



RESEARCH ARTICLE

10.22067/econg.2023.79377.1056



Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite

 Shohreh Hassanpour ^{1*} , Zohreh Rahnama ² , Susan Ebrahimi ³
¹ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

² Ph.D., Department of Earth Sciences, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Mineral Exploration, Faculty of Mining Engineering, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

ARTICLE INFO

Article History

Received: 06 November 2022

Revised: 29 January 2023

Accepted: 29 January 2023

Keywords

 Biotite
 Physicochemical condition
 Copper-Gold porphyry
 Masjeddaghi
 Iran

*Corresponding author

 Shohreh Hassanpour
 ✉ hassanpour@pnu.ac.ir

ABSTRACT

The Masjeddaghi porphyry-epithermal Cu-Au deposit has located in the western part of the Alborz-Azarbaijan zone; in the south margin of Lesser Caucasus. The Eocene porphyritic quartz diorite intrusion has intruded into the andesite volcanic rocks and formed the main host rock of Cu-Au mineralization. Hydrothermal alteration types consisted dominantly of potassic, phyllic, argillic, and propylitic, and local silicification around the veins. Electron microprobe studies indicated that the Masjeddaghi biotites has been located in the phlogopite field and fall into the field of re-equilibrated primary biotite. Moreover, these biotites indicate the tectonomagmatic setting and magma characteristics related to calc-alkaline granitoids which were originated from mantle sources. The temperature of biotites from Masjeddaghi indicated a range between 417 °C -641°C. The conditions of oxygen fugacity in the magmatic biotites are in the range of hematite-magnetite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO), which indicate high oxygen fugacity of the magma in this ore deposit. In the Masjeddaghi biotites, there is no linear/parallel trend between halogen fugacity, $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$, $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ and $\log (f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ lines. Therefore, it is possible that biotites have not formed under the same conditions and were in equilibrium in a wide range of temperatures and compositions with hydrothermal fluids.

How to cite this article

 Hassanpour, S., Rahnama, Z. and Ebrahimi, S., 2022. Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite. *Journal of Economic Geology*, 14(4): 149–174. (in Persian with English abstract)

<https://doi.org/10.22067/econg.2023.79377.1056>


©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

The Masjeddaghi porphyry-epithermal Cu-Au deposit is located in the margin of the Arasbaran Belt, in the Alborz-Azarbaijan structural zone in the NW of Iran. The host rock of mineralization is diorite porphyry, which has been intruded into the andesitic volcanic rocks. Paleocene andesitic and lavas crop out in the southeastern and eastern parts of the area. Paleocene andesitic rocks, including lavas, dikes, pyroclastic, and epiclastic rocks overlying on the Permian-Triassic rocks. The mineralized host rocks composed of the dioritic stocks that have formed the main mass of Masjeddaghi and is dated at 54 Ma (Hassanpour and Alirezaei, 2017). The Middle Eocene diorite porphyry includes granular to porphyry texture and with some dikes extending with east - west trend in the northern and eastern parts of the Masjeddaghi district. It is called the main Masjeddaghi Porphyry. This magmatic sequence and associated Cu-Mo-Au mineralization and alterations have been dated at about 54 Ma (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

The hydrothermal alteration types consist dominantly of potassic, phyllic, argillic, propylitic and locally of silicification around the veins (Ebrahimi et al., 2021; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017). The chemical composition of biotite is sensitive to chemical and physical factors which are related to magmatic and hydrothermal activities such as halogens (e.g., F and Cl) and metals compositions, elemental distributions, water concentrations, temperature and pressure. Geological and geochemical features of porphyry-epithermal Cu-Au Masjeddaghi ore deposit have been studied in detail by Ebrahimi et al., 2021; Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017. In this research study we attempt to characterize the physicochemical attributes of causative magma in the Masjeddaghi porphyry ore deposit, by using biotite mineral chemistry.

Material and methods

All samples are from the least altered diorite intrusion and from potassic alteration zone were collected from the surface and drill cores (up to

700m) in the Masjeddaghi area. More than 150 thin and thin-polished sections were studied and subsequently, four samples were selected for EMPA (Electron Micro-Probe Analyses) analysis. Twenty-six points of biotite grains were selected and analyzed by using a Cameca SX-100 instrument in czechoslovakia (central European laboratory). The analyses were conducted with 15 kV accelerating voltage and 10 nA beam current. The results were processed by using the MICA⁺ software. (Yavuz, 2003).

Results

On the basis of petrographic studies, diorite porphyry consists of plagioclase, hornblende, biotite and quartz minerals. Biotite phenocrysts are within fine grained matrix and biotite chemistry can be used as an important indicator to evaluate magma crystallization condition (Selby and Nesbitt, 2000). Three kinds of biotites have been recognized in the samples: magmatic, re-equilibrated and hydrothermal type. On the basis of Mg, (Mn+Fe²⁺) vs. (Al^{VI}+Fe³⁺+Ti), Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) vs. Al^{IV} and (Mg-Li) vs. Fe_T + Mn + Ti-Al^{VI}) diagrams all plotted in the phlogopite field. The samples in the MgO-10×(TiO₂)-(FeO+MnO) diagram fall into the field of re-equilibrated primary biotite (Nachit et al., 2005). The temperature of biotites in diorite samples varies between 417-522 °C (Bean, 1974) and 516-641 °C (Henry et al., 2005).

Discussion

Biotites in the Masjeddaghi Cu-Au porphyries are mainly Plogopite and are dominantly from the samples taken from potassic alteration zone and situated in the re-equilibrated biotites field. The ore deposit tectonically is related to the calc-alkaline magma. Generally, biotites are calc-alkaline, with high content of MgO and reduced Al₂O₃ which refers to Al and Mg replacements in an octahedral setting. This ore deposit has a Magnesium rich calc-alkaline magma. The oxygen fugacity of biotites is in the range of hematite-magnetite (HM) and nickel-nickel oxide (NNO), which indicates high oxygen fugacity of the magma in this ore deposit. In the Masjeddaghi biotites, there is no linear/parallel trend between halogen fugacity and log (fH₂O/fHF), log

($f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}$) and $\log (f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ lines. Therefore, it is possible that biotites have not formed under the same conditions and were in equilibrium in a wide range of temperatures and compositions with hydrothermal fluids. Halogen ratios of the

Masjeddaghi biotites with other porphyry deposits in the world show similarity with Bingham and Santa Rita ore deposits. Moreover, these biotites indicate the calc-alkaline signature and mantle source for the magma.



بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت

شهره حسن پور^{۱*}، زهره رهنما^۲، سوسن ابراهیمی^۳

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۲ دکتری، گروه علوم زمین، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی در انتهای غربی زون ساختاری البرز - آذربایجان، در حاشیه جنوبی پهنه قفقاز کوچک جای گرفته است. توده دیوریت پورفیری ائوسن که به درون سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی نفوذ کرده است، به رخداد کانه‌زایی رگه‌ای کوارتز - طلا دار که با دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک همراه است، منجر شده است. بررسی‌های ریزکاو الکترونی نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در زون پتاسیک مسجدداغی در رده فلوگوپیت قرار داشته و در گروه بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته ^۱ (متعلق به گروه بیوتیت‌های ماگمایی) جای گرفته‌اند. جایگاه تکتونوماگمایی و ماهیت ماگمایی توده‌های نفوذی این کانسار در ارتباط با گرانیتوئیدهای کالک‌آلکال است که از گوشته منشأ گرفته‌اند. دماسنجی بیوتیت در کانسار مسجدداغی دمایی بین ۴۱۷ تا ۶۴۱ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. شرایط فوگاسیته اکسیژن در بیوتیت‌های ماگمایی در محدوده بافر هماتیت - مگنتیت و نیکل - اکسید نیکل قرار گرفته‌اند که نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگما در این کانسار است. در بیوتیت‌های مسجدداغی بین فوگاسیته هالوژن و خطوط $\log (fH_2O/fHF)$ ، $\log (fH_2O/fHCl)$ و $\log (fHF/fHCl)$ روند خطی / موازی مشاهده نمی‌شود؛ بنابراین ممکن است، بیوتیت‌ها تحت شرایط یکسانی تشکیل نشده باشند و در طیف وسیعی از دما و ترکیب با سیالات گرمایی در تعادل مداوم بوده باشند. مقایسه هالوژن‌های کانسار مسجدداغی با سایر کانسارهای پورفیری در دنیا، تشابه را با کانسارهای بینگهام و سانتاریتا نشان می‌دهد.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۱۵</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۰۹</p> <p>واژه‌های کلیدی</p> <p>بیوتیت شرایط فیزیکوشیمیایی مس - طلای پورفیری مسجدداغی ایران</p> <p>نویسنده مسئول</p> <p>شهره حسن پور hassanpour@pnu.ac.ir ✉</p>

استناد به این مقاله

حسن پور، شهره؛ رهنما، زهره و ابراهیمی، سوسن، ۱۴۰۱. بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی توده نفوذی مولد کانسار مس - طلای پورفیری - اپی ترمال مسجدداغی با

استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت. زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۴(۴): ۱۴۹-۱۷۴. <https://doi.org/10.22067/econg.2023.79377.1056>

مقدمه

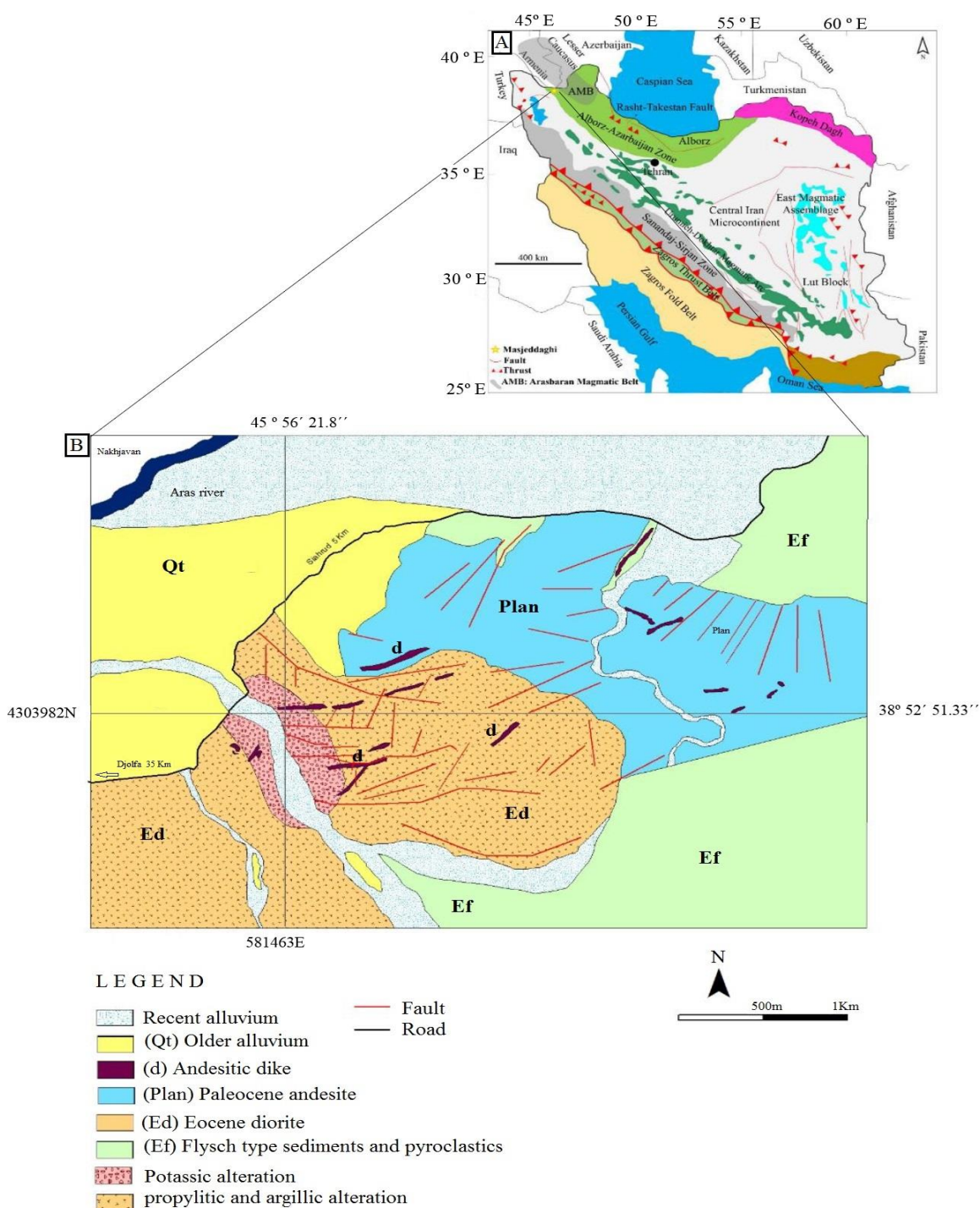
بررسی های ترکیب شیمیایی کانی های سنگ ساز آذرین که با ماگما در حال تعادل هستند، یکی از راه کارهای مهم برای دست یافتن به شرایط فیزیکوشیمیایی و تحولات ماگمایی است که فرایندهای کانی زایی در آن رخ داده است (Bineli Betsi and Lentz, 2012; Afshooni et al., 2013; Taghavi et al., 2022). بیوتیت کانی فرومنیزین است که در انواع متفاوت سنگ ها حضور دارد و می تواند ویژگی های فیزیکوشیمیایی ماگما را در وقایع سنگ شناسی و فلز زایی ثبت کند (Yavuz, 2003; Afshooni et al., 2013). اطلاعات به دست آمده از شیمی کانی بیوتیت می تواند برای تخمین دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگمای مولد، همچنین برای تعیین جایگاه ساختاری و طبقه بندی گرانیتوئیدها استفاده شود. همچنین بررسی های بسیاری بر روی هالوژن های موجود در بیوتیت (به ویژه F و Cl) برای شناسایی عوامل فیزیکوشیمیایی حاکم بر سامانه ماگمایی- گرمایی انجام شده است. این بررسی ها می تواند در فهم رفتار فلزها در طول فرایندهای انتقال و ته نشینت، طبقه بندی سری های ماگمایی، تمایز بین توده های بارور و نابارور، بررسی ویژگی های سیالات کانه ساز و تکامل آنها در طول فرایندهای کانی ساز و برآورد زمان اشباع مواد فرار و ترکیب آنها با فلزها در نحوه نهشت کانی سازی در کانسارهای پورفیری کمک شایانی کند (Munoz, 1984; Selby and Nesbitt, 2000; Afshooni et al., 2013; Moshefi et al., 2018).

بررسی های بسیار خوبی برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و نقش کانی های سنگ ساز در رخداد سیال کانه ساز در سال های اخیر انجام شده است که می توان به بررسی ترکیب بیوتیت و زمین شیمی مرتبط با سامانه های پورفیری قسمت میانی کمر بند ارومیه- دختر (Taghavi et al., 2022)، بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی کانی بیوتیت در منطقه گیسور (Pourmohammad et al., 2020)، بررسی های ویژگی های فیزیکوشیمیایی بیوتیت در کانسار مس پورفیری چاه فیروزه

(Heidari et al., 2019) و بررسی های تکامل ماگمایی- گرمایی با استفاده از کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز در کانسار پورفیری دالی (Pourkaseb et al., 2017) اشاره کرد. کانسار مسجدداغی دارای ذخیره قطعی ۸۳ میلیون تن با عیار ۰/۴۶ درصد مس و ۸۰۰۰۰ تن طلا با عیار متوسط ۱ ppm است (Hassanpour and Alirezaei, 2017). بررسی های بسیاری بر روی کانسار مسجدداغی با رویکرد شناخت محتوای فلزی، دگرسانی و سن سنجی (Hassanpour and Alirezaei, 2017)، ویژگی های زمین شیمیایی و دگرسانی (Imamalipour et al., 2011)، زمین شناسی، دگرسانی، کانی شناسی و میان بارهای سیال (Ebrahimi et al., 2021; Ebrahimi et al., 2017) انجام شده است؛ اما تاکنون ویژگی های فیزیکوشیمیایی این کانسار بر اساس شیمی کانی هایی نظیر بیوتیت و یا آمفیبول بررسی نشده است. این پژوهش با استفاده از تجزیه ریز کاو الکترونی، به بررسی شیمی کانی بیوتیت برای تعیین شاخص های ماگمای مولد کانسار ساز نظیر تعیین دمای بیوتیت، نوع بیوتیت تشکیل دهنده، فوگاسیته اکسیژن و هالوژن ها، همچنین شرایط تکونوماگمایی در ذخیره مسجدداغی پرداخته است. نتایج این پژوهش ها می تواند در تعیین دما، جایگاه زمین ساختی و حالت اکسایش که با فوگاسیته اکسیژن و هالوژن ها مشخص می شود، مورد استفاده قرار گیرد.

زمین شناسی منطقه مسجدداغی

منطقه مسجدداغی در انتهای غربی زون ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد و از نظر فلز زایی در حاشیه جنوبی پهنه ففقاژ کوچک جای گرفته است. این منطقه در حاشیه پهنه فلز زایی ارسباران قرار گرفته که از دید تکامل زمین شناسی، سنگ شناسی، ماگماتیسیم، سن و ویژگی های زمین شیمیایی و ... متفاوت از زون های ارسباران و ارومیه- دختر است (Hassanpour and Alirezaei, 2017) (شکل ۱- A). واحدهای مختلف سنگی و دگرسانی های مرتبط با کانی سازی در نقشه ۱:۱۰۰۰ مسجدداغی مشخص شده است (شکل ۱- B).



شکل ۱. A: کمربند مس پورفیری ارسباران- قفقاز کوچک بر روی نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته از نبوی (Nabavi, 1976)) که موقعیت کانسار مسجدداغی بر روی آن مشخص شده است و B: نقشه زمین شناسی محدوده مسجدداغی در مقیاس ۱:۱۰۰۰ (Hassanpour and Alirezaei, 2017)

Fig. 1. A: Arsabaran- Caucasus porphyry copper belt on the geology map of Iran (after Nabavi, 1976), which the Masjeddaghi deposit is shown, and B: Geological map of the Masjeddaghi area in 1:1000 scale (Hassanpour and Alirezaei, 2017)

طیف سنج پرتو ایکس^۲ نشان می‌دهد که این دگرسانی از کانی‌های تشکیل دهنده شامل کوارتز، کائولینیت، آلونیت، باریت و تورمالین تشکیل شده است (Imamalipour et al., 2011). دگرسانی آرژلیک متوسط با گسترش نسبتاً زیادی در نواحی شرقی و غربی منطقه کانی‌سازی حضور دارد و حاوی کائولینیت، ایلیت، کوارتز و کربنات است. دگرسانی پروپلیتیک اغلب به صورت هاله‌ای در حاشیه شرقی و در ارتفاعات و منطبق بر واحد توف آندزیت تا تراکی آندزیت مشاهده می‌شود. دگرسانی سیلیسی یکی دیگر از دگرسانی‌های محدوده مسجدداغی بوده و به صورت سیلیس بازماندی یا کوارتز حفره‌ای، اضافه شدن سیلیس و رگچه‌های نامنظم استوک و رک همراه با کانی‌سازی مس و دگرسانی پتاسیک دیده می‌شود.

دو نوع کانه‌زایی در منطقه دیده می‌شود که شامل کانه‌زایی‌های مس - طلای پورفیری (تا عمق ۷۰۰ متری) و طلای اپی ترمال (تا عمق ۱۲۰ متری) است. میزبان کانه‌زایی مس - طلای پورفیری، توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریتی است که رخنمون سطحی اندکی دارد؛ اما حفاری‌های انجام شده، نشان‌دهنده گسترش توده یادشده در عمق (تا عمق ۷۰۰ متری) است. کانی‌شناسی بخش پورفیری شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت همراه با مقادیر بسیار اندکی مولیبدنیت است که دگرسانی پتاسیک و فلیک را همراهی می‌کند. کانه‌زایی به صورت رگه و رگچه‌هایی بسیار باریک است که متقارن نبوده و نشان‌دهنده رفتار شکل‌پذیر سنگ‌ها حین کانه‌زایی هستند (NICICO, 2006).

میزان طلا در این زون اغلب پایین‌تر از بخش سامانه اپی ترمال بالایی بوده (میانگین ۱ ppm) و به عنوان محصول جانبی این نوع کانی‌زایی رخ داده است (Hassanpour and Alirezaei, 2017). به طور کلی، افزایش عیار طلا در قسمت‌های بالایی سامانه پورفیری مسجدداغی حاصل هم‌پوشانی کانه‌زایی اپی ترمال در محدوده این کانسار است (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

قدیمی‌ترین واحدهای سنگ‌شناختی این منطقه، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های فلیش گونه و آهکی ائوسن زیرین است که در حوضه رسوبی مزوزوئیک - سنوزوئیک تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی ائوسن میانی تا بالایی این مجموعه آواری - شیمیایی را پوشانده و توده نفوذی دیوریتی ائوسن به صورت استوک‌های تیره رنگ با بافت پورفیری به داخل واحدهای فلیشی و آندزیتی نفوذ کرده است (Hassanpour and Alirezaei, 2017).

تاکنون بررسی‌های کاملی بر روی دگرسانی‌های منطقه و خاستگاه کانسار مسجدداغی انجام شده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، این دگرسانی‌ها شامل پتاسیک، فلیک، آرژلیک پیشرفته و متوسط، پروپلیتیک و سیلیسی هستند (Hassanpour and Alirezaei, 2017; Ebrahimi et al., 2017; Ebrahimi et al., 2021). قسمت مرکزی این مجموعه، معرف دگرسانی پتاسیک است و کانی‌های ارتوکلاز و بیوتیت ثانویه، کانی‌های اصلی این پهنه به شمار می‌روند. دگرسانی پتاسیک در اطراف دره آراپاچایی دارای دو رخنمون مهم و با کانی‌سازی مس استوک و رک همراه است. این دگرسانی با حضور آلکالی فلدسپار ثانویه به صورت بلورهای خود شکل یا توده‌های بی‌شکل در امتداد درزه‌ها و نیز جایگزینی در حاشیه پلاژیوکلازها و بیوتیت ثانویه به صورت رگچه‌ای، تیغه‌ای و ورقه‌ای شکل همراه با کانی‌های کدر و رگچه‌های مگنتیت قابل شناسایی است. حفاری‌های انجام شده توسط شرکت ملی مس ایران نشان می‌دهد که این دگرسانی تا عمق بیش از ۷۰۰ متری در درون توده دیوریت پورفیری ادامه دارد. دگرسانی فلیک با گسترش نسبتاً زیاد در منطقه و منطبق بر واحد آندزیت تا تراکی آندزیت است. این دگرسانی در حاشیه رودخانه آراپاچایی به صورت هاله‌ای اطراف دگرسانی پتاسیک را فراگرفته است. رگه‌های کوارتزی و استوک و رک‌ها در داخل این پهنه تشکیل شده‌اند. علاوه بر پیریت، اندکی کالکوپیریت نیز همراه این دگرسانی دیده می‌شود. دگرسانی آرژلیک پیشرفته با گسترش محدود در مجاورت رگه‌های سیلیسی ایجاد شده و نتایج

روش مطالعه

شستاب‌دهنده ۱۵ کیلووات، باریکه جریان ۱۰ نانوآمپر و زمان شمارش بیشینه ۲۰ تا ۴۰ ثانیه برای عناصر Fe و Na، F، Cl و باریکه جریان ۲۰ نانوآمپر و زمان شمارش بیشینه ۱۰ ثانیه برای عناصر Ca، K، Si، Al، Mg، Ba، Mn، Cr و Ti انجام شد. نتایج به دست آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در جدول ۱ خلاصه شده است. فرمول ساختاری بیوتیت نیز بر اساس تعداد ۲۲ اتم اکسیژن با نرم‌افزار MICA⁺ محاسبه شده‌اند.

پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری از واحد دیوریت پورفیری کانسار مسجدداغی، کانی بیوتیت انتخاب و علامت‌گذاری شد. برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی، تعداد چهار مقطع انتخاب و با استفاده از دستگاه مدل Cameca SX-100 در آزمایشگاه اروپای مرکزی (کشور چک) مورد بررسی قرار گرفت. ۲۶ نقطه از نمونه‌های حاوی بیوتیت برای عناصر اصلی، فرعی و هالوژن‌ها (F و Cl) مورد تجزیه قرار گرفتند. اندازه‌گیری‌ها تحت شرایط ولتاژ

جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1. Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
SiO ₂	37.99	43.07	42.12	40.2	39	38.1	41.5	41.9	42	37.7	38.3	37.95	38.1
TiO ₂	3.74	2.26	2.28	3.32	2.34	4.32	2.5	3.08	2.37	4.45	4.07	4.11	4.33
Al ₂ O ₃	13.67	11.18	11.58	13.4	11.3	14.3	11.6	12	11.4	14.1	13.5	14.05	13.1
FeO	12.1	8.71	9.07	12.2	9.9	9.39	9.5	10.1	9.21	12.4	12.4	12.8	12.5
MnO	0.34	0.27	0.24	0.25	0.23	0.14	0.24	0.28	0.21	0.33	0.38	0.12	0.09
MgO	17.58	21.99	20.56	18.1	17	19	20.6	20.6	20	17.1	17.5	16.91	17.2
CaO	bdl	bdl	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	bdl	0.01	bdl	0.01	0.01
Na ₂ O	0.36	0.11	0.18	0.22	0.2	0.34	0.17	0.23	0.16	0.43	0.26	0.49	0.32
K ₂ O	9.18	9.06	8.73	9.54	8.24	9.36	9.32	8.97	8.35	9.05	9.25	8.65	9.21
Cr ₂ O ₃	0.01	bdl	0.01	0.05	0.48	0.01	0.01	0.01	0.07	0.05	0.02	0.04	0.3
F	1.18	1.79	1.62	0.63	1.66	0.76	1.56	1.68	1.54	1.17	1.18	0.49	1.52
Cl	0.25	0.16	0.18	0.25	0.19	0.24	0.18	0.21	0.12	0.22	0.22	0.23	0.24
TOTAL	96.4	98.6	96.59	98.2	90.6	95.9	97.2	99.2	95.5	97	97	95.85	96.9
Si	2.81	3.05	3.04	2.89	3.04	2.78	3	2.97	3.06	2.78	2.82	2.8	2.82
Al(IV)	1.19	1	1	1.11	1	1.22	1	1.01	1	1.22	1.17	1.2	1.15
Al(VI)	0.01	bdl	0.03	0.03	0.07	0.01	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl	0.03	bdl
Ti	0.21	0.12	0.12	0.18	0.14	0.24	0.14	0.16	0.13	0.25	0.23	0.23	0.24
Fe ³⁺	0.4	0.21	0.15	0.25	0.02	0.42	0.19	0.31	0.15	0.46	0.43	0.43	0.42

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Fe ²⁺	0.35	0.3	0.4	0.48	0.62	0.15	0.39	0.29	0.41	0.31	0.33	0.36	0.35
Fe ³⁺ (T)	bdl	0.02	bdl	bdl	bdl	bdl	0.01	0.02	bdl	bdl	0.01	bdl	0.04
Fe ³⁺ (M)	0.4	0.19	0.15	0.25	0.02	0.42	0.17	0.29	0.15	0.46	0.42	0.43	0.39
Mn	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Mg	1.94	2.32	2.21	1.94	1.97	2.07	2.22	2.18	2.17	1.87	1.92	1.86	1.9
Ca	bdl	bdl	0.001	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.001	bdl
Na	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.06	0.04	0.07	0.05
K	0.87	0.82	0.8	0.88	0.82	0.87	0.86	0.81	0.78	0.85	0.87	0.82	0.87
OH	1.69	1.58	1.61	1.83	1.57	1.79	1.62	1.6	1.63	1.7	1.7	1.86	1.61
F	0.28	0.4	0.37	0.14	0.41	0.18	0.36	0.38	0.36	0.27	0.28	0.11	0.36
Cl	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
I-site	0.92	0.83	0.83	0.91	0.85	0.92	0.89	0.84	0.8	0.91	0.91	0.89	0.92
M-site	3.13	3.35	3.3	3.19	3.13	3.11	3.27	3.29	3.29	3.1	3.13	3.11	3.1
IMTA-sites	10.04	10.18	10.13	10.1	9.98	10	10.2	10.1	10.1	10	10	10	10
Mgli	1.74	1.92	1.85	1.65	1.72	1.87	1.87	1.83	1.81	1.68	1.71	1.66	1.69
Feal	0.97	0.65	0.66	0.9	0.72	0.81	0.73	0.78	0.67	1.03	1.01	1	1.02
LE.	0.28	0.19	0.2	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.21	0.3	0.29	0.3	0.29
Mg#	0.72	0.89	0.8	0.73	0.75	0.78	0.79	0.78	0.8	0.71	0.72	0.7	0.71
XPh	0.62	0.69	0.67	0.61	0.63	0.67	0.67	0.66	0.66	0.61	0.61	0.6	0.6
XAn	0.11	0.09	0.12	0.15	0.2	0.05	0.12	0.09	0.13	0.01	0.11	0.12	0.11
XPdo	0.19	0.18	0.19	0.17	0.1	0.2	0.16	0.2	0.16	0.21	0.21	0.2	0.21
XMn	0.01	0.01	0.004	0.01	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl	0.01	0.01	0.002	bdl
XAl	0.002	bdl	0.01	0.01	0.02	bdl	bdl	bdl	0.01	bdl	bdl	0.01	bdl
XTi	0.07	0.04	0.04	0.06	0.04	0.08	0.04	0.05	0.04	0.08	0.07	0.07	0.08
XMg	0.62	0.67	0.67	0.61	0.63	0.67	0.67	0.66	0.66	0.61	0.61	0.6	0.6
XSid	0.14	bdl	bdl	0.1	0.07	0.14	bdl	0.01	bdl	0.16	0.13	0.16	0.12
XAnn	0.24	0.31	0.33	0.29	0.35	0.19	0.33	0.33	0.34	0.23	0.26	0.24	0.27
XFe	0.28	0.18	0.21	0.28	0.27	0.22	0.21	0.22	0.22	0.29	0.28	0.31	0.29
XPhl	0.72	0.82	0.8	0.73	0.75	0.78	0.79	0.78	0.8	0.71	0.72	0.7	0.71
A(an)	0.001	0.001	0.002	bdl	0.01	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.002	bdl
XMg*	0.69	0.81	0.78	0.7	0.71	0.73	0.78	0.76	0.77	0.67	0.68	0.66	0.67
A(ph)	0.24	0.33	0.3	0.23	0.25	0.3	0.31	0.29	0.29	0.22	0.23	0.21	0.22
X(OH)	0.85	0.79	0.8	0.91	0.78	0.9	0.81	0.8	0.82	0.85	0.85	0.93	0.81
X(F)	0.14	0.2	0.19	0.07	0.2	0.09	0.18	0.19	0.18	0.14	0.14	0.06	0.18
X(Cl)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe/(Fe+Mg)	0.28	0.18	0.2	0.28	0.25	0.22	0.21	0.22	0.21	0.29	0.28	0.3	0.29
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.47	0.59	0.73	0.66	0.97	0.26	0.67	0.48	0.74	0.4	0.43	0.46	0.46
Fe/Mg+Fe	0.15	0.12	0.15	0.2	0.24	0.07	0.15	0.12	0.16	0.14	0.15	0.16	0.16

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Al/(Al+Si)	0.42	0.31	0.32	0.39	0.34	0.44	0.33	0.34	0.32	0.44	0.41	0.44	0.41
Mn/(Mn+Fe)	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01
Phlogopite	24.85	44.55	53.14	43.5	59.3	19	51.7	29.3	49.7	12.9	16.1	15.9	14.7
Ti-phlogopite	20.82	12.02	12.38	18	13.7	23.8	13.6	16.4	13	24.6	22.5	22.8	24.1
Ferri-eastonite	39.59	21.12	15.03	25.1	2.13	42.4	18.7	31.1	14.8	46	43.3	42.7	42.3
Muscovite	6.6	5.59	2.5	4.18	0.36	7.07	4.46	7.54	2.46	7.71	8.63	7.12	10.6
Eastonite	bdl	bdl	bdl	bdl	9.43	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Talc	8.14	16.72	16.95	9.27	15.1	7.79	11.5	15.6	20.2	8.76	9.43	11.4	8.29
F/(F+OH)	0.14	0.2	0.19	0.07	0.21	0.09	0.18	0.19	0.18	0.14	0.14	0.06	0.18
Cl/(Cl+OH)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
IV(F)	1.86	1.77	1.8	2.17	1.69	2.13	1.82	1.77	1.81	1.84	1.85	2.25	1.71
IV(Cl)	-4.48	-4.42	-4.44	-4.4	-4.4	-4.5	-4.5	-4.5	-4.3	-4.4	-4.4	-4.4	-4.5
IV(F/Cl)	6.34	6.2	6.24	6.58	6.13	6.65	6.26	6.25	6.05	6.23	6.25	6.61	6.16
logXCl/XOH	-1.73	-1.92	-1.86	-1.8	-1.8	-1.8	-1.9	-1.8	-2	-1.8	-1.8	-1.8	-1.7
logXF/XOH	-0.79	-0.6	-0.64	-1.1	-0.6	-1	-0.7	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-1.2	-0.7
logXF/XCl	0.95	1.32	1.23	0.67	1.21	0.77	1.21	1.17	1.38	1	1	0.6	1.07
log XMg/XFe	0.35	0.58	0.51	0.33	0.38	0.48	0.51	0.48	0.49	0.32	0.33	0.29	0.32
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	4.78	4.67	4.69	5.08	4.58	5.06	4.71	4.66	4.7	4.76	4.77	5.17	4.62
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	4.15	4.38	4.31	4.19	4.22	4.23	4.32	4.24	4.49	4.2	4.2	4.21	4.14
logf(HF)/f(HCl)fluid	-1.42	-1.18	-1.24	-1.7	-1.2	-1.7	-1.3	-1.3	-1.1	-1.3	-1.4	-1.7	-1.3
logf(H ₂ O)/f(HF)	4.31	4.22	4.24	4.62	4.14	4.58	4.27	4.22	4.28	4.29	4.3	4.7	4.16
logf(H ₂ O)/f(HCl)	1.53	1.58	1.56	1.6	1.57	1.49	1.56	1.53	1.76	1.62	1.61	1.65	1.56
logf(HF)/f(HCl)	2.78	2.64	2.68	3.02	2.57	3.09	2.71	2.69	2.5	2.67	2.69	3.05	2.6
T ⁺ Beane, 1974	481	590	561	463	495	553	566	538	543	458	466	449	457
T ⁺ Henry et al., 2005	618	540	539	587	542	656	560	589	544	626	628	626	637
SiO ₂	37	38.04	37.95	39	39	40.2	37.9	39.2	36.5	36	37.1	38	36
TiO ₂	4.05	2.14	4.04	3.19	2.44	2.47	2.8	3.03	2.45	2.46	3.52	3.15	3.13
Al ₂ O ₃	14.2	12.02	13.61	14	12	13	14.4	13.3	13.6	14.1	13.1	14	13
FeO	12.9	13.59	13.57	12.4	10.6	11	12.6	11.7	11.9	12.6	11.5	13	12.2
MnO	0.18	0.08	0.23	0.07	0.09	0.16	0.14	0.14	0.21	0.17	0.19	0.28	0.43
MgO	16.8	19.21	16.57	20.1	18.1	19.5	18.1	18.7	20.9	21.6	18	17.1	20.1
CaO	0.01	0.03	0.02	0.05	0.07	0.11	0.03	0.01	0.3	0.16	0.02	0.03	0.01
Na ₂ O	0.33	0.25	0.47	0.43	0.14	0.21	0.17	0.15	0.15	0.11	0.28	0.13	0.13
K ₂ O	9.03	9.42	8.76	9.66	9.06	8.95	9.12	9.04	4.96	4.67	9.58	8.65	9.24
Cr ₂ O ₃	0.02	0.12	0.01	0.16	0.03	0.03	0.09	0.01	0.01	0.02	0.06	0.05	0.06
F	0.47	0.74	0.36	1.21	0.54	0.88	0.64	0.85	0.69	0.72	0.48	0.73	0.69
Cl	0.25	0.27	0.29	0.25	0.15	0.29	0.26	0.24	0.22	0.21	0.27	0.24	0.18
TOTAL	95.3	95.91	95.88	95.7	92.2	96.8	96.2	96.3	91.9	92.8	94	95.3	95.2
Si	2.76	2.85	2.81	2.77	2.96	2.92	2.79	2.87	2.76	2.7	2.8	2.83	2.71
Al(IV)	1.24	1.06	1.19	1.17	1.04	1.09	1.21	1.13	1.21	1.24	1.16	1.17	1.16
Al(VI)	0.02	bdl	0.003	bdl	0.04	0.03	0.05	0.02	bdl	bdl	bdl	0.06	bdl
Ti	0.23	0.12	0.23	0.17	0.14	0.14	0.16	0.17	0.14	0.14	0.2	0.18	0.18

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Fe ³⁺	0.47	0.45	0.43	0.49	0.13	0.27	0.41	0.36	bdl	bdl	0.4	0.4	bdl
Fe ²⁺	0.34	0.4	0.42	0.24	0.55	0.4	0.37	0.35	0.75	0.79	0.33	0.41	0.77
Fe ³⁺ (T)	bdl	0.09	bdl	0.05	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.04	bdl	bdl
Fe ³⁺ (M)	0.45	0.36	0.43	0.44	0.13	0.27	0.41	0.36	bdl	bdl	0.36	0.4	bdl
Mn	0.01	0.01	0.01	bdl	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03
Mg	1.87	2.14	1.83	2.13	2.04	2.11	1.99	2.05	2.36	2.41	2.03	1.9	2.25
Ca	bdl	0.002	0.002	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	0.02	0.01	bdl	bdl	bdl
Na	0.05	0.04	0.07	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02
K	0.86	0.9	0.83	0.88	0.88	0.83	0.86	0.85	0.48	0.45	0.92	0.82	0.87
OH	1.86	1.79	1.88	1.7	1.85	1.76	1.82	1.77	1.81	1.8	1.85	1.8	1.81
F	0.11	0.18	0.1	0.27	0.13	0.2	0.15	0.2	0.17	0.17	0.12	0.17	0.16
Cl	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02
I-site	0.91	0.94	0.9	1	0.9	0.87	0.88	0.87	0.52	0.48	1	0.84	0.91
M-site	3.09	3.24	3.12	3.23	3.16	3.24	3.16	3.2	3.4	3.47	3.1	3.16	3.34
IMTA-sites	10	10.17	10.01	10.2	10.1	10.11	10.1	10.1	9.89	9.89	10.1	10	10.1
Mgli	1.71	1.94	1.63	1.89	1.79	1.82	1.8	1.8	2.21	2.3	1.86	1.69	2.13
Feal	1.03	0.98	1.08	0.91	0.78	0.78	0.89	0.87	0.9	0.94	0.94	0.94	0.97
LE.	0.31	0.29	0.32	0.26	0.25	0.24	0.28	0.26	0.25	0.25	0.27	0.3	0.26
Mg#	0.7	0.72	0.69	0.74	0.75	0.76	0.72	0.74	0.76	0.75	0.74	0.7	0.75
XPh	0.6	0.64	0.59	0.65	0.65	0.65	0.63	0.64	0.69	0.7	0.65	0.6	0.67
XAn	0.11	0.12	0.13	0.07	0.17	0.12	0.12	0.11	0.22	0.23	0.11	0.13	0.23
XPdo	0.2	0.2	0.2	0.22	0.12	0.17	0.19	0.19	0.04	0.03	0.18	0.19	0.04
XMn	bdl	0.002	0.01	bdl	bdl	0.003	bdl	bdl	0.004	bdl	bdl	0.01	0.01
XAl	0.01	bdl	0.001	bdl	0.01	0.01	0.02	0.01	bdl	bdl	bdl	0.02	bdl
XTi	0.07	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.06	0.07	0.05
XMg	0.6	0.64	0.59	0.65	0.65	0.65	0.63	0.64	0.69	0.7	0.65	0.6	0.67
XSid	0.18	0.06	0.15	0.13	0.05	0.08	0.17	0.1	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12
XAnn	0.22	0.29	0.26	0.22	0.3	0.27	0.21	0.26	0.18	0.16	0.23	0.24	0.2
XFe	0.31	0.28	0.32	0.26	0.26	0.25	0.29	0.26	0.24	0.25	0.26	0.31	0.25
XPhl	0.7	0.72	0.69	0.74	0.75	0.78	0.72	0.74	0.76	0.75	0.74	0.7	0.75
A(an)	bdl	0.002	0.002	bdl	0.01	0.002	bdl	bdl	0.01	0.01	bdl	bdl	0.01
XMg*	0.66	0.71	0.65	0.72	0.73	0.74	0.69	0.72	0.73	0.73	0.77	0.66	0.71
A(ph)	0.22	0.27	0.2	0.27	0.27	0.28	0.25	0.26	0.33	0.34	0.27	0.22	0.31
X(OH)	0.93	0.9	0.94	0.85	0.93	0.88	0.91	0.89	0.9	0.9	0.93	0.9	0.91
X(F)	0.06	0.09	0.04	0.12	0.07	0.1	0.08	0.1	0.08	0.06	0.06	0.09	0.08
X(Cl)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.3	0.28	0.32	0.26	0.25	0.24	0.28	0.26	0.24	0.25	0.26	0.3	0.25
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Fe ³⁺	0.42	0.47	0.5	0.33	0.81	0.6	0.48	0.49	1	1	0.45	0.51	1
Fe/Mg+Fe	0.15	0.16	0.19	0.1	0.21	0.16	0.16	0.15	0.24	0.25	0.14	0.18	0.25
Al/(Al+Si)	0.45	0.37	0.42	0.42	0.36	0.38	0.45	0.4	0.44	0.46	0.42	0.44	0.43

ادامه جدول ۱. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته کانسار مسجدداغی

Table 1 (Continued). Chemical composition of re-equilibrated biotites from the Masjeddaghi deposit

Sample	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13
Mn/(Mn+Fe)	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04
Phlogopite	13.7	19.51	17.7	6	61.4	42.06	25.6	27.7	38.41	33.6	26.3	20.3	72.5
Ti-phlogopite	22.7	12.04	22.53	17.1	13.9	13.49	15.5	16.7	13.91	13.9	20	17.6	17.7
Ferri-eastonite	46.6	45.25	42.47	49.2	12.9	26.7	40.6	36.3	bdl	bdl	39.9	39.7	bdl
Muscovite	7.77	17	7.08	13.5	2.16	4.45	6.77	6.05	bdl	bdl	10.4	6.62	bdl
Eastonite	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	0.07	0.14	bdl	bdl	0.33
Talc	9.16	6.23	10.22	6.08	9.6	13.23	11.6	13.3	47.62	52.5	3.41	15.8	9.45
F/(F+OH)	0.06	0.09	0.04	0.14	0.01	0.1	0.08	0.1	0.08	0.09	0.06	0.09	0.08
Cl/(Cl+OH)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
IV(F)	2.27	2.12	2.38	1.9	2.28	2.06	2.16	2.05	2.19	2.18	2.31	2.06	2.18
IV(Cl)	-4.41	-4.53	-4.43	-4.5	-4.3	-4.57	-4.5	-4.5	-4.54	-4.5	-4.5	-4.39	-4.4
IV(F/Cl)	6.68	6.66	6.81	6.41	6.55	6.63	6.63	6.52	6.73	6.7	6.84	6.46	6.59
logXCl/XOH	-1.77	-1.72	-1.71	-1.8	-2	-1.69	-1.8	-1.8	-1.81	-1.8	-1.7	-1.77	-1.9
logXF/XOH	-1.22	-1.01	-1.35	-0.8	-1.2	-0.94	-1.1	-1	-1.04	-1	-1.2	-1.02	-1
logXF/XCl	0.55	0.71	0.37	0.96	0.83	0.75	0.66	0.82	0.77	0.81	0.52	0.75	0.86
log XMg/XFe	0.3	0.35	0.27	0.4	0.4	0.42	0.33	0.38	0.46	0.45	0.39	0.28	0.42
logf(H ₂ O)/f(HF)fluid	5.19	5.03	5.29	4.82	5.18	4.97	5.08	4.97	5.12	5.11	5.23	4.98	5.1
logf(H ₂ O)/f(HCl)fluid	4.18	4.15	4.11	4.19	4.42	4.13	4.17	4.2	4.27	4.3	4.16	4.18	4.35
logf(HF)/f(HCl)fluid	-1.79	-1.7	-1.94	-1.5	-1.6	-1.67	-1.7	-1.6	-1.74	-1.7	-1.9	-1.57	-1.6
logf(H ₂ O)/f(HF)	4.72	4.57	4.83	4.35	4.72	4.51	4.61	4.5	4.64	4.62	4.76	4.51	4.63
logf(H ₂ O)/f(HCl)	1.6	1.47	1.57	1.49	1.73	1.43	1.53	1.54	1.47	1.48	1.47	1.61	1.59
logf(HF)/f(HCl)	3.12	3.1	3.26	2.85	3	3.07	3.07	2.97	3.18	3.14	3.29	2.9	3.03
T ⁺ Beane, 1974	457	514	436	522	521	525	489	507	443	420	520	451	417
T ⁺ Henry et al., 2005	627	516	641	593	552	546	565	585	574	574	621	580	610

بحث و بررسی

سنگ‌نگاری کانی بیوتیت

سطحی بسیار محدود (۱۰۰ متر مربع) است. بررسی‌های سنگ‌نگاری بیش از ۱۵۰ مقطع نازک و نازک- صیقلی از نمونه‌های سطحی و عمقی این توده و نواحی دگرسان‌شده جهت تعیین نوع بیوتیت و انتخاب نمونه مناسب برای بررسی‌های ریزکاو

کانسار پورفیری مسجدداغی در ارتباط با چند استوک نیمه عمیق با جنس دیوریت پورفیری شکل گرفته که دارای رخنمون‌های

سالم (با تعداد بسیار محدود) و دگرسان کانسار مسجدداغی، بیوتیت‌های موجود در سنگ از نوع ماگمایی، تعادل مجدد یافته و گرمابی یا ثانویه هستند (شکل ۲-۲، A، B و C). بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته منشأ ماگمایی داشته و در پهنه دگرسانی پتاسیک به صورت دانه‌های بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده که در مواردی به بیوتیت‌های گرمابی ریزدانه تبدیل شده‌اند (شکل ۲-۲، A). غالب بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های مسجدداغی از نوع تعادل مجدد یافته و گرمابی هستند (شکل ۲-۲، B) که بر اساس نمودار (MgO-) $(\text{FeO}+\text{MnO})-10\times\text{TiO}_2$ (Nachit et al., 2005)، نمونه‌های آنالیز شده بیوتیت‌های مسجدداغی در محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار گرفته است (شکل ۳).

شیمی کانی بیوتیت

کانی بیوتیت به دلیل حضور گسترده در سنگ‌های مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی ماگمایی، دگرگونی و گرمابی برای بررسی‌های فلززایی بسیار مفید است (Nachit et al., 2005). با مطالعه بر روی این کانی می‌توان مؤلفه‌های مهمی مانند O_2 ، HCl ، H_2O و HF در محلول‌های ماگمایی / گرمابی را بررسی کرد (Abdel-Rahman, 1994; Selby and Nesbitt, 2000; Nachit et al., 2005). بیوتیت جزو گروه میکاها و با فرمول کلی $\text{M}_2\text{M}_{4-6}\text{X}_8\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_4$ است که به دلیل ساختار بلوری پیچیده می‌تواند تعداد زیادی عناصر با اندازه و بار یونی مختلف را در خود جای دهد.

طبقه‌بندی بیوتیت‌ها

به طور معمول بیوتیت را می‌توان به عنوان سری محلول جامد بین چهار عضو از میکاهای Fe-Mg- و Fe-Mg-AlSi₃، میکاهای Fe-Mg-AlSi₃Al₂Si₂، شامل سیدروفیلیت $\text{KFe}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ و ایستونیت $\text{KMg}_2\text{Al}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ است و میکاهای Fe-Mg-AlSi₃ شامل آنیت $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ و فلوگوپیت

الکترونی صورت گرفته است. در بررسی‌های سنگ‌نگاری، بافت سنگ ریزدانه‌ای تا پورفیری بوده که از خمیره‌ای حاوی ریزبلورهای فلدسپار، کوارتز و بیوتیت و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده است. پلاژیوکلاز با بیش از ۴۰ درصد حجمی فراوان‌ترین کانی سیلیکاته است که در مواردی از حاشیه و مرکز به آلکالی فلدسپار، بیوتیت ثانویه، سریسیت و کانی‌های رسی تجزیه شده است. آمفیبول با رنگ سبز با فراوانی حدود ۱۰ درصد حجمی یکی از کانی‌های تیره را تشکیل داده است که در مواردی به بیوتیت ثانویه تجزیه شده است. کوارتز با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد حجمی به صورت کانی‌های بی‌شکل و کوچک‌تر از ۳۰۰ میکرون در زمینه سنگ پراکنده است. بیوتیت با رنگ قهوه‌ای با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی به صورت کانی‌های اولیه و ثانویه در سنگ مشاهده می‌شود.

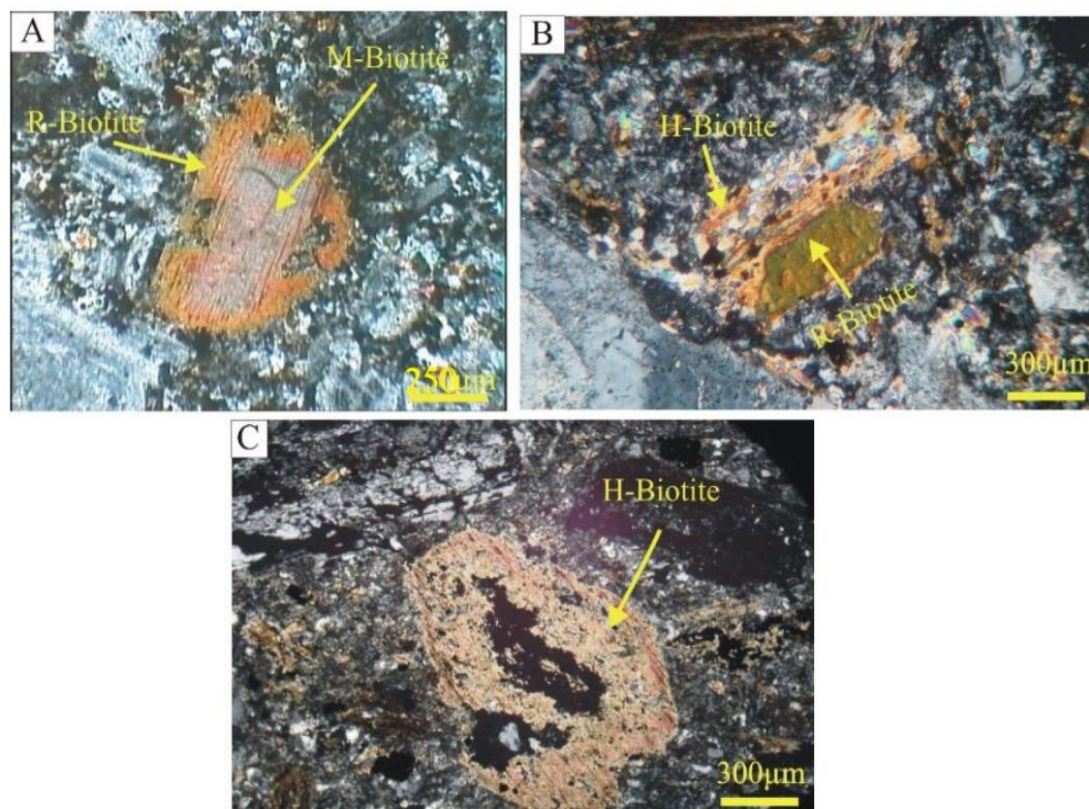
بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده بر روی کانی‌های بیوتیت، این کانی به انواع ماگمایی، تعادل مجدد یافته و گرمابی (ثانویه) تقسیم می‌شود (Nachit et al., 2005; Moshefi et al., 2018). اصطلاح ماگمایی به بیوتیت‌هایی اطلاق می‌شود که به طور مستقیم از یک مذاب سیلیکاته متبلور شده‌اند (Selby and Nesbitt, 2000) و به دو زیر گروه تقسیم می‌شوند:

- ۱) بیوتیت‌هایی با کمترین میزان دگرسانی که خارج از پهنه دگرسانی هستند.
 - ۲) بیوتیت‌های ماگمایی دگرسان شده همراه با دگرسانی‌های پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک (Selby and Nesbitt, 2000).
- اصطلاح تعادل یافته بیانگر بیوتیت‌هایی است که در طول سرد شدن ساب سالدوس دوباره تعادل پیدا کرده و از بیوتیت‌های ماگمایی نشأت گرفته‌اند (Parsapoor et al., 2015). بیوتیت گرمابی یا ثانویه مربوط به بیوتیت‌هایی است که حاصل فرایند دگرسانی است که ویژگی‌های بافتی و سنگ‌نگاری متفاوتی از بیوتیت‌های ماگمایی دارند (Selby and Nesbitt, 2000).

بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی واحد دیوریت پورفیری

هستند. روش‌های مختلفی برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری میکاها ارائه شده است که اغلب بر مبنای جابه‌جایی Fe^{2+} و Mg تعریف شده‌اند.

این $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ هستند (Rieder et al., 1998). این اعضای چهارگانه در محورهای جانشینی عمودی و افقی، به صورت تبادل Mg-Fe و تبادل $Si=Al^{IV}$ (Mg, Fe) در ارتباط



شکل ۲. تصویرهای سنگ‌نگاری انواع بیوتیت در واحد دیوریت پورفیری دارای دگرسانی پتاسیک در کانسار مسجدداغی، A: بیوتیت ماگمایی که در حال تبدیل به بیوتیت تعادل مجدد یافته است، B: بیوتیت تعادل مجدد یافته در حال تبدیل شدن به بیوتیت گرمایی و C: تبدیل آمفیبول به بیوتیت گرمایی (M-Biotite: بیوتیت ماگمایی، R-Biotite: بیوتیت تعادل یافته، H-Biotite: بیوتیت گرمایی (ثانویه))

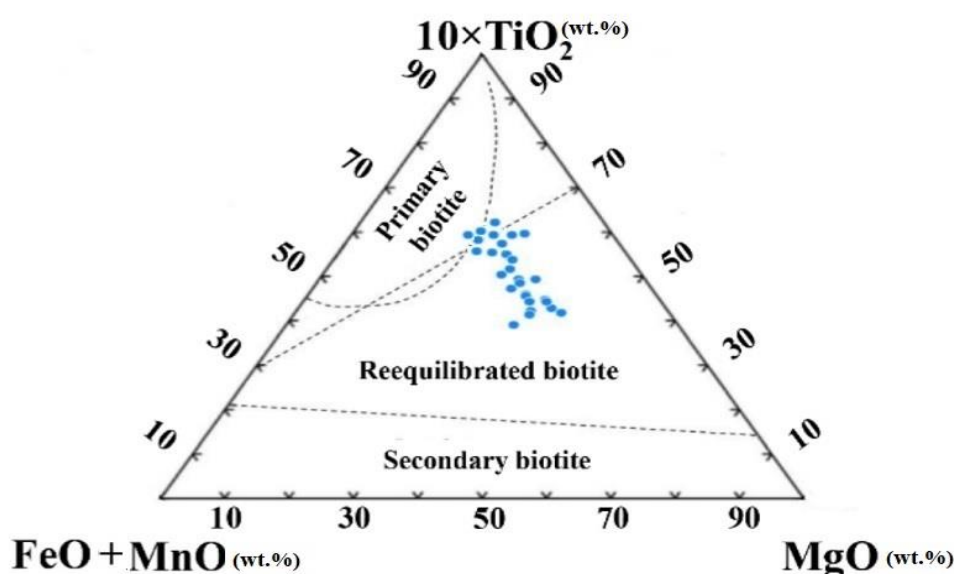
Fig. 2. Photomicrographs of different biotite in the diorite porphyry from potassic alteration of the Masjeddaghi deposit, A: Magmatic biotite converting to re-equilibrated biotite, B: Re-equilibrated biotite converting to the hydrothermal biotite, and C: Amphibolite altered to hydrothermal biotite. (M-Biotite: Magmatic biotite, R-Biotite: Re-equilibrated Biotite, H-Biotite: Hydrothermal Biotite)

برای طبقه‌بندی میکاها بر اساس اشغال موقعیت هشت وجهی طراحی شده است (Tischendorf et al., 1997)، بیوتیت‌های منطقه مسجدداغی در محدوده بیوتیت منیزیم‌دار و فلوگوپیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-B). روش مهم دیگر برای طبقه‌بندی میکاها،

میکاها بر اساس مقادیر Al^{IV} و $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ دسته‌بندی می‌شوند. بر اساس این طبقه‌بندی، بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده ترکیب ایده‌آل فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). نمودار (Mg-Li) در مقابل $(Fe_T + Mn + Ti-Al^{VI})$ که

انواع بیوتیت‌ها پیشنهاد شده است (Nachit et al., 2005) که در این نمودار، همه بیوتیت‌های مورد بررسی مسجدداغی در دامنه تعادل مجدد یافته قرار گرفته‌اند و احتمالاً این بیوتیت‌ها در زمان تشکیل زون دگرسانی پتاسیک تشکیل شده‌اند (شکل ۴-D).

نمودار سه تایی Mg، $(Mn+Fe^{2+})$ و $(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ است (Foster, 1960) که بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده بیوتیت منزیم‌دار و فلوگوپیت جای گرفته‌اند (شکل ۴-C). نمودار سه تایی $MgO-10 \times (TiO_2)-(FeO+MnO)$ برای تشخیص



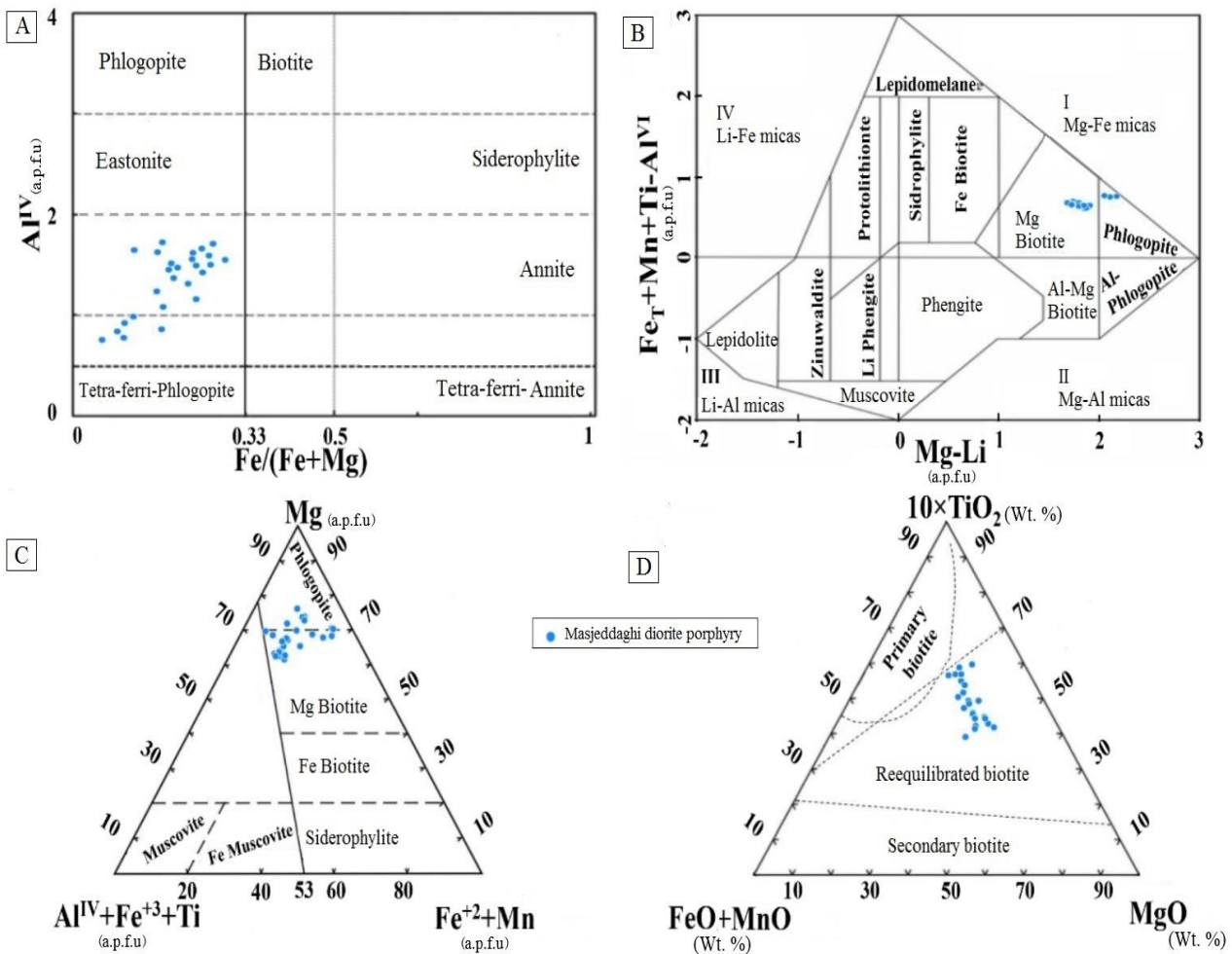
شکل ۳. نمودار $MgO-(FeO+MnO)-10 \times TiO_2$ (Nachit et al., 2005)، تمام نمونه‌های مسجدداغی در محدوده بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار دارند.

Fig. 3. $MgO-(FeO+MnO)-10 \times TiO_2$ diagram (Nachit et al., 2005), all samples from Masjeddaghi plotted in the reequilibrated area.

سنگ‌های توده دیوریت پورفیری مسجدداغی را در مناطق فرورانش کمان آتشفشانی نشان می‌دهند، همخوانی دارد (Hassanpour and Alirezaei, 2017). برای تعیین منبع ماگمای مادر از نمودار $FeO/FeO+MgO$ در مقابل MgO استفاده شد. سه منبع پوسته، گوشته و ماگمای حاصل از مخلوط گوشته و پوسته در این نمودار نشان داده شده است. بیشتر بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی در محدوده گوشته قرار گرفته‌اند و تعداد کمی از نمونه‌ها در مرز بین گوشته و پوسته پراکنده شده‌اند (شکل ۵-B).

جایگاه تکتونوماگمایی

از ترکیب بیوتیت می‌توان برای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی گرانیتوئیدها بهره برد (Parsapoor et al., 2015). نمودارهای سه گانه و دوگانه متفاوتی برای تمایز بیوتیت‌ها و جایگاه زمین‌ساختی آنها پیشنهاد شده است (Abdel-Rahman, 1994). در نمودار دو تایی $FeO-Al_2O_3$ سری ماگمایی گرانیتوئیدهای کانسار مسجدداغی در محدوده C قرار می‌گیرند که مربوط به جایگاه‌های مرتبط با فرورانش کالک‌آلکالن است (شکل ۵-A). این نمودار با نمودارهای $Rb/Y+Nb$ و Nb/Y که محیط



شکل ۴. رده‌بندی و تعیین ماهیت زمین‌شیمیایی بیوتیت در توده دیوریت پورفیری کانسار مسجدداغی، A: نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Al^{IV} که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (Rieder et al., 1998)، B: نمودار $Mg-Li$ در مقابل $Fe_T+Mn+Ti-Al^{VI}$ که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (Tischendorf et al., 1997)، C: نمودار $Mg-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ که نمونه‌ها در ناحیه فلوگوپیت و بیوتیت‌های منیزم‌دار واقع شده‌اند (Foster, 1960)، D: نمودار $10 \times TiO_2-FeO+MnO-MgO$ که نمونه‌ها در ناحیه بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته قرار دارند (Nachit et al., 2005).

Fig. 4. Biotite chemistry composition of the Masjeddaghi deposit on the classification diagrams, A: $Fe/(Fe+Mg)$ versus Al^{IV} diagram that the samples is plotted in the phlogopite domain (Rieder et al., 1998), B: $Mg-Li$ versus $Fe_T+Mn+Ti-Al^{VI}$ diagram, samples plotted in the phlogopite and Mg-Biotite area (Tischendorf et al., 1997), C: $Mg-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ diagram, samples situated in the phlogopite and Mg-Biotite area (Foster, 1960), and D: $10 \times TiO_2-FeO+MnO-MgO$ diagram which the samples located in the reequilibrated biotite (Nachit et al., 2005).

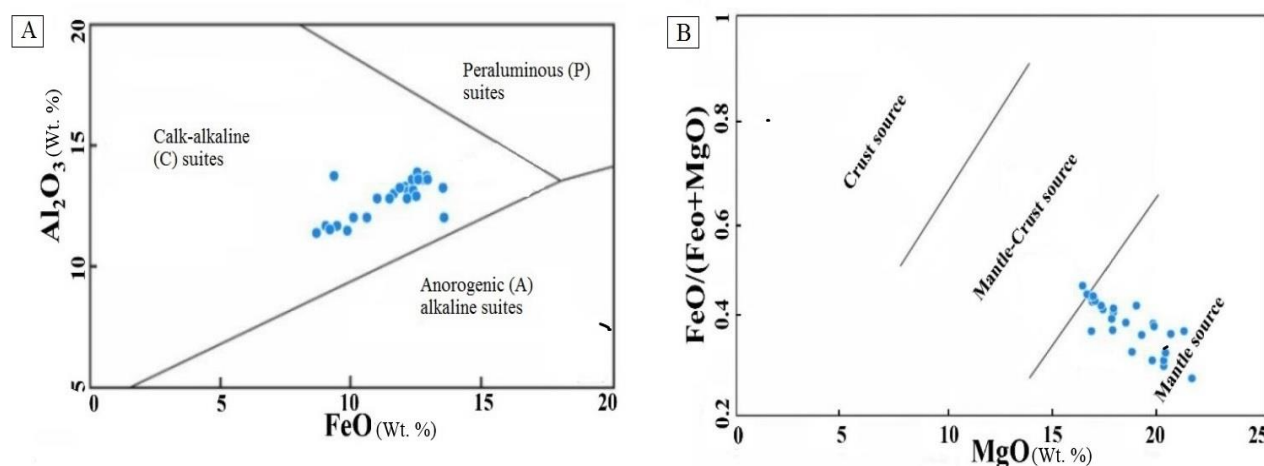
ترمومتری Ti در بیوتیت

فوغاسیته اکسیژن دارد؛ بنابراین، مقادیر Ti می‌تواند به عنوان یک شاخص مهم برای تعیین دمای ته‌نشست بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی استفاده شود (Henry et al., 2005). تمرکز Ti تابع

کانی بیوتیت یکی از مهم‌ترین میزبان‌های Ti در سنگ‌های آذرین است. محتوای Ti در بیوتیت حساسیت بالایی به تغییرات دما و

مقدار Ti در بیوتیت منجر می‌شود. در مقابل، افزایش فشار باعث کاهش قابل توجه Ti در ترکیب بیوتیت می‌شود.

چندین عامل از جمله تغییرات دما، فشار، شیمی تبلور بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست آن است (Henry et al., 2005). به نظر می‌رسد، دما بیشترین تأثیر را داشته و افزایش دما به افزایش



شکل ۵. تعیین جایگاه تکنونوماگمایی توده دیوریت پورفیری مسجدداغی بر اساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994). A: FeO vs. Al₂O₃ در مقابل که نمونه‌ها در محدوده فروانش کالک‌آلکالین قرار می‌گیرند، B: در نمودار FeO/FeO+MgO در مقابل MgO بیشتر نمونه‌ها در محدوده گوشته قرار گرفته‌اند.

Fig. 5. Tectono-magmatic situation of the Masjeddaghi intrusion on the basis of biotite chemistry (Abdel-Rahman, 1994), A: FeO vs. Al₂O₃ diagram, biotite samples plotted in the calc-alkaline area, and B: FeO/FeO+MgO vs. MgO most samples plotted in the mantle source.

بررسی‌های میان‌بارهای سیال بر روی رگچه‌های کوارتزی زون پتاسیک که در بازه ۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری‌های ۳۰ تا ۷۰ درصد وزنی قرار دارند، تقریباً همخوانی دارند (Ebrahimi et al., 2021). دمای تشکیل کوارتز نسبت به بیوتیت از دامنه وسیع‌تری برخوردار است؛ بنابراین دمای به دست آمده از ترمومتری بیوتیت بالاتر از دمای به دست آمده از ترمومتری کوارتز خواهد بود.

تعیین فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن (fO_2) یکی از مؤلفه‌های مؤثر در کانه‌زایی است که تحولات کمپلکس‌های فلزی به آن بستگی دارد. به علاوه، fO_2 تأثیرات قابل توجهی بر روی تبلور کانی، تعادل فاز

دمای بیوتیت‌ها در مناطق کانی‌سازی در کانسارهای پورفیری بر اساس معادله تجربی Ti در بیوتیت محاسبه می‌شود (Henry et al., 2005):

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3] / b\}^{0.333}$$

جایی که T دما به سانتی‌گراد، Ti به $Mg/(Mg + X_{Mg})$ (apfu) و $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ ، $c = -1.7283$ (Fe) هستند.

این معادله در بازه $X_{Mg} = 0.275 - 1.000$ ، $Ti = 0.04 - 0.60$ ، $T = 480 - 800$ °C و $apfu$ معتبر است. دمای محاسبه‌شده برای بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی در بازه ۴۱۷ تا ۵۲۲ درجه سانتی‌گراد (Beane, 1974) و در بازه ۵۱۶ تا ۶۴۱ درجه سانتی‌گراد قرار دارد (Henry et al., 2005) (جدول ۱). دمای به دست آمده از ترمومتری بیوتیت با دمای حاصل از

مسجدداغی در این نمودار با نمونه‌های دره زرشک مطابقت دارد که بیانگر فوگاسیته بالاتر اکسیژن است (Taghavi et al., 2022). در حالت‌های اکسایش متوسط تا بالا، سولفید به سولفات تبدیل می‌شود؛ بنابراین مس، طلا و مولیبدن در مذاب باقی مانده و شرایط برای کانه‌زایی این عناصر مناسب‌تر خواهد بود (Taghavi et al., 2022). تعدادی از نمونه‌ها پایین‌تر از FQM قرار دارند. از آنجا که چندین استوک پورفیری در مسجدداغی نفوذ کرده‌اند، ممکن است این نمونه‌ها مربوط به توده‌های نفوذی باشد که بدون کانی‌سازی بوده است.

فوگاسیته هالوژن‌های فلور و کلر در سیالات همراه

بیوتیت

فوگاسیته هالوژن‌ها در ماگماها یا سیالات، می‌تواند از طریق مقادیر F و Cl در بیوتیت که جایگاه هیدروکسیل را اشغال کرده‌اند تخمین زده شوند (Munoz, 1984; Zhang et al., 2016; Moshefi et al., 2018). تبادل یونی در جایگاه هیدروکسیل گسترده‌تر از جایگاه‌های هشت وجهی و چهار وجهی کانی بیوتیت است که این ویژگی باعث تسهیل رابطه تقسیم‌بندی F-Cl-OH میان بیوتیت و سیالات گرمایی وابسته خواهد شد (Selby and Nesbitt, 2000). فوگاسیته هالوژن یکی از مؤلفه‌های مفید برای درک بهتر نقش مواد فرار در سامانه‌های کانی‌ساز ماگمایی و گرمایی است (Munoz, 1984; Selby and Nesbitt, 2000). نسبت‌های فوگاسیته هالوژن توسط مونوز (Munoz, 1984) به دست آمده است که بر اساس ضرایب اصلاح‌شده برای تقسیم‌بندی F-Cl-OH بین بیوتیت و سیال گرمایی است:

(۱)

$$\text{Log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})^{\text{fluid}} = 1000/T(2.37 + 1.1(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.43 - \text{log}(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})^{\text{biotite}}$$

(۲)

$$\text{Log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})^{\text{fluid}} = 1000/T(1.15 + 0.55(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.68 - \text{log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})^{\text{biotite}}$$

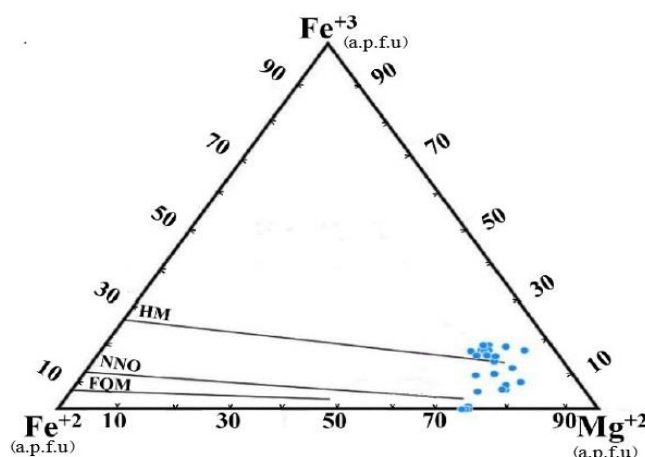
(۳)

$$\text{Log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})^{\text{fluid}} = -1000/T(1.22 + 1.65(X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}})) + 0.25 + \text{log}(X_{\text{F}}/X_{\text{Cl}})^{\text{biotite}}$$

کانی، تقسیم‌بندی عناصر کمیاب (به ویژه برای عناصر با ظرفیت پذیری متغیر)، نفوذ و رفتار مکانیکی آنها در سامانه‌های زمین‌شناسی دارد (Parkinson and Arculus, 1999). عامل f_{O_2} در مقایسه با دیگر عوامل نظیر دما، فشار و ترکیبات، تغییر نسبی بیشتری دارد (Parkinson and Arculus, 1999). به این ترتیب، f_{O_2} بر پتانسیل کانی‌سازی و رفتار تقسیم‌بندی Au, Cu و Mo بین فازهای فرومنیزین و مذاب در طول تشکیل کانسارهای پورفیری تأثیر دارد (Zhang et al., 2016). پژوهش‌ها بر روی کانسارهای Cu (Mo-Au) پورفیری نشان می‌دهند که این کانسارها با ماگماهای اکسیده همراه هستند (Sillitoe, 2010; Sun et al., 2015). فوگاسیته اکسیژن می‌تواند حالت اکسایش یک سامانه را نشان دهد. در حقیقت فوگاسیته اکسیژن بالا که در محدوده بین نیکل - اکسید نیکل (Ni-NiO) و هماتیت - مگنتیت (HM) بافر باشد، نشان‌دهنده این است که کانسار دارای ماگماهای اکسیده است (Afshooni et al., 2013). در سامانه‌های طبیعی میزان فوگاسیته اکسیژن HM بافر اغلب خیلی بالاتر از شرایط اکسایش ماگماست (Sun et al., 2015). با این حال، اغلب سامانه‌های پورفیری به مقدار HM بافر در طول کانی‌سازی می‌رسند (Sun et al., 2015). همچنین فوگاسیته اکسیژن تحت تأثیر بافر Ni-NiO برای حالت اکسایش بسیاری از عناصر ضروری است (Sun et al., 2015). یکی از مهم‌ترین روش‌های تعیین فوگاسیته اکسیژن بر اساس شیمی بیوتیت، نمودار سه تایی $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ است. این نمودار حالت فوگاسیته اکسیژن ماگمای مولد کانسارهای پورفیری را نشان می‌دهد (Dymek, 1983). بیوتیت‌های مسجدداغی در امتداد بافر FQM ترسیم شده‌اند و همراه با سرد شدن ماگما به سمت بالای بافر Ni-NiO تا HM افزایش پیدا کرده‌اند (شکل ۶). از آنجا که تغییر از محدوده بافر FMQ به سمت HM نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن محیط است (Sun et al., 2015)، بنابراین موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های مسجدداغی نشان‌دهنده فوگاسیته بالا در ماگمای کانسار را دارد. جایگاه نیمی از نمونه‌های بیوتیت

$\log (f\text{HF})$ و $\log (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ ، $(f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ ، $(f\text{HCl})$ در سیالات همراه بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری کانسار مسجدداغی محاسبه شده‌اند (جدول ۱) که نمودارهای آن در شکل ۷-A، B و C نمایش داده شده است.

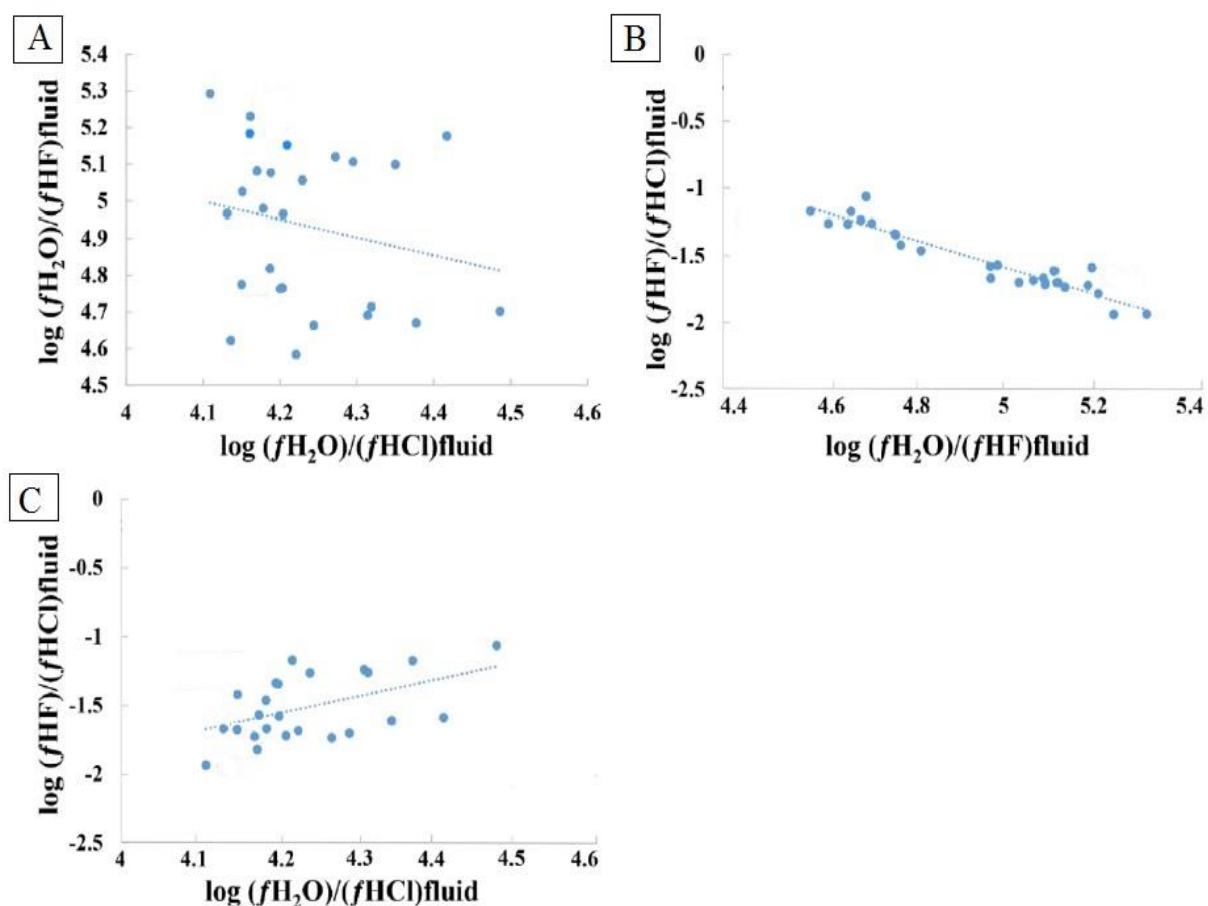
جایی که X_{OH} ، X_{Cl} ، X_{F} کسرهای مولی OH و Cl ، F در جایگاه هیدروکسیل بیوتیت، $X_{\text{Mg}}^{\text{biotite}}$ نسبت منیزیم به مجموعه کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی و دما به کلین است (Selby and Nesbitt, 2000). بر این اساس، نسبت‌های \log



شکل ۶. تعیین فوگاسیته اکسیژن توسط بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی با استفاده از نمودار سه تایی $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}^{2+}$ خطوط شکل مرز بافرهای اکسید-احیا HM (هماتیت-مگنتیت)، NNO (نیکل-نیکل-اکسید)، QFM (فایالیت-مگنتیت-کوارتز) را نشان می‌دهند. **Fig. 6.** Masjeddaghi biotite composition on the $\text{Fe}^{3+}\text{-Fe}^{2+}\text{-Mg}^{2+}$ ternary diagram, HM (hematite-magnetite), NNO (nickel-nickel-oxide) and FMQ (phayalite-magnetite-quartz) buffers.

باشد (Loferski and Ayuso, 1995). بیوتیت‌ها در ذخایر مس پورفیری در مقایسه با بیوتیت‌ها در ذخایر مولیبدن پورفیری، نسبت Cl/F بالاتری دارند؛ اما بررسی‌ها نشان می‌دهد که به صورت مشخص، ذخایر مس پورفیری در فوگاسیته اکسیژن بالا، اغلب در بافرهای (Ni-NiO) یا $(\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{O}_3)$ ، بیوتیت‌هایشان نسبت F/Cl بالاتری در مقایسه با بیوتیت‌ها در سامانه‌های مولیبدن پورفیری نشان می‌دهند (Yavuz, 2003). با موارد اشاره شده در بالا، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً در کانسار مسجدداغی، ماگما به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، نسبت F/Cl بالاتری داشته است. این موضوع با مشاهده مقادیر فراوان انیدریت و مگنتیت و در نتیجه، داشتن شرایط اکسیدان بالا در سامانه پورفیری مسجدداغی، قابل توجیه است.

در تمرکز $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ و $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ در سیالات مرتبط با بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری مسجدداغی، حضور هالوژن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است (شکل ۷-A، B و C). طبق نظر یاوز (Yavuz, 2003)، عناصر سبک و هالوژن‌ها مثل فلور و کلر نقشی مهم در تعیین کانی‌ساز بودن ذخایر مس و مولیبدن پورفیری بازی می‌کنند. وی مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در کانی‌سازی این سامانه‌ها را (۱) مقدار آب ماگما؛ (۲) ترکیب هالوژن‌ها شامل F/Cl و $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$ ؛ (۳) عمق جایگزینی؛ (۴) مقدار فوگاسیته اکسیژن؛ (۵) زمان تبخیر اگزالات‌ها و بخارات و (۶) نسبت فلز در منبع و در ماگما برشمرده است. مقدار بالای فلور و نسبت F/Cl و $\text{F}/\text{H}_2\text{O}$ ماگماهای مولیبدن پورفیری می‌تواند نتیجه فرایندهای اشباع‌شدگی از بخارات اولیه



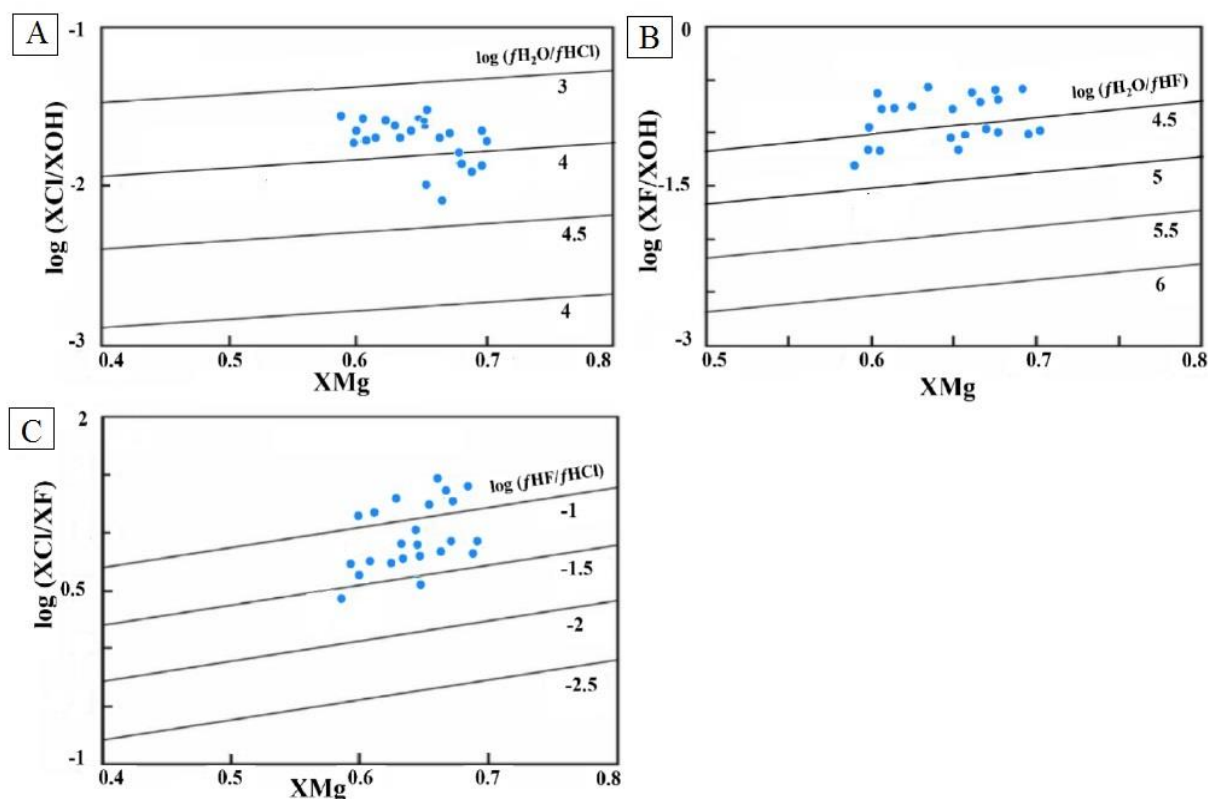
شکل ۷. نمودارهای فوگاسیته هالوژن در ترکیب بیوتیت‌های توده دیوریت پورفیری در کانسار مسجدداغی، A: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ در مقابل $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ ، B: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ در مقابل $\text{Log } (f\text{HF})/(f\text{HCl})$ و C: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ در مقابل $\text{Log } (f\text{HF})/(f\text{HCl})$

Fig. 7. Halogen fugacity diagrams in the biotite composition of the diorite porphyry Masjeddaghi deposit, A: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ vs. $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$, B: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HF})$ vs. $\text{Log } (f\text{HF})/(f\text{HCl})$, C: $\text{Log } (f\text{H}_2\text{O})/(f\text{HCl})$ vs. $\text{Log } (f\text{HF})/(f\text{HCl})$

نسبت‌های $\text{log } (X\text{Cl}/X\text{OH})$ ، $\text{log } (X\text{F}/X\text{OH})$ و $\text{log } (X\text{Cl}/X\text{F})$ به شدت به دما وابسته هستند (شکل ۸-A، B و C)؛ در حالی که دامنه روند داده‌ها اغلب تابع ترکیب بیوتیت و سیال همراه است (Boomeri et al., 2010). همچنین، نمودارهایی برای بررسی این نسبت‌ها در مقابل $X\text{Mg}$ برای کانی بیوتیت تحت شرایط یکسان نظیر دما، فشار و ترکیب سیال که روندهای تقریباً خطی را تشکیل می‌دهند، طراحی شده است (Zhu and

روندهای خطی بین فوگاسیته هالوژن‌ها و نسبت‌های $\text{log } (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ ، $\text{log } (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ و $\text{log } (f\text{HF}/f\text{HCl})$ در بیوتیت‌های مسجدداغی مشاهده نمی‌شوند (شکل ۸-A، B و C) که احتمالاً این بیوتیت‌ها تحت شرایط یکسانی تشکیل نشده‌اند. بر این اساس می‌توان این‌گونه تفسیر کرد که احتمالاً بیوتیت‌ها با سیالات گرمایی در طیف وسیعی از دما و ترکیب تعادل مداوم داشته‌اند.

DOI: 10.22067/econg.2023.79377.1056



شکل ۸. A: $\text{Log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})$ در مقابل X_{Mg} ، B: $\text{Log}(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$ در مقابل X_{Mg} ، و C: $\text{Log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{F}})$ در مقابل X_{Mg} در نمودارها، خطوط مرجع $\text{log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ ، $\text{log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ و $\text{log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ در ۷۵۰ درجه سانتی گراد برآورد شده است (Zhang et al., 2016).
Fig. 8. A: $\text{Log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})$ vs. X_{Mg} , B: $\text{Log}(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})$ vs. X_{Mg} , and C: $\text{Log}(X_{\text{Cl}}/X_{\text{F}})$ vs. X_{Mg} , in the diagrams reference, lines log of $(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$, $\text{log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ and $\text{log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ determined on the 750 °C, (Zhang et al., 2016).

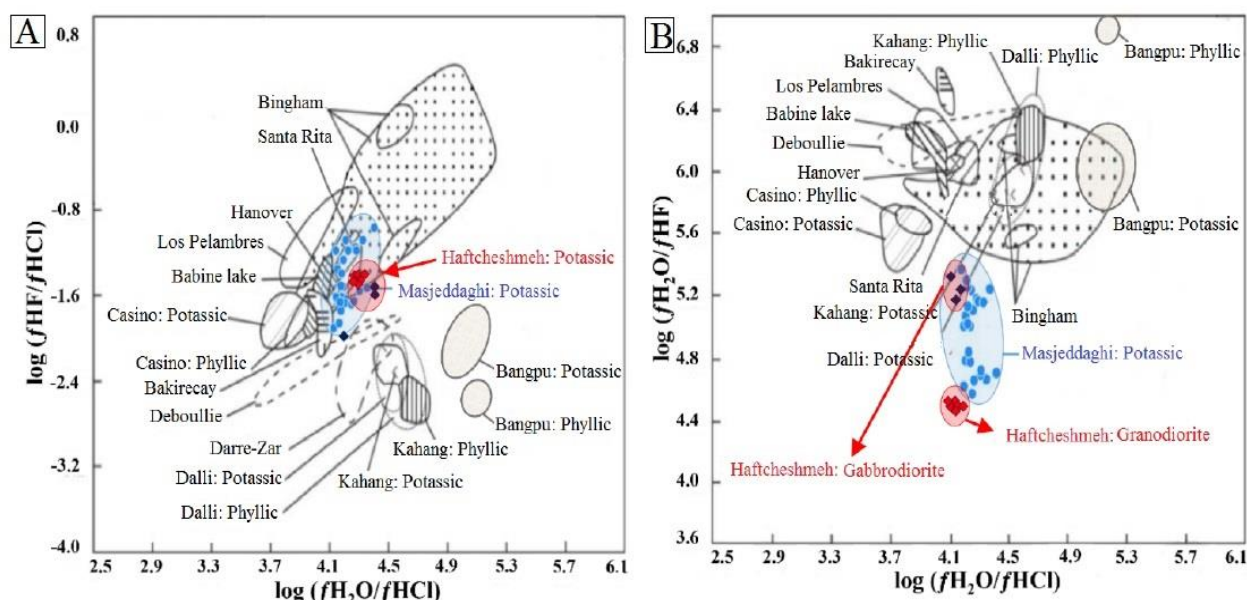
کانسار ماهرآباد (Siahcheshm et al., 2012)، کانسار کاهنگ (Parsapoor et al., 2013)، کانسار دره زار (Afshooni et al., 2015)، مقایسه شده‌اند (شکل ۸). عوامل مختلفی بر ترکیب سیالات مربوط با انواع کانسارهای پورفیری تأثیر می‌گذارند که مهم‌ترین آنها ترکیب منبع و ترکیب مواد فرار هستند (Afshooni et al., 2013). این عوامل تا حدی به جایگاه زمین‌ساختی، عمق جایگزینی، زمان خروج بخار و نسبت فلز در منبع بستگی دارد (Loferski and Ayuso, 1995; Afshooni et al., 2013). مقادیر $\text{log}(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ و $\text{log}(f_{\text{HF}}/f_{\text{HCl}})$ برای بیوتیت‌های پهنه پتاسیک مسجدداغی در محدوده کانسارهای

نسبت‌های فوگاسیته هالوژن سیالات گرمایی و مقایسه آنها با دیگر کانسارهای پورفیری

نسبت فوگاسیته هالوژن‌های سیالات گرمایی مسئول فرایندهای کانی‌سازی و دگرسانی در کانسار مورد بررسی است. این نسبت‌ها در سیالات مرتبط با دیگر کانسارهای پورفیری، به عنوان مثال با کانسار بینگهام (Parry et al., 1978)، کانسار سانتاریتا (Jacobs and Parry, 1979)، کانسار لاس پلامبرس، کانسار باین لیک و هانور (Jacobs and Parry, 1979)، کانسار دبولی (Loferski and Ayuso, 1995)، کانسار کازینو (Selby and Nesbitt, 2000)، کانسار سرچشمه (Boomeri et al., 2010)،

حالی که در مسجدداغی مقادیر فلئور بالاتری دارد که می تواند توجیه کننده مقادیر بالاتر مولیبدن در این کانسار باشد (Boomeri et al., 2010; Afshooni et al., 2013). این شکل ها پیشنهاد می کنند که مقادیر منفی $\log(fHF/fHCl)$ در کانسار مسجدداغی نشان دهنده آن است که سیالات تشکیل دهنده زون دگرسانی پتاسیک مس و طلا دار، دارای مقادیر بالاتر Cl هستند. کلرید یکی از مهم ترین لیگاندها در محلول های آبی هست که با فلزهای Cu و Au کمپلکس های قوی تشکیل می دهند.

بینگهام، سانتاریتا و باین لیک قرار گرفته اند (شکل ۹-۱). در این شکل کانسار مسجدداغی با سایر کانسارها مشابهت بیشتری دارد. در نمودار $\log(fH_2O/fHCl)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHF)$ ، نسبت های فوگاسیته هالوژن بیوتیت های مسجدداغی با دیگر کانسارهای پورفیری هم پوشانی ندارند و از مقادیر کمتری از نسبت fH_2O/fHF برخوردار است (شکل ۹-۲). به نظر می رسد، بیشتر مقادیر منفی $\log(fHF/fHCl)$ در کانسارهای پورفیری حاکی از یک سامانه گرمایی نسبتاً غنی از Cl است؛ در



شکل ۹. مقایسه کانسار مسجدداغی با دیگر کانسارهای پورفیری ایران و جهان. A: $\log(fH_2O/fHCl)$ در مقابل $\log(fHF/fHCl)$ ، B: $\log(fH_2O/fHF)$ در مقابل $\log(fH_2O/fHCl)$. کانسارهای سانتاریتا، لاس پلامبرس، باکیرچای، هانور، بینگهام، باین لیک، کازینو و دبولی از سلبی و نسیبت (Selby and Nesbitt, 2000)، کانسار دالی از آیتی و همکاران (Ayati et al., 2008)، کانسار کهنک از افشونی و همکاران (Afshooni et al., 2013)، کانسار هفت چشمه از ظاهری و همکاران (Zaheri-Abdehvand et al., 2022)

Fig. 9. Comparison of the Masjeddaghi deposit and some porphyry deposits in the world, A: $\log(fH_2O/fHCl)$ vs. $\log(fHF/fHCl)$, and B: $\log(fH_2O/fHF)$ vs. $\log(fH_2O/fHCl)$, Santa Rita, Los Pelambres, Bakircay, Hanover, Bingham, Babine Lake, Casino and Deboullie (Selby and Nesbitt, 2000), Dalli (Ayati et al., 2008), Kahang (Afshooni et al., 2013), Haftcheshmeh (Zaheri-Abdehvand et al., 2022)

برداشت شده از نمونه های سنگی متعلق به محدوده دگرسانی پتاسیک، در رده بیوتیت های تعادل مجدد یافته (متعلق به گروه بیوتیت های ماگمایی) قرار می گیرند. جایگاه تکنونوماگمایی و

نتیجه گیری

بیوتیت های نمونه های مورد بررسی کانسار مس-طلاهی پورفیری مسجدداغی در رده فلوگوپیت قرار می گیرند و بیشتر بیوتیت های

محدوده HM قرار گرفته‌اند که هر دو محدوده بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای مولد است و نشان‌دهنده آن است که در ارتباط با یک ماگمای کالک‌آلکالن هستند که از گوشته منشأ گرفته‌اند.

تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشده است.

ماهیت ماگمایی توده‌های نفوذی این کانسار در ارتباط با گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن هستند. به طور کلی، بیوتیت‌های مربوط به سری‌های کالک‌آلکالن با افزایش MgO کاهش نسبی در مقدار Al_2O_3 نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جایگزینی Mg و Al در جایگاه هشت‌وجهی بین بیوتیت‌هاست. با این تفاسیر بیوتیت‌های کانسار مسجدداغی، ماهیت ماگمایی کالک‌آلکالن غنی از منیزیوم را نشان می‌دهند. همچنین نمونه‌های بیوتیت کانسار مسجدداغی در محدوده NNO و تعدادی هم در نزدیکی

1. re-equilibrated

2. XRD

References

- Abdel-Rahman, A.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35 (2): 525–541. <http://doi.org/10.1093/PETROLOGY/35.2.525>
- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaeily, D. and Haroni, H.A., 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Review* 54: 214–232. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.04.004>
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Asadi Haroni, H., Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran. *Mineral. Petrol* 94: 107–122. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0006-5>
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(2): 241–256. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.2.241>
- Bineli Betsi, T. and Lentz, D.R., 2012. Chemical composition of rock-forming minerals in granitoids associated with Au–Bi–Cu, Cu–Mo, and Au–Ag mineralization at the Freegold Mountain, Yukon, Canada: magmatic and hydrothermal fluid chemistry and petrogenetic implications. *International Geology Review*, 55(6): 657–691. <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.731767>
- Boomeri, M., Nakashima, K. and Lentz, D.R., 2010. The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes. *Ore Geology Reviews*, 38(4): 367–38. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.09.001>
- Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Pan, Y. and Mohammadi, B., 2017. Geology, mineralogy and ore fluid characteristics of the Masjeddaghi gold bearing veins system, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 561–586 (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.51493>
- Ebrahimi, S., Pan, Y. and Rezaeian, M., 2021. Origin and evolution of the Masjeddaghi Cu-Au-Mo porphyry and gold epithermal vein system, NW Iran: Constraints from fluid inclusions and sulfur isotope studies. *Mineralogy and Petrology*, 115: 643–66. <https://doi.org/10.1007/s00710-021-00761-z>
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper, 354(B–2):11–49. <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Hassanpour, Sh. and Alirezaei, S., 2017. Eocene Masjed-Daghi porphyry Cu-Au deposit; an example of island arc porphyry type deposit in NW Iran. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 26(104): 43–58. (in Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22071/gsj.2017.50166>
- Heidari, M., Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J. and Adel Saki, A., 2019. Physicochemical attributes of parental magma in collisional porphyry copper systems; using biotite chemistry, case study: Chahfiruzeh porphyry copper deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 561–586. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v10i2.65652>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to medium pressure meta pelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3): 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Imamalipour, A., Abdoli Eslami, H. and Hajalilou, B., 2011. Geochemistry of hydrothermal alterations associated with epithermal gold mineralization in Masjeddaghi area, east of Jolfa, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 2(2): 199–215. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V2I2.7851>
- Jacobs, D.C. and Parry, W.T., 1979. Geochemistry of biotite in the Santa Rita Porphyry copper deposit, New Mexico. *Economic Geology*, 74(4): 860–887. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.4.860>
- Loferski, P.J. and Ayuso, R.A., 1995. Petrography and mineral chemistry of the composite Deboullie pluton, northern Maine, USA: Implications for the genesis of Cu-Mo mineralization. *Chemical Geology*, 123(1–4): 89–105. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00040-S](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00040-S)
- Moshefi, P., Hosseinzadeh, M.R., Moayyed, M. and Lentz, D.R., 2018. Comparative Study of Mineral Chemistry of Four Biotite Types as Geochemical Indicators of Mineralized and Barren Intrusions

- in the Sungun Porphyry Cu -Mo Deposit, Northwestern Iran. *Ore Geology Review*, 97: 1–20.
<http://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.05.003>
- Munoz, J.L., 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1): 469–494.
<https://doi.org/10.1515/9781501508820-015>
- Nabavi, H., 1976. An introduction to the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- Nachit, H., Ibhi, A.B., Abia, El-H., El Hassan, A. and Ben Ohoud, M., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- NICICO (National Iranian copper industries Co.), 2006. Final geological studies on Masjeddaghi, Unpublished interior report.
- Parkinson, I.J. and Arculus, R.J., 1999. The redox state of subduction zones: insights from arc peridotites. *Chemical Geology*, 160(4): 409–423.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00110-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00110-2)
- Parry, W.T., Ballantyne, G.H. and Wilson, J.C., 1978. Chemistry of biotite and apatite from a vesicular quartz latite porphyry plug at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 73(7): 1308–1314.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.73.7.1308>
- Parsapoor, A., Khalili, M., Tepley, F. and Maghami, M., 2015. Mineral chemistry and isotopic composition of magmatic, reequilibrated and hydrothermal biotites from Darreh-Zar porphyry copper deposit, Kerman (Southeast of Iran). *Ore Geology Reviews*, 66: 200–218.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.10.015>
- Pourkaseb, H., Zarasvandi, A. and Saed, M., 2017. Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Dalli porphyry Cu-Au deposit; using Amphibole and Plagioclas mineral chemistry. *Journal of Economic Geology*, 93(1): 73–92.
<https://doi.org/10.22067/econg.v9i1.51704>
- Pourmohammad, A.S., Ahmadi Khalaji, A., Homam, M., Tahmasebi, Z. and Ebrahimi, M., 2020. Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Geysour granitoid, East Gonabad. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 29(115): 137–150. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22071/gsj.2019.148243.1533>
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.W., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and Clay Minerals*, 36(3): 905–912.
<https://doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460513>
- Selby, D. and Nesbitt, B.E., 2000. Chemical composition of biotite from Casino Porphyry Cu–Au–Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chemical Geology*, 171(1–2): 77–93.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00248-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00248-5)
- Siahcheshm, K., Calagari, A.A., Abedini, A. and Lentz, D.R., 2012. Halogen signatures of biotites from the Maher-Abad porphyry copper deposit, Iran: characterization of volatiles in syn-to post-magmatic hydrothermal fluids. *International Geology Review*, 54(12): 1353–1368.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2011.639487>
- Sillitoe, R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1): 3–41.
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sun, W.D., Huang, R.F., Li, H., Hu, Y.B., Zhang, C.C., Sun, S.J., Zhang, L.P., Ding, X., Li, C.Y., Zartman R.E. and Ling M.X., 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Review*, 65(Part 1): 97–131.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.09.004>
- Taghavi, A., Maanijou, M., Lentz, D.R., Sepahi-Greow, A.A., Maruoka, T., Fujisaki, W. and Suzuki, K., 2022. Biotite compositions and geochemistry of porphyry-related systems from the central Urumieh Dokhtar Magmatic Belt, western Yazd, Iran: Insights into mineralization potential. *Lithos*, 412–413: 106593.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106593>
- Tischendorf, G., Gottesmann, B., Förster, H.J. and Trumbull, R.B., 1997. On Li-bearing micas: Estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, 61(409): 809–834.
<https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.409.05>
- Yavuz, F., 2003. Evaluating micas in petrologic and metallogenic aspect: I—definitions and structure of the computer program Mica+. *Computational Geosciences*, 29(10): 1203–1213.

- [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00142-0](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00142-0)
Zaheri–Abdehvand, N., Hassanpour, S., Rassa, I. and Rajabpour, S., 2022. Silicates chemistry as indicators of physicochemical and geothermometry conditions on porphyry ore system: A case study of the Haftcheshmeh Cu–Mo deposit, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 142: 104716.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104716>
- Zhang, W., Lentz, D.R., Thorne, K.G. and McFarlane, C., 2016. Geochemical characteristics of biotite from felsic intrusive rocks around the Sisson Brook W–Mo–Cu deposit, west central New Brunswick: An indicator of halogen and oxygen fugacity of magmatic systems. *Ore Geology Reviews*, 77: 82–96.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.02.004>
- Zhu, C. and Sverjensky, D.A., 1992. F–Cl–OH partitioning between biotite and apatite: *Geochemica Cosmochimica Acta*, 56(9): 3435–3467.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90390-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90390-5)