetite and the presence of tungsten, silver, chromium, and nickel phases in different generations of albite-bearing minerals in Choghart magnetite-apatite deposit



شکل ۱۶. A و B: نمونه‌ای منتخب از نمودارهای پراش پرتو ایکس مربوط به دگرتهای های آلپیت دار نسل اول و دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 16. A and B: Selected XRD patterns of first and second generations of albite bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit



شکل ۱۷. A تا D: تصاویرهای تهیه‌شده از دگرسانی کربناتی± کوآرتز مرتبط با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل دوم و سوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Cal1: کلسیت نسل اول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Kfs: آلفالای فلدسپار، Mag3: مگنتیت نسل سوم، Qz: کوآرتز، Ttn: تیتانیت).

Fig. 17. A to D: Pictures prepared of carbonate±quartz alteration associated with second and third generation albite-bearing metasomatite in Choghart magnetite-apatite deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Cal1: first generation Calcite, Cal2: second generation Calcite, Kfs: alkali feldspar, Mag3: third-generation magnetite, Qz: Quartz, Ttn: titanite).

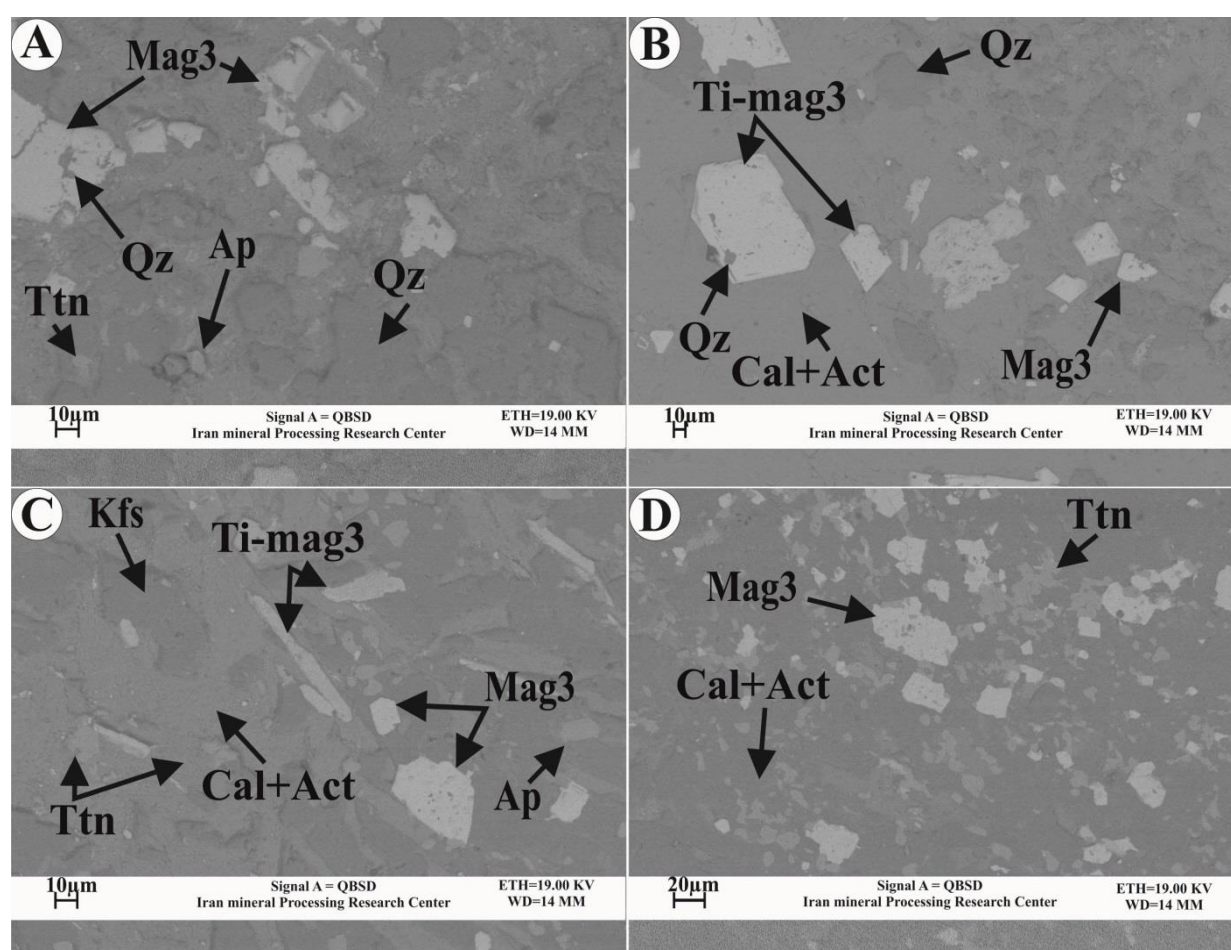
دگرنهادی سدیک-کلسیک

کانی‌های این دگرنهادی شامل ترمولیت-اکتینولیت، آلپیت نسل ۲ و ۳ (اغلب از نوع Ordered)، تیتانیت، توریت به صورت گسترده، مگنتیت نسل ۱ و ۲، اپیدوت، کلریت، کلسیت نسل ۱، آپاتیت، پیریت و کالکوپیریت است. آمفیبول‌های ترمولیت-اکتینولیت در اندازه‌های درشت و به صورت تجمع‌های کوچک و بزرگ در زمینه‌ای متشکل از آلپیت تشکیل شده‌اند

(شکل ۷-A تا G، شکل ۹-A تا I، شکل ۱۱-A تا D، شکل ۱۳- A تا I، شکل ۱۴-A تا D و شکل ۲۰-C تا F). در بعضی مناطق مگنتیت نسل ۲ به صورت بلورهای نسبتاً درشت و خودشکل این مجموعه اکتینولیتی را همراهی می‌کند؛ (شکل ۷-E و I) بافت گرانوبلاستی و ساخت‌های خمشی در آلپیت‌ها بیانگر دگرشکلی ثانورد یا خمش‌پذیر آنهاست (Tullis and Yund, 1985) (شکل ۱۹-A تا C)؛ به طوری که دگرنهادی سدیک ابتدا تحت

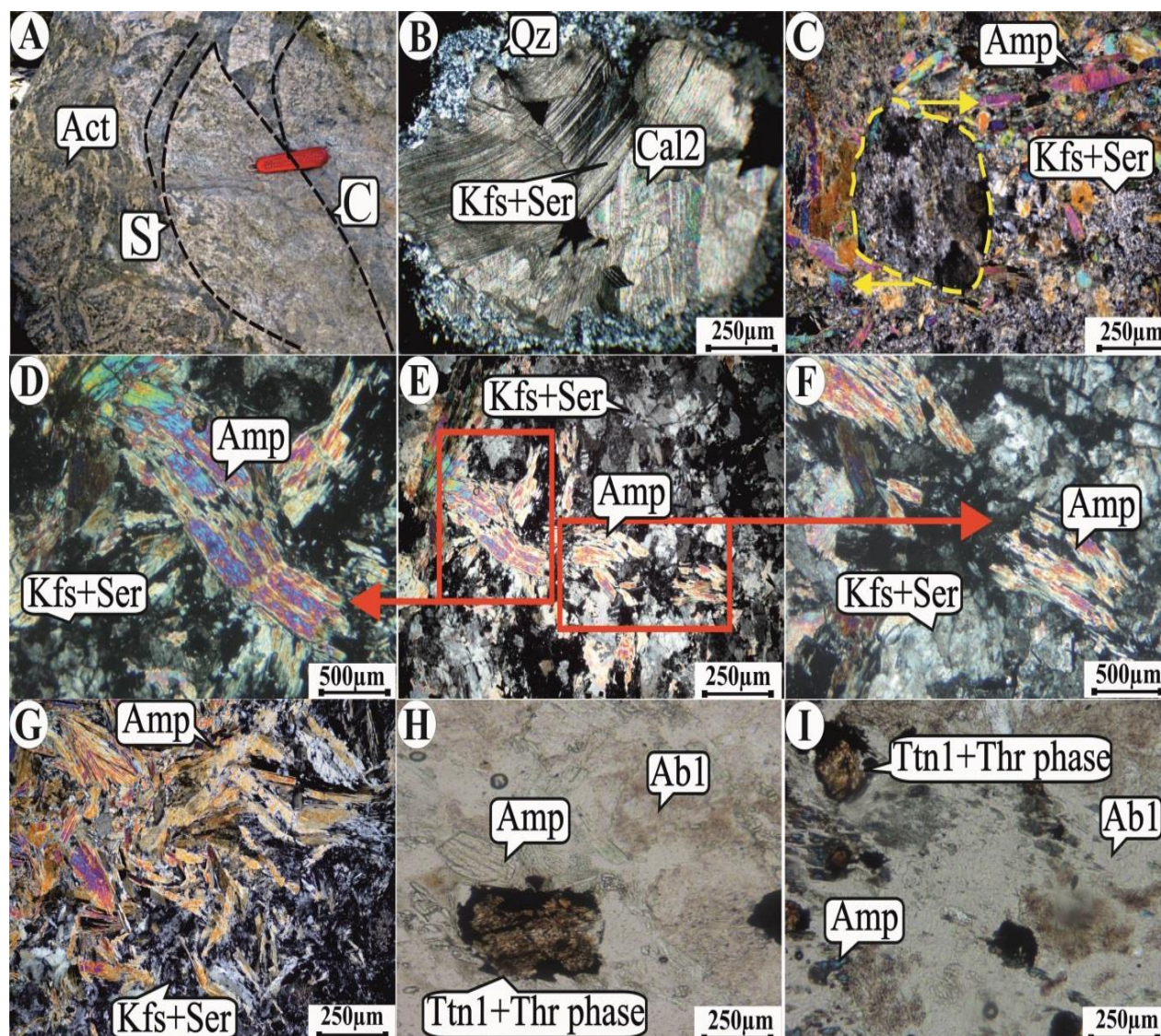
شکل‌پذیر به شکننده با بافت خرد شده آلپیت‌ها و نیز قالب خرد شده تیتانیت‌ها که توسط کانی ترمولیت-اکتینولیت‌ها پر شده است و همچنین قطع شدن آلپیت‌ها توسط رگه-رگچه‌های ترمولیت-اکتینولیت مشخص می‌شود (شکل ۱۹-D تا I و شکل ۲۰-A و B).

شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر تشکیل شده و سپس با کاهش دما، در تحول از دگرنهادی سدیک به دگرنهادی سدیک-کلسیک در شرایط شکننده، شکستگی‌ها و پهنه‌های برشی توسعه یافته است (Cuney and Kyser, 2008). وجود میکروولیت‌های کشیده و خمیده آلپیت‌هایی که اغلب بدون ماکل هستند، نشان‌دهنده این دگرشکلی شکل‌پذیر است. این دگرشکلی توسط تغییر رفتار



شکل ۱۸. A تا D: تصویرهای میکروسکوپ الکترونی از مگنتیت‌های نسل سوم مرتبط با فازهای تأخیری کربناتی ± کوارتز در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Ap: آپاتیت، Cal: کلسیت، Kfs: آلکالی فلدسپات، Mag3: مگنتیت نسل سوم، Qz: کوارتز، Ti-Mag3: تیتانومگنتیت نسل سوم، Ttn: تیتانیت).

Fig. 18. A to D: Electron microscopical images of third generation magnetites associated with late carbonate±quartz phases in Choghart magnetite-apatite deposit. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Ap: Apatite, Cal: Calcite, Kfs: alkali feldspar, Mag3: third-generation magnetite, Qz: Quartz, Ti-mag3: third-generation Titanomagnetite, Ttn: titanite).



شکل ۱۹. تصویرهای ماکروسکوپی و میکروسکوپی تهیه‌شده از زون‌های برشی در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. A: فابریک S-C در نسل اول و وجود ساخت برشی که توسط رگه‌های آمفیبول پر شده است، B و C: تصویرهای میکروسکوپی پهنه‌های برشی، پورفیروکلاست‌ها و ریزساخت‌های شکل‌پذیر (XPL)، D تا G: جهت‌یافتگی آمفیبول‌ها در پهنه‌های برشی (XPL)، H و I: خردشدگی کانی تیتانیت و جانشینی آنها توسط آمفیبول (PPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ab1: آلپیت نسل اول، Act: اکتینولیت، Amp: آمفیبول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Kfs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز، Ser: سرسیت، Thr: توریت، Ttn1: تیتانیت نسل اول).

Fig. 19. Macroscopic and microscopic images prepared from shear zones in albite-bearing metasomatites hosts of Choghart magnetite-apatite deposit. A: S-C fabric in the first generation albite-bearing metasomatites and the presence of shear structures, filled by the amphibole veins; B and C: the microscopic images of the shear zones, porphyroclasts, and ductile microstructures (XPL) D to G: alignment of the amphiboles in the shear zones (XPL), H and I: Crushing of the titanites and their replacement by the amphiboles (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first-generation albite, Act: actinolite, Amp: amphibole, Cal2: second generation calcite, Kfs: alkali feldspar, Qz: Quartz, Ser: sericite, Thr: thorite, Ttn1: first generation titanite).

دگرسانی پتاسیک

ارتوکلاز، بیوتیت‌های دانه ریز و کوارتز کانی شاخص این دگرسانی هستند و میکروکلین به صورت ناچیز حضور دارد. فلدسپار پتاسیم‌دار به سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده است. فلدسپارهای پتاسیم‌دار گرمابی اولیه، مستعد جانشینی توسط سریسیت هستند. پلاژیوکلازها (آلیت و آنورتیت) بر اثر دگرسانی پتاسیک به فلدسپار پتاسیم‌دار تبدیل شده‌اند. گسترش این دگرسانی در سنگ‌های سیلیکاتی در شرایط اسیدی سبب خروج کاتیون‌های قلیایی از سنگ می‌شود. چنانچه مقادیر کمی Ca، Mg و K در سنگ باقی بماند، سبب ایجاد کانی‌های رسی موتموریونیت، ایلیت، کلریت و هیدرومیکا می‌شود. این کانی‌های رسی باعث جذب سطحی عناصر پرتوزا می‌شوند (Heidarian, 2005) (شکل ۴-A تا D و شکل ۲۰-G تا I).

دگرسانی تأخیری کربناتی-سیلیسی

بر اثر عملکرد محلول‌های سرشار از CO_2 و کلسیم آزاد شده از دگرسانی پتاسیک، رگه‌های کلسیتی و گاهی دولومیتی بر روی دگرنهادی‌های نسل اول و دوم و زون‌های دگرسانی پتاسیک تشکیل می‌شود. کلسیت نسل ۲ و سایر کانی‌های کربناته در کانسنگ و سنگ میزبان به صورت یک مرحله تأخیری حضور دارند (شکل ۷-K). این کانی‌ها به صورت رگه‌ی کربناتی گاه توسط بلورهای تیغه‌ای هماتیت و مگنتیت نسل ۳، تیتانیت $\pm$ توریت و هوتونیت، کوارتز، کلریت، و اپیدوت همراهی می‌شوند. در برخی موارد نیز این کانی‌ها به صورت بخشی از زمینه سنگ به صورت هم‌زمان و یا پس از فرایند برشی شدن، فضای خالی میان قطعه‌های سنگ را پر کرده یا به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل ۱۷-A تا D، شکل ۱۸-A تا D و شکل ۲۰-H و G).

دگرسانی سیلیسی را به عنوان آخرین مرحله دگرسانی، می‌توان به صورت رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی و رشد بلورهای آگات و

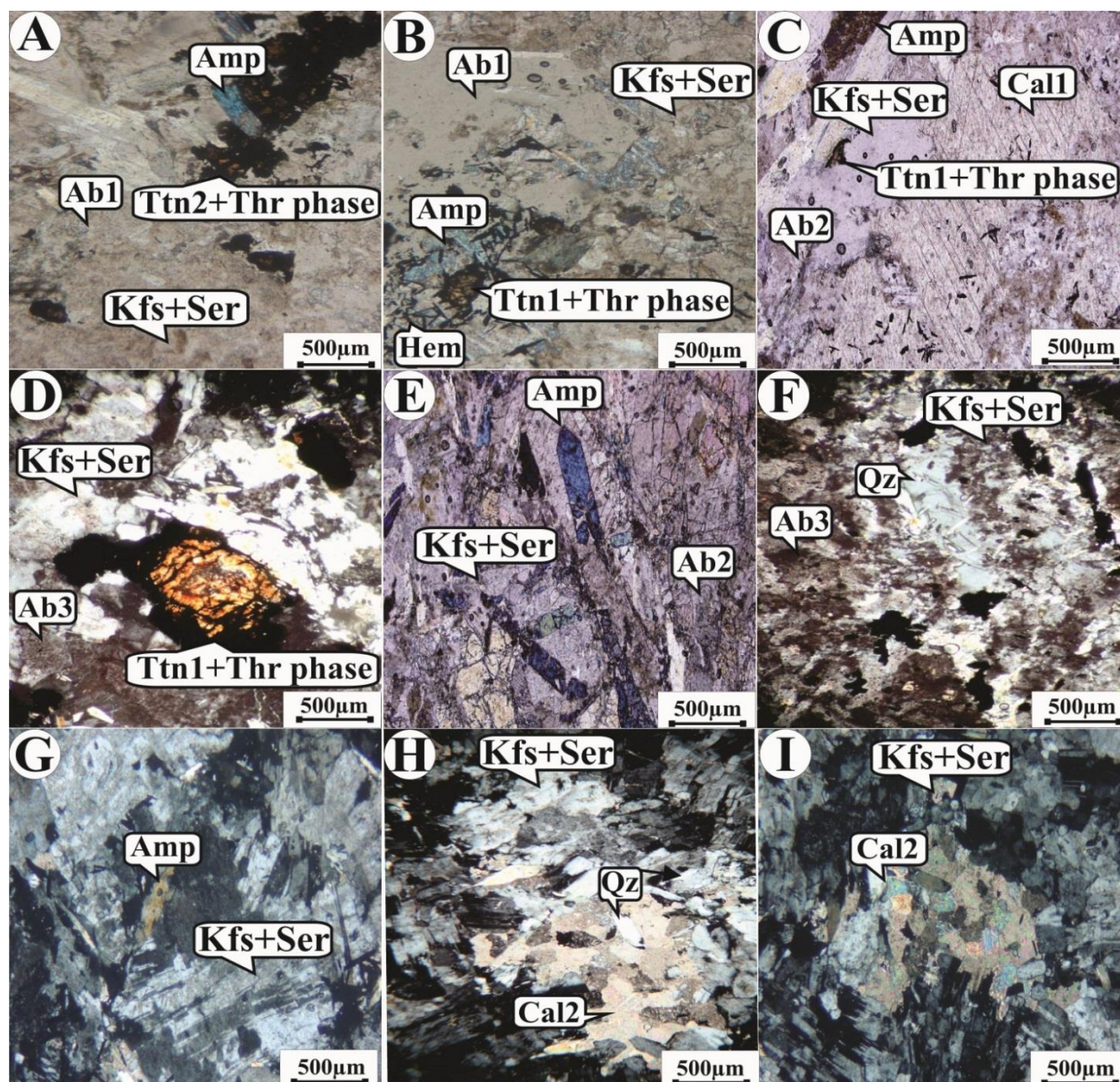
کوارتز به صورت ناچیز در سنگ میزبان کانسار مشاهده کرد (شکل ۷-I). در بعضی موارد نیز رگه‌های کوارتز در مرحله بعد به وسیله رگه‌های کربناتی مورد هجوم واقع شده‌اند. در نتیجه می‌توان تشکیل رگه‌های کوارتز را به زمانی پیش از تشکیل رگه‌های کربناتی نسبت داد (شکل ۲۰-G).

علاوه بر مباحث بیان‌شده، روش طیف‌سنجی رامان برای تعیین کانی‌های مجموعه دگرسانی مورد استفاده قرار گرفت. در این روش کانی‌هایی با شکل‌های بلورین و خالص، طیف‌های بسیار واضحی را ارائه می‌دهند. به این منظور، در این گروه آزمایش‌ها، دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول، نسل دوم و نسل سوم مورد آنالیز قرار گرفت. مشخصات دستگاه طیف سنج رامان هنگام آنالیز در جدول ۱ آمده است.

در طیف‌سنجی رامان، داده‌های حاصل شامل طیف‌های از مولکول‌های تشکیل‌دهنده ماده مورد آزمایش است. طیف‌های به دست آمده در این روش شامل کانی‌های اپیدوت، مگنتیت، اکتینولیت و دیوپسید در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول (شکل ۲۱-A)، کانی‌های اکتینولیت، مگنتیت، میکروکلین و فلوگوپیت در دگرنهادی‌های نسل دوم (شکل ۲۱-B) و کانی‌های آلپیت، اپیدوت، تیتانیت، اکتینولیت، کلسیت و توریت در دگرنهادی‌های نسل سوم (شکل ۲۱-C) است.

در آزمایش طیف‌سنجی رامان، کانی‌هایی که دارای فراوانی و شدت بیشتری هستند، طیف قوی ایجاد کرده و به سهولت توسط دستگاه قابل آشکارسازی هستند. کانی‌های آلپیت، اکتینولیت، اپیدوت و مگنتیت دارای طیف قوی‌تر بوده و در تمام نمونه‌های آزمایش شده قابل آشکارسازی هستند. این امر نشانه فراوانی کانی‌ها و عملکرد دگرسانی سدیک و کلسیک در طول کانی‌زایی است.

بر اساس بررسی‌های بیان‌شده، در شکل ۲۲ روابط زمانی، وقایع و مشخصات ویژه سنگ میزبان در طی کانی‌زایی که در بررسی‌های میکروسکوپی مشخص شده، نشان داده شده است.



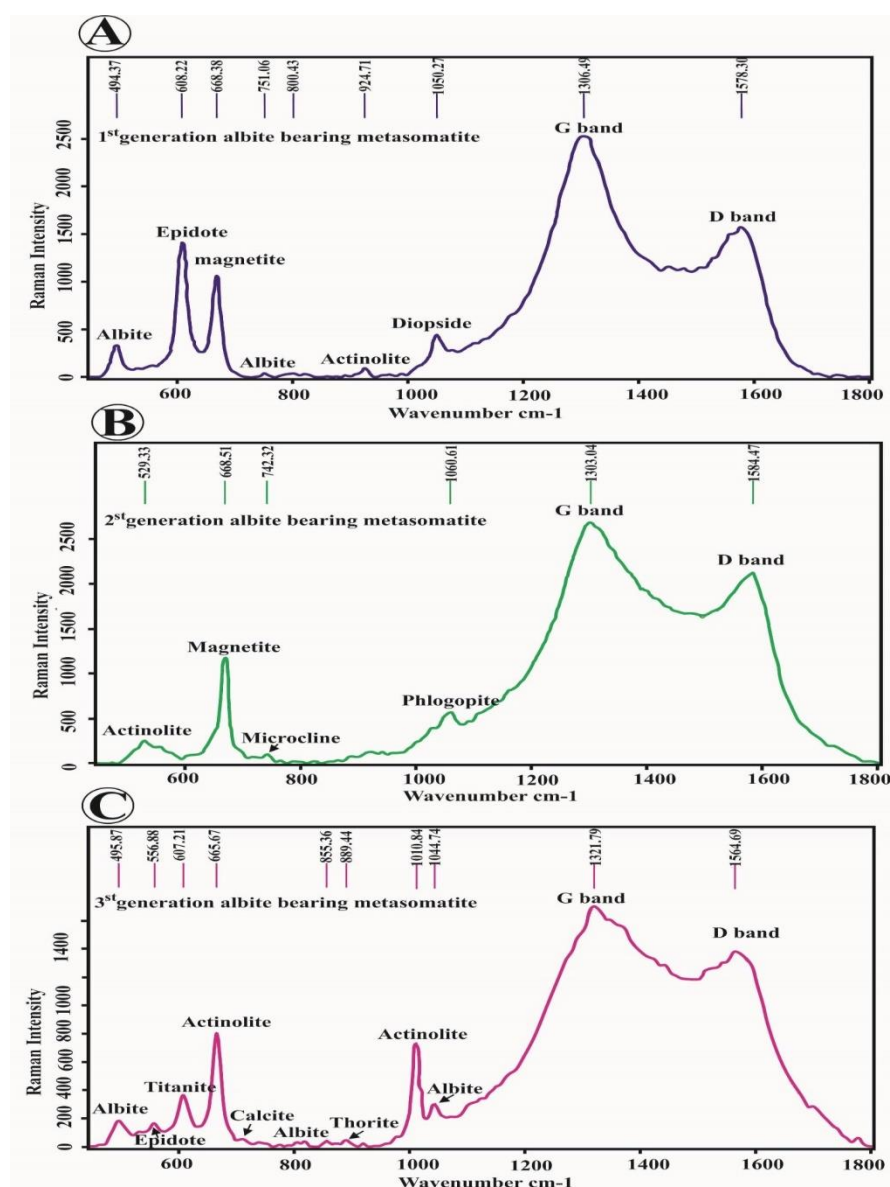
شکل ۲۰. مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه‌شده از فرایندهای دگرنهادی و دگرسانی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. A و B: دگرنهادی سدیک (XPL)، C تا F: دگرنهادی سدیک-کلسیک (XPL)، G: دگرسانی پتاسیک (XPL)، H و I: دگرسانی کربناتی ± سیلیسی (XPL). علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس‌شده است: Ab1: آلپیت نسل اول، Ab2: آلپیت نسل دوم، Ab3: آلپیت نسل سوم، Amp: آمفیبول، Cal1: کلسیت نسل اول، Cal2: کلسیت نسل دوم، Hem: هماتیت، Kfs: آلکالی فلدسپار، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت، Thr: توریت، Ttn1: تیتانیت نسل اول، Ttn2: تیتانیت نسل دوم.

Fig. 20. Microscopic thin sections prepared from metasomatite and alteration stages in the host rock of Choghart magnetite-apatite deposit. A and B sodic metasomatite (XPL), C to F sodic-calcic metasomatite (XPL), G: Potassic alteration (XPL), H and I: carbonate±siliceous alteration (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ab1: first generation-albite, Ab2: second-generation albite, Ab3: third-generation albite, Amp: amphibole, Cal1: first-generation calcite, Cal2: second-generation calcite, Hem: hematite, Kfs: alkali feldspar, Qz: quartz, Ser: sericite, Thr: Thorite, Ttn1: first generation Titanite, Ttn2: second generation Titanite).

جدول ۱. مشخصات دستگاه طیف‌سنج رامان هنگام آنالیز دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول، دوم و سوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Table 1. Specifications of the Raman spectrometer during analysis of first, second and third generations of albite bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit

Resolution (cm ⁻¹)	Spectral Range (cm ⁻¹)	Laser Power (mW)	Integration Time (s)	Aperture (μm)
3-5	445-1805	100	10	50×1000



شکل ۲۱. A تا C: نمونه‌ای منتخب از طیف‌های رامان مربوط به دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول، دوم و سوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 21. A to C. Selected Raman spectrum of the first, the second and the third generations of albite bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit

Paragenetic sequence		Na- metasomatism	Na-Ca metasomatism	K-alteration	Late alteration
Minerals		REE-Ti-Y-Th mineralization			
Ore mineralization	Magnetite	-----	-----	----- 1,2	----- 3
	Apatite	-----	-----	----- 1,2	----- 2
	Monazite	-----	-----	----- 1,2	-----
	Titanomagnetite	-----	-----	-----	-----
	Ilmenite	-----	-----	-----	-----
	Galena	-----	-----	-----	-----
	Titanite	-----	----- 1,2	-----	----- 2
	Rutile	-----	-----	-----	-----
	Huttonite/Thorite	-----	-----	-----	-----
Altration products	Pyrite	-----	-----	-----	-----
	Chalcopyrite	-----	-----	-----	-----
	Albite	-----	-----	-----	-----
	Microcline	-----	-----	-----	-----
	Ortoclase	-----	-----	-----	-----
	Actinolite	-----	-----	----- 1,2	----- 2
	Calcite	-----	-----	-----	----- 2
	Epidote	-----	-----	-----	-----
	Hematite	-----	-----	-----	-----
	Goethite	-----	-----	-----	-----
	Cholorite	-----	-----	-----	-----
	Quartz	-----	-----	-----	-----
	Seresite	-----	-----	-----	-----
	Serpentine/Talc	-----	-----	-----	-----

شکل ۲۲. توالی هم‌یافتی کانی‌ها در متاسوماتیت‌های آلپیت‌دار کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 22. The paragenetic sequence of minerals in the albite-bearing metasomatites of the Choghart magnetite-apatite deposit

زمین‌شیمی عناصر REE-Y-Ti-Th در سنگ‌های دگرنهادی میزبان

نتایج زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی در سنگ میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت به روش ICP-MS در جدول ۲، جدول ۳ و جدول ۴ نشان داده شده است.

بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی و عناصر جزئی ناسازگار بر روی هر سه نسل از دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی نسبت به کندریت بوینتون (Boynton, 1984) و

گوشته اولیه، سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۲۳-۲۳-A) نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که از ویژگی‌های ماگمای پدید آمده در پهنه‌های فرورانش است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). این غنی‌شدگی با نسبت قلیایی بودن محیط نسبتی مستقیم دارد (Witford et al., 1988) و می‌تواند بیانگر منشأ کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th مرتبط با ماگمای ریولیتی یا توده‌های نفوذی منطقه باشد.

جدول ۲. نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل اول و دوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 2. The major, minor and rare earth elements analysis using ICP-MS method on first and second generation albite-bearing metasomatite in the Choghart magnetite-apatite deposit. The values are in ppm.

First generation albite-bearing metasomatite							Second generation albite-bearing metasomatite	
Major and minor element								
Cs	<0.5	0.6	0.6	0.6	< 0.5	< 0.5	0.6	1.3
Rb	16	19	41	12	51	31	61	27
Ba	132	60	545	33	418	209	1022	161
Th	6.97	11.36	28.26	11.01	14.3	26.1	43.84	42.43
Hf	1.05	1.72	1.36	1.12	6.1	7.7	1.02	0.5
U	0.8	0.1	0.96	0.1	2	1.8	2	0.7
Nb	3.6	2.3	1.8	2.3	5	1	4.7	3.7
Ta	0.4	0.51	0.48	0.53	0.9	0.2	0.51	0.77
Pb	5	4	2	2	5	17	6	2
Sr	32.1	18	26	22	33	43	36.3	30
P	152	62	22	20	200	200	159	2949
Zr	87	28	40	35	223	265	53	17
Ti	1885	1007	446	671	5410	1240	2055	1334
K	8768	5091	27718	959	26100	17200	32752	8660
Rare earth elements								
La	22	26	16	19	26.9	31.5	14	48
Ce	83	100	44	60	85.6	117	56	100
Pr	14.03	16.23	5.03	9.2	12.6	17.3	10.35	11.63
Nd	63.3	79.7	29.8	46.5	57.4	74.8	48.9	46.9
Sm	15.08	20.45	8.51	10.99	15	17.7	12.96	8.01
Eu	2.13	2.51	1.31	1.74	1.94	2.11	2.01	1
Gd	14.22	24.54	12.47	12.98	14.3	16.8	12.55	9.16
Tb	2.05	4.39	2.68	2.21	2.3	2.8	1.76	1.46
Dy	14.51	25.35	18.37	13.66	13.5	17.3	11.93	9.2
Er	9.17	16.62	13.99	9.2	8.1	10.1	7.52	6.38
Tm	1.23	2.21	1.63	1.16	1.3	1.55	1	0.84
Yb	7.4	12.4	8.9	6.6	8.2	10	5.8	4.4
Lu	1.06	2.4	1.4	1.28	1.27	1.49	0.88	0.85
Y	87.8	114.5	105	58.3	80	99	71.7	45.3
Eu/Eu*	0.44	0.34	0.39	0.45	0.41	0.37	0.48	0.36
(La/Yb)n	2	1.41	1.21	1.94	2.21	2.12	1.63	7.35
(La/Sm)n	0.92	0.8	1.18	1.09	1.13	1.12	0.68	3.77
(Ce/Yb)n	2.9	2.09	1.28	2.35	2.7	3.03	2.5	5.88
(Ce/Sm)n	1.33	1.18	1.25	1.32	1.38	1.6	1.04	3.01
(Gd/Yb)n	1.55	1.59	1.13	1.58	1.40	1.35	1.74	1.68
(Eu/Yb)n	0.82	0.58	0.42	0.75	0.67	0.6	0.99	0.65
Sum REE	249.18	332.8	164.09	194.52	248.41	320.45	185.66	247.83

جدول ۳. نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار نسل دوم و سوم در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 3. The major, minor and rare earth elements analysis using ICP-MS method on second and third generation albite-bearing metasomatite in the choghart magnetite-apatite deposit. The values are in ppm.

Second generation albite- bearing metasomatite					Third generation albite- bearing metasomatite			
Major and minor element								
Cs	0.6	0.8	0.7	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7
Rb	17	40	43	31	87	72	27	29
Ba	87	359	297	281	702	479	251	178
Th	130.82	45.98	115.17	128.54	6610.7	1176.8	460.3	1583.8
Hf	1.56	0.97	0.74	1.26	1	0.58	0.5	1.1
U	2.8	0.6	1.9	1.5	176.3	24.8	6.6	30.9
Nb	1.8	4.2	4.4	3.6	12.2	5.1	2	2.6
Ta	0.43	0.8	0.76	1.44	1.29	0.33	0.46	0.57
Pb	6	5	4	5	11	5	3	2
Sr	27	38	27	30	26.2	54.2	44	36
P	51	82	11	63	150	146	501	148
Zr	42	28	19	38	25	22	13	26
Ti	393	1486	2252	1331	4985	4782	314	1248
K	4465	15002	17379	10061	32865	40135	9622	10030
Rare earth elements								
La	22	17	24	20	27	15	16	43
Ce	73	53	75	69	86	48	43	136
Pr	12	7.28	11.61	10.62	20.85	9.74	5.33	21.02
Nd	59.5	38.3	58	52.3	99	47	28.4	93.1
Sm	14.83	10.52	15.39	13.04	24.69	12	6.93	20.57
Eu	2.24	1.67	2.07	1.67	3.68	1.78	0.92	2.7
Gd	16.81	15.29	18.83	14.73	25.98	11.22	8.79	23.43
Tb	2.61	3.31	3.42	2.59	3.53	1.62	1.57	4.01
Dy	14.92	20.75	20.01	15.07	24.77	11.32	9.88	22.65
Er	9.85	12.95	12.75	9.63	15.76	6.66	6.16	15
Tm	1.3	1.61	1.66	1.29	2.02	0.9	0.81	1.98
Yb	7.7	7.3	8.9	7.1	10.9	5.5	4.4	11.8
Lu	1.54	1.35	1.6	1.34	1.56	0.82	0.77	2.08
Y	61.5	91	94.3	65.5	119.5	58.5	45.4	112.7
Eu/Eu*	0.43	0.4	0.37	0.37	0.44	0.47	0.36	0.38
(La/Yb)n	1.93	1.57	1.82	1.9	1.67	1.84	2.45	2.46
(La/Sm)n	0.93	1.02	0.98	0.96	0.69	0.79	1.45	1.31
(Ce/Yb)n	2.45	1.88	2.18	2.51	2.04	2.26	2.53	2.98
(Ce/Sm)n	1.19	1.22	1.18	1.28	0.84	0.97	1.5	1.6
(Gd/Yb)n	1.76	1.68	1.70	1.67	1.92	1.64	1.61	1.60
(Eu/Yb)n	0.83	0.65	0.66	0.67	0.96	0.92	0.59	0.65
Sum_REE	238.3	190.33	253.24	218.38	345.74	171.56	132.96	397.34

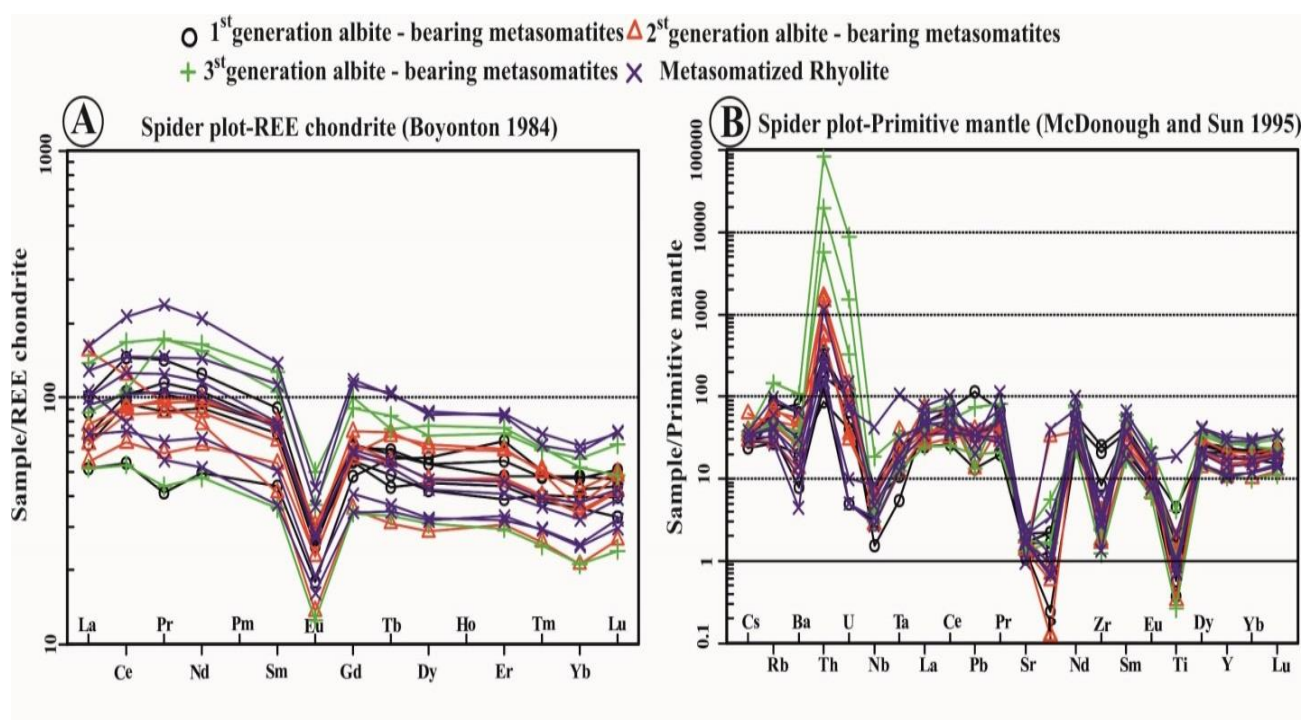
جدول ۴. نتایج تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS بر روی ریولیت‌های دگرنهادی‌های در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. مقادیر بر حسب ppm هستند.

Table 4. Major, minor and rare earth elements analysis using ICP-MS method on metasomatized rhyolite in the Choghart magnetite-apatite deposit. The values are in ppm.

Metasomatized rhyolite						
Major and minor element						
Cs	0.7	0.8	0.6	0.7	0.7	0.7
Rb	24	58	16	35	19	26
Ba	130	421	29	197	71	93
Th	25.65	12.02	92.55	20.03	12.42	18.79
Hf	0.88	0.92	0.5	1.12	2.88	1.82
U	1.6	0.2	1.4	0.1	3	0.1
Nb	3.1	5.5	27.9	2.2	3.9	1.8
Ta	0.6	1.15	3.93	0.7	0.7	0.46
Pb	5	5	6	3	5	4
Sr	42	32	19	35	51	33
P	310	59	3564	64	107	84
Zr	31	28	14	37	67	39
Ti	1049	2526	22541	841	1282	869
K	8289	21606	3599	14683	4958	9668
Rare earth elements						
La	22	29	40	31	33	50
Ce	59	83	119	102	64	172
Pr	8.11	12.91	17.78	15.17	6.81	29.03
Nd	41	61	86.3	69.3	31.2	125.3
Sm	9.84	14.69	22.12	15.4	7.15	26.94
Eu	1.38	2.05	2.65	1.98	1.18	3.17
Gd	10.51	15.48	29.22	15.84	8.85	30.53
Tb	1.74	2.46	4.97	2.63	1.63	4.88
Dy	10.44	13.66	27.51	14.98	10.22	28.17
Er	6.65	8.56	18.06	9.56	6.94	17.66
Tm	0.95	1.17	2.31	1.27	0.94	2.08
Yb	5.3	6.7	13.3	7.8	5.2	12.5
Lu	1.03	1.25	2.31	1.36	0.95	2.34
Y	44.7	59.9	139.1	74.1	48.4	121.7
Eu/Eu*	0.41	0.42	0.32	0.39	0.45	0.34
(La/Yb)n	2.8	2.92	2.03	2.68	4.28	2.7
(La/Sm)n	1.41	1.24	1.14	1.27	2.9	1.17
(Ce/Yb)n	2.88	3.2	2.31	3.38	3.18	3.56
(Ce/Sm)n	1.45	1.36	1.3	1.6	2.16	1.54
(Gd/Yb)n	1.6	1.86	1.77	1.63	1.37	1.97
(Eu/Yb)n	0.74	0.87	0.57	0.72	0.65	0.72
Sum_REE	177.95	251.93	385.53	288.29	178.07	504.6

سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی در مقادیر Ti, Zr, Nb, Sr, Ba و Eu و بی‌هنجاری مثبت Pb, Th, K, U, Ce و La در سنگ میزبان کانسار است. عنصر Ba در بازه دمایی گستره پهنه‌های فرورانشی متحرک است و همراه با سیال آبدار جابه‌جا می‌شود (Wu et al., 2003). Th در سیال‌های دما پایین، کم‌تحرك و یا نامتحرک است؛ اما در دمای بالا که رسوبات بالای صفحه فرورو و یا گوه گشته‌ای دچار ذوب‌بخشی می‌شوند، متحرک است (Cuney et al., 2012) (شکل ۲۳-B).

در تمامی نمونه‌های مورد بررسی، تهی‌شدگی Eu مشاهده می‌شود که می‌تواند ناشی از جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک هنگام تبلور بخشی پلاژیوکلازها تحت شرایط تفریق و شرایط احیایی یا نبود پلاژیوکلاز در مواد سازنده خاستگاه باشد (Gill, 2010; Richards et al., 2012). بر اساس بررسی‌های وو و همکاران (Wu et al., 2003)، بی‌هنجاری منفی Eu به همراه بی‌هنجاری منفی Sr پیامد جدایش پلاژیوکلاز است؛ اما اگر با بی‌هنجاری منفی Ba همراه باشد، جدایش بلورین پتاسیم فلدسپار را نشان می‌دهد که در نمونه‌های بررسی شده نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲۳-B). الگوی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوه‌شته اولیه،

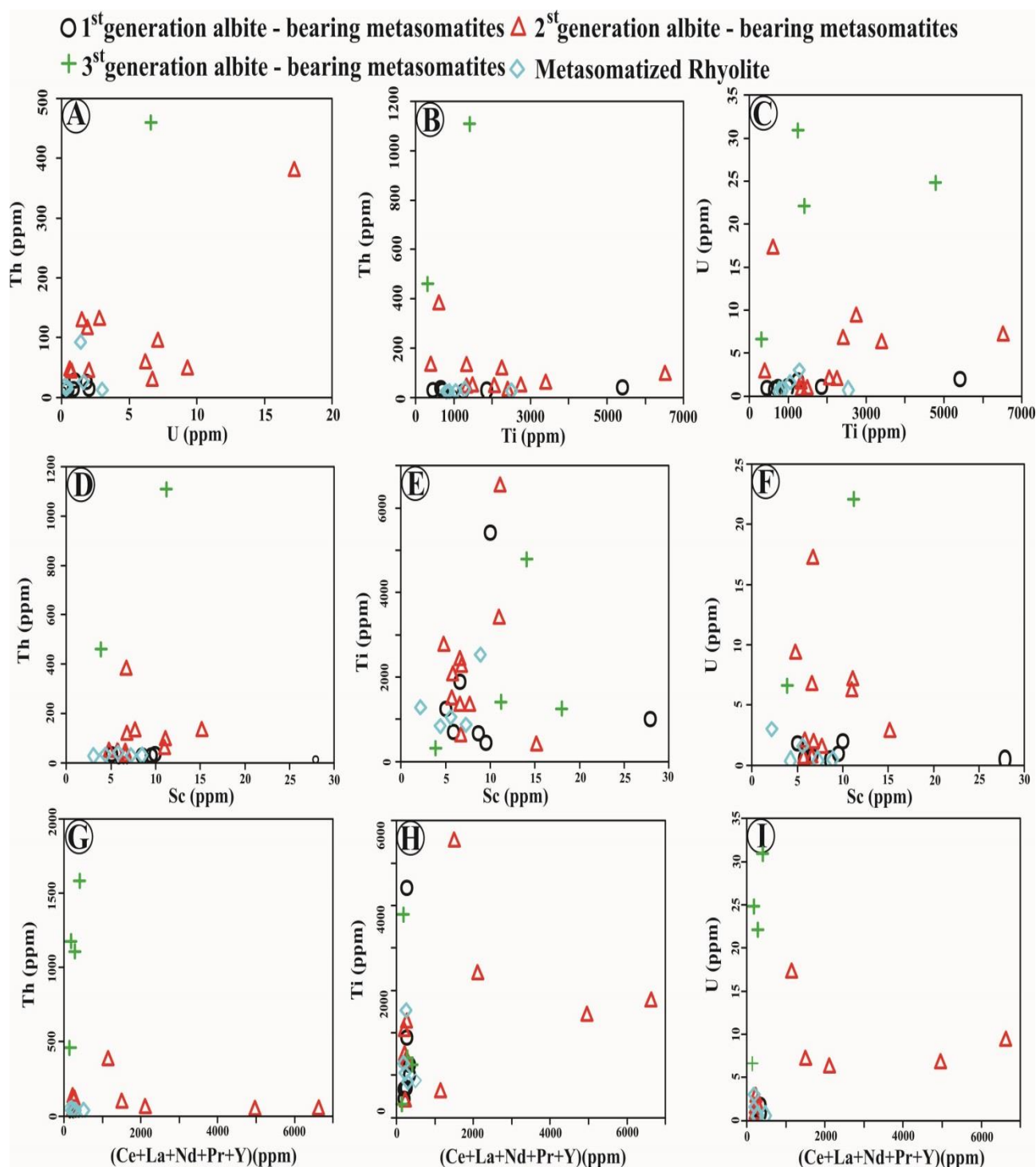


شکل ۲۳. A: الگوی بهنجار شده توزیع عناصر کمیاب خاکی نسبت به کندریت بویتون (Boynton, 1984) و B: الگوی بهنجار شده عناصر فرعی نسبت به گوه‌شته اولیه از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) در ریولیتی دگرته‌ای و دگرته‌های آلپیت‌دار میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 23. A: The chondrite-normalized Rare-earth element distribution patterns diagram (Boynton, 1984) and B: Primitive mantle-normalized trace element patterns from (Sun and McDonough, 1989) in the metasomatized rhyolite and albite-bearing metasomatite host of Choghart magnetite-apatite deposit.

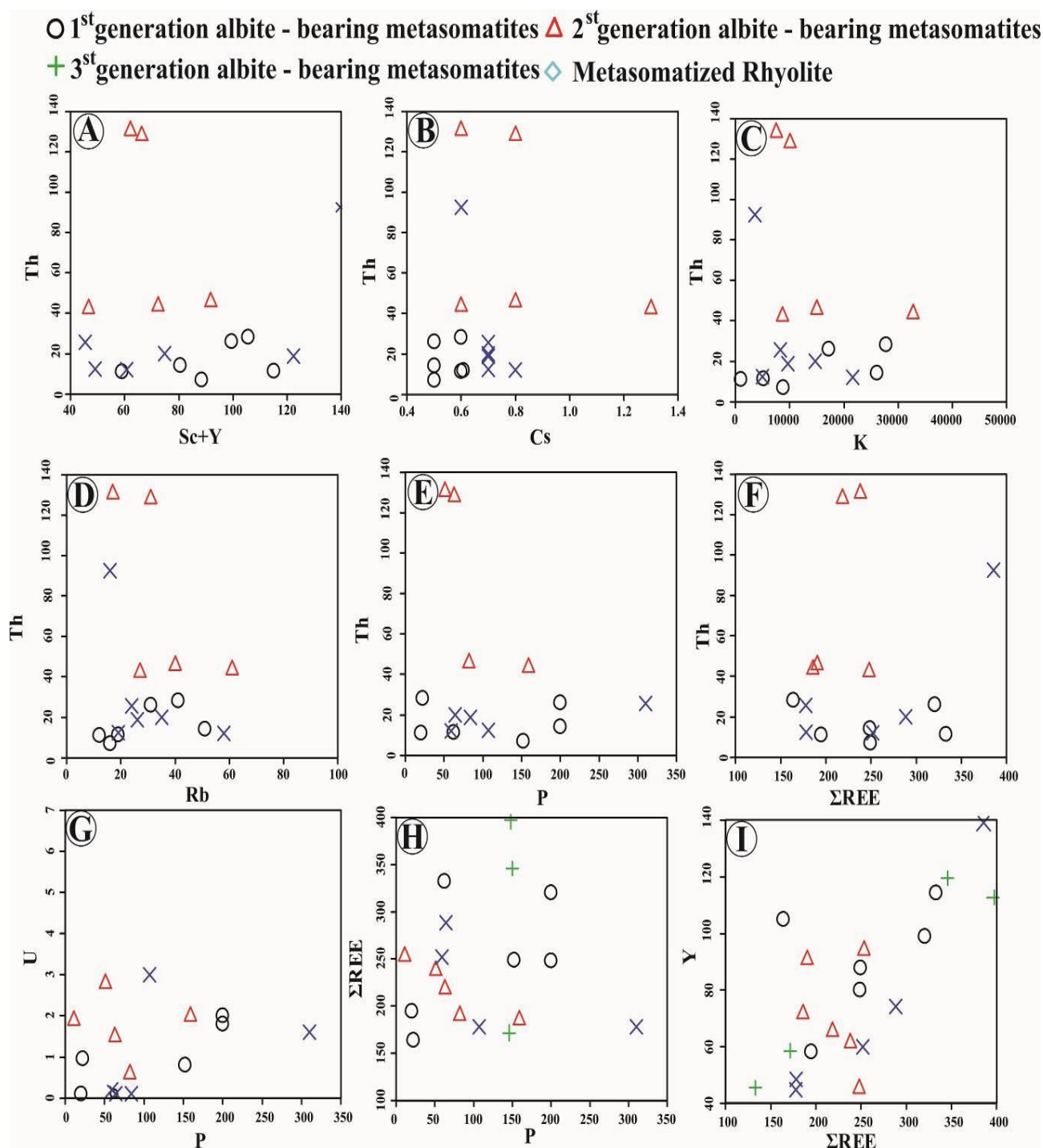
D، شکل ۱۳-D، شکل ۱۴-C و D، شکل ۱۷-A تا D، شکل ۱۸-A تا D، شکل ۱۹-H و I و شکل ۲۰-A تا E). در برخی نمونه‌های کانسنگ مگنتیت، تیغه‌هایی از برون رستی ایلمنیت دیده می‌شود (Hosseini et al., 2022). تحت تأثیر جای گیری ماگما در بخش‌های پوسته بالایی چه بسا به دنبال گاززدایی از مذاب، حذف آهن فرو با سیال ثانویه هنگام سرد شدن، فوگاسیته اکسیژن را افزایش می‌دهد. افزایش فوگاسیته اکسیژن، حلالیت Ti را در مگنتیت کاهش می‌دهد و تیغه‌های برون رستی ایلمنیت را در آن پدید می‌آورد (Bell and Simon, 2011). عناصر La، Nd، Y، Ce و بیشترین غنی‌شدگی را در سنگ میزبان کانسار نسبت به سایر عناصر کمیاب خاکی نشان می‌دهند. عناصر Th، U و Ti نسبت به عناصر کمیاب خاکی به میزان کمتری غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همبستگی مثبت و قوی بین Ti، U، Th، Sc، P، Rb، K با Th و همبستگی مثبت $\sum \text{REE}$ ، Th، U و Y با P همبستگی منفی Th و U با $\sum \text{LREE}$ وجود دارد. این همبستگی منفی ناشی از وجود کانی‌های فسفات در دگرته‌های آلپیت‌دار و تمرکز REEs به صورت کانی‌های موناژیت است (شکل ۲۴-A تا I و شکل ۲۵-A تا I). کانی‌های تیتانیوم‌دار در سنگ‌های میزبان کانسار به آسانی تحت فعالیت محیط گرمایی متلاشی می‌شوند و تشکیل هیدروکسیدهای تیتانیوم می‌دهند که جاذب بسیار قوی عناصر پرتوزا از سیال است (Zhao, 2005). وجود این همبستگی مثبت بیانگر منشأ مشترک آنها در طی فرایندهای دگرته‌ای است. بی‌هنجاری مثبت Th به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و مقادیر بالای Th نسبت به U می‌تواند در ارتباط با ماگماتیسم قلیایی و فرایندهای گرمایی متوسط تا دما بالای مرتبط با پهنه فروانش و حاشیه مخرب صفحه‌ها باشد (Ruzicka, 1993; Ramezani and Tucker, 2003). در واقع، ترکیب گوه گشته به تدریج توسط پوسته اقیانوسی فرورونده تغییر می‌کند و سنگ میزبان در مقادیر Th، U و LREE در مقایسه با Nb و HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Schandl and Gorton, 2004) و طی فرایندهای گرمایی و دگرته‌ای، این عناصر دچار تحرک مجدد شده تا به این حد از غنی‌شدگی برسند (Williams-Jones, 2015).

بی‌هنجاری مثبت عنصرهای Pb و K نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش و تحول ماگمای سازنده این سنگ‌هاست (Harris, 1983). غنی‌شدگی عناصر LILE در برابر HFSE از ویژگی‌های وابسته به آلایش پوسته‌ای و یا مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فروانش است (Zhang et al., 2006; Asran et al., 2012). بی‌هنجاری مثبت Pb نیز گویای دگرته‌ای گوه گشته‌ای یا سیال آزاد شده از سنگ کره اقیانوسی فرورو یا آلایش ماگما با سنگ کره قاره‌ای است (Atherton and Ghani, 2002). عناصر HFSE از عناصر نامتحرک هستند و با سیال جابه‌جا نمی‌شوند و خاستگاه گوه گشته‌ای از آنها تهی خواهد ماند (McCulloch and Gamble, 1991). ذوب این خاستگاه‌ها در مراحل بعدی، به احتمال زیاد به عدم ذوب کانی‌های حاوی این عناصر و یا تهی‌شدگی از HFSE و غنی‌شدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشت (McCulloch and Gamble, 1991). پیامد تهی‌شدگی از عناصر HFSE در مواد مذاب پهنه‌های فروانشی، بر جای ماندن کانی‌های جذب‌کننده HFSE مانند روتیل، تیتانیت و آمفیبول در گوه گشته‌ای بالای صفحه فرورو است (Green, 2006). تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ti، Nb و فراوانی عناصر LILE مانند K، Ce، La و Th از ویژگی‌های کمان آتشفشانی است (Tian et al., 2008; Yoshida et al., 2013). تهی‌شدگی از Ti نشان‌دهنده تمرکز فازهای تیتانیوم‌دار در بخش‌های جدا شده عمیق یا مقدار کم این عنصر در سنگ‌های خاستگاه است (Pearce and Peate, 1995). بی‌هنجاری منفی Nb و Ti از ویژگی‌های ماگماتیسم وابسته به فرایندهای فروانش (Küster and Harms, 1998) یا از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری منفی و مثبت Ti را کانی‌های تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت و ایلمنیت، تیتانومگنتیت و آمفیبول کنترل می‌کنند (Gaetani, 2004). بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی توسط میکروسکوپ نوری و SEM، کانی‌های تیتانیوم‌دار همراه با سنگ‌های دگرته‌ای آلپیت‌دار میزبان و کانسنگ مگنتیت کانسار چگارت دیده می‌شود (شکل ۹-A تا H، شکل ۱۱-C، شکل ۱۲-).



شکل ۲۴. A تا I: روند همبستگی LREE+Y، Sc، Ti، U و Th در دگرتهای‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرتهای‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 24. A to I: Correlation trend of LREE+Y, Sc, Ti, U and Th in the albite-bearing metasomatites and metasomatized rhyolites host of Choghart magnetite-apatite deposit



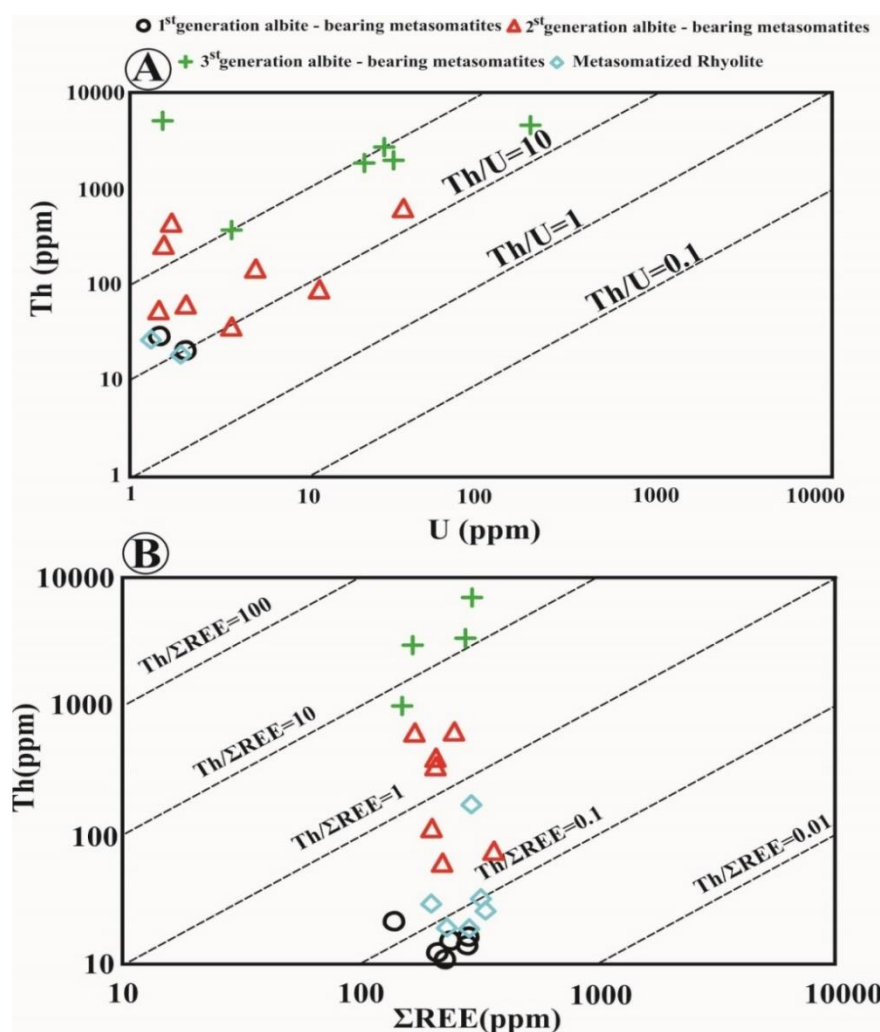
شکل ۲۵. A تا I: روند همبستگی ΣREE , Y, P, Sc, Sc+Y, Rb, K, U و Th در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 25. A to I: Correlation trend of ΣREE , Y, P, Sc, Sc+Y, Rb, K, U and Th in the albite-bearing metasomatites and metasomatized rhyolites host of Choghart magnetite-apatite deposit

طی فرایندهای دگرنهادی و کانی‌سازی افزایش یابد؛ در حالی که مقدار اورانیوم به سبب تحرک بالایی که در این فرایندها دارد، از محیط خارج شده و کاهش یابد.

همچنین افزایش نسبت $Th/\Sigma REE$ در پایان دگرنهادی را می‌توان با این واقعیت توضیح داد که Th تمایل دارد توسط کمپلکس‌های کریاته منتقل شود (با توجه به اینکه LREE تمایل دارد توسط کمپلکس‌های فسفات حمل شود) و بنابراین تمایل به غنی شدن در سیالات پساکانسنگی را نشان می‌دهند.

نسبت‌های $Th/\Sigma REE$ و Th/U در نمونه‌های دگرنهادی به ترتیب بین ۱ تا بیش از ۱۰ و ۰/۰۱ تا ۱۰ در تغییر است (شکل ۲۶- A و B). مقادیر بالای نسبت Th/U در این نمونه‌ها می‌تواند مربوط به وجود کانی‌های فرعی از قبیل موناژیت در سنگ اولیه باشد که در حین دگرنهادی مقاوم هستند و معمولاً متلاشی نمی‌شوند (Cuney et al., 2012). افزایش نسبت Th/U در سنگ‌های دگرنهادی می‌تواند مربوط به تحرک کم توریم در سیالات گرمابی باشد (Walter, 2011) که باعث می‌شود مقادیر توریم



شکل ۲۶. A و B: رابطه اورانیوم در برابر توریم در دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ربولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت

Fig. 26. A and B: The Th versus U in albite bearing metasomatite and metasomatized rhyolite host of Choghart magnetite-apatite deposit

از یک منبع محتوی پلاژیوکلاز نیز باشد (Andreoli et al., 1994). به نظر فریتش و پرادل (Frietsch and Perdahl, 1995)، تهی‌شدگی Eu می‌تواند در اثر تبلور فلدسپارها از ماگمای مادر در نزدیکی سطح زمین و یا در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) باشد.

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال، ریزدماسنجی و زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار

بررسی‌های سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال بر روی کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار نسل دوم و سوم دارای کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th انجام شد. اغلب میان‌بارهای سیال اولیه در بلورهای کلسیت نسل اول از نظر شکل به صورت گرد، مربعی، میله‌ای تا بی‌شکل هستند. این میان‌بارها به صورت اولیه، ثانویه و ثانویه دروغین حضور دارند و اندازه بیشتر آنها از ۵ تا ۳۰ میکرون متغیر است. این میان‌بارها، به صورت تک‌فازی، دوفازی و سه‌فازی هستند که بر اساس نوع و درصد فازهای موجود می‌توان آنها را در ۵ گروه به شرح زیر تفکیک کرد (شکل ۲۷):

میان‌بارهای نوع A: سه‌فازی مایع-بخار-جامد (L+V+S) فاز جامد: هالیت $\pm$ کانی کدر (شکل ۲۷-A و B).

میان‌بارهای نوع B: دوفازی مایع-بخار غنی از مایع (L+V) (شکل ۲۷-C تا D).

میان‌بارهای نوع C: دوفازی بخار-مایع غنی از بخار (V+L) (شکل ۲۷-E تا F).

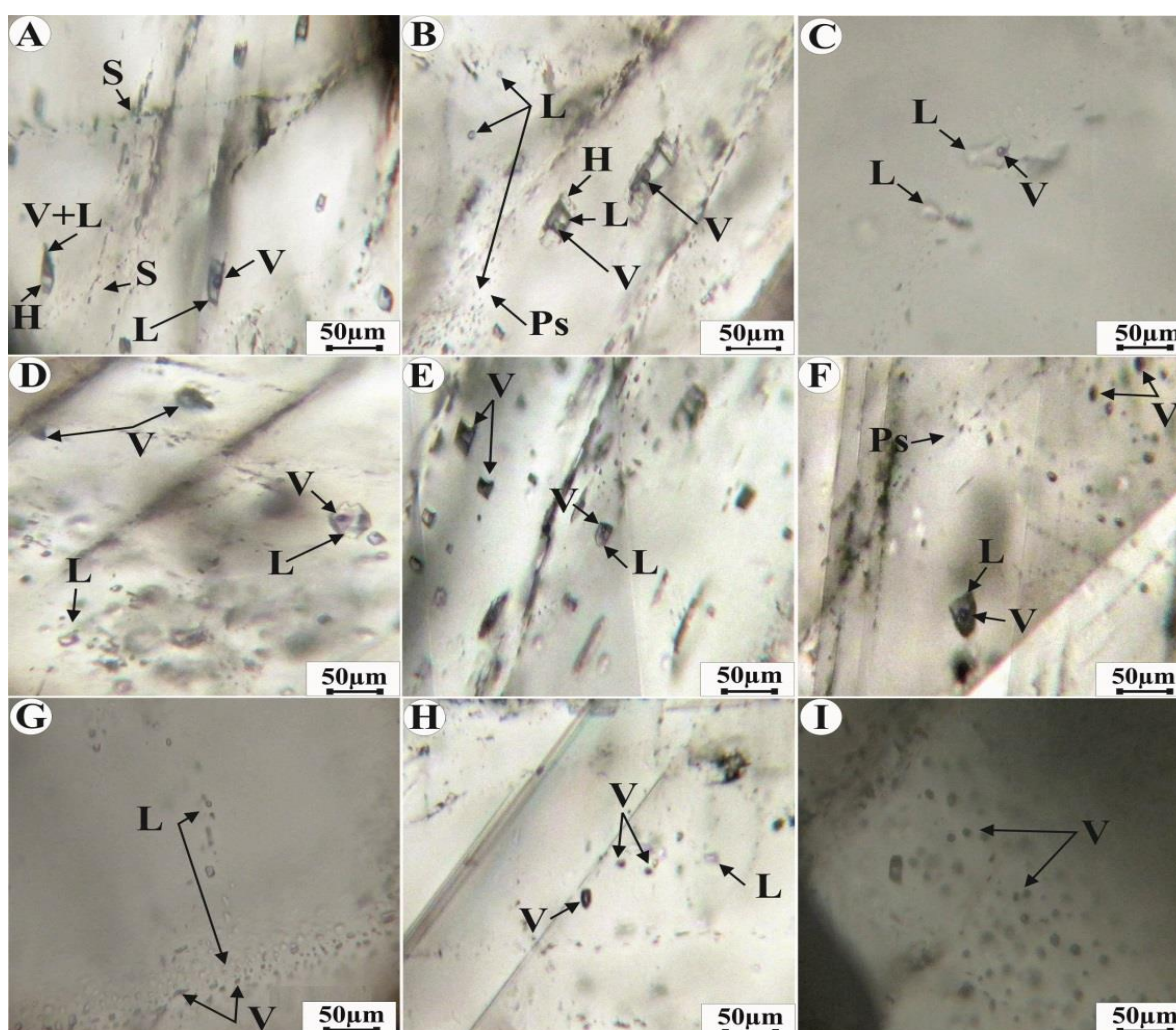
میان‌بارهای نوع D: تک‌فازی مایع (L) که به صورت منفرد و دنباله‌دار (میان‌بارهای تک‌فازی مایع دنباله‌دار در امتداد سطوح رشد بلور حضور دارند) (شکل ۲۷-G).

میان‌بارهای نوع E: تک‌فازی بخار (V) که به دو صورت منفرد و دنباله جوشش حضور دارد و بیانگر دمای بالای سیال است (شکل ۲۷-H و I). در دنباله جوشش، میان‌بارهای غنی از بخار با انواع غنی از مایع که در امتداد شکستگی ترمیم شده به صورت میان‌بار ثانویه کاذب یا ثانویه شکل می‌گیرند.

آلپیت‌های نسل اول مقادیر پایین‌تری از لحاظ REE-Y-Ti نسبت به آلپیت‌های نسل دوم و سوم نشان داده و از لحاظ Th و U عقیم هستند. آلپیت‌های نسل دوم در مقادیر P و REE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به آلپیت‌های نسل سوم نشان می‌دهند؛ در حالی که آلپیت‌های نسل سوم در مقادیر Ti، Pb و Th غنی‌شدگی نشان می‌دهند (Hosseini and Shahpasandzadeh, 2021; Hosseini et al., 2022). اما این مسئله همیشه برای تمامی آلپیت‌ها نسل دوم و سوم صادق نیست و حتی بعضی از آلپیت‌های نسل سوم نیز از لحاظ کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th عقیم هستند. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th به طور عمده مربوط به دگرسانی سدیک-کلسیک است و به صورت آلپیت‌های نسل دوم و سوم دیده می‌شود. همراهی جدایی‌ناپذیر این کانی‌زایی با آلپیت‌های نسل دوم و سوم بیانگر منشأ زایشی آنهاست و از پراکندگی دگرسانی سدیک و کلسیک پیروی می‌کند (Zahedi and Hosseini, 2014). همچنین، تفکیک مشخصی بین عناصر کمیاب خاکی سبک و سنگین در دگرته‌های آلپیت‌دار دیده می‌شود؛ به طوری که مقدار (La/Yb)_n در دگرته‌های آلپیت‌دار از ۱/۲۱ تا ۷/۳۵ و در سنگ‌های ریولیتی دگرته‌ای از ۲/۰۳ تا ۴/۲۸ متغیر است. نسبت (La/Sm)_n از ۰/۶۸ تا ۳/۷۷ در آلپیت‌ها و بیشترین تفکیک در آلپیت‌های نسل دوم گزارش می‌شود. نسبت (La/Sm)_n در سنگ‌های ریولیتی دگرته‌ای از ۱/۱۴ تا ۲/۹ و نسبت (Gd/Yb)_n در آلپیت‌ها از ۱/۱۳ تا ۱/۹۲ و در سنگ ریولیتی دگرته‌ای این مقدار از ۱/۳۷ تا ۱/۹۷ تغییر می‌کند. بنابراین، میزان تفکیک در عناصر کمیاب خاکی سنگین بیشتر از عناصر کمیاب خاکی سبک است و نشان‌دهنده غنی‌شدگی سیال کانسنگ‌ساز در عناصر کمیاب خاکی سبک است (Giritharan and Rajamani, 2001). بی‌هنجاری Eu از ۰/۳۴ تا ۰/۴۸ در دگرته‌های آلپیت‌دار متغیر است و در سنگ میزبان ریولیتی دگرته‌ای به طور میانگین ۰/۳۲ تا ۰/۴۵ اندازه‌گیری شده است که مشابه یکدیگر هستند. وجود این بی‌هنجاری منفی می‌تواند نشان‌دهنده منشأ سنگ‌های مورد بررسی

درجه سانتی گراد و نسبت آب به سنگ ۱۰ تا ۲۰ درصد است و نشان می‌دهد که اجزای سیال در کانی‌سازی REE-Y-Ti-Th از یک منشأ ماگمایی مشتق شده است ([Khoshnoodi et al., 2022](#)).

میان‌بارهای نوع B و C فراوان‌ترین میان‌بارها در کلسیت‌های بلورین نسل اول مرتبط با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار هستند. بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای اولیه مرتبط با کلسیت‌های نسل اول هم‌یافت با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار بیانگر شوری ۱۳ تا ۳۰ wt.% NaCl و دمای همگن‌شدگی ۳۰۰ تا ۳۷۰



شکل ۲۷. میان‌بارهای سیال در بلورهای کلسیت نسل اول هم‌یافت با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت. A و B: میان‌بارهای سه‌فازی، C و D: میان‌بارهای دو‌فازی غنی از مایع (LV)، E و F: میان‌بارهای دو‌فازی غنی از گاز (VL)، G: میان‌بارهای تک‌فازی مایع به صورت منفرد و دنباله‌ای، H: میان‌بارهای تک‌فازی گازی و I: یک دنباله جوشش متشکل از میان‌بارهای تک‌فازی مایع و تک‌فازی گازی

Fig. 27. Fluid inclusions of the first generation of crystalline calcite paragenetic with the albite-bearing metasomatites in the Choghart magnetite-apatite deposit. A and B: three-phase inclusions, C and D: Liquid-rich two-phase inclusions (LV), E and F: vapor-rich two-phase inclusions (VL), G: One-phase liquid inclusions individually and sequentially, H: One-phase vapor inclusions, and I: A boiling sequence consisting of one-phase liquid inclusions and one-phase vapor inclusions shortcuts.

دمای یوتکتیک (T_e) مربوط به دمایی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید و مقدار آن به میزان کاتیون‌های حل‌شده در سیال وابسته است. نقطه یوتکتیک برای سامانه خالص متشکل از $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$ معادل $T_e < -20/8^\circ\text{C}$ است (Williams-Jones et al., 1992). در کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار مقادیر دمای T_e بین $45-52^\circ\text{C}$ درجه سانتی‌گراد متغیر است و نشان می‌دهد Ca و Na کاتیون‌های غالب در سیال است. با افزایش دما، آخرین بلور یخ ناپدید می‌شود. دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از $8-$ تا $25/6-$ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌کند و در میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع و غنی از گاز CO_2 مشاهده نشده است (Khoshnoodi et al., 2022). از طرفی بررسی‌های ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای سیال کانی‌های آپاتیت، منشأ سیالات ماگمایی و گرمایی با دو محدوده چگالی و شوری متفاوت و عمق به دام‌افتادگی سیال در 100 تا 1250 متری عمق زمین و فرایند اختلاط سیالات ماگمایی و گرمایی دما بالا تا دما متوسط را برای آپاتیت‌های کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت نشان می‌دهد. هیستوگرام دمای همگن‌شدگی (T_h)، گروه‌های دمایی مختلفی از 220 تا 430°C درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بیشترین فراوانی T_h مربوط به گستره دمایی 220 تا 380°C درجه سانتی‌گراد است (میان‌بارهای دوفازی غنی از مایع، میان‌بارهای دوفازی غنی از گاز) (Hosseini et al., 2022).

استفاده از نمودار میزان شوری سیال در مقابل دما-همگن‌شدگی، مقدار چگالی gr/cm^3 $0/7$ تا $0/9$ را برای میان‌بارهای با شوری متوسط ($11/4$ تا $13/8$ درصد وزنی معادل NaCl) و چگالی gr/cm^3 1 تا $1/04$ را برای میان‌بارهای با شوری بالا (42 تا $45/03$ درصد وزنی معادل NaCl) را به دست می‌دهد (Hosseini et al., 2022). این موضوع نشان‌دهنده نقش دو نوع سیال ماگمایی با دما و شوری بالا و گرمایی با دما و شوری متوسط در تشکیل یا تکامل کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت است. همچنین در آپاتیت‌های چغارت میانگین T_e در تمامی میان‌بارهای مورد بررسی، پایین‌تر از $53/7-$ درجه سانتی‌گراد است. بنابراین حضور

نمک‌های دیگری، علاوه بر NaCl ، مانند KCl و CaCl_2 در سیال کانه‌زا مشخص است. با افزایش دما، آخرین بلورهای یخ ناپدید می‌شوند. در میان‌بارهای این گروه (دوفازی غنی از مایع، دوفازی غنی از گاز و دوفازی غنی از مایع همراه با کانی‌های کدر) دامنه تغییرات ذوب آخرین قطعه یخ (T_m) از $9/9-$ تا $7/8-$ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌کند (Hosseini et al., 2022). در این مرحله، کلاتریتی در میان‌بارهای ($L+V$) تشکیل نشد و بنابراین میزان CO_2 کمتر از $2/7$ درصد وزنی تخمین زده می‌شود (Fan et al., 2000).

بر اساس پژوهش کرکوف و همکاران (Kerkhof et al., 2001)، سیالاتی که به طور همگن در دما و فشار معین به دام افتاده‌اند، معمولاً اجزای سیالی را تشکیل می‌دهند که ترکیب و چگالی مشابهی دارند؛ اما اگر سیال به دام افتاده ناهمگن باشد (سیالات غیر قابل اختلاط و سیالات در حال جوشش) سبب تشکیل میان‌بارهای سیال با ترکیب و چگالی متفاوت می‌شود (Kerkhof et al., 2001). بررسی‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال اولیه توسط خشنودی همکاران (Khoshnoodi et al., 2022) در کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار، بیانگر ترکیب یکسان و چگالی مشابه برای میان‌بارهای سیال است و نشان‌دهنده این است که اجزای سیال به طور همگن به دام افتاده‌اند (Khoshnoodi et al., 2022).

از طرفی بررسی‌های سنگ‌نگاری بیشتر بر روی میان‌بارهای سیال مرتبط با کلسیت‌های نسل اول بیانگر وجود میان‌بارهای تک‌فازی مایع دنباله‌دار در امتداد سطوح رشد بلور، تک‌فازی گازی به صورت دنباله‌های جوشش، تک‌فازی گازی در کنار تک‌فازی مایع و میان‌بارهای سه‌فازی است (شکل ۲۷-A تا I). همچنین بررسی‌های سنگ‌نگاری و ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنک مگنتیت بیانگر دو نوع سیال با دما، شوری و چگالی متفاوت است (Hosseini et al., 2022). این شواهد نشان می‌دهد که عمده سیالات کانه‌ساز در کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ناهمگن بوده است.

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن- کربن و اکسیژن- هیدروژن

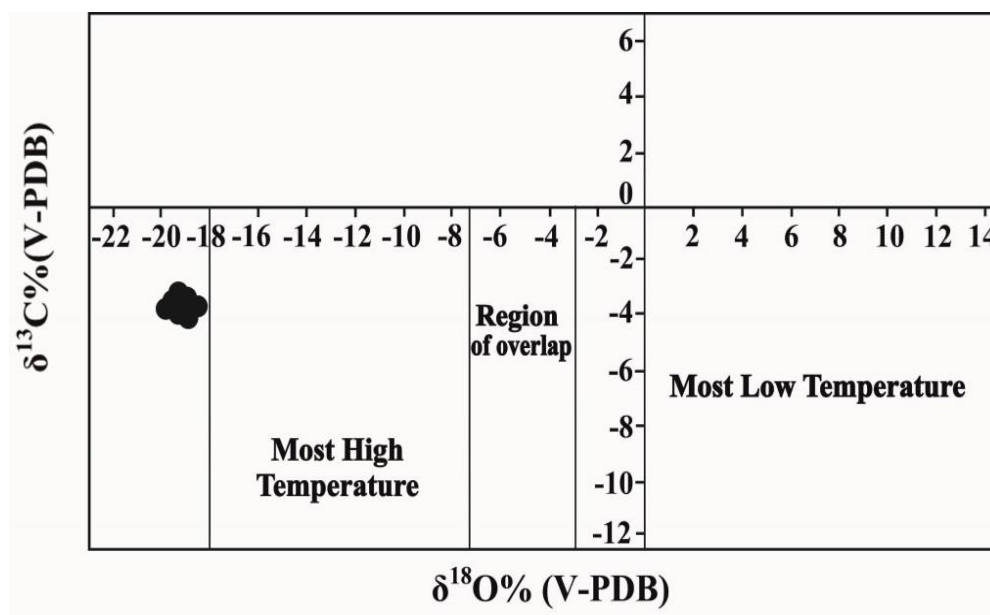
برای تعیین منشأ سیال کانه‌زا REE-Y-Ti-Th در سنگ‌های دگرته‌های آلپیت‌دار، کلسیت‌های هم‌یافت با آلپیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرته‌های میزبان کانسار، مورد آنالیز ایزوتوپی O-C قرار گرفت. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ از $-3/9\text{‰}$ تا $-4/2\text{‰}$ و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از $-19/7\text{‰}$ تا $-19/6\text{‰}$ در کلسیت هم‌یافت با این آلپیت‌ها تغییر می‌کند (جدول ۵). این مقادیر در سنگ‌های کربناته و دولومیت‌های زین‌اسبی (دولومیت‌های مربوط به محیط تدفینی) مربوط به اواخر نئوپروتریوزیک- کامبرین زیرین که تحت تأثیر دمای بالا قرار گرفته‌اند، نسبت به سنگ‌های کربناته که در دمای پایین تشکیل شده‌اند، سبک‌تر است (Ronchi et al., 2012). درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت، مقدار فرارزایی و مقدار سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ از کربنات‌های غیردگرسان تا کربنات‌های گرمابی به عوامل گوناگونی نظیر جدایش ترجیحی ^{18}O و ^{13}C طی واکنش دیاژنز، کربن‌زایی، آمیختگی اکسیژن و کربن با منبع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک طی فرایند تراوش سیال در یک سامانه باز

نسبت‌داده شده است (Prokoph et al., 2008). تغییرات مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در مقابل $\delta^{18}\text{O}$ در نمودار آلن و ویگنیز (Allen and Wiggins, 1993) نشان‌داده شده است (شکل ۲۸). بر اساس این نمودار کلسیت‌های هم‌یافت با آلپیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرته‌های میزبان کانسار، در شرایط دمایی بالا تشکیل شده است. بنابراین، سیال‌های ماگمایی و یا گرمابی دما بالا نقش‌آفرینی اساسی در کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th ایفا کرده‌اند. همچنین بررسی‌های ایزوتوپی O-C بر روی کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار (Khoshnoodi et al., 2022) و O-H بر روی اکتینولیت‌های کانسارهای چغارت (Khoshnoodi et al., 2022) و سه‌چاهون (Mirzababaei et al., 2021) و فلوگوپیت و اکتینولیت آنومالی ۵ ساغند (Deymar et al., 2018) نیز بیانگر منشأ ماگمایی سیال کانه‌زاست. ترکیب‌های $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های نسل اول مرتبط با دگرته‌های آلپیت‌دار در کانسار چغارت نشان می‌دهد که کربن موجود در سیال گرمابی ممکن است از گوشت یا پوسته زیرین و یا مخلوطی از ترکیب‌های آلی نشأت گرفته باشد؛ اما محدوده باریک آن در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ امکان منشأ آلی را رد می‌کند (Khoshnoodi et al., 2022).

جدول ۵. نتایج ایزوتوپ‌های پایدار O-C بر روی کلسیت‌های نسل اول هم‌یافت با آلپیت‌های نسل دوم و سوم مرتبط با پهنه‌های دگرته‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (ppm)

Table 5. Results of the stable O-C isotopes on the first generation calcite paragenetic with the second and the third generation albites associated with metasomatites zone host of Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

Sample name	Rock type	Long.	Lat.	Wt used mg	Ampl.44 m(Volt)	$\delta^{18}\text{O}$	$\Delta^{13}\text{C}$ (‰)vpdb
C-46	calcite	3507252	354844	0.621	9125	-19.76	-4.11
C-47	calcite	3508176	355153	0.625	9205	-19.72	-4.02
C-48	calcite	3508338	355181	0.557	7778	-19.61	-3.98
C-49	calcite	3508128	355197	0.563	8070	-19.72	-3.96
C-50	calcite	3508191	355136	0.610	8317	-19.58	-4.08
C-51	calcite	3508291	355206	0.596	8723	-19.61	-3.93
C-52	calcite	3508135	355220	0.572	8353	-19.58	-4.23
C-53	calcite	3508150	355663	0.523	7752	-19.52	-4.23



شکل ۲۸. نمودار تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ کلسیت‌های نسل اول هم‌یافت با آلپیت‌های نسل دوم و سوم در پهنه‌های دگرنهادی‌های میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، آلن و ویگینز (Allen and Wiggins, 1993)

Fig. 28. Diagram of $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^{13}\text{C}$ variation of first generation calcite paragenetic with second and third generation albites in the metasomatites zone of the host Choghart magnetite-apatite deposit (Allen and Wiggins, 1993)

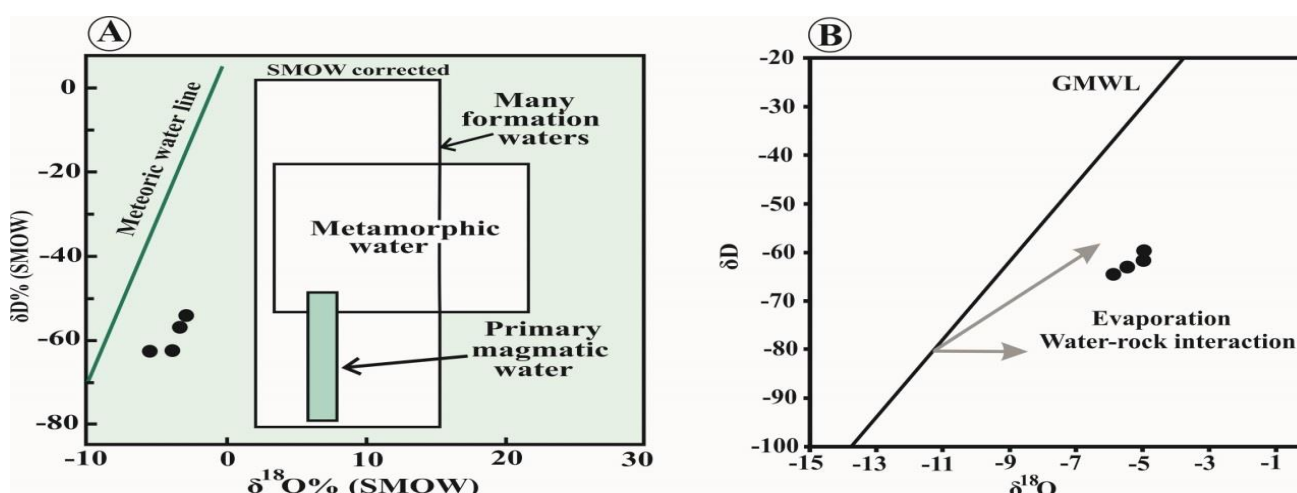
داغ غنی از REE-Y-Ti-Th, P, Ca±Fe در سنگ میزبان باعث دگرسانی ضعیف سدیک ($>170^\circ\text{C}$) و سدیک-کلسیک ($>280^\circ\text{C}$) شده که به ترتیب با ته‌نشست گسترده مگنتیت-آلپیت، مگنتیت-اسکاپولیت عیار پایین و مگنتیت-اکتینولیت عیار بالا همراه بوده است. در مرحله انتهایی دگرسانی سدیک-کلسیک، مگنتیت-آپاتیت (280°C تا 425°C درجه سانتی‌گراد) تشکیل شده است. دگرسانی پتاسیک بعد از دو فاز کانی‌زایی ذکر شده (280°C تا 200°C) و سپس تجمع سریسیت، کلریت و اپیدوت توسط سیالات دما پایین (180°C تا 250°C درجه سانتی‌گراد) آخرین مرحله کانی‌زایی است (Bonyadi and Sadeghi, 2020). داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی کلسیت‌های مرتبط با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و آپاتیت‌های نسل اول تأییدکننده بازه‌های دمایی بیان شده است.

برای شناسایی خاستگاه و سرشت سیال کانه‌ساز، ایزوتوپ‌های پایدار O-H در آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت چغارت اندازه‌گیری شده است (جدول ۶) و از نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD استفاده شد (Huang et al., 2016). در این نمودار، نمونه‌های آپاتیت کانسار چغارت در محدوده آب‌های جوی و شورابه‌های تبخیری جای می‌گیرند و بیانگر نقش شورابه‌های تبخیری و برهم‌کنش سیال و سنگ در تشکیل کانسار چغارت است (شکل ۲۹-A و B). اختلاط سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری سبب کانی‌زایی و دگرسانی در کانسار چغارت شده است. همچنین بررسی‌های ایزوتوپ پایدار گوگرد نیز بیانگر منشأ سیالات کانه‌زا از شورابه‌های تبخیری است و نقش سیالات ماگمایی ناچیز است (Sadeghi et al., 2009; Bonyadi and Sadeghi, 2020). بنا بر نظر بنیادی و صادقی (Bonyadi and Sadeghi, 2020)، عبور شوراب‌های اکسیدی

جدول ۶. نتایج ایزوتوپ‌های پایدار O-H بر روی آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با مگنتیت‌های نسل اول در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت (ppm)

Table 6. Results of the stable O-H on the first generation apatites associated with first generation magnetite in the Choghart magnetite-apatite deposit (ppm)

Sample_name	Rock type	Long.	Lat.	H ₂ O (ppm)	dD	d ¹⁸ O
FS-1	apatite	354857	354829	247	-58.1	-7
FS-2	apatite	3508425	3508421	216	-58	-7.1
FS-3	apatite	354857	354829	351	-61.7	-6.5
FS-4	apatite	3508425	3508421	351	-61.7	-6.5



شکل ۲۹. A و B: نمودار تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD در کانسنگ آپاتیت نسل اول، کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت، هوانگ و همکاران (Huang et al., 2016)

Fig. 29. A and B: Diagram of $\delta^{18}\text{O}$ versus δD variation in the first-generation apatite ore, Choghart magnetite-apatite deposit (Huang et al., 2016)

در کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت مرتبط با شورابه‌های تبخیری و در وهله دوم در ارتباط با سیالات ماگمایی و گرمابی منشأ گرفته از ماگماتیسیم گرانیتوئیدی ادیاکارن-کامبرین آغازین است. بنابر شواهد موجود، منشأ سیالات متاسوماتیک می‌تواند اغلب شورابه‌های تبخیری با مقادیر اندکی از سیالات ماگمایی و گرمابی باشد. در واقع، کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th حاصل برهم کنش سیالات گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی/نیمه عمیق با شورابه‌های تبخیری مشتق‌شده از توالی‌های آتشفشانی-

در نتیجه فرورانش سنگ کره پروتوتیس به زیر ایران مرکزی، در اواخر نئوپروتروزویک-کامبرین آغازین ماگماتیسیم گسترده گرانیتوئیدی رخ می‌دهد که به تبع آن در حوضه‌های کششی پشت کمان ماگمایی، توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری-تبخیری هم‌زمان (سازند اسفوردی/سری‌های ریزو و دزو/سری هرمز) به عنوان سنگ میزبان کانسارهای مگنتیت-آپاتیت گسترده معدنی بافق تشکیل شده‌اند (Ramezani and Tucker, 2003; Bonyadi and Sadeghi, 2020). کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th

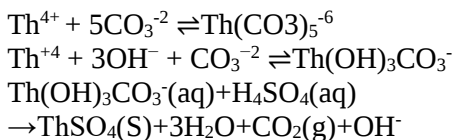
آذر آواری- تبخیری اداکارن- کامبرین زیرین (سازند اسفوردی) است.

بسیاری از کانسارهای REE-Y-Ti-Th در طول جانشینی‌های دگرته‌های سنگ‌های درون‌گیر تحت تأثیر سیالات گرمابی دما بالا شکل می‌گیرند. این ذخایر با فراوانی آلپیت‌زایی، آمفیبول‌زایی و حضور فلدسپات‌های پتاسیک مشخص می‌شود. در این کانسارها کانی‌شناسی به وسیله نیوبات، تیتانیوبات (اکسنیت، پیروکلر، پیروریت، فرگوسونیت و غیره) و سیلیکات‌های REE-Th-Zr و تحرک عناصر در سیالات پساگمایی به طور قابل توجهی توسط یون‌های S_2 ، HS ، CO_3^{2-} ، HCO_3 ، Cl و F کنترل می‌شود (Titayeva, 1994).

با توجه به پژوهش وود (Wood, 1990 a; Wood, 1990b) کمپلکس‌های فلوریدی و یا کربنات-فلوریدی در گونه‌زایی REE و تحرک آنها نقش دارند. با این وجود مقادیر جزئی فلور آپاتیت در زون‌های کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th کانسار چغارت دلالت بر این دارد که تمرکز بالایی از فلئور به عنوان جزئی از سیال کانه‌زا لازم نیست. وجود کلسیت، تیتانیت همراه با آمفیبول‌های کلسیک (اکتینولیت) و کلینوپیروکسن (اوژیت) در زون‌های کانی‌زایی چغارت و وجود اذخال‌های کلسیم در ساختار توریت و همچنین محتوای کلسیم در توریت‌ها (تا ۲/۳ درصد Cao) (Khoshnoodi et al., 2022) بیانگر ته‌نشست توریت از سیالات حاوی Ca^{2+} و CO_3^{2-} تحت تأثیر اکتیویته پایین کلر است. بنابراین حضور کلسیت همراه با توریت و تیتانیت در زون‌های کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th نشان می‌دهد کمپلکس‌های کربناته مانند $Th(CO_3)_{n-(2n-4)}$ و $REE(CO_3)_3$ مهم‌ترین کمپلکس‌های سیالات آلوکالین مورد نظر هستند (McLennan and Taylor, 1979; Titayeva, 1994).

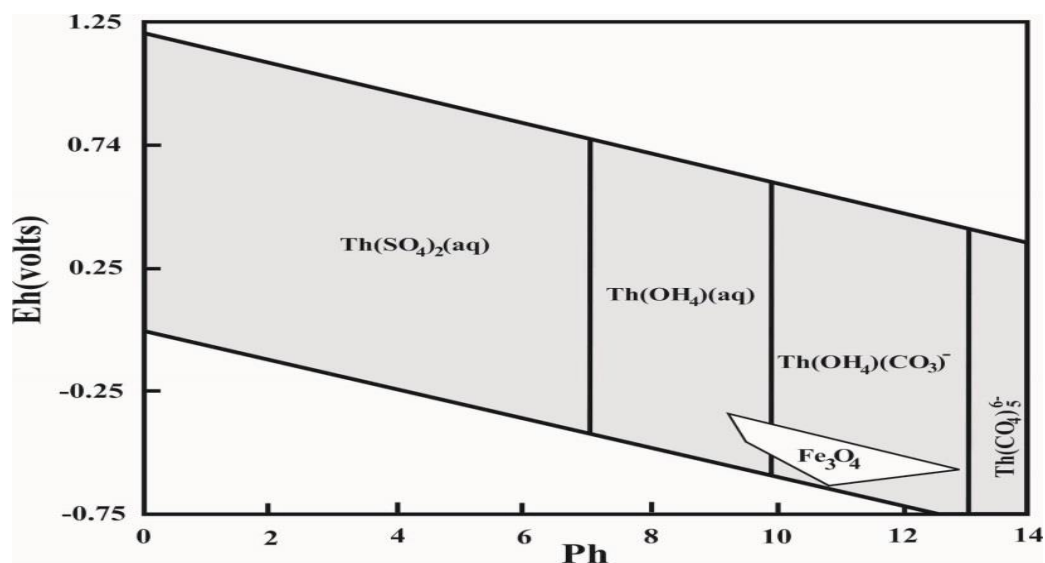
کمپلکس‌های $Th(CO_3)_{n-(2n-4)}$ تحت شرایط قلیایی پایدار هستند؛ به دلیل روابط هم‌یافتی بین سیلیکات‌ها، مگنتیت، pH و Eh سیال برای مگنتیت (۹/۵ تا ۱۳) توریم می‌تواند به صورت $Th(OH)_3CO_3$ منتقل شود (Richmann, 2008) (شکل ۳۰).

بنابراین Th می‌تواند با گونه‌های کربناته (با OH یا بدون OH) واکنش دهد و کمپلکس‌هایی به شرح ذیل تشکیل دهد:



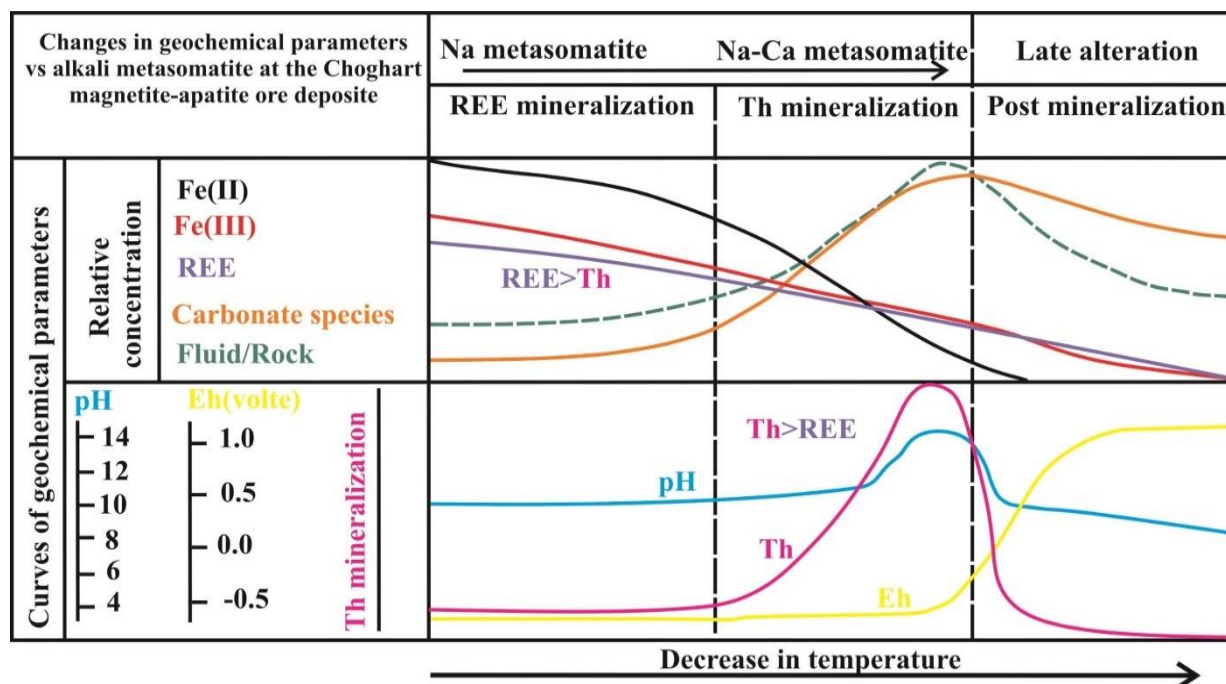
رسوب گذاری Th تحت تأثیر تغییرات Eh و pH و نسبت سیال به سنگ رخ می‌دهد. نسبت سیال به سنگ بالا در مرحله کانی‌زایی Th به وسیله شواهدی انحلالی مشخص می‌شود. افزایش pH در نتیجه دفع CO_2 از سیالات گرمابی در طول شکستگی‌های ناشی از افت فشار رخ داده است. این تأثیر قابل توجهی در ته‌نشست کمپلکس‌های کربناته Th دارد داشته است. افزایش pH سبب افزایش محتوای سیلیس در سیال به عنوان اسید سیلیسیک می‌شود و در نتیجه ته‌نشست سیلیکات Th صورت می‌گیرد (Rimstidt, 1979). بر اساس پژوهش‌های تیتایوا (Titayeva, 1994) و پیراژنو (Pirajno, 2009) در پایان فرایندهای آلپیت‌زایی تمرکز Th-U افزایش می‌یابد که می‌تواند ناشی از توانایی بالاتر Th در تشکیل کمپلکس‌های کربناته و در دسترس بودن بیشتر این گونه‌های کربناته که در دمای پایین بهترین نماینده برای انتقال Th هستند، باشند.

بنا بر بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی و نتایج آنالیز زمین‌شیمی انجام‌شده بر روی دگرته‌های آلپیت‌دار میزبان کانسارمگنتیت-آپاتیت چغارت، کانی‌زایی Th-REE یک فرایند مداوم، با تنوع مؤلفه‌های زمین‌شیمیایی مانند نسبت سیال به سنگ، pH و افزایش جزئی تا متوسط و بالا در نسبت Ca/Na در سیالات دگرته‌ای کننده همراه هستند (شکل ۳۱). در سیالات با محتوای پایین Ca/Na هیچ‌یک از کانی‌زایی‌های REE و Th رخ‌نداده است یا مقادیر کانی‌زایی ناچیز است (آلپیت‌های سفید نسل اول). در سیالات با نسبت متوسط Ca/Na کانی‌زایی REE (REE>Th) انجام‌شده است (آلپیت‌های صورتی)؛ در حالی که در سیالات با نسبت بالای Ca/Na، کانی‌زایی Th (Th>REE) صورت گرفته است (آلپیت‌های قرمز گوشتی).



شکل ۳۰. گونه غالب Th به عنوان تابعی از pH و شرایط احیا مگنتیت در نمودار ریچمن (Richmann, 2008)

Fig. 30. Predominant species of Th as a function of the pH and redox conditions of magnetites on the diagram of Richmann (2008)



شکل ۳۱. تغییرات مؤلفه‌های زمین‌شیمی مرتبط با کانی‌سازی REE-Y-Ti-Th در کانسار مگنتیت - آپاتیت چغارت. افزایش شدید pH، نسبت سیال / سنگ و غلظت گونه‌های کربناته مؤلفه‌های اصلی کنترل‌کننده کانی‌سازی هستند.

Fig. 31. Changes of the geochemical parameters associated with the Th-REE mineralization in the Choghart magnetite-apatite deposit. A sharp rise in the pH, the fluid/rocks ratio and concentration of the carbonate species are the main controlling parameters of the Th-REE mineralization.

نتیجه‌گیری

بررسی‌های ماکروسکوپی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی انجام‌شده بر روی دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی میزبان کانسار مگنتیت-آپاتیت چغارت بیانگر حضور ۴ مرحله دگرنهادی و دگرسانی سدیک، سدیک-کلسیک، پتاسیک و دگرسانی تأخیری کربناتی $\pm$ کوارتز است. در این دگرنهادی‌ها، منشأ متفاوت کانی‌زایی، هم‌یافت‌های کانی‌شناسی متفاوت (حضور سه نسل آلپیت، سه نسل مگنتیت، دو نسل کلسیت، دو نسل آمفیبول، دو نسل اپیدوت، دو نسل تیتانیت به همراه توریت و حضور اذخال‌های منفرد توریت و هوتونیت) و تغییرات غلظت REE-Y-Ti-Th در نسل‌های مختلف آلپیت‌ها، در پاسخ به کاهش فشار و دما و تغییرات احتمالی شیمی سیالات و عناصر مبادله‌شده بین سیال و سنگ در سنگ‌های میزبان کانسار چغارت است. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th مربوط به دگرسانی سدیک-کلسیک است و به صورت آلپیت‌های نسل دوم و سوم دیده می‌شود. همراهی جدایی‌ناپذیر این کانی‌زایی با آلپیت‌های نسل دوم و سوم بیانگر منشأ زایشی آنهاست و از پراکندگی دگرسانی سدیک و کلسیک پیروی می‌کند. بررسی الگوی عناصر کمیاب خاکی و عناصر جزئی ناسازگار بر روی هر سه نسل از دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و ریولیت‌های دگرنهادی نشان‌دهنده الگوی مشابه در تمامی نمونه‌ها و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که از ویژگی‌های ماگمای پدید آمده در پهنه‌های فرورانش است. بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن-کربن بر روی کلسیت‌های هم‌یافت با آلپیت‌ها، فرایند آلپیت‌زایی و کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th تحت تأثیر سیالات گرمایی دما بالا نشان می‌دهد. از طرفی بررسی‌های ایزوتوپ‌های پایدار O-H در آپاتیت‌های نسل اول مرتبط با کانسنگ مگنتیت چغارت، و بیانگر نقش شورابه‌های تبخیری و برهم‌کنش سیال و سنگ در تشکیل کانسار چغارت است. اختلاط سیال‌های ماگمایی و گرمایی دما بالا با شورابه‌های تبخیری سبب کانی‌زایی و دگرسانی در کانسار چغارت شده است. همچنین بررسی‌های ایزوتوپ پایدار گوگرد

نیز بیانگر منشأ سیالات کانه‌زا از شورابه‌های تبخیری است و نقش سیالات ماگمایی ناچیز است. عبور شورابه‌های اکسیدی داغ غنی از REE-Y-Ti-Th, P, Ca $\pm$ Fe در سنگ میزبان باعث دگرسانی ضعیف سدیک ($>170^{\circ}\text{C}$) و سدیک-کلسیک ($>280^{\circ}\text{C}$) شده که به ترتیب با ته‌نشست گسترده مگنتیت-آلپیت، مگنتیت-اسکاپولیت عیار پایین و مگنتیت-اکتینولیت عیار بالا همراه بوده است. در مرحله انتهایی دگرسانی سدیک-کلسیک، مگنتیت-آپاتیت (۲۸۰ تا ۴۲۵ درجه سانتی‌گراد) تشکیل شده است. دگرسانی پتاسیک بعد از دو فاز کانی‌زایی ذکر شده ($>280^{\circ}\text{C}$) و سپس تجمع سریسیت، کلریت و اپیدوت توسط سیالات دما پایین (۱۸۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد) آخرین مرحله کانی‌زایی است.

داده‌های ریزدماسنجی میان‌بارهای سیال بر روی کلسیت‌های مرتبط با دگرنهادی‌های آلپیت‌دار و آپاتیت‌های نسل اول تأییدکننده بازه‌های دمایی بیان شده است.

وجود کلسیت، تیتانیت، همراه با آمفیبول‌های کلسیک (اکتینولیت) و کلینوپیروکسن (اوژیت) در زون‌های کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th چغارت و وجود اذخال‌های کلسیم در ساختار توریت و همچنین محتوای کلسیم در توریت‌ها (تا ۲/۳ درصد CaO) بیانگر ته‌نشست توریت از سیالات حاوی Ca^{2+} و CO_3^{2-} تحت تأثیر اکتیویته پایین کلر است. بنابراین حضور کلسیت همراه با توریت و تیتانیت در زون‌های کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th نشان می‌دهد کمپلکس‌های کربناته مهم‌ترین عامل انتقال این عناصر در سیالات آلوکالین هستند.

بنا بر این پژوهش، در سیالات با محتوای پایین Ca/Na هیچ‌یک از کانی‌زایی‌های REE و Th رخ‌نداده است یا مقادیر کانی‌زایی ناچیز است (آلپیت‌های سفید نسل اول)؛ اما در سیالات با نسبت متوسط Ca/Na کانی‌زایی REE (REE>TH) (آلپیت‌های صورتی) و در سیالات با نسبت بالای Ca/Na کانی‌زایی Th (Th>REE) رخ‌داده است (آلپیت‌های قرمز گوشتی). در واقع، رسوب‌گذاری Th تحت تأثیر تغییرات Eh و pH و نسبت سیال به

از توالی‌های آتشفشانی - آذرآواری - تبخیری ادیاکارن - کامبرین زیرین و در وهله دوم در ارتباط با سیالات ماگمایی و گرمابی حاصل از این توده‌های نفوذی / نیمه عمیق منشأ گرفته از این ماگماتیسم گرانیتوئیدی ادیاکارن - کامبرین آغازی است. بنابر شواهد موجود، سیالات متاسوماتیک می‌تواند اغلب از نوع شورابه‌های تبخیری با مقادیر اندکی از سیالات با منشأ ماگمایی - گرمابی دما بالا باشند.

قدردانی

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از مدیریت و کارکنان شرکت سنگ آهن مرکزی ایران که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، تشکر و قدردانی نمایند.

تعارض منافع

هیچ گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

سنگ رخ داده است. نسبت سیال به سنگ بالا در مرحله کانی‌زایی Th به وسیله شواهد انحلالی مشخص می‌شود. افزایش pH در نتیجه دفع CO₂ از سیالات گرمابی در طول شکستگی‌های ناشی از افت فشار رخ داده است. این تأثیر قابل توجهی در ته‌نشست کمپلکس‌های کربناته Th دار داشته است. افزایش pH سبب افزایش محتوای سیلیس در سیال به عنوان اسید سیلیسیک می‌شود و در نتیجه ته‌نشست سیلیکات Th صورت می‌گیرد.

از نظر زمین‌ساختی، کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th، مگنتیت - آپاتیت و اورانیوم - توریم - عناصر کمیاب خاکی در کانسارهای گسترده معدنی بافق ناشی از فرورانش پروتوتیتس به زیر ایران مرکزی با ماگماتیسم گسترده گرانیتوئیدی در کمان ماگمایی اواخر نئوپروتروزوئیک - کامبرین آغازی و نهشته شدن توالی‌های آتشفشانی - آذرآواری - تبخیری هم‌زمان (سازند اسفوردی / سری ریزو و دزو / سری هرمز) در حوضه‌های کششی پشت کمان‌های ماگمایی همراه بوده است. کانی‌زایی REE-Y-Ti-Th در کانسار مگنتیت - آپاتیت چگارت مرتبط با شورابه‌های تبخیری مشتق شده

1. Metasomatic
2. Zipper basinal rift zones
3. Scanning Electron Microscope
4. Metasomatized rhyolite
5. Electron Probe Microanalysis (EPMA)
6. Triangular
7. Pseudomorphic
8. Ductile
9. REE speciation

References

- 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>
- Alexandre, P., 2010. Mineralogy and geochemistry of the sodium metasomatism related uranium occurrence of Aricheng South, Guyana. *Mineralium Deposita*, 45(1): 351–367. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0278-7>
- Allen, J.R. and Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoir: geochemical techniques for evaluation, origin and distribution. *American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma, 129 pp. <https://doi.org/10.1306/CE36576>
- 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 charnockite-granulite terranes. *Economic Geology*, 89(5): 994–1016. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.994>
- Asran, M., Ezzat, M. and Rahman, A., 2012. The Pan-African calck-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 2(1): 1–16. Retrieved July 11, 2019 from <https://www.researchgate.net/publication/268407031>
- 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>
- Atherton, M.P. and Ghani, A.A., 2002. Slab Breakoff: a model for Caledonian, late granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62(3–4): 65–85. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00111-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00111-1)
- Bell, A.S. and Simon, A., 2011. Experimental evidence for the alteration of the Fe³⁺/ΣFe of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles. *Geology*, 39(5): 499–502. <https://doi.org/10.1130/G31828.1>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(11): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-163>
- 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>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, (Developments in Geochemistry). Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Callegari, E. and Pieri, R., 1967. Crystallographic observations on some chess-board albites. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 47(1): 99–110. Retrieved March 1, 2023 from <https://www.e-periodica.ch/cntmng?pid=smp-001:1967:47::1257>
- Corriveau, L., Montreuil, J.F. and Potter, E.G., 2016. Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 111(8): 2045–2072.

- <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.2045>
- Cuney, M., Emetz, A., Mercadier, J., Mykchaylov, V., Shunko, V. and Yuslenko, A., 2012. Uranium deposits associated with Na-metasomatism from Central Ukraine: a review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews*, 44(4): 82–106.
- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.09.007>
- Cuney, M. and Kyser, K., 2008. Deposits related to Na-metamorphism and high-grade metamorphism. In: M. Cuney and K. Kyser (Editors), Recent and not-so-recent developments in uranium deposits and implications for exploration. Short Course Series, 39. Mineralogical Association of Canada, Québec, pp. 97–116. Retrieved January 14, 2023 from <https://citeseerx.ist.psu.edu/document?repid=rep1&type=pdf&doi=c1dd96a08bbd6b5292985c87580f40a759fbacfa>
- Daliran, F., 2002. Kiruna-type iron oxide-apatite ores and 'apatites' of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: T.M. Porter (Editor), *Hydrothermal Iron Oxide Copper Gold and Related Deposits: A Global Perspective* PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 303–320. Retrieved January 14, 2023 from <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-19bafq-district-irandaliran.pdf>
- Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and “apatitites” of the Bafq district, Central-East Iran. *Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits*, Irish Association for Economic Geology, Dublin, Ireland. Retrieved January 14, 2023 from https://hero.epa.gov/hero/index.cfm/reference/details/reference_id/6888901
- Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 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*. Geologists Association, Canada, pp. 143–155. Retrieved May 06, 2018 from https://www.researchgate.net/publication/292809554_Early_Cambrian_iron_oxide-apatite-REE_U_deposits_of_the_Bafq_District-east-central_Iran
- Dehghani firouzabadi, A.H., 2011. Geological prospecting plan of the Choghart deposit, scale 1:4200. Central Iron Ore Company. (in Persian)
- Deymar, S., Yazdi, M., Rezvanianzadeh, M.R. and Behzadi, M., 2018. Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand Anomaly 5, Central Iran: insights from geochemical, mineralogical, and stable isotope data. *Ore Geology Reviews*, 93: 308–336. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.008>
- Enjvik, A.K., Taubald, H., Solli, A., Grenne, T., Austrheim, H., 2018. Dynamic Metasomatism: Stable Isotopes, Fluid Evolution, and Deformation of Albitite and Scapolite Metagabbro (Bamble Lithotectonic Domain, South Norway). *Geofluids Special Issue*: 1–22. <https://doi.org/10.1155/2018/9325809>
- Fan, H.R., Groves, D.I., Mikucki, E.J. and McNaughton, N.J., 2000. Contrasting fluid types at the Nevea gold deposit in the Southern cross greenstone belt, Western Australia: Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron-formation. *Economic Geology*, 95(7): 1527–1536. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.7.1527>
- Forster, H.J. and Borumandi, H., 1971. Jungpräkambrische Magnetit-Lava und Magnetit-Tuffe aus dem Zentral Iran. *Naturwissenschaften*, 58(10): 524–524. <https://doi.org/10.1007/BF00623323>
- Forster, H., Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran-a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8): 1697–1721. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.8.1697>
- 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)
- Gaetani, G.A., 2004. The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 147(5): 511–527. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0575-1>
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide*. John Wiley & Sons, New York, United States, 472 pp.

- Giritharan, T.S. and Rajamani, V., 2001. REE geochemistry of ore zones in the Archean auriferous schist belts of the Eastern Dharwar Craton, South India. *Journal of Earth System Science*, 110(2): 143–159.
<https://doi.org/10.1007/BF02702214>
- Green, N.L., 2006. Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, Northern Cascadia subduction system. *Lithos*, 87(1–2): 23–49.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.05.003>
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977. Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological survey of Iran.
- Harris, C., 1983. The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island. *Journal of Petrology*, 24(4): 424–470.
<https://doi.org/10.1093/petrology/24.4.424>
- Heidarian, F., 2005. A Study on Mineralization U, REE and Related Processes in Anomaly No.6 Khoshomy Area Central Iran. *Journal of Nuclear Science and Technology*, 34: 47–52. Retrieved February 27, 2023 from https://jonsat.nstri.ir/article_717_3fb4ddc1ea53b26887ee3d96cf90d4fa.pdf?lang=en
- 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., Alirezaei, S., McFarlane, C. and Peighambar, 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): 87–117.
<https://doi.org/10.3390/min8030087>
- Hosseini, K., 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>
- Hosseini, K. and Shahpasandzadeh, M., 2021. Tectono-magmatic setting of the Albite-bearing metasomatite of the Ghoghart magnetite-apatite ore deposits, Bafq, Central Iran. *Scientific Quarterly Journal of Sciences*, 30(118): 81–94.
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2020.215856.1744>
- 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>
- 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(6): 173–188.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.031>
- 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): 111–128.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.6.1111>
- Johnson, C.A. and Harlow, G.E., 1999. Guatemala jadeitites and albitites were formed by deuterium-rich serpentinizing fluids deep within a subduction zone. *Geology*, 27(7): 629–632. Retrieved January 14, 2023 from [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0629:GJAAWF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0629:GJAAWF>2.3.CO;2)
- Kerkhof, A.M.V., Alfons, M. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1–4): 27–47.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00037-2)
- Khoshnoodi, K., Behzadi, M., Gannadi-maragheh, M. and Yazdi, M., 2017. Alkali Metasomatism and Th-REE Mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran. *Geologia Croatica*, 70(1): 53–69.
<https://doi.org/10.4154/gc.2017.03>
- 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>
- Küster, D. and Harms, U., 1998. Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45(1–4): 177–195.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00031-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00031-0)
- 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(1): 127–164.
<https://doi.org/10.1007/s00531-020-01942-5>
- McCulloch, M.T. and Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102 (3–4): 358–374.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90029-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90029-H)
- McLennan, M. and Taylor, B.E., 1979. Rare earth element mobility associated with uranium mineralization. *Nature*, 282: 247–250.
<https://doi.org/10.1038/282247a0>
- Mehdipour Ghazi, J., Moazzen, M., Rahgoshay, 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>
- 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. 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 Review*, 71(7): 215–236.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.018>
- Mokhtari, M.A.A., Emami, M.H. and Hosseinzadeh, Gh., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Sciences*, 122(3): 795–803.
<https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq District, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14 (3): 259–269. Retrieved June 27, 2021 from
<https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=33257>
- Nayebi, N.D., Esmaily, D.M., Chew, 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 Review*, 132(1–4).
<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.
- Oliver, N.H.S., Cleverley, J.S., Mark, G., Pollard, P.J., Marshall, L.J., Rubenach, M.J., Williams, P.J. and Baker, T., 2004. Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, Eastern Mount Isa block, Australia. *Economic Geology*, 99(6): 1145–1176.
<http://dx.doi.org/10.2113/99.6.1145>
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–285.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, Berlin, 1250 pp.
- Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through earth history. *Earth- Science Reviews*, 87(3–4): 113–133.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.12.003>
- 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>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Richmann, M.K., 2008. Letter to D. Reed (Subject: Eh/pH Diagrams for Am(III), Th(IV) and Np(V) Based on the FMT Database and Current PA Assumptions). 21 November 2008. U.S. Department of Energy, Los Alamos National Laboratory, Carlsbad Operations, Carlsbad, NM.
- Rimstidt, J.D., 1979. The kinetics of silica–water Reactions. Ph.D. Thesis, University Park, Pennsylvania, United States, 148 pp.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, 359 pp.
<https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Ronchi, P., Masetti, D., Tassan, S. and Camocino, D., 2012. Hydrothermal dolomitization in platform and basin carbonate successions during thrusting: a hydrocarbon reservoir analogue (Mesozoic of Venetian Southern Alps, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 29(1): 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.09.004>
- Ruzicka, V., 1993. Vein uranium deposits. *Ore Geology Review*, 8(3–4): 247–276.
[https://doi.org/10.1016/0169-1368\(93\)90019-U](https://doi.org/10.1016/0169-1368(93)90019-U)
- Sadeghi, R., Mehrabi, B. and Bonyadi, Z., 2009. Role of Cambrian evaporitic fluids in geochemistry and genesis of Nord Anomaly iron ore deposit, North Bafq (Central Iran). *Journal of Science (University of Tehran)*, 35(4): 155–166. Retrieved January 14, 2023 from https://journals.ut.ac.ir/article_21413_617f05dd131004d55eac8248d8e052df.pdf
- 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)
- 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>
- 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>
- 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, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Journal of Geological Society, London*, pp. 313–345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taghipour, S., Kananian, A. and Khalili, M., 2013. Sodic- Calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite- apatite deposit. *Iranian Journal of Petrology*, 4(13): 67–80. (in Persian) Retrieved June 14, 2020 from <https://www.sid.ir/fa/journal/ViewPaper.aspx?id=206317>
- Taylor, R.G., 1992. Ore textures: recognition and interpretation. *Economic Geology Research Unit, Australia*, 287 pp.
- Tian, L., Castillo, P.R., Hawkins, J.W., Hilton, D.R., Hanan, B.H. and Pietruszka, A.J., 2008. Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(4): 657–670.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039>
- Titayeva, N.A., 1994. Nuclear geochemistry. CRC Presses, Florida, United States, 304 pp. Retrieved March 1, 2023 from <https://books.google.com/books?id=ptp6VMqh4xsC&pg=PA4&dq=nuclear+geochemistry.+crc+presses,&hl=en&sa=X&ved=2ahUKEwiSusr277r9AhUxxAIHHXEiDrIQ6AF6BAGCEAI#v=onepage&q=nuclear%20geochemistry.%20crc%20presses%2C&f=false>
- 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>
- Tullis, J., Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13(4): 238–241. Retrieved January 14, 2023 from [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<238:DROFAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<238:DROFAM>2.0.CO;2)
- 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>
- Walter, L.P., 2011. *Economic Geology: Principles and Practice*. John Wiley & Sons, New York, United States, 688 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>
- Wilde, A., 2013. Towards a model for albitite type uranium. *Minerals*, 3(1): 36–48.
<https://doi.org/10.3390/min3010036>
- Williams-Jones, A.E., 2015. The hydrothermal mobility of the rare earth elements. *British Columbia Geological Survey*, 3: 119–123. Retrieved March 1, 2023 from https://cmscontent.nrs.gov.bc.ca/geoscience/publicationcatalogue/Paper/BCGS_P2015-03-14_WilliamsJones.pdf
- Williams-Jones, A.E., Schrijver, K., Doig, R. and Sangster, D.F., 1992. A model for epigenetic Ba-Pb-Zn mineralization in the Appalachian Thrust Belt Quebec: Evidence from fluid inclusions and isotopes. *Economic Geology*, 87(1): 154–174.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.1.154>
- Wilson, B.M., 1989. *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science and Business Media, London, 466 pp.
<https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Witford, D.J., Korsch, M.J., Porritt, P.M. and Craven, S.J., 1988. 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)
- Wood, S.A. 1990a. The aqueous geochemistry of rare earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic speciation of natural waters. *Chemical Geology*, 82: 159–186.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90080-Q](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90080-Q)
- Wood, S.A. 1990b. The aqueous geochemistry of rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology*, 88(1–2): 99–125.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90106-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90106-H)
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C.H., Yuie, T.F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003. Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67(3–4): 191–204.
[https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00015-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00015-X)
- Yoshida, T., Okamura, S., Sakamoto, I., Ikeda, Y., Adachi, Y., Kojima, M., Sugawara, M. and Shitahaku, R., 2013. Petrology of felsic rocks dredged from the Myojin Seamount and the Myojin Rift in the north Izu-Bonin arc-Contribution of intra-oceanic subduction system to making continental middle crust. Meeting of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, IAVCEI Scientific Assembly Kagoshima, Kagoshima, Japan. Retrieved January 14, 2023 from http://www.kazan-g.sakura.ne.jp/iaavcei2013/iaavcei_hp/PDF/4W_1B-P4.pdf
- Zahedi, A. and Hosseini, K., 2014. Petrology and geochemistry of radioactive rocks in the East and South East Choghart deposit-Yazd. National Conference on Applied Research in Economic and Engineering Geology, Ahar Branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.
<https://doi.org/10.1007/s00410-006-0095-2>
- Zhao, F., 2005. Alkali-metasomatism and uranium mineralization. In: J. Mao and F.P. Bierlein (Editors), *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer, Berlin, Heidelberg,

pp. 343–346.

https://doi.org/10.1007/3-540-27946-6_91

Ziapour, S., Esmaily, 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*, 128:103924.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103924>