



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

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

Mineralization characterization using mineralogy and mineral chemistry of alteration zones in the Chore-Nab iron deposit (Western Alborz)

Hamed Ebrahimi Fard¹, Majid Ghasemi Siani^{2*}, AmirAli Tabbakh Shabani³, Mahya Nazarian⁴, Behrouz Karimi Shahraki⁵

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

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

3. Associate Professor, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

4. M.Sc. Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

5. Ph.D., Iranian Mineral Processing Research Center, Karaj, Iran

Article info

Article history

Received: 25 December 2022

Accepted: 07 February 2023

Keywords:

Mineral chemistry, alteration zones, IOCG type mineralization, subduction zone, Chore-Nab iron deposit, Zanjan-Zaker district.



Abstract

The Chore-Nab iron deposit is located in the northwest of the Zanjan-Zaker district. The deposit was formed in quartz monzonite, syenogranite, and granodiorite bodies intruded into Lower Cambrian volcanic (andesite) and sedimentary units (siltstone, tuff, and ignimbrite) in the Tarom-Hashtjin metallogenic province. Iron mineralization occurs as brecciated, massive, disseminated, and vein-veinlet types. Major alteration minerals include actinolite, albite, magnetite, epidote, phlogopite, k-feldspar, and biotite. The main sulfide minerals are pyrite, chalcopyrite, and bornite. Based on field and mineralogical studies, sodic-calcic, potassic, propylitic, sericitic, siliceous, and argillic alterations have been identified in the deposit. Sodic-calcic alteration (albite-actinolite-magnetite), characterized by massive and brecciated magnetite in the depth, calcic (actinolite) and potassic (secondary biotite) alteration in the middle levels associated with vein-veinlet sulfide mineralization and finally propylitic alteration (chlorite-epidote) in the shallow levels are observed. Based on the results of chemical analyses, the clinopyroxenes in the alteration zones (mainly sodic-calcic) are mostly augite and less commonly diopside. Plagioclase has a range of albite compositions. Amphiboles are calcic and often tremolite and magnesio-hornblende. Finally, the absence of Cl in the composition of the amphiboles of the Chore-Nab deposit and the presence of at least two Cl-rich amphiboles in all the IOCG deposits of the Carajas mineral province can be attributed to the lack of influence of replacement mechanisms generated by Cl-rich hydrothermal fluids during sodic-calcic alteration.

Introduction

Iron oxide-apatite (IOA) and iron-copper-gold (IOCG) deposits are among the most important iron oxide-rich deposits in the world, due to their high economic importance as sources of iron, copper, gold, silver, and bismuth. They also contain phosphorus, cobalt, niobium, uranium, and rare earth

elements (e.g., Hitzman, 2000; Barton, 2014; Simon et al., 2018). The time range of their formation spans from the Archean to the Pliocene (Hitzman, 2000). These deposits are associated with diorite, gabbro, and granodiorite in the extensional tectonic settings associated with the convergent margins and intracontinental rifts (Hitzman, 2000). Sodic-calcic alteration is one of the

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.106631>

***Corresponding author:** Majid Ghasemi Siani; **E-mail:** m.ghasemi@khu.ac.ir

How to cite this article: Ebrahimi Fard, H., Ghasemi Siani, M., Tabbakh Shabani, A.A., Nazarian, M., Karimi Shahraki, B., 2023. Mineralization characterization using mineralogy and mineral chemistry of alteration zones in the Chore-Nab iron deposit (Western Alborz). Kharazmi Journal of Earth Sciences 8(2), 164- 211.

<http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.106631>



major alteration zones of IOCG deposits (e.g., Groves et al., 2010). Kiruna-type (IAO) deposits are spatially and temporally related to IOCG deposits (Day et al., 2016). IOA and IOCG in Iran were formed during tectonomagmatic evolution related to the Early Cambrian intracontinental magmatism in central Iran and the Cenozoic magmatism related to subduction in the Alborz magmatic arc (Nabatian et al., 2015). The aim of this research is to comprehensively investigate the chemistry of the alteration minerals of the Chore-Nab iron deposit in order to determine the tectonomagmatic environment.

Materials and Methods

About twenty surface samples and drilling cores were collected from the hydrothermal alteration zones. Twenty four polished thin sections were prepared for the study of hydrothermal alteration mineralogy by ZEISS Axioplan 2 at the Kharazmi University. In addition, selected samples were investigated by electron microscopy (EPMA) using a Cameca SX100 equipped with five WDS spectrometers using an accelerating voltage of 15 kV and a probe current of 20 nA at the Iran Mineral Processing Research Center (IMPRC). Detection limit for EPMA is better than 100 ppm for all elements due to the long integration time in peak and background. About Thirty three powder samples from hydrothermal alteration zones are investigated by X-ray Diffraction (XRD) method using Philips (X'pert model) with $\text{CoK}\alpha_1$ (1.789Å) primary beam, single chronometer on secondary optics, 40 kV voltage and 35 mA current. Mineralogical composition of the samples was determined using quantitative XRD (Rietveld method). Data were collected from 4 to 80 2θ degrees, with a step size of 0.02 degree.

Results and Discussion

Field geology, petrography, and XRD analysis reveal six alteration zones including sodic-calcic, potassic, and propylitic alteration. Sericitic, siliceous, and argillic alterations were less commonly

observed in the Chore-Nab deposit. The IOCG deposits are characterized by sodic-calcic alteration (albite-actinolite-magnetite) in the deep levels, calcic alteration (mainly actinolite-specularite) in the shallower levels, and finally siliceous, argillic, sericite and magnesian alteration on the surfaces. In the Chore-Nab deposit massive magnetite formed by extensive sodic-calcic alteration (albite-actinolite-magnetite and minor content of apatite) in deep levels, magnetite veins, brecciated magnetite veins with sodic-calcic alteration (mainly actinolite-epidote-magnetite) in intermediate levels, disseminated magnetite, banded magnetite (alternation of dark bands of magnetite and light albite-actinolite) and late chalcopyrite veinlets are observed in the shallow levels of the deposit with potassic alteration. The pyroxene in the sodic-calcic alteration is augite with composition $\text{Wo}_{31.7-26.6}\text{En}_{54.5-43.6}\text{Fs}_{28.1-18.8}$. The plagioclase is albite ($\text{An}_{1.53-6.29}\text{Ab}_{91.55-97.61}\text{Or}_{0.86-2.16}$), and the amphiboles are tremolite and magnesio-hornblende types. The micas are magnesium-rich and are mostly phlogopite, and the epidote is clinozoisite. As a result, the absence of Cl (0.00) in the composition of amphiboles of the Chore-Nab deposit and the presence of Cl-rich amphiboles (0.02 to 0.19) in all the IOCG deposits of the Carajas mineral province suggest the absence of influence of replacement processes generated by Cl-rich hydrothermal fluids during the sodic-calcic alteration.

Conclusions






The Chore-Nab iron deposit is located in the northwest of the Zanjan-Zaker district. It is hosted by quartz monzonite, syenogranite and granodiorite intrusive bodies. The alteration zones in order of abundance include sodic-calcic, potassic, propylitic, sericitic, silicic and argillic. The volumetric abundance of actinolite indicates a possible transition between sodic-calcic and calcic alteration. Sodic-calcic alteration is mainly associated with massive and vein magnetite

mineralization. Finally, the abundance of sodic-calcic alteration associated with magnetite (albite-actinolite-magnetite) decreases and calcic (actinolite) and potassic (secondary biotite) alteration increases.

References

- Barton, M. D., 2014. Iron oxide (–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. *Treatise on geochemistry*, 515-541.
- Day, W. C., Slack, J. F., Ayuso, R. A., Seeger, C. M., 2016. Regional geologic and petrologic framework for iron oxide±apatite±rare earth element and iron oxide copper-gold deposits of the Mesoproterozoic St. Francois Mountains terrane, southeast Missouri, USA. *Economic Geology* 111(8), 1825-1858.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., Hitzman, M. W., 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105(3), 641-654.
- Hitzman M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter T.M. (ed.), *hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, 9-25.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralization in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences* 62(2), 211-241.
- Simon, A. C., Knipping, J., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Bilenker, L., Childress, T., 2018. Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: Evidence from the Chilean iron belt. In *SEG 2018: Metals, Minerals, and Society*.

CRediT authorship contribution statement

 Hamed Ebrahimi Fard	Writing - Original Draft
 Majid Ghasemi Siani	Writing - Original Draft, Writing - Review & Editing
 AmirAli Tabbakh Shabani	Writing - Review & Editing
 Mahya Nazarian	Software
 Behrouz Karimi Shahraki	Writing - Review & Editing



کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های پهنه دگرسانی به منظور تعیین شرایط کانی‌سازی در کانسار آهن چوره‌ناب (البرز غربی)

حامد ابراهیمی فرد^۱، مجید قاسمی سیانی^{۲*}، امیرعلی طبخ شعبانی^۳، محیا نظریان^۴، بهروز کریمی شهرکی^۵

۱. دانشجوی دکتری، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
۲. دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
۳. دانشیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
۴. کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
۵. دکتری، مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران

اطلاعات مقاله	چکیده
<p>تاریخچه مقاله دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۰۴ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸</p> <p>واژه‌های کلیدی شیمی کانی، پهنه‌های دگرسانی، کانه‌زایی نوع IOCG، زون فرورانش، کانسار آهن چوره‌ناب، محدوده زنجان-ذاکر.</p> 	<p>کانسار آهن چوره‌ناب در منتهی‌الیه شمال غربی محدوده زنجان-ذاکر واقع شده است. این کانسار در توده‌های کوارتزومونزونیته، سینوگرانیتی و گرانودیوریتی الیگوسن تزریق شده به درون واحدهای آتشفشانی (آندزیتی) و رسوبی کامبرین زیرین (سیلستون، توف و ایگنمبریت) در ایالت فلز زایی طارم-هشتجین واقع در البرز غربی، تشکیل شده است. کانی‌سازی آهن در کانسار چوره‌ناب به صورت برشی، توده‌ای، پراکنده و از نوع رگه-رگچه‌ای رخ داده است. کانی‌های اصلی دگرسانی، شامل اکتینولیت، آلبیت، مگنتیت، اپیدوت، فلوگوپیت، آلکالی فلدسپار و بیوتیت هستند. کانی‌های اصلی سولفیدی در کانسار چوره‌ناب، پیریت، کالکوپیریت و بورنیت هستند. براساس بررسی‌های صحرایی و کانی‌شناسی، شش نوع دگرسانی اصلی، شامل سدیک - کلسیک، پتاسیک، پروپیلیتیک، سریسیتی، سیلیسی و آرژیلیک در کانسار چوره‌ناب شناسایی شد. دگرسانی‌های سدیک-کلسیک (آلبیت-اکتینولیت-مگنتیت)، عمده‌ترین دگرسانی همراه با مگنتیت توده‌ای و برشی در بخش‌های عمیق است. دگرسانی کلسیک (اکتینولیت) و پتاسیک (بیوتیت ثانویه) در سطوح میانی در داخل و اطراف کانی‌سازی رگه - رگچه‌ای سولفیدی و در نهایت دگرسانی پروپیلیتیک (کلریت- اپیدوت) در سطوح کم‌عمق کانسار مشاهده می‌شوند. بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی، کلینوپیروکسن‌های موجود در پهنه‌های دگرسانی (عمدتاً سدیک- کلسیک)، از نوع اوزیت هستند. پلاژیوکلازها، دارای گستره ترکیبی آلبیت هستند. آمفیبول‌ها کلسیک بوده و اغلب از نوع ترمولیت و منیزیهورنبلند هستند. میکا از نوع فلوگوپیت بوده و اپیدوت عمدتاً دارای ترکیب کلینوزوئیزیت است. در نهایت، عدم حضور CI در ترکیب آمفیبول‌های کانسار چوره‌ناب و حضور حداقل دو آمفیبول غنی از CI، در تمامی کانسارهای IOCG موجود در ایالت معدنی Carajas را می‌توان به عدم تأثیر مکانیسم‌های جانیشینی ایجاد شده توسط سیالات گرمایی غنی از CI در طول دگرسانی سدیک- کلسیک نسبت داد.</p>

مقدمه

(1992, 2000; Zhu, 2016) معرفی شده است.

کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت (IOA) (مانند نوع کایرونا) و اکسید آهن - مس - طلا (IOCG) (مانند المپیک‌دم) از مهم‌ترین کانسارهای غنی از اکسید آهن در جهان محسوب می‌شوند که اهمیت اقتصادی

در دهه‌های اخیر نوع جدیدی از کانسارهای آهن به نام کانسار اکسید آهن - مس - طلا (IOCG) توسط محققان مختلف (e.g., Hitzman et al.,

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.106631>

*نویسنده مسئول: مجید قاسمی سیانی m.ghasemi@khu.ac.ir

استناد به این مقاله: ابراهیمی فرد، ح.، قاسمی سیانی، م.، طبخ شعبانی، ا.، نظریان، م.، کریمی شهرکی، ب. (۱۴۰۱) کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های پهنه دگرسانی به منظور تعیین شرایط کانی‌سازی در کانسار آهن چوره‌ناب (البرز غربی). مجله علوم زمین خوارزمی.

جلد ۸، شماره ۲، صفحه ۱۶۴ تا ۲۱۱. <http://doi.org/10.22034/KJES.2023.8.2.106631>



می‌دهند. دگرسانی سدیک - کلسیک از شاخصه‌های مهم این کانسارها است (e.g., Groves et al., 2010; Huang et al., 2019; Leao-Santos et al., 2022). کانسارهای نوع کایرونا از نظر مکانی و زمانی با ذخایر IOCG مرتبط هستند (Day et al., 2016). مطالعه مغزه‌های حفاری و داده‌های ژئوفیزیکی نشان‌دهنده وجود ارتباط مکانی بین ذخایر IOCG و ذخایر IOA است. این ارتباط مکانی تابعی از عمق است. به گونه‌ای که کانی‌سازی IOCG (اعماق کم) با افزایش عمق به کانی‌سازی نوع کایرونا (IOA) تغییر می‌کند (Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005). توزیع عمودی و یکنواخت کنترل‌کننده‌های ساختاری در این سامانه‌ها، این فرضیه را که این دو نوع ذخیره بخشی از یک سامانه معدنی مشترک هستند را تقویت می‌کند (e.g., Day et al., 2016).

کانسارهای اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) برای اولین بار در ایران توسط کریم‌پور و همکاران (Karimpour et al., 2003; Karimpour, 2005) معرفی شد. کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت (IOA) و اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) در ایران در تکامل تکتونوماگمایی مربوط به ماگماتیسم کامبرین اولیه درون کراتونی در ایران مرکزی و ماگماتیسم سنوزوئیک مربوط به فرورانش در کمان ماگمایی البرز (AMA) تشکیل شده است (Nabatian et al., 2015) (شکل ۱). مهم‌ترین ذخایر اکسید آهن در منطقه معدنی بافق در ایران مرکزی است، که دارای ذخیره بیش از ۲ میلیارد تن آهن در بیش از ۸۰ بی‌هنجاری مغناطیسی اصلی در منطقه‌ای به وسعت

بالایی به عنوان منابع آهن، مس، طلا، نقره، بیسموت، فسفر، کبالت، نیوبیم، اورانیم و عناصر نادر خاکی دارند (e.g., Hitzman, 2000; Williams et al., 2005; Barton, 2014; Chen et al., 2019; Skirrow, 2022). همچنین، مطالعات قبلی نشان داده‌اند که کانسارهای IOA و IOCG دارای ارتباط ژنتیکی با ذخایر آهن اسکارنی هستند (e.g., Li et al., 2023). این ارتباط در تشابه نوع کانسنگ، در کانسار Los Colorados در شیلی، کانسار Blotberget و Grangesberg در سوئد، کانسار Pilot Knob و Pea Ridge در ایالات متحده و ناحیه Daye در کمربند فلززایی رودخانه یانگ‌تسه میانی - پایینی، چین مشاهده می‌شود (e.g., Hu et al., 2020; Li et al., 2023).

این کانسارها از نظر زمانی و مکانی با متاسوماتیسم شدید Na-Ca-K همراه هستند. از طرفی، تشکیل این تیپ کانسارها از نظر زمانی، محدوده آرکئن (Childress et al., 2016; DeMelo et al., 2017) تا پلیوسن (Naranjo et al., 2010; Moreto et al., 2015) را دربر می‌گیرد. این ذخایر همراه با گابرو، دیوریت و گرانودیوریت کالک‌آلکان تا آلکان اکسیدان در محیط‌های زمین‌ساختی کششی حاشیه قاره‌ای مرتبط با زون‌های فرورانش، کافت درون‌قاره‌ای و یا نقاط داغ دیده شده‌اند (Hitzman, 2000).

در کانسارهای IOCG عملکرد سیالات کانسنگ‌ساز شدید بوده و بسته به جنس سنگ میزبان و عمق تشکیل، دگرسانی‌های متفاوتی رخ

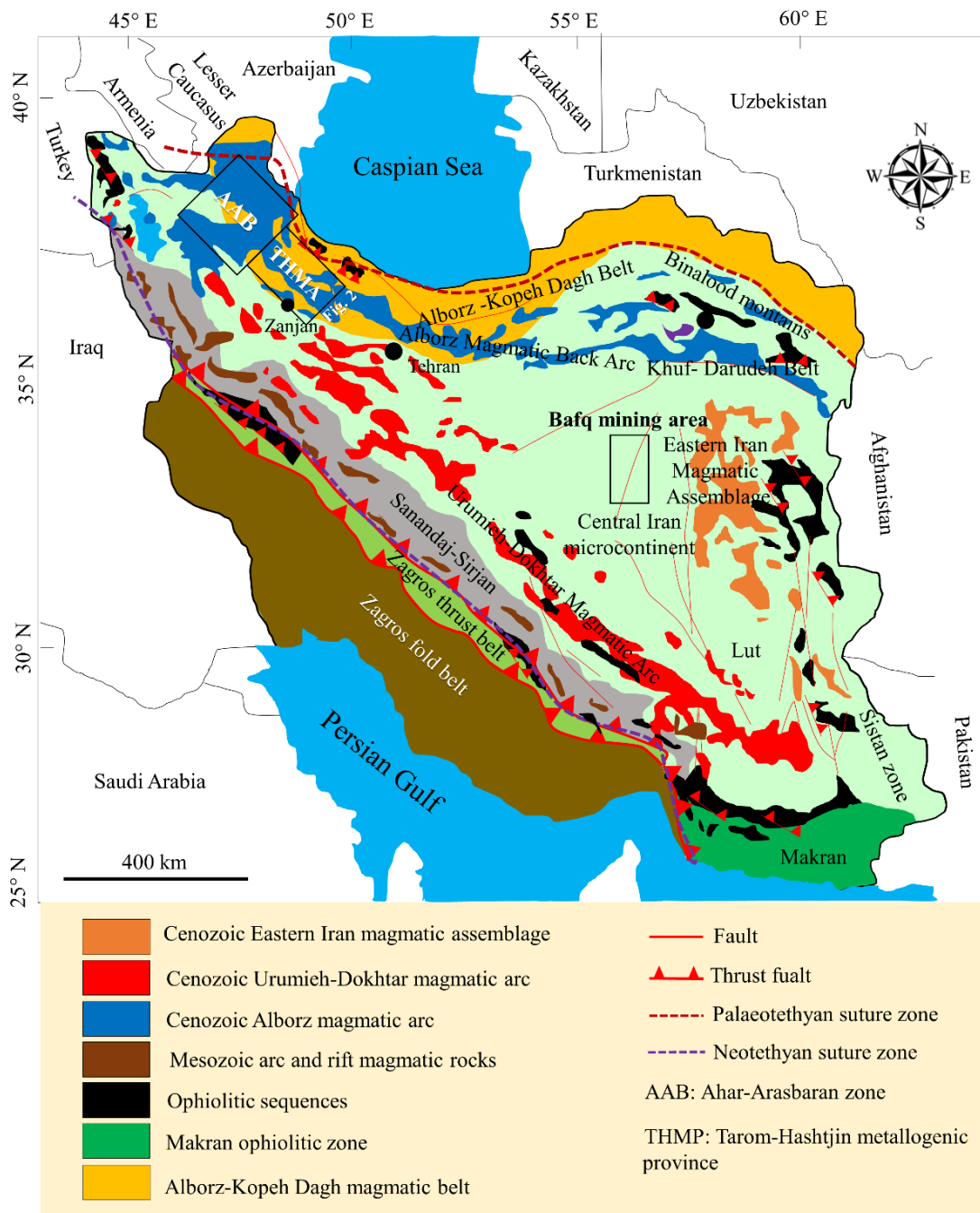
فراوان‌تر از سایر ذخایر IOA در محدوده زنجان-ذاکر است. همچنین شواهدی از کانی‌سازی مس در مطالعات میدانی اولیه مشاهده شد. قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024)، کانسار چورمناب را به عنوان عضو انتقالی از سامانه‌های معدنی IOA به IOCG در نظر گرفتند. هدف از انجام این پژوهش، بررسی جامع شیمی کانی‌های پهنه‌های دگرسانی و معدنی کانسار آهن چوره‌ناب و نیز تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل ذخیره معدنی، با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی‌های دگرسانی همراه با کانه‌زایی، به منظور درک محیط تکتونیکی و ژنز کانسار است.

مختصری بر زمین‌شناسی و کانی‌شناسی

کانسارهای آهن محدوده معدنی زنجان-ذاکر

کمان ماگمایی البرز به طول ۶۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰ کیلومتر در شمال ایران واقع شده است (Mirnejad et al., 2010). کمان ماگمایی البرز-آذربایجان به دو پهنه فلزایی تقسیم می‌شود، که به آن کمر بند فلزایی اهر-ارسباران (AAB) در شمال و ایالت فلزایی طارم - هشتجین (THMP) در جنوب گفته می‌شود (شکل ۱). سامانه‌های اپی‌ترمال و پورفیری و کانی‌سازی‌های اسکارنی متعددی در این کمر بندها تشکیل شده است (Shamanian et al., 2004; Jamali et al., 2010; Mehrabi and Ghasemi Siani, 2012; Mehrabi et al., 2015; Aghazadeh et al., 2015; Hassanpour et al., 2015; Kouhestani et al., 2018a; Ghasemi Siani et al., 2020).

۷۵۰۰ کیلومتر مربع است (e.g., NISCO, 1980; Ramezani and Tucker, 2003). استان زنجان، در بخش غربی کمان ماگمایی البرز، میزبان کانه‌زایی‌های متعدد آهن از نوع کانسارهای اسکارنی، کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت IOA نوع کاپرونا، کانسارهای اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) و کانسارهای آهن نوع آتشفشانی-رسوبی است (e.g., Nabatian et al., 2015). تاکنون مطالعات زیادی در مورد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، سیالات درگیر و شیمی کانی مگنتیت در کانسارهای آهن محدوده معدنی زنجان-ذاکر صورت گرفته است که در ادامه به صورت مختصر توضیح داده شده است. اما تاکنون مطالعاتی بر روی کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های اسکارنی به منظور تعیین زمین‌دما-فشارسنجی پهنه‌های دگرسانی، محیط تکتونیکی و شرایط تشکیل ذخیره در کانسار آهن چوره‌ناب انجام نشده است. این کانسار، در منتهی‌الیه شمال‌غربی محدوده زنجان-ذاکر قرار دارد و در توده‌های کوارتزومونزونیته، کوارتزومونزودیوریتی، گرانودیوریتی الیگوسن تزریق شده به درون واحدهای آتشفشانی (آندزیتی) و رسوبی کامبرین زیرین در محدوده زنجان-ذاکر، واقع شده است. کانسار چورمناب از لحاظ مکانی با توده‌های کوارتزومونزونیته، سینوگرانیتی و کوارتزومونزودیوریتی تا گرانودیوریتی در ارتباط است. ویژگی‌های کانسار چورمناب (۲۵۰.۰۰۰ تن کانسنگ با عیار متوسط ۳۶ درصد آهن و ۰/۲۶ درصد مس) با سایر کانسارهای IOA در محدوده زنجان-ذاکر متفاوت است. مشخصه آن آپاتیت کمتر و اکتینولیت



شکل ۱- ماگماتیسم سنوزوئیک ایران در کمان ماگمایی ارومیه- دختر، کمان ماگمایی البرز، ایران مرکزی و شرق ایران و موقعیت ایلات فلززایی اهر-ارسباران در پهنه البرز- آذربایجان و ناحیه بافق در ایران مرکزی (با تغییرات از اشتوکلین (Stocklin, 1968)). سنگ‌های ماگمایی ریفتی مشخص شده در شکل از عزیزی و همکاران (Azizi et al., 2020) و آقناباتی (Aghanabati, 2013) اقتباس شده است.

Fig. 1. Cenozoic magmatism of Iran in the Urumia-Dokhtar magmatic arc, the Alborz magmatic arc, Central and Eastern Iran, and the location of the Ahar-Arasbaran metallogenic province in the Alborz-Azerbaijan zone and the Bafq area in Central Iran. Modified from Stocklin (1968). Rift magmatic rocks are from Azizi et al. (2020) and Aghanabati (2013).

در قسمت شرقی ایالت فلززایی طارم - هشتجین، چندین کانسار IOA در محدوده زنجان-ذاکر به صورت زمانی و مکانی با توده‌های زنجان، ذاکر، مروارید و کوه تبار تشکیل شده است (Nabatian et al., 2014a and references therein) (شکل ۲).

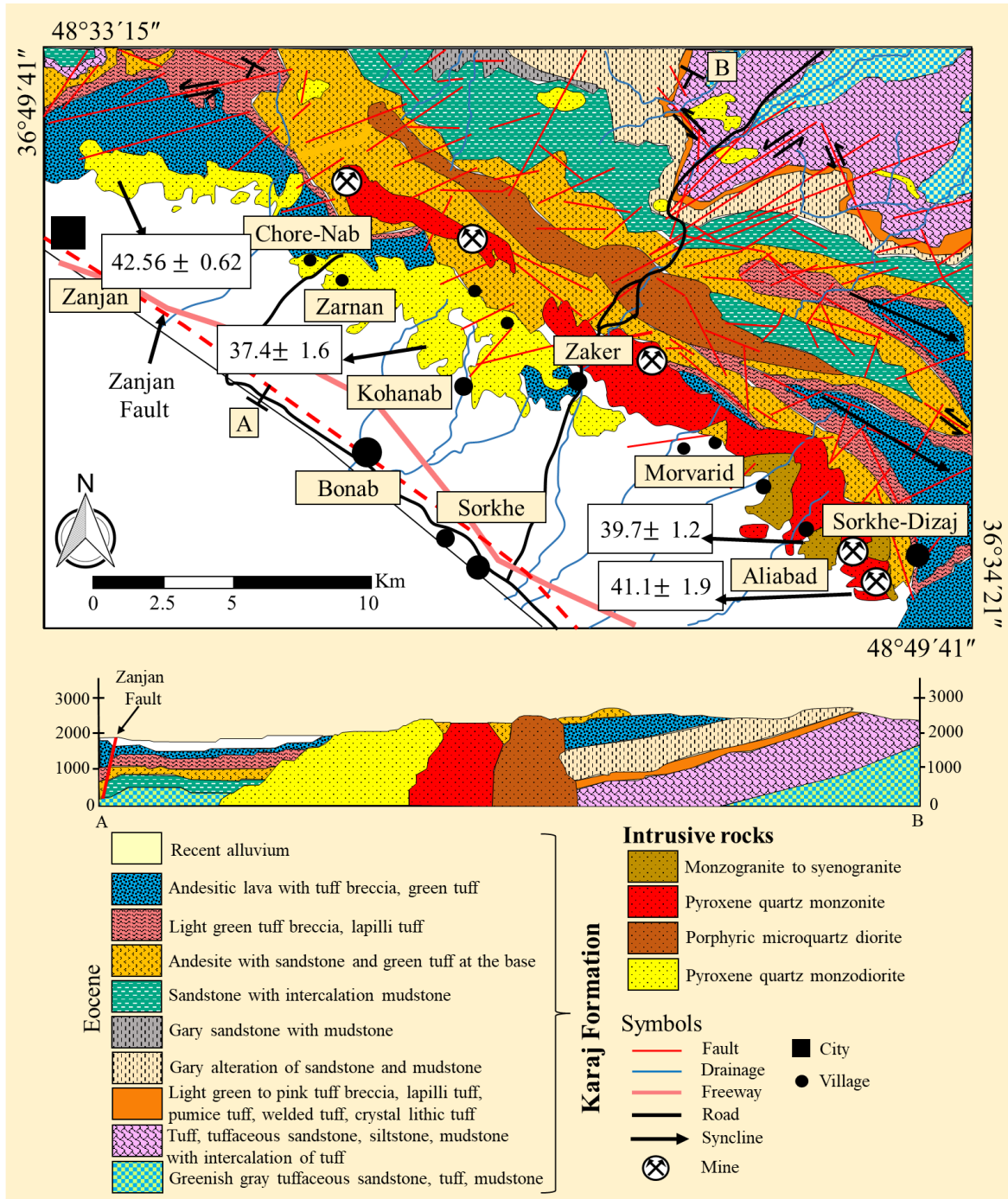
محدوده زنجان- ذاکر، واقع در قسمت شرقی پهنه فلززایی طارم - هشتجین، عمدتاً در اثر یک فاز کششی (e.g., Nabatian et al., 2014a) و فعالیت تکتونوماگمایی ائوسن تشکیل شده است. این محدوده شامل آندزیت کالک‌آلکان تا آلکان، توف آندزیتی و توف (سازند کرج) است که توسط نفوذی‌های ائوسن مورد هجوم واقع شده است (شکل ۳). سیلتستون، گلسنگ و ماسه‌سنگ از جمله واحدهای رسوبی منطقه هستند که با سازند کرج مرتبط هستند. سنگ‌های آذرآواری سازند کرج در طی یک دوره شدید فعالیت آتشفشانی تشکیل شده و به‌عنوان توف میانی در رشته‌کوه‌های البرز $2/9 \pm$ ۴۹/۳ میلیون سال قبل)، توف‌های درون شیل آسارا $2/3 \pm$ ۴۵/۳ میلیون سال قبل) و توف بالایی $1/6 \pm$ ۴۱/۱۱ میلیون سال قبل) طبقه‌بندی می‌شوند (Verdel et al., 2011). در بین سنگ‌های آتشفشانی، سنگ‌های آندزیتی از گستردگی بیشتری برخوردار بوده و معادل واحدهای توفی جوان‌تر در سازند کرج هستند. سنگ‌های آندزیتی میزبان توده‌های گرانیتوئیدی ائوسن فوقانی، مانند زنجان، ذاکر، مروارید و کوه تبار در محدوده زنجان-ذاکر هستند و در هاله‌ی مجاورتی اطراف توده‌های گرانیتوئیدی دگرگون شده‌اند (Amini et al., 2001; Nabatian et al., 2014b).

این توده‌ها، که با جهت شمال‌غربی- جنوب‌شرقی مشخص می‌شوند، حدود ۳ تا ۵ کیلومتر عرض و ۲۲ تا ۲۵ کیلومتر طول داشته و مورفولوژی پست و تپه‌ماهوری دارند (Nabatian et al., 2014b). توده‌های گرانیتوئیدی دارای طیف ترکیبی کوارتزموئزودیوریت، کوارتزموئزونیت، مونزوگرانیت/سینوگرانیت و میکروکوارتزیدیوریت بوده و به‌عنوان گرانیتوئیدهای نوع I، کالک‌آلکان و عمدتاً متاآلومین با سن حدود ۴۰ میلیون سال (بارتونین) در یک محیط تکتونیک پیش‌تکونی رده‌بندی می‌شوند (Nabatian et al., 2014b).

کانسارهای IOA محدوده زنجان-ذاکر عمدتاً در ارتباط با ماگماتیسم گرانیتوئیدی تشکیل شده‌اند (e.g., Nabatian and Ghaderi, 2013; Nabatian et al., 2013, 2014a). این کانسارها شامل سرخه دیزج در جنوب‌شرقی، مروارید و علی‌آباد در مرکز و ذاکر در شمال‌غربی است (شکل ۲). این کانسارهای تیپ IOA و IOCG در امتداد کمربندهای ماگمایی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در محدوده زنجان- ذاکر تشکیل شده‌اند. از طرفی، این کانسارها ارتباط مکانی و زمانی نزدیکی با گرانیتوئیدهای ائوسن-الیگوسن، عمدتاً توده‌های کوارتزموئزونیت نشان می‌دهند و به صورت محلی توسط سنگ‌های آتشفشانی-آتشفشانی ائوسن میزبانی می‌شوند (Nabatian and Ghaderi, 2013; Nabatian et al., 2014a). ژئوکرونولوژی سنگ میزبان، دگرسانی و کانی‌سازی در کانسارهای IOA محدوده معدنی زنجان-ذاکر توسط محققان مختلف (e.g.,

است. خصوصیات کانسارهای مهم محدوده معدنی زنجان- ذاکر در جدول ۱ خلاصه شده است.

Khanmohammadi et al., 2010; Nabatian and Ghaderi, 2013; Nabatian et al., 2013, 2014a, b; Kordian et al., 2020) مورد مطالعه قرار گرفته



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه نفوذی طارم. با تغییرات از نباتیان و همکاران (Nabatian et al., 2011). اعداد نوشته‌شده بر روی نقشه، سن واحدهای نفوذی می‌باشند.

Fig. 2. Simplified geological map of the Tarom intrusive complex. Modified after Nabatian et al. (2011).

جدول ۱- خلاصه‌ای از مشخصات زمین‌شناسی کانسارهای آهن نوع IOA و IOCG واقع در محدوده زنجان- ذاکر.

Table 1. Summary of geological characteristics of IOA and IOCG type iron deposits located in the Zanjan-Zaker belt.

Ore deposit	Ore type	References	Lithology	Age	Host rock	Mineralization	Alteration
Sorkhe-Dizaj	IOA	Nabatian et al., 2013	Trachyandesite, olivine basalt, brecciated tuff, quartz monzonite, monzonite, granite	Late Eocene-Early Oligocene	Quartz-monzonite	Low-Ti-Mag+Ap+Mnz+Cpy+Bn+Py	Potassic, Sodic-Calcic, Argillic, Sericitic, Silicic, Tourmalinization, Propylitic
AliAbad-Morvarid	IOA	Mazhari, 2010	Quartz-syenite, syenite, quartz monzonite, monzogranite	Late Eocene-Early Oligocene	Quartz-monzonite, quartz-syenite	Mag+Ap	Sericitic, Argillic, Silicic, Propylitic, Sodic-Calcic
Zaker	IOA	Khan Mohammadi et al., 2010	Quartz-monzonite, quartz-monzodiorite, quartz-syenite, brecciated tuff, Basaltic andesite lavas	Oligocene	Quartz-syenite, quartz-monzonite	Mag+Ap	Potassic, Sodic-Calcic, Argillic, Sericitic, Silicic, Propylitic
Golestan Abad	IOA	Kordian et al., 2020	Quartz-monzodiorite, Pyroxene quartz-monzodiorite	Late Eocene-Early Oligocene	Quartz-monzodiorite	Mag+Ap	Potassic, Sodic-Calcic, Argillic, Sericitic, Silicic, Propylitic
Zarnan	IOCG	Geravandi, 2021	Andesite, Dacite, quartz-monzonite, granite, granodiorite, diorite, gabbro	Oligocene	Quartz-monzonite	Mag+Hem+Ap+Timag+Ilm+Mnz+Py+Cpy+Mlc+Lm+Gth	Fe-oxide, Argillic, Potassic, Propylitic, Sericitic
Chore-Nab	IOCG	Ghasemi Siani et al., 2024	Quartz-monzonite, quartz-monzodiorite, granodiorite, syeno-granite, andesite	Oligocene	Quartz-monzonite and syeno-granite	Mag+Ap+Bn+Py+Cpy	Sodic-Calcic, Sericitic, Potassic, Argillic, Propylitic, Silicic, Magnesian metasomatism, Fe-hydroxide (Supergene)

زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار چوره‌ناب

کانسار آهن چوره‌ناب در منتهی‌الیه شمال غربی منطقه زنجان-ذاکر قرار دارد و در توده‌های کوارتز مونزونیتی، کوارتز مونزودیوریتی، گرانودیوریتی تزریق شده به واحدهای آتشفشانی (آندزیتی) و

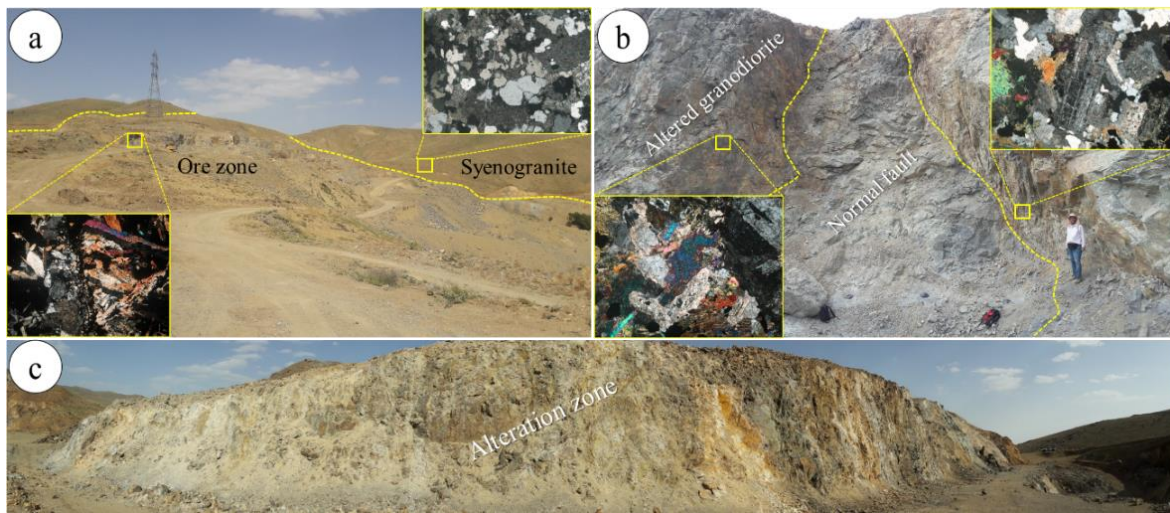
رسوبی کامبرین زیرین در ایالت فلز زایی طارم-هشتجین، البرز غربی، واقع شده است (جدول ۱)، (شکل ۳-ا و b) و (شکل ۴). واحدهای آتشفشانی - رسوبی کامبرین زیرین از سیلتستون، دولومیت، توف، ایگنمبریت و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی

فلوگوپیت، بیوتیت و کوارتز جزئی مشخص می‌شود (به تصاویر میکروسکوپی در بخش بعدی مراجعه شود). در مرحله سوپرژن، کانی‌های کالکوپیریت و بورنیت با کولیت و کالکوسیت در امتداد حواشی و شکستگی‌ها جانشین شده‌اند. علاوه بر این، هماتیت (مارتیتی‌شدن) به عنوان یک کانه سوپرژن در اثر اکسیداسیون مگنتیت تشکیل شده است.

روش پژوهش

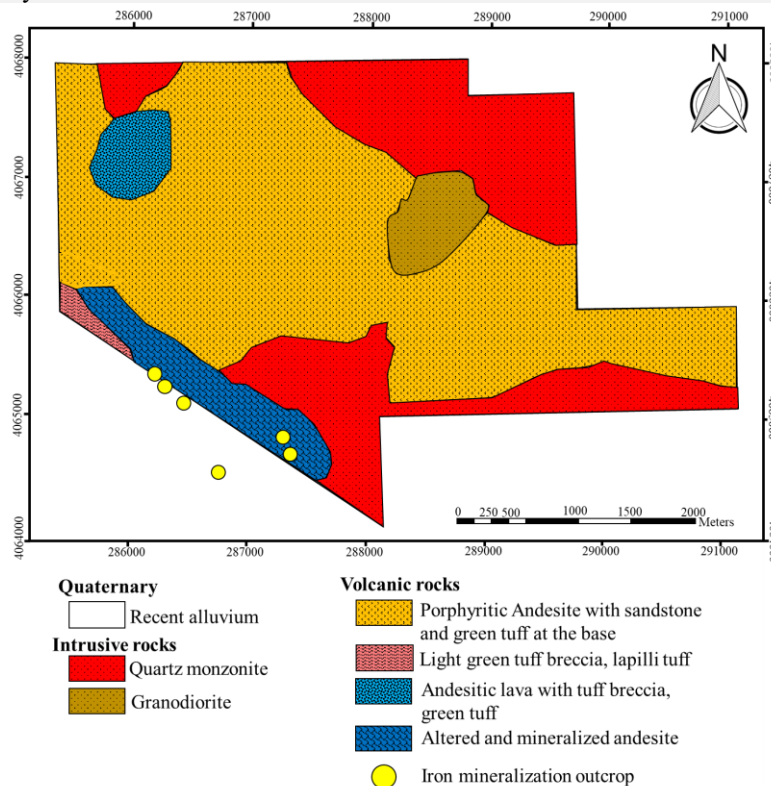
تعداد ۲۰ نمونه سطحی و مغزه حفاری از پهنه‌های دگرسانی گرمابی (شامل، دگرسانی‌های سدیک-کلسیک، پروپلیتیک، پتاسیک، آرژیلیک حدواسط، سریسیتی، سیلیسی، متاسوماتیسم منیزیمی، دگرسانی سوپرژن) کانسار چوره‌ناب جمع‌آوری شد. تعداد ۲۴ مقطع نازک صیقلی نیز به منظور مطالعه کانی‌شناسی دگرسانی گرمابی توسط میکروسکوپ نوری پلاریزان ZEISS مدل Axioplan 2 تهیه شد. علاوه بر این، تعداد ۱۲ نقطه کلینوپیروکسن، ۹ نقطه آمفیبول، ۳ نقطه پلاژیوکلاز، ۸ نقطه میکا و ۱۲ نقطه اپیدوت از پهنه‌های دگرسانی حاوی کانه‌زایی آهن انتخاب شد و توسط تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) با استفاده از Cameca SX100 با پنج طیف‌سنج پراکنش طول موج (WDS) با استفاده از ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت با جریان پروب ۲۰ نانوامپر در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) آنالیز شدند.

تشکیل شده است. کانسار چوره‌ناب از لحاظ مکانی با توده‌های کوارتز مونوزونیتی، سینیوگرانیته و کوارتز مونوزودیوریتی تا گرانودیوریتی که در بخش‌های جنوب‌غربی تا شمال‌شرقی دیده می‌شود، در ارتباط است (Ghasemi Siani et al., 2024). دگرسانی شدید گرمابی و کانی‌سازی به طور کلی به چند صد متر در امتداد این شکستگی‌ها و گسل‌ها محدود می‌شود (شکل ۳-۱). کانی‌سازی آهن در کانسار چوره‌ناب به فرم برشی، توده‌ای، پراکنده و از نوع رگه-رگچه‌ای رخ داده است. پیریت، کالکوپیریت و بورنیت، از جمله کانی‌های سولفیدی موجود در کانسار مورد مطالعه هستند. ضخامت و طول رگه‌ها متفاوت بوده و از ۰/۵ متر تا ۱۵ متر در نوسان است (جدول ۱). طول رگه‌های مذکور نیز گاه تا ۲۰۰ متر قابل پیگیری است. این رگه‌ها و عدسی‌ها تقریباً دارای امتداد شرقی-غربی (N53E) می‌باشند و عمدتاً شیب آن‌ها نزدیک به قائم (۸۰ تا ۸۵ درجه) است. دو نوع کانسنگ رگه‌ای مگنتیت در کانسار چوره‌ناب شناسایی شده است (Ghasemi Siani et al., 2024). رگه نوع اول (T) عمدتاً شامل مگنتیت، کالکوپیریت، بورنیت و پیریت همراه با اکتینولیت، آلبیت، کوارتز و کلسیت است. رگه نوع دوم، شامل رگه‌های مگنتیت-اکتینولیت حاوی مگنتیت و اکتینولیت با آلبیت جزئی در حاشیه، سپس اکتینولیت و آلبیت با مگنتیت جزئی در قسمت میانی و در نهایت اکتینولیت و آلبیت فاقد مگنتیت در قسمت میانی قطعات مرکزی است. مرحله پایانی کانی‌سازی با رگه‌های کالکوپیریت همراه با ارتوکلاز،



شکل ۳- a) تصاویر صحرایی از موقعیت قرارگیری گرانیتوئید دگرسان شده و میزبان کانه‌زایی نسبت به پهنه معدنی، در بخش شمال غربی کانسار چوره‌ناب. b) رخنمون واحد گرانودیوریت تکتونیزه و به شدت دگرسان شده. c) نمای کلی از پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب. دید تصویر به سمت شمال محدوده مورد مطالعه است.

Fig. 3. a) Magnetite mineralization and granitoids as host rocks. b) The outcrop of the tactionized and highly altered granodiorite unit. c) Widespread alteration haloes in the Chöre-Nab deposit. View of the image is towards the north of the study area.



شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدوده معدنی چوره‌ناب.

Fig. 4. Simplified geological map of the Chöre-Nab mining area.

دگرسانی سدیک - کلسیک: این دگرسانی، عموماً به دلیل اضافه‌شدن سدیم و کلسیم به سنگ، از طریق محلول‌های ماگمایی و گرمابی ایجاد می‌شود (e.g., Groves et al., 2010). این دگرسانی در کانسار مورد مطالعه، اغلب در بلافصل ماده معدنی و توده سینوگرانیته تشکیل شده است. مطالعات صحرائی حاکی از آن است که این دگرسانی با گسترش کم، بصورت متقارن در اطراف رگه معدنی گسترش دارد. سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی سدیک-کلسیک به رنگ‌های سفید تا سبز درآمده‌اند (شکل ۴) و (شکل ۵-a). کانی‌های مهمی که در طی این دگرسانی تشکیل شده‌اند، اکتینولیت (با بافت پگماتیته)، پیروکسن (دیوپسید)، کلریت (کلینوکلر) و بلورهای آل بیت ثانویه دما پایین (Low temperature) (براساس نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی و XRD)، هستند (جدول ۲).

در طی این فرآیند، بلورهای آنورتیت به آل بیت تبدیل شده است (شکل ۶-a و c). عمده کانه‌زایی مگنتیت کانسار چوره‌ناب در همراهی با دگرسانی سدیک - کلسیک مشاهده می‌شود (شکل‌های ۶-b و d و ۷-b، c و d). در بخش‌های عمقی‌تر کانسار، کانی آل بیت غالب و دگرسانی سدیک شده و به طرف بخش‌های بالا، اکتینولیت کانی غالب این دگرسانی است. به عقیده برون و لاولس (Brown and Lawless, 2001)، متاسوماتیسم سدیک به وسیله سیالات گرمابی دما بالا و در شرایط pH خنثی، فعالیت بالای یون Na^+ ، غلظت زیاد کمپلکس‌های کلریدی و در دمای ۱۵۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد

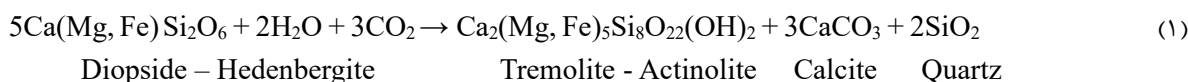
حد تشخیص برای تجزیه EPMA بهتر از ۱۰۰ گرم در تن برای همه عناصر به دلیل زمان طولانی یکپارچه‌سازی در پیک و پس‌زمینه است. تعداد ۳۲ نمونه پودر از پهنه‌های دگرسانی گرمابی با روش پراش‌سنجی پرتو ایکس (XRD) با استفاده از دستگاه فیلیپس (مدل X'pert) با پرتو اولیه $\text{CoK}\alpha 1(1.789\text{\AA})$ ، تک کرنومتر روی اپتیک ثانویه، توان ۴۰ کیلوولت و جریان ۳۵ میلی‌آمپر مورد مطالعه قرار گرفت. ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌ها با استفاده از طیف‌سنجی کمی XRD (روش ریتولد) تعیین شد. داده‌ها از ۴/۰ تا ۸۰/۰ درجه 2θ ، با اندازه گام ۰/۰۲ درجه جمع‌آوری شد.

پهنه‌های دگرسانی

زمین‌شناسی صحرائی، مطالعات پتروگرافی و XRD نشان‌دهنده شش نوع مجموعه دگرسانی، شامل دگرسانی سدیک - کلسیک، دگرسانی پتاسیک و پروپلیتیک است. دگرسانی‌های سریسیتی، سیلیسی و آرژیلیک در کانسار چوره‌ناب کمتر مشاهده شده است. دگرسانی‌های سدیک - کلسیک شدید بوده و تا ۴۰ متری در اطراف توده‌های معدنی که میزبان کانی‌سازی مگنتیت هستند، توسعه یافته‌اند. در بخش‌های عمیق‌تر کانسار چوره‌ناب، دگرسانی سدیک - کلسیک غالب است. دگرسانی پتاسیک در سطوح میانی در داخل و اطراف کانی‌سازی رگه - رگچه‌ای سولفیدی و در نهایت دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک و پروپلیتیک در سطوح کم‌عمق مشاهده می‌شود.

سانتی متر نیز مشاهده شده است (شکل ۶- c). در کانسار چوره‌ناب، گذر سیالات کانه‌دار از بین درزه‌ها و فضاهای خالی موجود در پهنه‌های برشی و میلونیتی سبب شده تا کمپلکس‌های کلریدی حمل‌کننده ماده معدنی، ضمن تجزیه کلینوپیروکسن به اکتینولیت، آهن را نهشت دهند.

دیر و همکاران (Deer et al., 1992)، معتقدند که دگرسانی کلینوپیروکسن به اکتینولیت تحت شرایط فوگاسیته بالای CO₂ و طبق واکنش (۱) انجام می‌شود:



a). در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه، پلاژیوکلاز سریسیتی شده و شدت سریسیتی شدن بستگی به نزدیکی یا دور بودن از محل گسل و شکستگی دارد. در قسمت‌های نزدیک به گسل، عملکرد سیال‌های گرمایی شدید بوده و شدت سریسیتی شدن هم بیشتر است. شکل ۸- a، یک کانی پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد که در راستای ماکل‌های آن به سریسیت تبدیل شده است و می‌توان در حاشیه آن دگرسانی سدیک (آلیت) را مشاهده نمود. دگرسانی سریسیتی از خصوصیات بارز در بیشتر توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه است. واکنش آبکافت برای تشکیل سریسیت، مطابق واکنش (۲) است (Evans, 1987).



صورت می‌پذیرد. کانی‌های شاخص این دگرسانی، آلیت و اکتینولیت است. بلورهای اکتینولیت به صورت بلورهای درشت کشیده (اندازه آنها تا چندین سانتی‌متر)، خودشکل بوده و فاقد جهت‌یافتگی مشخص مشاهده می‌شوند (شکل ۶- c). در پهنه برشی این دگرسانی، مگنتیت به صورت پرکننده فضاهای خالی و هم‌رشدی با آلیت و اکتینولیت در توده سینوگرانیته کانه‌زایی شده، مشاهده می‌شوند (شکل ۶- c و شکل ۷- a). این کانی‌ها دارای سری رنگینی میشل‌لوی خاکستری سری اول هستند. در نمونه دستی بلورهای کشیده اکتینولیت تا ابعاد ۴

تامسون و تامسون (Thompson and Thompson, 1996)، تشکیل اکتینولیت در دماهای بیش از ۲۸۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشانه متاسوماتیسم مرتبط با توده‌های نفوذی می‌دانند. دگرسانی سدیک- کلسیک در اثر عملکرد سیال‌های خیلی شوری که از ماگمای فلسیک تا حدواسط مشتق شده، به وجود آمده است (Williams et al., 2005; Byrne et al., 2020).

دگرسانی سریسیتی: سریسیتی شدن در کانسار چوره‌ناب، به طور گسترده رخ داده و در واحد سینوگرانیته، با کلریت و بلورهای ریز و پراکنده مگنتیت همراه است (جدول ۳، شکل‌های ۴ و ۸-

دگرسانی آرژیلیک حدواسط: این دگرسانی به‌طور محدود و با رنگ سفید گچی، در بخش‌های بیرونی و سطحی سنگ‌های دیواره کانسار چوره‌ناب تشخیص داده می‌شود (شکل‌های ۴ و ۵ - b). براساس مطالعات میکروسکوپی، کائولینیت طی دگرسانی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای پتاسیم در واحدهای آندزیتی و توده‌های نفوذی در کانسار تشکیل شده است (جدول ۳ و شکل ۸ - b). آزمایش‌های XRD نشان داد که کائولینیت در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی منطقه تشکیل شده و به خاطر تشکیل این کانی در نمونه‌ها، رنگ آن‌ها متمایل به سفید است (جدول ۳). این دگرسانی، در نزدیکی گسل‌ها و محیط‌های تکتونیزه رخ داده است. مونتموریلونیت در تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی شناسایی شده که نشانگر محیط‌های خنثی تا کمی قلیایی و تغییر شرایط pH از اسیدی به قلیایی است. در سنگ‌های گرانودیوریتی، دگرسانی کائولینیتی شدن کل سنگ را در بر گرفته است که این دگرسانی در فلدسپارها نمود بیشتری دارد.

دگرسانی پروپلیتیک: این دگرسانی در صحرا و در سنگ‌های میزبان گرانودیوریتی با رنگ‌های سبز روشن، چمنی و زیتونی مشخص می‌شود. گسترش زیاد این دگرسانی در کانسار چوره‌ناب، نشان از اکتیویته بالای Ca و یون Fe^{3+} دارد. دگرسانی پروپلیتیک، در بخش‌های دگرسان و کانه‌زایی شده توده گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی این دگرسانی، کانی‌های اپیدوت و

در کانسار چوره‌ناب، سریسیت جانشین انواع کانی‌های سیلیکاته حاوی آلومینیم و عناصر قلیایی (پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار) می‌گردد. پلاژیوکلازها نسبت به آلکالی فلدسپارها شدت سریسیتی شدن بیشتری نشان می‌دهند. به قدری که در بعضی نقاط تنها قالبی از کانی‌های اولیه باقی مانده است (شکل ۸ - a). طی فرآیند آبکافت، کاتیون‌های Na^+ ، K^+ و Ca^{2+} از پلاژیوکلاز جدا شده و سریسیت تشکیل شده است. سریسیتی شدن در این کانی‌ها بیشتر به صورت بافت غربالی مشاهده می‌شود (شکل ۸ - a). براساس نتایج XRD، این نوع دگرسانی از کانی‌های کوارتز، کلریت، سریسیت و مقادیری کانی‌های رسی تشکیل شده است (جدول ۳).

دگرسانی پتاسیک: دگرسانی پتاسیک فرآیند معمول در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین است که در اثر جانشینی پلاژیوکلاز توسط پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز) صورت می‌گیرد. کانی‌های شاخص این دگرسانی ارتوکلاز و بیوتیت است. در سنگ‌های آتشفشانی، فنوکریست‌های فلدسپار و زمینه توسط فلدسپار پتاسیم جانشین شده است. مجموعه کانی‌های موجود در این دگرسانی، شامل پتاسیم فلدسپار، بیوتیت، کوارتز، کلریت، هماتیت و مگنتیت است. بیشتر سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های بالایی دارای دگرسانی پتاسیک هستند که حاوی پتاسیم فلدسپار، هماتیت و گوتیت به صورت افشان در نمونه‌ها است. در برخی قسمت‌ها زون پتاسیک توسط زون دگرسانی سریسیت جانشین شده است.

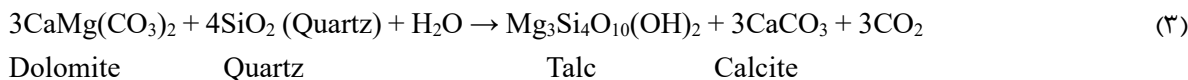
کلریت به فراوانی در متن سنگ مشاهده می‌شوند (جدول ۳ و شکل ۸- c و d). دگرسانی پروپلیتیک، بیانگر دماهای بالای دگرسانی (۲۹۰ تا ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد) است. همراه با این دگرسانی، کانی‌های کلریت، کلسیت و اپیدوت مشاهده می‌شوند (جدول ۳ و شکل‌های ۳ و ۸- c و d). اپیدوت، در اثر دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز (سوسوریتی‌شدن) از مرکز بلور (شکل ۸- d) و نیز تجزیه بلورهای کلینوپیروکسن از حاشیه در توده گرانودیوریتی منطقه تشکیل می‌شود. کلریت، تحت‌تأثیر فرآیندهای گرمایی پسین، در توده گرانودیوریتی تشکیل شده است. رخداد دگرسانی پروپلیتیک در منطقه، احتمالاً به بعد از کانه‌زایی و مراحل پایانی عملکرد محلول‌های گرمایی کم‌دما تأخیری مربوط می‌شود. در کانسار چوره‌ناب، عملکرد دگرسانی پروپلیتیک با غنی‌شدگی از MnO ، MgO ، FeO و CaO همراه بوده، که از شواهد این پدیده می‌توان به ظهور کانی‌های آهن - منیزیم‌دار (مانند، اپیدوت، کلریت و هیدروکسیدهای آهن) و کلسیم‌دار (مانند کلسیت) اشاره کرد. بلورهای پیریت بصورت دانه‌ریز (تا ابعاد 0.3 میلیمتر) در نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۸- c). در توده گرانودیوریتی بلورهای هورنبلند به کلریت تبدیل شده است (شکل ۸- e، f و g). کلریت‌های موجود معمولاً به رنگ سبز هستند و در رده کلریت‌های منیزیم‌دار (کلینوکلر براساس مطالعات XRD) قرار می‌گیرند (جدول ۳).

دگرسانی سیلیسی: گسترش دگرسانی سیلیسی در کانسار چوره‌ناب نسبت به سایر

دگرسانی‌ها، کم‌تر است. این دگرسانی در داخل توده گرانودیوریتی و سینوگرانیتی رخ داده است. این دگرسانی در کانسار چوره‌ناب در مقیاس ماکروسکوپی به صورت رنگ خاکستری روشن مشاهده می‌شود. رگه‌های گرمایی می‌توانند همزمان با تکتونیک یا پس از تکتونیک باشند. در پهنه‌های بُرشی عملکرد نیروهای دینامیکی با افزایش میزان شکنندگی، درزه‌دارشدگی و خردشوندگی سنگ، فضاهای مناسبی را برای عبور سیالات تأخیری و دگرسانی سیلیسی متعاقب آن، فراهم آورده است. همچنین به دلیل گردش محلول‌های گرمایی و مهاجرت آهن از طریق فضاهای حاصل از دگرریختی‌های مراحل بعدی، عیار ماده معدنی در بخش‌های کانه‌زایی شده کاهش یافته است. در کانسار چوره‌ناب، سیلیسی‌شدن به صورت تجمعات بلوری، ژئود کوارتز و رگه - رگچه‌ای در واحدهای گرانودیوریتی و سینوگرانیتی مشاهده می‌شود، که نشانگر ورود سیلیس از طریق محلول‌های گرمایی به داخل شکستگی‌های سنگ میزبان و ته‌نشینی در داخل آنهاست.

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و XRD، برخی کانی‌های موجود در دگرسانی سیلیسی، شامل کوارتز ریزبلور (ژاسپیروئید) و به طور محدود کلریت شناسایی شد (جدول ۳ و شکل‌های ۴ و ۸- h و i). کوارتز ثانویه، فراوان‌ترین کانی گرمایی در منطقه مورد مطالعه است که می‌تواند نشان‌دهنده دگرسانی سیلیسی باشد (Aral, 1989). این کانی به دو صورت جان‌شینی در زمینه سنگ و گاه در بطن کانی‌های

و کلریت تشکیل شده‌اند. احتمالاً مخلوط شدن سیالات بسیار شور و داغ گرمابی با آب‌های جوی موجب تشکیل این کانی‌ها شده است. این پدیده در کانسار چوره‌ناب مشاهده می‌شود. تالک و سرپانتین، احتمالاً به طور مستقیم نیز از سیالات گرمابی تشکیل شده‌اند (Pollard, 2006; Dongen et al., 2010). در سامانه‌های گرمابی منیزیم بالا، کانی‌های تالک و سرپانتین نوع کلینوکریزوتیل (براساس نتایج تجزیه XRD)، غالباً در شرایط کم‌دما و کسرمولی پایین CO₂ محیط تشکیل می‌شوند. در سامانه‌های گرمابی منیزیمی، تالک از معادله (۳) ایجاد می‌شود (Miyashiro, 1975):



Dolomite Quartz Talc Calcite

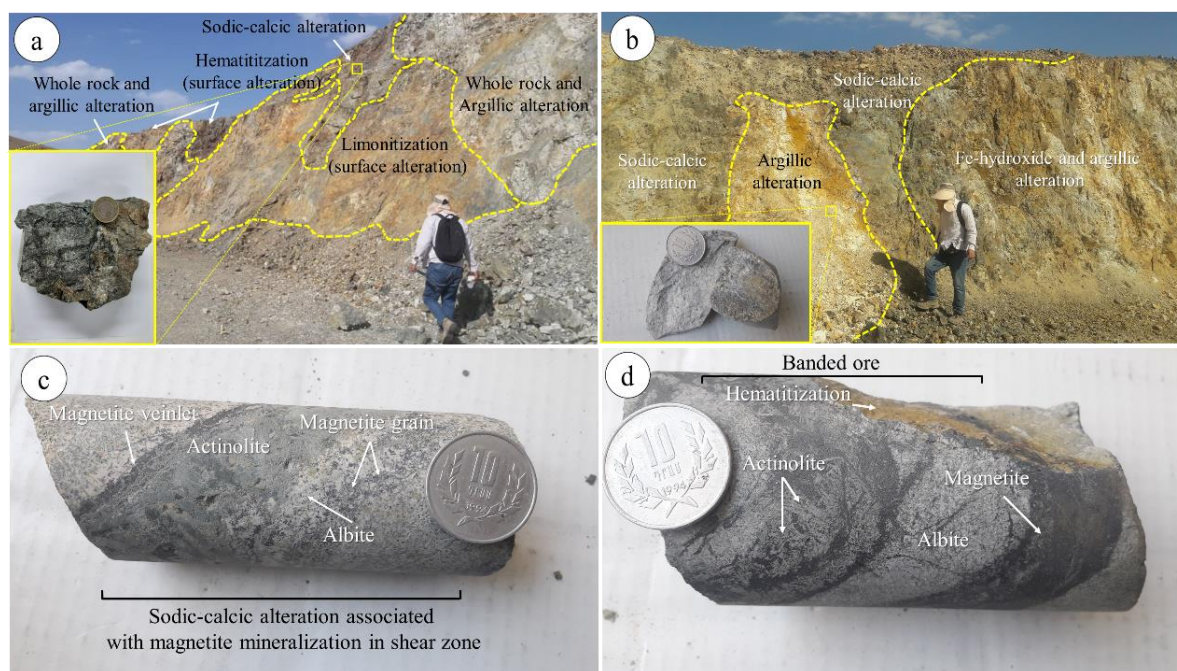
زون سریسیتی کنترل می‌شود. گسترش این دگرسانی به صورت برونزدهایی از لیمونیت و گوتیت با طول ۱۰ متر و ارتفاع ۳ متر در بخش شمالی کانسار چوره‌ناب، قابل مشاهده است (شکل ۹- b و c). آثاری از دگرسانی سوپرژن به صورت رخنمون‌هایی از زون شسته‌شده حاوی هماتیت، لیمونیت و گوتیت در سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نفوذی مشاهده می‌شود.

اولیه و نهشت مستقیم در شکستگی‌ها و فضا‌های خالی سنگ دیده می‌شود.

متاسوماتیسم منیزیمی: این دگرسانی به صورت تشکیل تالک به صورت جزئی در برخی نمونه‌های سطحی، شناسایی می‌شود. در بخش‌های سطحی، تالک با هیدروکسیدهای آهن آبدار مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از تجزیه XRD، نیز حضور مقادیر محدودی از کانی‌های گروه سرپانتین، مانند کلینوکریزوتیل را همراه با دگرسانی پروپلیتیک نشان می‌دهد. این دگرسانی در قسمت سطحی کانسار مشاهده می‌شود و هر چه به سمت عمق کانسار پیش می‌رویم از شدت آن کاهش می‌یابد. این کانی‌ها در اثر عملکرد محلول‌های گرمابی بر روی کانی‌های منیزیم‌دار مانند دولومیت، اکتینولیت

اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن (دگرسانی سوپرژن):

در منطقه چوره‌ناب، هیدروکسیدهای آهن آبدار که جزء اصلی دگرسانی سوپرژن محسوب می‌شوند، گسترش یافته است (شکل ۹- a). در طی دگرسانی سوپرژن، زون شسته‌شده توسط فاکتورهای مانند هوازدگی، تراکم شکاف‌ها و محتوای پیریت در سنگ میزبان و به خصوص در



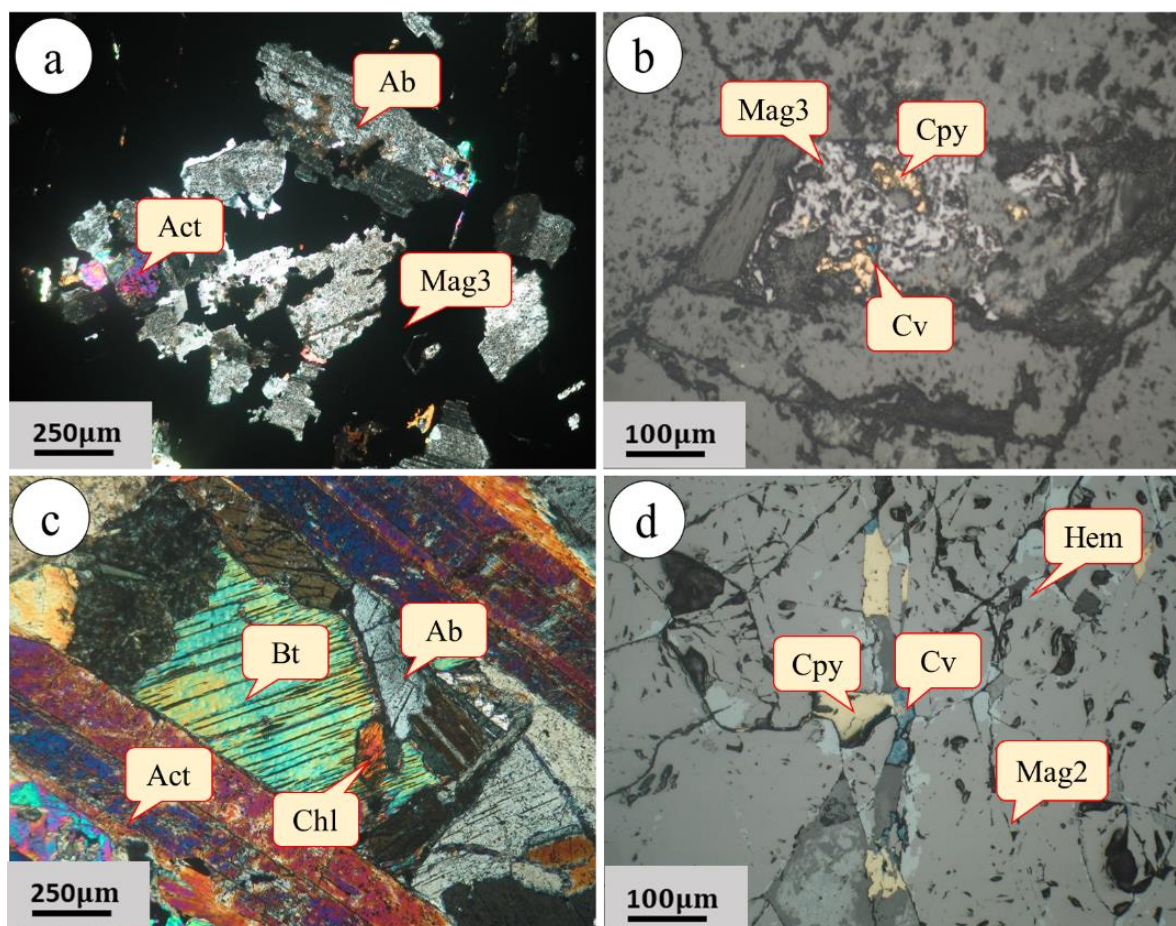
شکل ۵- تصاویر صحرایی موقعیت پهنه‌های دگرسانی سدیک- کلسیک و آرژیلیک. (a) موقعیت دگرسانی سدیک-کلسیک در حدفاصل پهنه معدنی و توده سینوگرانیتی میزبان کانه‌زایی، به همراه تصاویر نمونه‌های سطحی برداشت‌شده از این دگرسانی. (b) رخنمون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در سنگ‌های گرانودیوریتی. (c) مگنتیت‌های دانه پراکنده و رگچه‌ای در زمینه‌ای از دگرسانی سدیک- کلسیک. (d) ساخت نواری به صورت تناوبی از مگنتیت و آلbite.

Fig. 5. Field images of the sodic-calcic and argillic alteration zones. a) The location of the sodic-calcic alteration between the mineralized zone and the hosts syenogranite body, associated with the images of the hand specimen from this alteration. b) The outcrop of the advanced argillic alteration in the granodiorite rocks. c) Disseminated and veinlet magnetites in the matrix of sodic-calcic alteration, and d) Banded structure of magnetite and albite.

جدول ۲- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) نمونه‌های حاوی دگرسانی سدیک- کلسیک در واحد سینوگرانیتی کانه‌زایی‌شده کانسار چوره‌تاب.

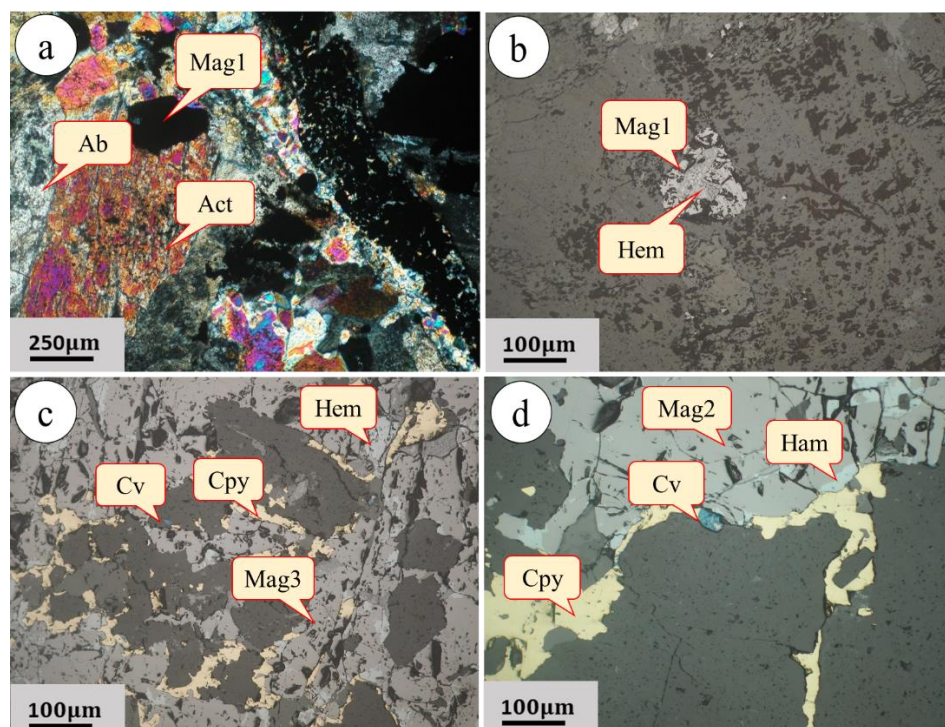
Table 2. The results of X-ray diffraction (XRD) analysis of samples containing sodic-calcic alteration in the mineralized syenogranite unit of the Chore-Nab deposit.

Sample code	Lithology	Alteration	Mineral assemblage
Ch-5	Mineralized syenogranite	Sodic-Calcic	Magnetite, Quartz, Albite, Diopside, Clinocllore, Actinolite, Orthoclase
Ch-11	Mineralized syenogranite	Sodic-Calcic	Quartz, Epidote, Calcite, Actinolite, Magnetite, Albite



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی کان‌زایی مگنتیت، کالکوپیریت و کوولیت (تمامی تصاویر در نور عبوری XPL گرفته شده است). (a) کانی‌سازی مگنتیت به صورت برشی. در این بافت، قطعات آلبیت و اکتینولیت در ماتریکسی از مگنتیت قرار دارند. (b) کانی‌سازی برشی مگنتیت، کالکوپیریت و کوولیت. (c) دگرسانی سدیک-کلسیک به صورت تبدیل بلورهای کلینوپیروکسن به تیغه‌های اکتینولیت و نیز رشد بلورهای آلبیت ثانویه. (d) کانی‌سازی توده‌ای مگنتیت، کالکوپیریت و کوولیت به همراه کانی‌های اکتینولیت و آلبیت حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک. علائم اختصاری (Ab: آلبیت، Act: اکتینولیت، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Mag: مگنتیت، Cpy: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Cv: کوولیت).

Fig. 6. Photomicrograph of magnetite, chalcopyrite, and covellite mineralization of the Chore-Nab deposit (all images were taken in XPL transmitted light). a) Brecciated mineralization of magnetite. In this texture, albite and actinolite fragments are set in a matrix of magnetite. b) Brecciated mineralization of magnetite, chalcopyrite, and covellite. c) Sodic-calcic alteration in the form of transformation of clinopyroxene crystals into actinolite blades and the growth of secondary albite crystals, and d) Massive mineralization of magnetite, chalcopyrite, and covellite along with actinolite and albite minerals resulting from sodic-calcic alteration. Abbreviations (Ab: albite, Act: actinolite, Bt: biotite, Chl: chlorite, Mag: magnetite, Cpy: chalcopyrite, Hem: hematite, Cv: covellite).



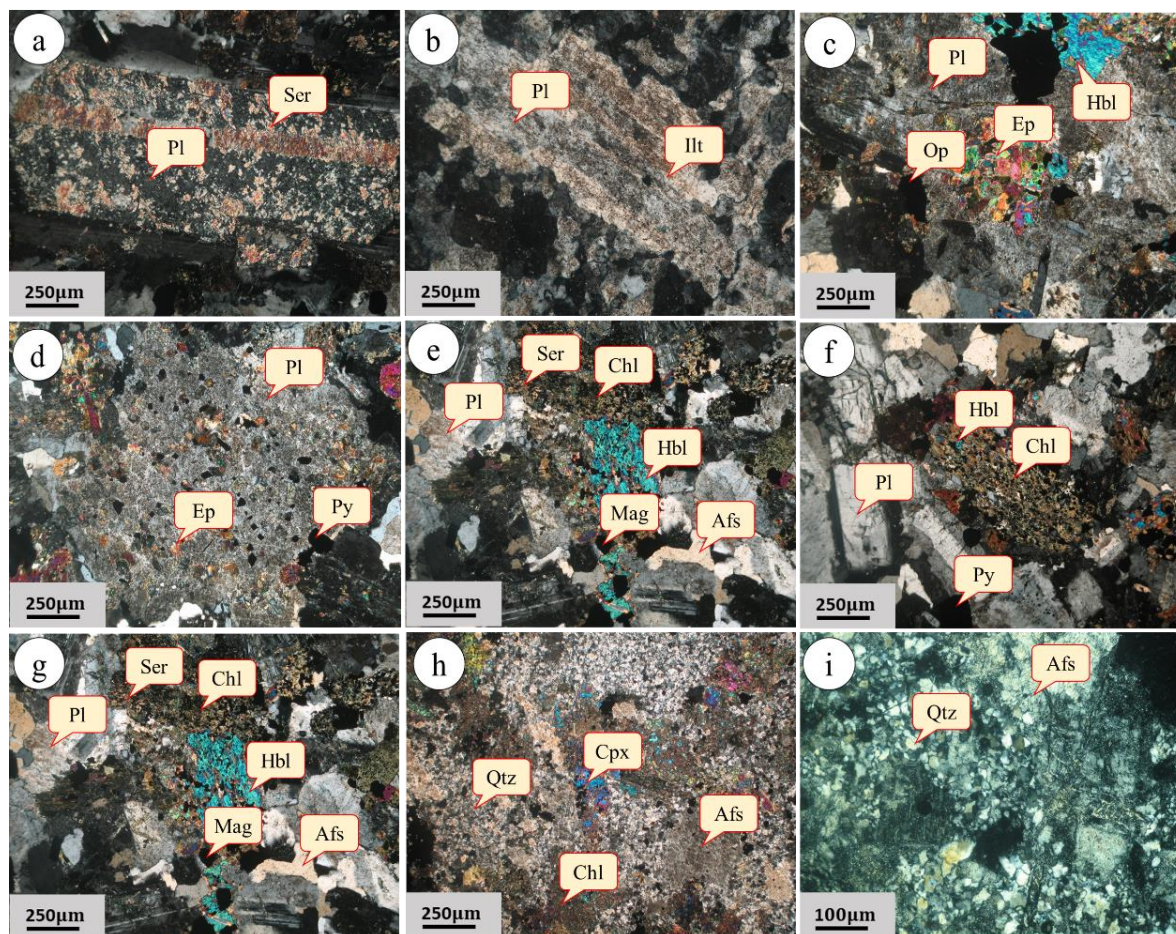
شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از کانه‌زایی مگنتیت، کالکوپیریت و کوولیت (تمامی تصاویر در نور عبوری XPL گرفته شده است). a و b) کانی‌سازی دانه پراکنده مگنتیت در زمینه‌ای از بلورهای اکتینولیت و آلبیت. c و d) کانی‌سازی رگه- رگچه‌ای مگنتیت، کالکوپیریت و کوولیت. علایم اختصاری (Ab: آلبیت، Act: اکتینولیت، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Mag: مگنتیت، Cpy: کالکوپیریت، Hem: هماتیت، Cv: کوولیت).

Fig. 7. Photomicrograph of magnetite, chalcopyrite, and covellite mineralization (all images were taken in XPL transmitted light). a and b) Mineralization of disseminated magnetite in matrix of actinolite and albite. c and d) Vein-veinlet magnetite, chalcopyrite, and covellite mineralization. Abbreviations (Ab: albite, Act: actinolite, Bt: biotite, Chl: chlorite, Mag: magnetite, Cpy: chalcopyrite, Hem: hematite, Cv: covellite).

جدول ۳- نتایج تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیک حدواسط، پروپیلیتیک و سیلیسی.

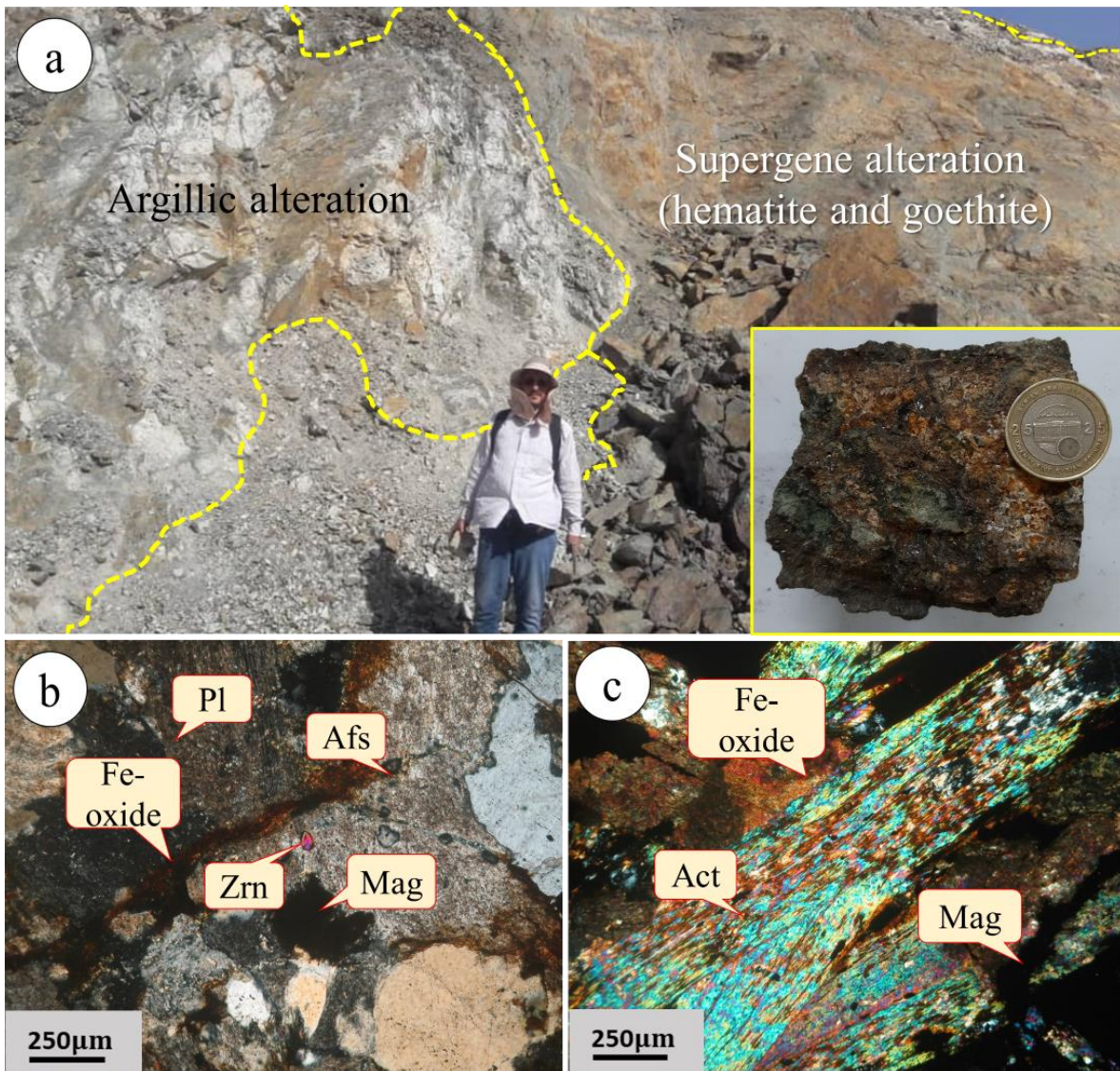
Table 3. The results of X-ray diffraction (XRD) analysis of sericitic, intermediate argillic, propylitic and silicic alterations.

Sample code	Lithology	Alteration	Mineral assemblage
Ch-17	Mineralized granodiorite	Sericitic	Quartz, Muscovite, Goethite, Titanite, Orthoclase
Ch-24	Mineralized granodiorite	Intermediate argillic	Quartz, Albite, Montmorillonite, Vermiculite, Illite, Muscovite
Ch-11	Mineralized granodiorite	Propylitic	Quartz, Epidote, Calcite, Actinolite, Magnetite, Albite
Ch-25	Mineralized granodiorite	Propylitic	Quartz, Clinocllore
Ch-23	Mineralized granodiorite	Silicic	Quartz, Epidote, Montmorillonite



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپی دگرسانی‌های سریسیتی، آرژیلیکی، پروپلیتیک و سیلیسی. (a) کانی پلاژیوکلاز که به سریسیت تبدیل شده است. (b) دگرسانی آرژیلیک ایجاد شده که توسط جانشینی پلاژیوکلاز توسط کانی‌های رسی مشخص شده‌اند، c. و d) جانشینی پلاژیوکلاز توسط اپیدوت. e، f و g) جانشینی هورنبلند توسط کلریت. h و i) دگرسانی سیلیسی در توده‌های گرانودیوریتی و سینوگرانیتی. علائم اختصاری (Pl: پلاژیوکلاز، Ser: سریسیت، Ill: ایلیت، Ep: اپیدوت، Hbl: هورنبلند، Op: کانی کدر، Py: پیریت، Afs: آلکالی فلدسپار، Chl: کلریت، Cpx: کلینوپیروکسن، Qtz: کوارتز).

Fig. 8. Photomicrograph of sericitic, argillic, propylitic, and siliceous alteration. a) plagioclase transformed into sericite. b) Argillic alteration characterized by replacement of plagioclase by clay minerals. c and d) Replacment of plagioclase by epidote. e, f and g) Replacment of hornblende by chlorite. h and i) Silica alteration in the granodioritic and syenogranitic bodies. Abbreviations (Pl: plagioclase, Ser: sericite, Ill: illite, Ep: epidote, Hbl: hornblende, Op: turbid mineral, Py: pyrite, Afs: alkali feldspar, Chl: chlorite, Cpx: clinopyroxene, Qtz: quartz).



شکل ۹- a) رخنمون دگرسانی سوپرژن واقع در بخش‌های سطحی و ترانشه حفاری شده کانسار چوره‌ناب. b) رگچه‌های اکسید آهن رخ داده در درزها و شکاف‌های تشکیل شده درون توده کوارتز مونزونیتی. c) تصویر میکروسکوپی از دگرسانی اکسید آهن درون کلینوپیروکسن و اکتینولیت. علایم اختصاری: Pl: پلاژیوکلاز، Ser: سریسیت، Afs: آلکالی فلدسپار، Zrn: زیرکن، Mag: مگنتیت، Act: اکتینولیت، Fe-oxide: هیدروکسید آهن.

Fig. 9. a) The outcrop of supergene alteration located in the surface parts and the excavated trench of the Chore-Nab deposit. b) Iron oxide veins occurring in the joints and cracks within the quartz monzonite rocks. c) Photomicrograph of iron oxide alteration of clinopyroxene and actinolite. Abbreviations (Pl: plagioclase, Ser: sericite, Afs: alkali feldspar, Zrn: zircon, Mag: magnetite, Act: actinolite, Fe-oxide: iron hydroxide).

شیمی کانی‌ها

کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه ماهیت دگرگونی دارند که تأییدی بر اطلاعات صحرایی و سنگ‌نگاری است (شکل ۱۰-ا). کلینوپیروکسن بر اساس قرارگیری کاتیون‌ها به ۴ گروه پیروکسن‌های Ca-

کلینوپیروکسن: براساس نمودار تغییرات $Ti+Cr+Na$ در برابر Al (Berger et al., 2005)،

مطالعه، از نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988) استفاده شده است. براساس این نمودار، ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در واحدهای دگرسانی (عمدتاً سدیک-کلسیک) و کانه‌زایی کانسار چوره‌ناب، از نوع اوژیت محاسبه شده است (شکل ۱۰-c) و به ترتیب دامنه ترکیب Wo_{31.7}-En_{54.5-43.6}Fs_{28.1-18.8} دارند (جدول ۴). مقادیر CaO کلینوپیروکسن نمونه‌های دگرسان و کانه‌زایی شده حدود ۱۳/۱۱ درصد وزنی است.

Fe-Mg (Quad)، کلینوپیروکسن‌های Na-Ca، کلینوپیروکسن‌های Na و دیگر کلینوپیروکسن‌ها تقسیم می‌شوند (Morimoto, 1988). همه کلینوپیروکسن‌های کانسار چوره‌ناب در نمودار $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ در برابر $J=2Na$ که برای طبقه‌بندی کلینوپیروکسن‌ها پیشنهاد شده (شکل ۱۰-b)، در قلمرو کلینوپیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم قرار گرفتند. مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ آن‌ها نزدیک به ۲ و در عوض از سدیم فقیر هستند. به منظور تفکیک دقیق‌تر پیروکسن‌های مورد

جدول ۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب براساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۶ اتم اکسیژن. (دماهای بدست آمده بر حسب درجه سانتی‌گراد در فشار ۲/۵ کیلوبار).

Table 4. The results of the point analysis of clinopyroxenes in alteration zone of the Chore-Nab deposit based on weight percentage and the structural formula calculations based on 6 oxygen atoms (temperatures obtained in Celsius degrees at the pressure of 2.5 kilobars).

Point. No	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	52.90	52.69	51.76	53.11	52.03	55.71
TiO ₂	0.12	0.06	0.11	0.09	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	3.17	1.10	1.72	1.56	3.91	5.57
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
FeO	10.86	14.61	14.79	15.10	13.63	15.85
MnO	0.68	0.44	0.46	0.44	0.53	0.40
MgO	17.68	15.42	14.66	14.98	13.52	13.82
CaO	12.00	14.15	14.84	13.27	12.08	12.34
Na ₂ O	0.34	0.11	0.24	0.23	0.49	0.21
K ₂ O	0.94	0.03	0.04	0.07	0.20	0.04
Total	98.71	98.62	98.64	98.86	96.46	98.94
Si	1.969	2.007	1.973	2.021	2.024	2.137
Ti	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.000
Al ^{IV}	0.027	0.009	0.023	0.024	0.026	0.137
Al ^{VI}	0.112	0.058	0.054	0.094	0.205	0.163
Cr ³⁺	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.015	0.057	0.011	0.097	0.184	0.283
Fe ²⁺	0.353	0.522	0.483	0.578	0.627	0.792
Mn	0.021	0.014	0.015	0.014	0.017	0.013
Mg	0.981	0.875	0.833	0.850	0.784	0.790
Ca	0.479	0.577	0.606	0.541	0.503	0.507
Na	0.025	0.008	0.018	0.017	0.037	0.016
K	0.045	0.001	0.002	0.003	0.010	0.002
Wo	26.62	30.10	31.72	28.91	29.09	28.08
En	54.57	45.64	43.60	45.41	45.30	43.76
Fs	18.81	24.26	24.68	25.68	25.62	28.16
XFe	0.118	0.153	0.136	0.176	0.197	0.236
XMg	0.327	0.256	0.234	0.258	0.247	0.235
XCa	0.479	0.577	0.606	0.541	0.503	0.507
Cpx Name	augite	augite	augite	augite	augite	augite

Table 4. Continued							ادامه جدول ۴
Point. No	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
SiO ₂	52.48	53.04	52.82	53.79	52.70	53.12	51.28
TiO ₂	0.01	0.07	0.08	0.00	0.01	0.06	0.08
Al ₂ O ₃	2.23	1.53	1.58	2.35	2.63	2.43	3.74
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
FeO	16.30	14.83	15.83	12.20	12.12	12.67	12.22
MnO	0.55	0.48	0.47	0.66	0.61	0.72	0.52
MgO	13.18	14.85	14.19	17.08	16.01	15.76	14.27
CaO	13.15	13.01	13.07	13.48	13.03	13.72	11.40
Na ₂ O	0.22	0.25	0.25	0.32	0.35	0.31	0.36
K ₂ O	0.09	0.06	0.06	0.06	0.11	0.07	0.14
Total	98.23	98.13	98.37	99.94	97.59	98.87	94.01
Si	2.028	2.033	2.029	1.994	2.005	2.002	2.035
Ti	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002
Al ^{IV}	0.029	0.035	0.032	0.006	0.006	0.004	0.038
Al ^{VI}	0.130	0.104	0.103	0.096	0.124	0.112	0.213
Cr ³⁺	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.138	0.118	0.114	0.064	0.099	0.090	0.216
Fe ²⁺	0.665	0.594	0.622	0.442	0.484	0.489	0.622
Mn	0.018	0.016	0.015	0.021	0.020	0.023	0.017
Mg	0.759	0.849	0.813	0.944	0.908	0.886	0.844
Ca	0.544	0.534	0.538	0.535	0.531	0.554	0.485
Na	0.016	0.019	0.019	0.023	0.026	0.023	0.028
K	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.007
Wo	29.74	28.75	28.94	28.82	29.11	30.13	27.95
En	41.48	45.66	43.71	50.81	49.76	48.15	48.67
Fs	28.78	25.58	27.35	20.36	21.13	21.72	23.38
XFe	0.200	0.181	0.189	0.138	0.150	0.147	0.201
XMg	0.229	0.259	0.247	0.294	0.281	0.266	0.273
Xca	0.544	0.534	0.538	0.535	0.531	0.554	0.485
Cpx Name	augite	augite	augite	augite	augite	augite	augite

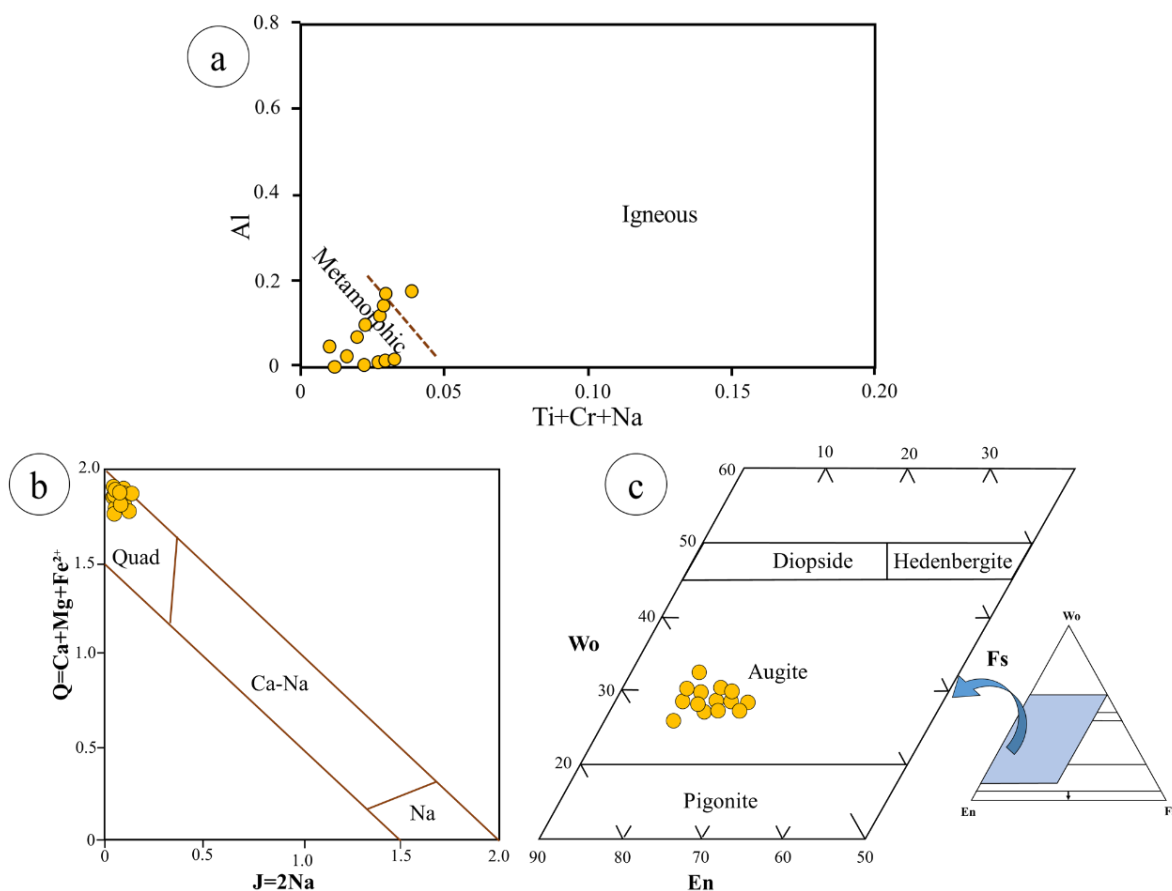
2004)، در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، به گونه‌ای است که بیشتر نمونه‌ها در نمودار Si در برابر مجموع Al تتراهدردی و اکتاهدردی در بالای خط اشباع جایگاه تتراهدردی (2=Al+Si) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱- c).

حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپیروکسن‌هایی است که موقعیت تتراهدردی ساختمان آن‌ها تماماً توسط کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) پر شده و حتی بقیه کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) نیز به موقعیت اکتاهدردی وارد شده‌اند. چنانچه نمونه‌ای زیر خط مذکور قرار گیرد، حاکی از این است که نه تنها تمام

با توجه به نمودار تغییرات Ti-Al^{IV} (Gamble and Taylor, 1980)، میزان پایین تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیوم‌دار (تیتانومگنتیت) در سنگ است (شکل ۱۱- a). به علاوه توزیع Al و Si در کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی، به گونه‌ای است که نمونه‌ها در نمودار Si در مقابل مجموع Al چهاروجهی و هشت‌وجهی (Schweitzer et al., 1979) (Al کل ساختار فرمولی) در بالای خط اشباع قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱- b). بنابراین موقعیت کلینوپیروکسن‌های چهاروجهی به طور کامل با Si و به طور بخشی با Al (Al^{IV}) پر می‌شود. توزیع Si و Al (Zhu and Ogasawara,)

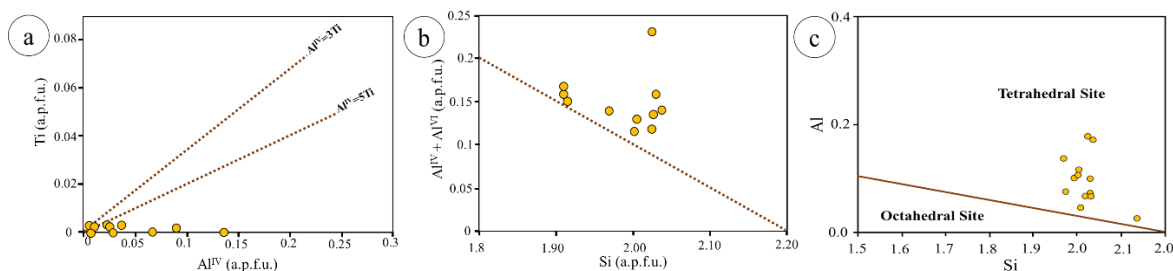
مراحل تفریق و تبلور ماگما، درون توده نفوذی گرانودیوریتی به‌وجود آمده که در مرحله دگرسانی گرمایی به آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت) و اپیدوت تجزیه شده است (شکل‌های ۱۱- c و d و ۱۲).

کاتیون‌های Si و Al وارد جایگاه تتراهدری شده‌اند، بلکه به دلیل تکمیل نشدن این سایت، کاتیون‌های سه‌ظرفیتی دیگر از قبیل Cr، Ti، و Fe^{3+} نیز وارد آن شده‌اند. به عبارت دیگر چنین کلینوپیروکسنی فاقد آلومینیم اکتاهدری (Al^{VI}) است. این کانی نیز در



شکل ۱۰- a) نمودار تغییرات Ti+Cr+Na در برابر Al (Berger et al., 2005). b) کلینوپیروکسن‌های کانسار چوره‌ناب در نمودار Q-J (Morimoto, 1988). c) ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (Morimoto, 1988).

Fig. 10. a) Ti+Cr+Na vs. Al diagram (Berger, 2005). b) Clinopyroxenes of the Chore-Nab deposit in Q-J diagram (Morimoto, 1988). All of them are placed in Ca-Mg-Fe clinopyroxenes. c) Composition of clinopyroxenes in the zone of unmineralized and mineralized alterations of the Chore-Nab deposit in the Wo-En-Fs triangular diagram (Morimoto, 1988).



شکل ۱۱- a) کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بر روی نمودار تغییرات Al^{IV} -Ti (Gamble and Taylor, 1980). b) نمودار Al-Si، که در آن کلینوپیروکسن‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب در بالای خط اشباع قرار می‌گیرند (Schweitzer et al., 1979). c) نمودار تغییرات Si در برابر Al به منظور بررسی ترکیب کلینوپیروکسن‌های کانسار چوره‌ناب (Zhu and Ogasawara, 2004).

Fig. 11. a) Studied clinopyroxenes on the Al^{IV} -Ti alteration diagram (Gamble and Taylor, 1980); b) Al-Si diagram, in which the clinopyroxenes in the alteration zone of the Chore-Nab deposit are placed above the saturation line (Schweitzer et al., 1979). c) Si vs. Al variation diagram to investigate the composition of clinopyroxenes of the Chore-Nab deposit (Zhu and Ogasawara, 2004).

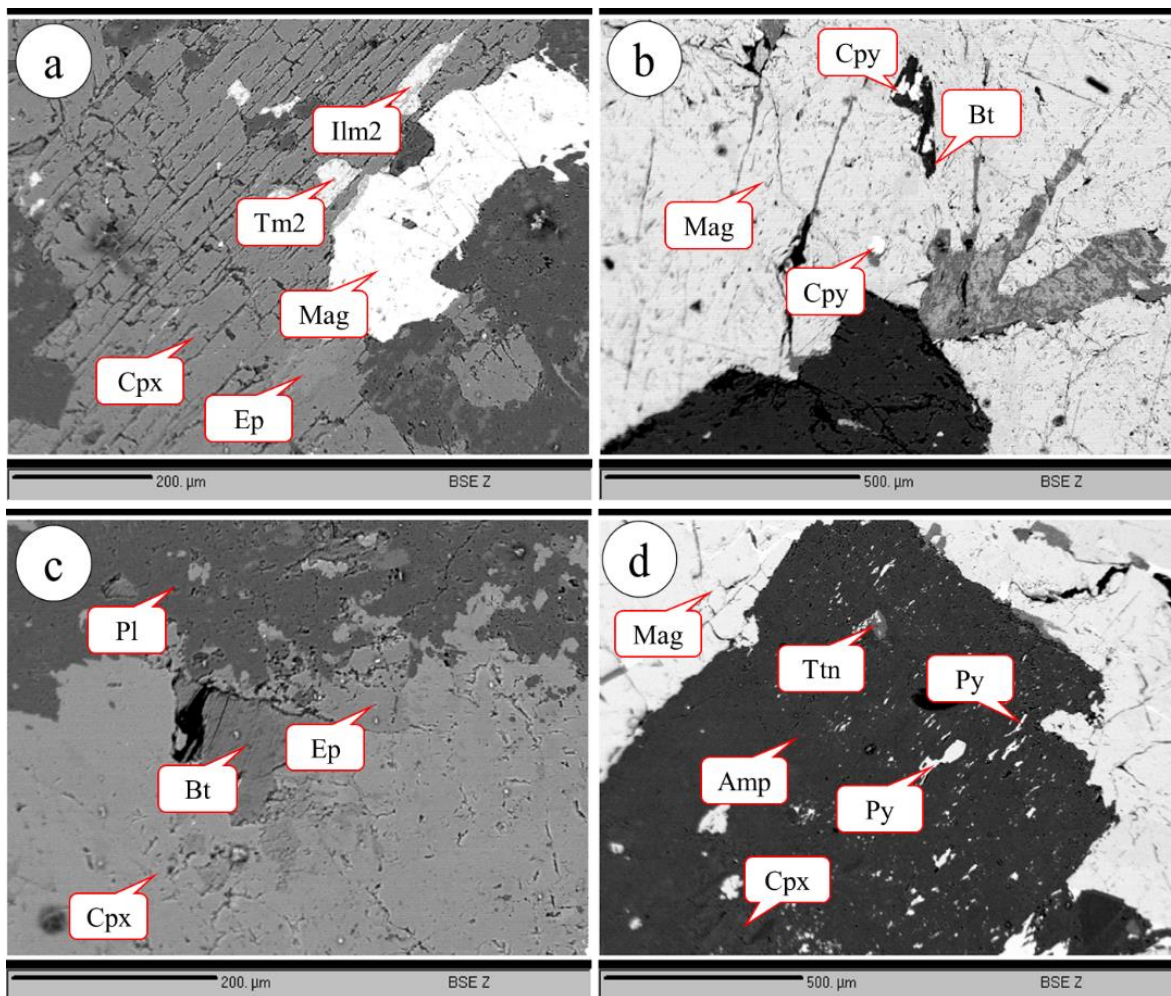
کانی‌های فرومنیزین سنگ، مانند دیوپسید، اوژیت و هورنبلند سبز تشکیل شده است. این کانی به صورت ادخال بر روی بلور آمفیبول ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۱۲- c).

تغییرات درصد وزنی اکسیدهای CaO ، MnO ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO ، SiO_2 و TiO_2 از هسته به سمت حاشیه بلور در یک نمونه از کلینوپیروکسن حاوی منطقه‌بندی شیمیایی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱۳- a و b). در این نمونه، تغییرات MgO ، CaO و SiO_2 از هسته به سمت حاشیه افزایش یافته است و روندی کاهشی در مقادیر FeO ، Al_2O_3 ، MnO و TiO_2 به سمت حاشیه کانی مشاهده می‌شود. علت تمرکز Ti ، Fe ، Mn و Al در هسته کلینوپیروکسن را می‌توان به این صورت بیان نمود که این عناصر در ساختار کلینوپیروکسن بسیار سازگار هستند و در اولین مراحل تبلور، تمام Fe ، Ti ، Mn و Al در ساختار کلینوپیروکسن متمرکز

مقاطع نازک صیقلی بررسی شده حاکی از آن است که این نوع بلورهای کلینوپیروکسن همراه با ادخال‌هایی از کنه‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت و بلورهای توده‌ای مگنتیت مشاهده می‌شود (شکل ۱۲- a و b). وجود این ادخال‌ها، رشد همزمان بلورهای ایلمنیت، تیتانومگنتیت و کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد. بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن به اپیدوت (شکل ۱۲- c)، ترمولیت و اکتینولیت تبدیل و کانی‌های اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و تیتانیم‌دار (تیتانیت، ایلمنیت و تیتانومگنتیت)، به صورت ادخال جانشین آن شده‌اند. وجود کلینوپیروکسن نوع اوژیت، وقوع دگرسانی‌های گسترده منیزیمی در طی مراحل بعدی تبادلات گرمایی در کانسار آهن چوره‌ناب را نشان می‌دهد. مطالعات EPMA و XRD در کانسار چوره‌ناب با این دیدگاه مطابقت دارد (شکل ۱۲- b و c). اسفن از دیگر کانی‌هایی است که به صورت ثانویه از تجزیه

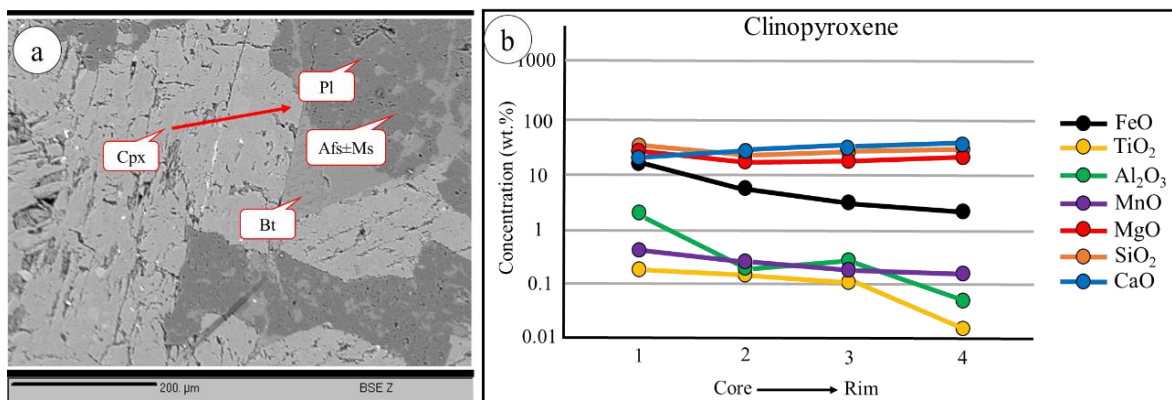
این عناصر در حاشیه بلور می‌تواند نشانگر تجزیه بلورهای کلینوپیروکسن نیز باشد (Kohn et al., 2000; Wilbur and Ague, 2006).

می‌شوند. در نتیجه محیط از این عناصر تهی شده و با پیشرفت فرآیند تبلور، حاشیه کانی از این عناصر فقیرتر و هسته آن نسبت به عناصر Mg، Ca و Si غنی‌تر می‌شود. لازم به ذکر است که کاهش تمرکز



شکل ۱۲- تصاویر میکروسکوپ الکترونی. a و b) همراهی مگنتیت و تیتانومگنتیت (به صورت ادخال یا توده‌ای) با کلینوپیروکسن. c) جانشینی کلینوپیروکسن توسط کانی‌های مراحل پسین دگرسانی گرمایی مانند اپیدوت. d) ادخال‌هایی از کانی‌های سیلیکاته (کلینوپیروکسن)، کانی‌های تیتانیم‌دار (تیتانیت یا اسفن)، اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) بر روی بلور اکتینولیت. علائم اختصاری (Ilm: ایلمنیت، Tm: تیتانومگنتیت، Mag: مگنتیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Hem: هماتیت، Cpy: کالکوپیریت، Pl: پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Ttn: تیتانیت، Amp: آمفیبول، Py: پیریت).

Fig. 12. Back scattered electron images. a and b) Association of magnetite and titanomagnetite (in the form of inclusions or massive) with clinopyroxene. c) Replacment of clinopyroxene by late-stage hydrothermal alteration minerals such as epidote. d) Inclusions of silicate (clinopyroxene), titanium-bearing minerals (titanite or sphene), oxide (magnetite) and sulfide (pyrite and chalcopyrite) minerals, in the actinolite crystal. Abbreviations (Ilm: ilmenite, Tm: titanomagnetite, Mag: magnetite, Cpx: clinopyroxene, Hem: hematite, Cpy: chalcopyrite, Pl: plagioclase, Bt: biotite, Ep: epidote, Ttn: titanite, Amp: amphibole, Py: pyrite).



شکل ۱۳- (a) تصویر میکروسکوپ الکترونی از کانی کلینوپیروکسن حاوی منطقه‌بندی شیمیایی. (b) نمودار تغییرات درصد وزنی اکسیدهای اصلی در نمونه کلینوپیروکسن حاوی منطقه‌بندی شیمیایی از هسته به حاشیه بلور. علائم اختصاری (Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپیروکسن، Bt: بیوتیت، Afs: آلکالی‌فلدسپار، Ms: مسکوویت).

Fig. 13. a) Back scattered electron microscope image of a clinopyroxene mineral containing chemical zoning in the Chore-Nab deposit. b) Core to rim variation of major oxides in clinopyroxene. Abbreviations (Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Bt: biotite, Afs: alkali feldspar, Ms: muscovite).

دگرسانی کانسار چورناب، اکتینولیت همراهی شدیدی با ماده معدنی نشان می‌دهد (شکل ۱۵-a و b). مطابق نمودار Ca+Na+K در مقابل Si پیشنهادی لیک (Leak, 1971)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع دگرگونی هستند (شکل ۱۶-a). برای شناسایی نوع آمفیبول‌ها از نمودار هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012)، استفاده شده است. مطابق این نمودار آمفیبول‌ها به چهار گروه Mg-Fe-Mn، کلسیمی، کلسیمی-سدیمی و سدیمی تقسیم می‌شوند. با توجه به نسبت $Ca_{(B)}/(Ca+Na)_{(B)}$ (بیش‌تر از ۰/۹۷۲ و میانگین ۰/۹۳۱) و براساس تقسیم‌بندی $Na_{(B)}$ (۰/۰۵۶ تا ۰/۳۰۶) در برابر $Ca+Na_{(B)}$ (۱/۹۸۱ تا ۲/۱۶۳) پیشنهادی هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012)، آمفیبول‌های بررسی شده از نوع کلسیک هستند (جدول ۶ و شکل ۱۶-b).

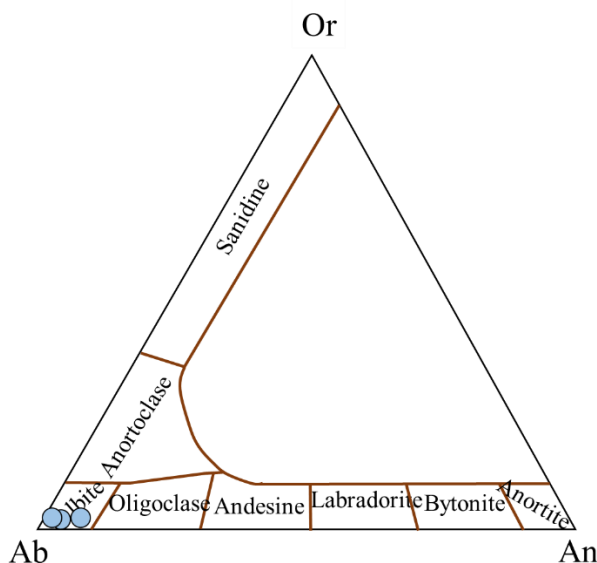
پلاژیوکلاز: به منظور نامگذاری کانی‌های پلاژیوکلاز موجود در پهنه دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چورناب، از نمودار آل‌بیت $(Ab=NaAlSi_3O_8)$ ، آنورتیت $(An=CaAl_2Si_2O_8)$ ، ارتوکلاز $(Or=KAlSi_3O_8)$ استفاده شده است (Deer et al., 2013). بر اساس این طبقه‌بندی پلاژیوکلازهای مربوط به پهنه دگرسانی کانسار چورناب، در گستره ترکیبی آل‌بیت $(An_{1.53}-Or_{0.86-2.16})$ قرار گرفته‌اند (جدول ۵ و شکل ۱۴).

آمفیبول: آمفیبول به طور گسترده در پهنه دگرسانی کانسار چورناب در نتیجه دگرسانی سدیک-کلسیک بلورهای کلینوپیروکسن تشکیل شده است. اکتینولیت به صورت بلورهای درشت کشیده و سوزنی‌شکل همراه با مگنتیت و کانه‌های سولفیدی و کربناتی مس دیده می‌شود. در پهنه

جدول ۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز موجود در پهنه دگرسانی منطقه چورناب براساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۸ اتم اکسیژن.

Table 5. The results of the point analysis of plagioclase in the alteration zone of the Chore-Nab deposit based on weight percentage and the calculation of the structural formula based on 8 oxygen atoms.

Point. No	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	66.81	66.61	66.20
TiO ₂	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.00	19.55	20.24
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	0.19	0.06	0.22
MgO	0.04	0.00	0.05
CaO	1.28	0.34	0.62
Na ₂ O	10.30	11.97	11.38
K ₂ O	0.37	0.16	0.20
Total	99.99	98.69	98.91
Based on 8 O			
Si	2.466	2.489	2.469
Ti	0.000	0.000	0.000
Al	0.913	0.861	0.890
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.842	0.852	0.851
Fe ²⁺	0.006	0.002	0.007
Mg	0.002	0.000	0.003
Ca	0.051	0.014	0.025
Na	0.737	0.867	0.000
K	0.017	0.008	0.010
An	6.29	1.53	2.89
Ab	91.55	97.61	96.00
Or	2.16	0.86	1.11



شکل ۱۴- ترکیب پلاژیوکلاز پهنه دگرسانی بر روی نمودار مثلثی ارتوکلاز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 2013).

Fig.14. Composition of plagioclase of alteration zone on the orthoclase-albite-anorthite triangular diagram (Deer et al., 2013).

وجود کانی‌های فرومنیزین فراوان در توده گرانودیوریتی، وجود آمفیبول‌های ترمولیت و اکتینولیت در سنگ‌های دگرسان‌شده (عمدتاً سدیک-کلسیک) کانسار چوره‌ناب منطقی به نظر می‌رسد. آمفیبول نوع ترمولیت دارای مقدار سیلیسیم در یک گستره محدود هستند و مقدار $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۹۵۵ است (جدول ۶). از ویژگی‌های آمفیبول ترمولیتی، بالابودن مقادیر Fe^{2+} و Mg است و پایین‌بودن مقدار $(Na+K)(A)$ در نمونه‌های کمتر از ۰/۲ (حدود ۰/۰۶۰) است. ترمولیت‌ها دارای مشخصات $Si=7.79-7.46$ ، $(Na+K)A < 0.5$ و $CaA < 0.5$ هستند.

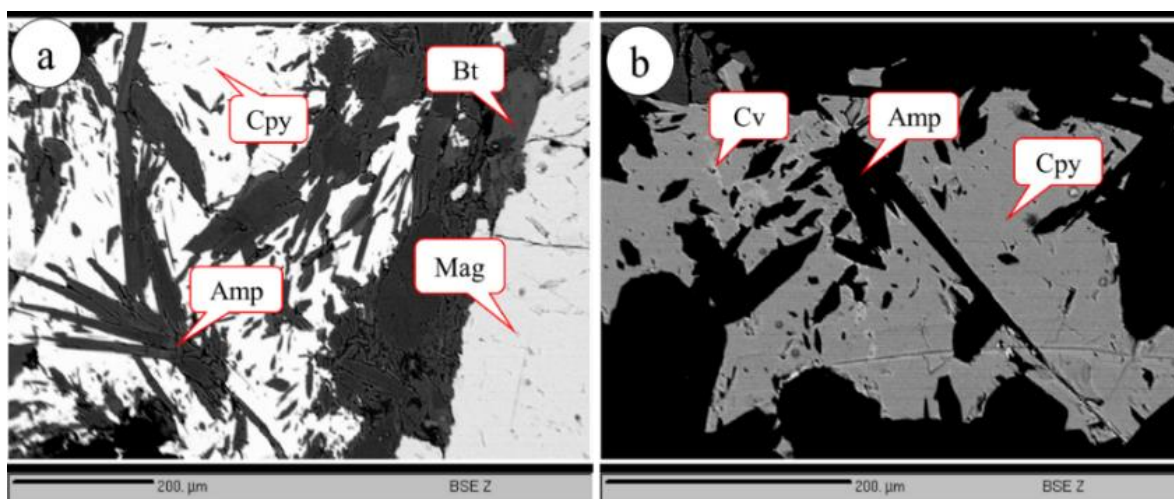
آمفیبول‌های این گروه براساس نمودار $(A*\sum^A(Li+Na+K+2Ca+2Pb))$ در مقابل $C*\sum^C(Al+Fe^{3+}+Mn^{3+}+Cr+V+SC+2Ti+2Zr)$ Li^{WO-C} پیشنهادی هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012) و با استفاده از نرم‌افزار Excel لوکوک (Locock, 2014) ترسیم‌شده است (شکل ۱۶-۱). براساس نمودار ارائه‌شده در شکل ۱۶-۱، ترکیب آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چورمناب در محدوده آمفیبول‌های غنی از کلسیم نوع ترمولیت و منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. مقادیر $Al^{IV}+Al^{VI}$ بیشتر آمفیبول‌ها کمتر از ۰/۵ (حدود ۰/۳۷۱) است و مقدار $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ در آمفیبول‌ها بین ۰/۱۰۷ تا ۰/۳۱۷ است. با توجه به

جدول ۶- نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی براساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۲۳ اتم اکسیژن صورت گرفته است.

Table 6. The results of the point analysis of amphiboles in alteration zone based on weight percentage and the structural formula calculated based on 23 oxygen atoms.

Point No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
SiO ₂	52.81	52.45	54.98	57.21	54.80	56.04	54.70	56.09	53.93
TiO ₂	0.13	0.03	0.33	0.19	0.28	0.16	0.03	0.16	0.03
Al ₂ O ₃	3.63	4.43	2.00	1.22	2.29	1.29	2.40	1.11	1.81
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.23	11.34	5.61	4.66	5.19	5.03	9.15	5.11	12.89
MnO	0.66	0.45	0.11	0.11	0.11	0.10	0.59	0.17	0.81
MgO	15.15	15.99	21.77	21.86	21.55	22.44	18.14	21.38	15.57
CaO	12.41	12.97	12.87	13.35	12.80	13.53	13.26	13.51	13.06
Na ₂ O	0.38	0.43	1.17	0.48	1.12	0.51	0.22	0.37	0.21
K ₂ O	0.18	0.15	0.40	0.24	0.38	0.28	0.11	0.30	0.13
H ₂ O*	2.09	2.11	2.19	2.20	2.17	2.20	2.14	2.10	2.09
Total	99.89	100.56	101.79	101.62	100.99	101.93	100.93	100.44	100.67
Based on 23 O									
Si	7.581	7.460	7.538	7.798	7.557	7.635	7.667	7.773	7.724
Ti	0.014	0.003	0.034	0.019	0.029	0.016	0.003	0.017	0.003
Al ^{IV}	0.419	0.540	0.323	0.196	0.372	0.207	0.333	0.181	0.276
Al ^{VI}	0.195	0.203	0.000	0.000	0.000	0.000	0.064	0/000	0.030
Cr ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.239	0.231	0.372	0.100	0.307	0.358	0.201	0.075	0.149
Fe ²⁺	1.229	1.118	0.271	0.431	0.292	0.215	0.872	0.517	1.395
Mn	0.080	0.054	0.013	0.013	0.013	0.012	0.070	0.020	0.098
Mg	3.242	3.391	4.449	4.442	4.430	4.557	3.791	4.417	3.325
Ca	1.909	1.977	1.890	1.950	1.891	1.975	1.991	2.006	2.004
Na	0.106	0.119	0.104	0.127	0.299	0.135	0.060	0.099	0.058
K	0.033	0.027	0.070	0.042	0.067	0.049	0.020	0.053	0.024
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH*	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

(Ca+Na) (B)	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.006	2.004
Na(B)	0.091	0.023	0.110	0.050	0.109	0.025	0.009	0.000	0.000
(Na+K) (A)	0.047	0.122	0.271	0.118	0.258	0.158	0.071	0.152	0.082
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.725	0.752	0.943	0.912	0.938	0.955	0.813	0.895	0.704
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	0.551	0.532	1.000	1.000	1.000	1.000	0.759	1.000	0.832
Fe [*] /(Fe [*] +Mg)	0.311	0.284	0.126	0.106	0.119	0.111	0.216	0.118	0.317
Amphibole Name	Actinolite	Actinolitic	Tremolite	Tremolite	Tremolite	Tremolite	Actinolite	Actinolite	Actinolite
Amphibole group	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic	Calsic



شکل ۱۵- a و b) همراهی بلورهای درشت کشیده و سوزنی شکل اکتینولیت با ماده معدنی اکسیدی (مگنتیت) و سولفیدهای مس (کالکوپیریت و کوولیت). علائم اختصاری (Bt: بیوتیت، Cpy: کالکوپیریت، Amp: آمفیبول، Mag: مگنتیت، Cv: کوولیت).

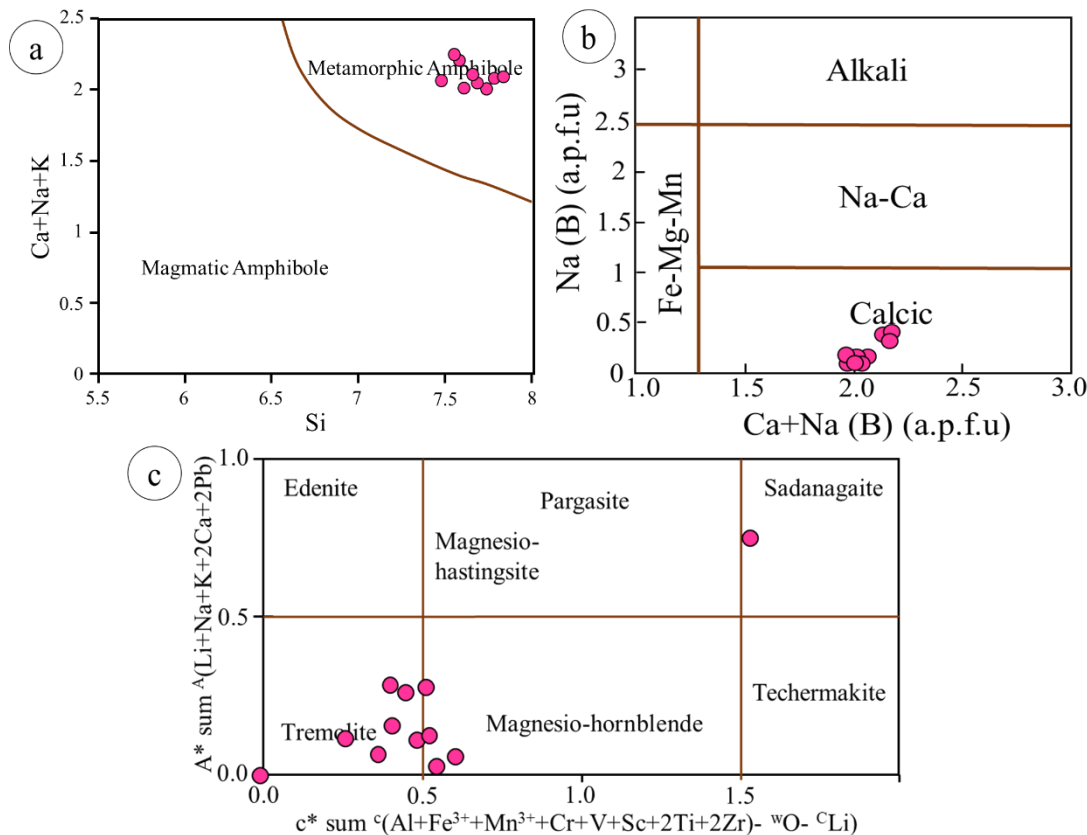
Fig. 15. a and b) Association of large elongated and needle-shaped crystals of actinolite with oxide ore mineral (magnetite) and copper sulfides (chalcopyrite and covellite). Abbreviations (Bt: biotite, Cpy: chalcopyrite, Amp: amphibole, Mag: magnetite, Cv: covellite).

تبلور آن‌ها از یک ماگمای واحد باشد، تبعیت می‌کند.

تغییرات درصد وزنی اکسیدهای K_2O ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO ، SiO_2 و TiO_2 از هسته به سمت حاشیه بلور در یک نمونه از فلوگوپیت‌های حاوی منطقه‌بندی شیمیایی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱۹- a، b و c). در این نمونه، مقادیر MgO و SiO_2 از هسته به سمت حاشیه افزایش یافته است و روندی کاهشی در مقادیر Al_2O_3 ، FeO ، K_2O و TiO_2 به سمت حاشیه کانی فلوگوپیت مشاهده می‌شود. تمرکز Mg و Si در هسته فلوگوپیت به دلیل سازگاری این عناصر در ساختار فلوگوپیت و در طی فرآیند تبلور است. در نتیجه محیط از این عناصر تهی

میکا: میکا به مقدار کم و به عنوان یک کانی فرعی و دانه متوسط در داخل پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب حضور دارد. میکاهای موجود در توده گرانودیوریتی بر طبق طبقه‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992)، از نوع فلوگوپیت هستند (شکل ۱۷ و جدول ۷). این میکاها حاوی مقادیر منیزیم بالایی هستند. چنانچه در شکل ۱۸ ملاحظه می‌شود، پراکندگی نمونه‌ها در نمودار تغییرات K ، Ti ، Na و Si در برابر نسبت $Fe^*/(Fe^*+Mg)$ پایین است و از روند خاصی که نشان‌دهنده شکل‌گیری و

شده و با پیشرفت فرآیند تبلور، حاشیه کانی از این عناصر فقیرتر و هسته آن نسبت به عناصر Mg، Ca و Si غنی‌تر می‌شود.



شکل ۱۶- (a) نمودار متمایزکننده آمفیبول‌های دگرگونی از انواع آذرین (Leak, 1971). (b) ترکیب آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب با استفاده از نمودار پیشنهادی هاوتورن و همکاران (Hawthorne et al., 2012). (c) نمودار $c^* \sum (Al+Fe^{3+}+Mn^{3+}+Cr+V+Sc+2Ti+2Zr) - {}^wO - {}^cLi$ برابر $A^* \sum (Li+Na+K+2Ca+2Pb)$ (Locock, 2014).

Fig. 16. a) Discrimination diagram of metamorphic and igneous amphiboles (Leak, 1971). b) Composition of amphiboles in the Chore-Nab alteration zone using the diagram proposed by Hawthorne et al. (2012). c) $c^* \sum (Al+Fe^{3+}+Mn^{3+}+Cr+V+Sc+2Ti+2Zr) - {}^wO - {}^cLi$ vs. $A^* \sum (Li+Na+K+2Ca+2Pb)$ diagram (Locock, 2014).

هستند (شکل ۲۰- b). بخش عمده این کانی به صورت پراکنده و توده‌ای و بدون تبعیت از کنترل‌کننده خاصی، در تمام متن سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۲۰- a و c). اپیدوت به شکل توده‌ای و درشت فشرده، رشته‌های سوزنی‌شکل و فاقد جهت‌یافتگی کلینوپیروکسن را دربرگرفته است (شکل ۲۰- d). اپیدوت به صورت ریزبلور و تحت تأثیر

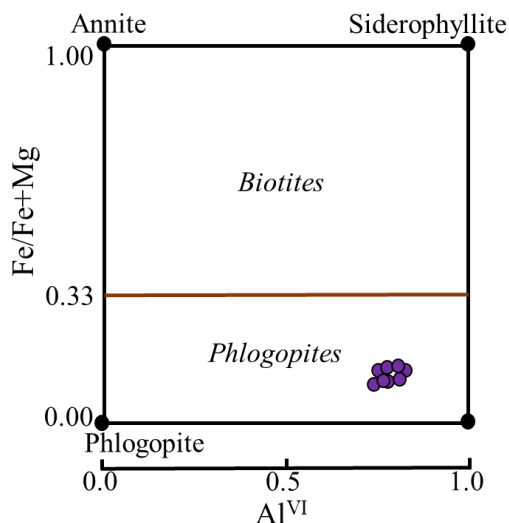
اپیدوت: اپیدوت از جمله کانی‌های کالک-سیلیکاته است که در طی دگرسانی‌های مربوط به مراحل پسین فرآیندهای گرمایی (متاسوماتیسم سدیک-کلسیک و اپیدوتی‌شدن) در کانسار چوره‌ناب تشکیل شده است. عموماً بلورهای اپیدوت به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و نیز در امتداد درز و شکستگی‌های سنگ قابل مشاهده

دگرسانی اپیدوتی شدن، درزه‌ها و شکستگی‌هایی که گرانودیوریتی ایجاد شده است را پر می‌کند (شکل در طی اعمال تنش‌های تکتونیکی در توده ۲۰-d).

جدول ۷- نتایج تجزیه نقطه‌ای میکاهای موجود در پهنه دگرسانی براساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۱۱ اتم اکسیژن.

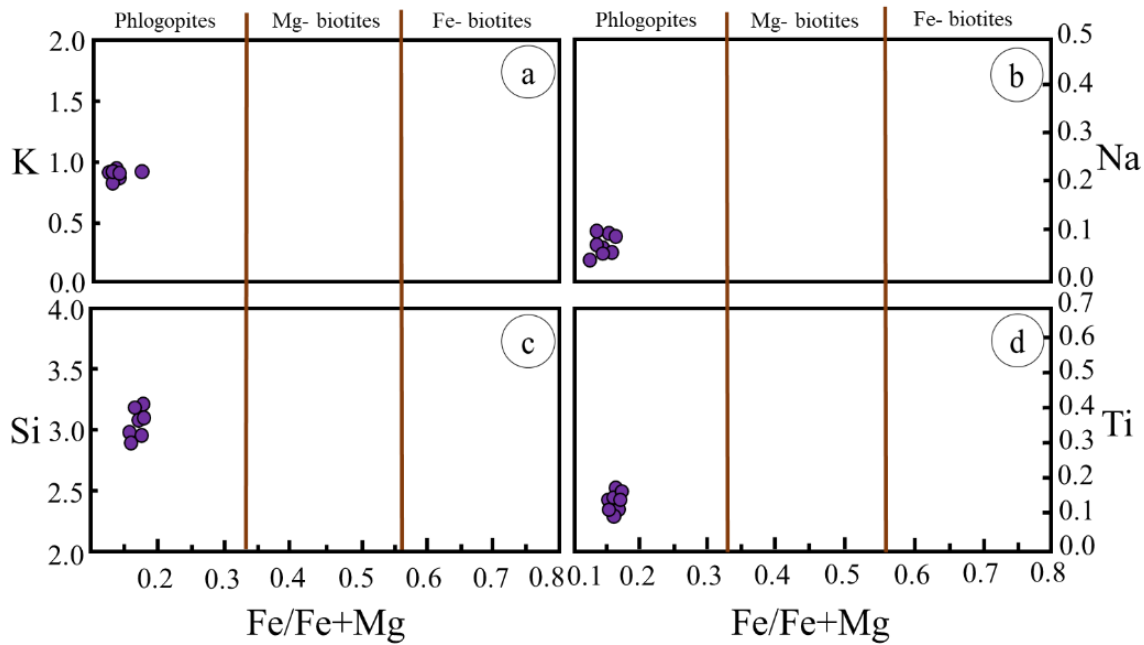
Table 7. The results of the point analysis of mica in alteration zone based on weight percentage and the calculation of the structural formula based on 11 oxygen atoms.

Point. No	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	43.16	42.81	42.81	42.47	41.01	42.58	41.61	43.13
TiO ₂	2.62	2.79	2.31	2.80	3.22	3.08	3.30	2.79
Al ₂ O ₃	10.51	10.75	10.01	10.34	11.25	11.07	11.40	11.16
FeO	5.57	6.72	5.62	5.76	6.83	6.09	6.77	6.22
MnO	0.06	0.12	0.05	0.05	0.01	0.03	0.07	0.04
MgO	25.5	23.80	25.02	24.78	23.11	22.93	23.31	23.90
CaO	0.00	0.04	0.01	0.11	0.06	0.02	0.06	0.02
Na ₂ O	0.1	0.06	0.09	0.11	0.33	0.29	0.19	0.30
K ₂ O	10.62	10.30	11.07	10.51	10.32	9.77	10.32	9.51
H ₂ O	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total	98.14	98.39	97.00	96.93	96.14	95.86	97.03	97.07
Based on 11 O								
Si	2.997	3.005	3.019	2.992	6.830	3.018	2.941	3.014
Ti	0.137	0.147	0.123	0.148	0.010	0.164	0.174	0.147
Al ^{IV}	0.074	0.076	0.064	0.070	0.089	0.085	0.092	0.087
Al ^{VI}	0.786	0.810	0.768	0.801	0.849	0.840	0.858	0.832
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.323	0.395	0.331	0.339	0.408	0.361	0.400	0.363
Fe*	0.323	0.395	0.331	0.339	0.408	0.361	0.400	0.363
Mn	0.004	0.007	0.003	0.003	0.001	0.002	0.004	0.002
Mg	2.639	2.491	2.630	2.602	2.463	2.423	2.456	2.490
Ca	0.000	0.003	0.001	0.008	0.005	0.002	0.005	0.001
Na	0.013	0.008	0.012	0.015	0.046	0.040	0.026	0.041
K	0.941	0.922	0.996	0.944	0.941	0.883	0.930	0.848
Al Total	0.860	0.889	0.832	0.871	0.938	0.925	0.950	0.919
Fe*/(Fe*+Mg)	0.109	0.137	0.112	0.115	0.142	0.130	0.140	0.127



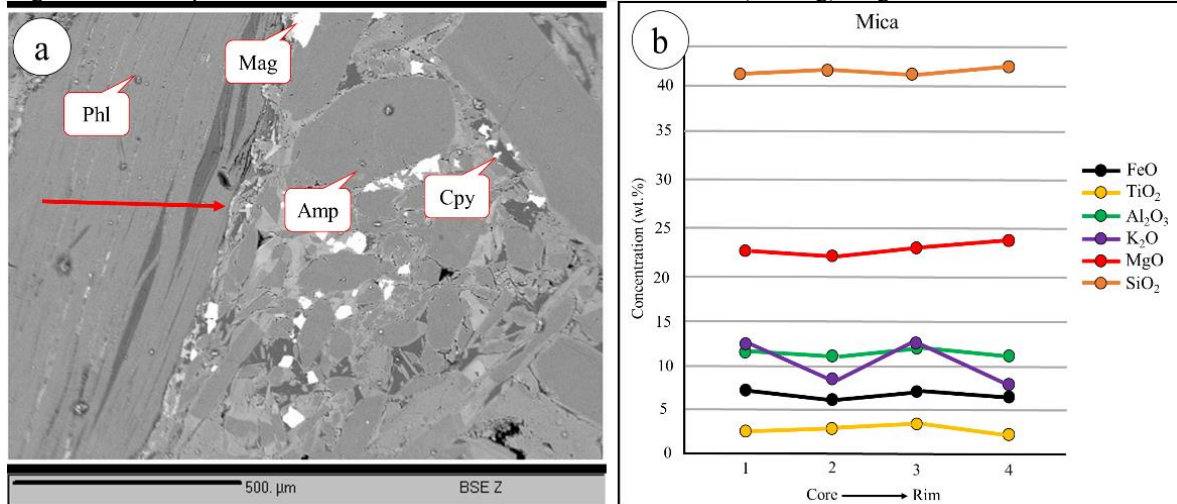
شکل ۱۷- طبقه‌بندی ژئوشیمیایی میکاهای موجود در پهنه دگرسانی، به روش دیر و همکاران (Deer et al., 1992).

Fig. 17. Geochemical classification of mica in alteration zone according to Deer et al. (1992).



شکل ۱۸- ترکیب میکاهای مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات فراوانی برخی عناصر در برابر Fe/(Fe+Mg).

Fig. 18. The composition of the studied micas on the element vs. Fe/(Fe+Mg) diagrams.



شکل ۱۹- (a) تصویر میکروسکوپ الکترونی از کانی فلوگوپیت دارای منطقه‌بندی. (b) نمودار تغییرات درصد وزنی اکسیدهای اصلی در نمونه فلوگوپیت از هسته به حاشیه بلور. علائم اختصاری (Mag: مگنتیت، Phl: فلوگوپیت، Amp: آمفیبول، Cpy: کالکوپیریت).

Fig. 19. a) EPMA image of zoned phlogopite. b) Core to rim variation of major oxides in phlogopite. Abbreviations (Mag: magnetite, Phl: phlogopite, Amp: amphibole, Cpy: chalcopyrite).

کلینوپیروکسن نوع اوژیت- دیوپسید، تأییدکننده وجود شرایط اکسیدان محلول در زمان تشکیل آنها است. اپیدوت‌های این منطقه، عضور انتهایی گروه

براساس مطالعات و آنالیزهای ریزکاو الکترونی (EPMA)، اپیدوت‌ها در محدوده معدنی چوره‌ناب، Fe-Al منوکلینیک هستند. همراهی اپیدوت با

کلسیم است (شکل ۲۱-ع) که نشان می‌دهد، منگنز به صورت Mn^{2+} جایگزین Ca^{2+} در موقعیت‌های هشت‌وجهی (احتمالاً Al) شده است (e.g., (Dollase, 1969, 1973; Ferraris et al., 1989).

با استفاده از این روابط، می‌توان فرمول معادل برای نمونه‌های اپیدوت حاصل از دگرسانی پروپلیتیک مربوط به کانسار را به صورت $(Ca_{2.07}, Mn_{0.01})(Al_{2.01}, Fe_{0.91})(Si_{3.00}, O_{12}(OH))$ تعیین کرد. کاتیون‌های موقعیت A (Ca + Mn) ارتباط مثبت تقریباً مشخصی را با کاتیون‌های موقعیت M (Fe + Al) نشان می‌دهد، که حاکی از محدودیت کلی ساختاری (apfu) ۰/۵ در این موقعیت‌ها و یک رابطه مکمل بین این دو است (شکل ۲۲-f). به طور مشابه Si که بر موقعیت چهاروجهی (T) تسلط دارد، با Fe + Al ارتباط مثبت دارد، به طوری که ظرفیت کل موقعیت M + T به ۰/۶ apfu محدود می‌شود (شکل ۲۱-g). به طور کلی، تمایل به افزایش نسبت Fe/Al با عناصر منیزیم بالاتر و کلسیم پایین‌تر وجود دارد (شکل ۲۱-h و i).

کلینوزوئیزیت هستند و دربردارنده Al^{3+} ، Fe^{3+} و Ca با فرمول $Ca_2Al_2Fe^{3+}[SiO_4]_3$ هستند (Armbruster et al., 2006).

بر اساس فراوانی اتمی محاسبه‌شده Fe، Al و Mn در هر واحد فرمولی، همه اپیدوت‌های تجزیه‌شده در شکل ۲۱-a، با $X_{Ep} \geq 0.5$ اغلب در محدوده کلینوزوئیزیت قرار می‌گیرند. این مقادیر Fe (a.p.f.u.) بیش از یک را منعکس می‌کند. در این محاسبات فرض می‌شود که تمام آهن Fe^{2+} باشد و بر اساس ۲۵ اتم اکسیژن فرمول ساختاری محاسبه شده است (جدول ۷). آلومینیم و آهن همبستگی منفی مناسبی را در تمام مقادیر X_{Ep} نشان می‌دهند (شکل ۲۱-b). این شکل، نشان‌دهنده وجود یک محلول جامد کامل در این محدوده است. علاوه بر این، Fe تا حدودی با کلسیم همبستگی مثبت نشان می‌دهد (شکل ۲۱-c). این روابط با وجود Fe به طور کامل به عنوان Fe^{3+} یا اگر به عنوان Fe^{2+} وجود داشته باشد، جایگزین Al در مکان‌های هشت‌وجهی M می‌شود. فراوانی منگنز هیچ ارتباط واضحی با غلظت مطلق Fe، Al یا Al+Fe نشان نمی‌دهد (شکل ۲۱-d). بلکه نشان‌دهنده همبستگی منفی با

جدول ۸- نتایج تجزیه نقطه‌ای اپیدوت‌های موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب براساس درصد وزنی و محاسبه فرمول ساختاری براساس ۲۵ اتم اکسیژن.

Table 8. EPMA result of epidote in alteration zone of the Chore-Nab deposit based on weight percentage and structural formula calculation based on 25 oxygen atoms.

Point No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
SiO ₂	39.74	37.62	36.37	37.45	38.35	38.44
TiO ₂	0.23	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	22.89	20.75	21.11	21.15	19.47	18.80
FeO	10.75	13.38	13.15	14.51	14.91	15.80
MnO	0.18	0.03	0.05	0.17	0.36	0.37
MgO	0.09	0.02	0.07	0.06	0.01	0.04
CaO	24.11	25.29	26.10	24.36	24.34	23.95
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
H ₂ O*	1.93	1.93	1.93	1.93	1.93	1.930
Total	99.92	99.07	98.86	99.69	99.45	99.46

Based on 25 O

Si	3.107	3.016	2.937	2.983	3.067	3.078
Ti	0.014	0.003	0.004	0.002	0.003	0.004
Al	2.109	1.960	2.009	1.986	1.835	1.774
Fe ³⁺	0.703	0.897	0.888	0.967	0.997	1.058
Mn	0.012	0.002	0.003	0.011	0.024	0.025
Mg	0.010	0.002	0.008	0.007	0.001	0.005
Ca	2.019	2.172	2.258	2.079	2.085	2.055
Na	0.000	0.000	0.003	0.003	0.003	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004
OH*	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Xsi	3.107	3.016	2.937	2.983	3.067	3.078
Xal	5.229	4.979	4.950	4.972	4.904	4.856
XMg	5.954	5.880	5.850	5.957	8.012	5.944
Xca	7.974	8.053	8.112	8.036	0.938	7.998

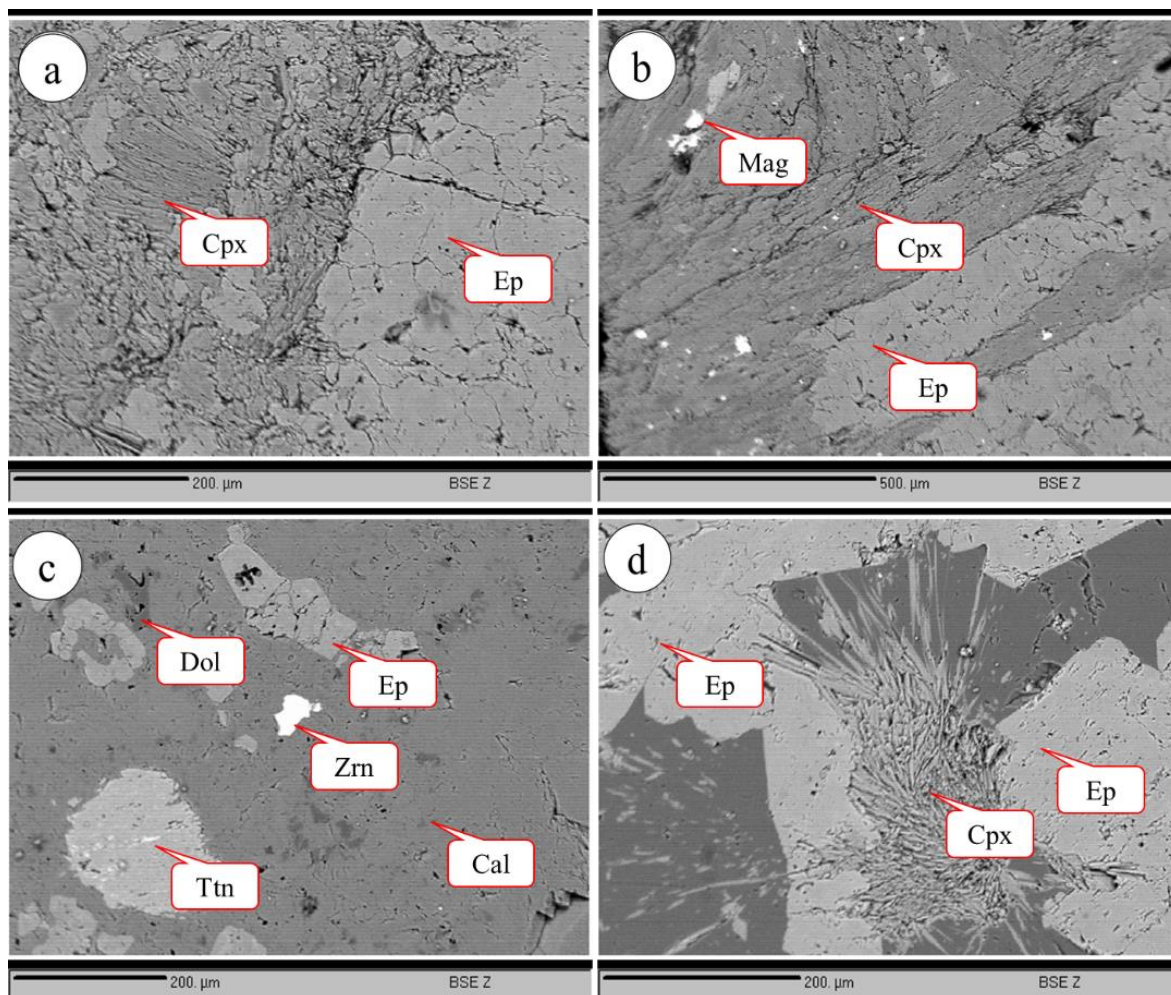
Continued Table 8

ادامه جدول ۸

Point No.	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)
SiO ₂	37.62	37.42	37.85	36.66	37.68	36.83
TiO ₂	0.07	0.16	0.09	0.09	0.05	3.26
Al ₂ O ₃	21.35	22.47	22.19	21.96	23.97	18.47
FeO	14.70	13.35	13.53	14.88	12.05	14.51
MnO	0.08	0.11	0.10	0.22	0.25	0.06
MgO	0.01	0.04	0.01	0.02	0.12	0.00
CaO	23.82	24.17	23.80	23.64	23.71	24.39
Na ₂ O	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0
H ₂ O*	1.930	1.93	1.93	1.93	1.93	1.93
Total	99.61	99.68	99.50	99.40	99.81	99.45

Based on 25 O

Si	2.992	2.967	3.001	2.928	2.967	2.959
Ti	0.004	0.010	0.005	0.005	0.003	0.197
Al	2.001	2.100	2.074	2.067	2.224	1.749
Fe ³⁺	0.978	0.885	0.897	0.994	0.793	0.975
Mn	0.005	0.007	0.007	0.015	0.017	0.004
Mg	0.001	0.005	0.001	0.002	0.014	0.000
Ca	2.030	2.054	2.022	2.023	2.000	2.099
Na	0.005	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
OH*	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Xsi	2.992	2.967	3.001	2.928	2.967	2.959
Xal	4.998	5.077	5.081	5.001	5.194	4.904
XMg	5.982	5.974	5.986	6.012	6.018	5.883
Xca	8.012	8.028	8.008	8.036	8.018	7.983



شکل ۲۰- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از کانی اپیدوت در کانسار چوره‌ناب. (a) بلورهای توده‌ای اپیدوت زمینه سنگ را تشکیل داده و باقی‌مانده‌هایی از بلورهای کلینوپیروکسن پیشین را فرا گرفته‌اند. (b) اپیدوت شکستگی‌های موجود در توده گرانودیوریتی را پر کرده است. (c) بلورهای پراکنده اپیدوت به همراه تیتانیت (اسفن)، دولومیت و کلسیت. (d) اپیدوت توده‌ای و کلینوپیروکسن سوزنی‌شکل. علائم اختصاری است (Cpx: کلینوپیروکسن، Ep: اپیدوت، Mag: مگنتیت، Py: پیریت، Dol: دولومیت، Zrn: زیرکن، Cal: کلسیت، Ttn: تیتانیت).

Fig. 20. EPMA images of epidote mineral in the Chore-Nab deposit. a) Massive crystals of epidote formed the matrix of the rock and enveloped the remnants of previous clinopyroxene crystals; b) Epidote filled the fractures in the granodiorite body. c) Scattered crystals of epidote along with titanite (sphen), dolomite and calcite. d) Massive epidote and needle-shaped clinopyroxene. Abbreviations (Cpx: clinopyroxene, Ep: epidote, Mag: magnetite, Py: pyrite, Dol: dolomite, Zrn: zircon, Cal: calcite, Ttn: titanite).

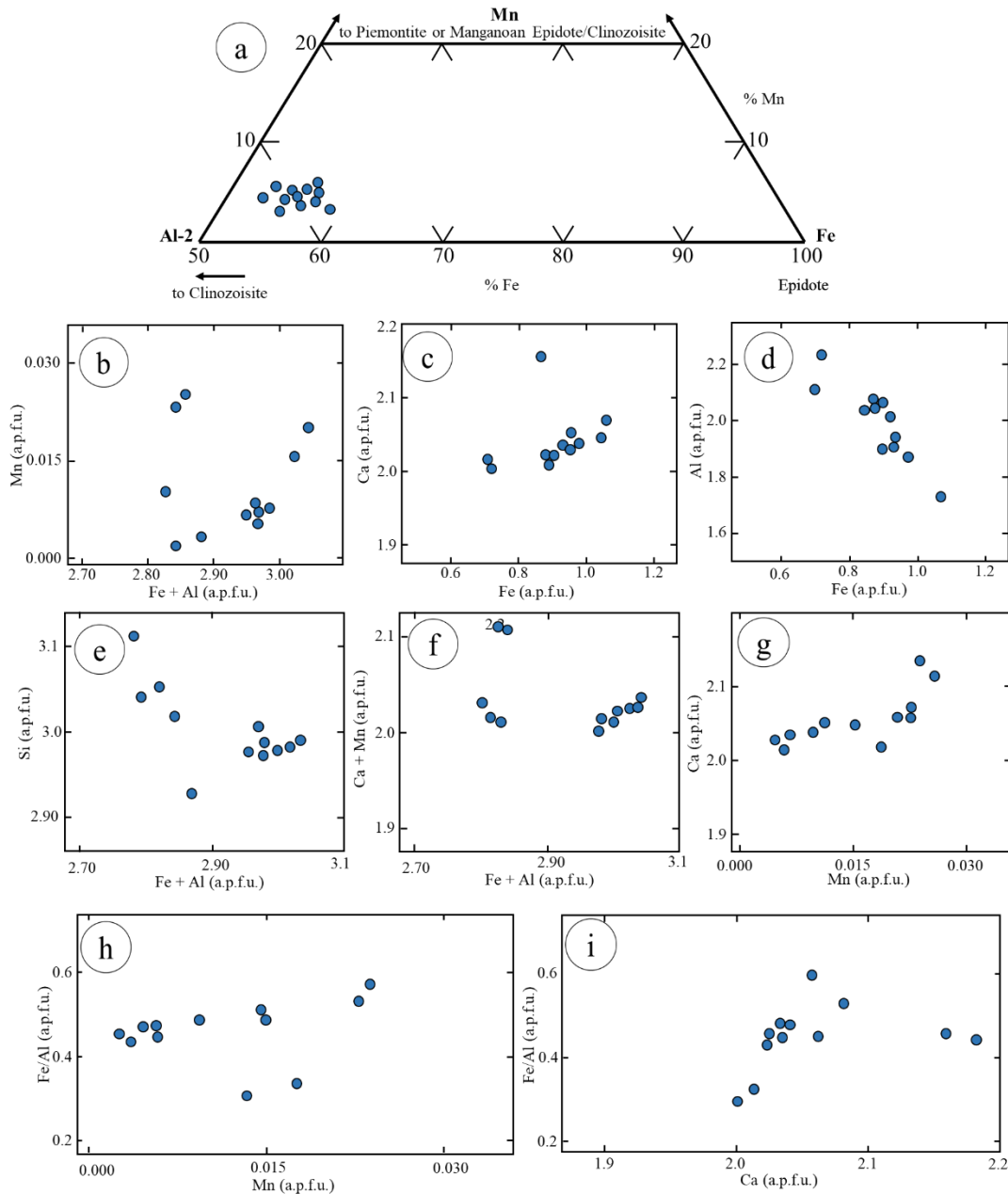
(Ghasemi Siani et al., 2024). غالباً، در این تیپ

بحث

ذخایر ابتدا کانی‌سازی آهن رخ داده و سپس در مراحل بعدی، کانی‌سازی مس - طلا اتفاق می‌افتد (e.g., Hitzman et al., 2000; Sillitoe, 2003;)

کانسار آهن چوره‌ناب از نظر کانی‌شناسی دارای ویژگی‌های کانسارهای IOCG نوع کوردیلرایی (کمان آندی) مربوط به دوران سنوزوئیک است

Williams et al., 2005; Groves et al., 2010;
(Barton, 2014



شکل ۲۱- داده‌های کانی اپیدوت حاصل از تجزیه EPMA. (a) طبقه‌بندی به عنوان اپیدوت واقعی. (b-i) روابط بین کاتیون‌های اصلی واقع در ساختار اپیدوت. (توجه داشته باشید که تمام داده‌های نشان داده شده در apfu بر اساس ۲۵ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند).
Fig. 21. EPMA data of epidote. a) Classification of epidotes, b-i) Relationships between major cations in the epidote structure. (Note that all the data shown in apfu are calculated based on 25 oxygen atoms).

تنوع دگرسانی‌ها در کانسارهای IOCG با تغییرات عمق مرتبط است (e.g., Hitzman et al., 1992, 2000; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010; Barton, 2014). روند دگرسانی‌ها در کانسارهای IOCG نوع کوردیلرایی، شامل دگرسانی سدیک-کلسیک (آلبیت-اکتینولیت-مگنتیت) در سطوح عمیق، دگرسانی کلسیک (عمدتاً اکتینولیت-اسپیکولاریت) در سطوح کم‌عمق‌تر و دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک، سربستی و منیزی در سطوح خیلی کم‌عمق است، که این روند در کانسار چوره‌ناب، به صورت رخداد کانه‌زایی‌های چندمرحله‌ای، مانند مگنتیت توده‌ای همراه با دگرسانی گسترده سدیک - کلسیک (آلبیت-اکتینولیت-مگنتیت و محتوای جزئی آپاتیت) در سطوح عمیق، رگه‌های مگنتیت برشی همراه با دگرسانی سدیک-کلسیک (عمدتاً اکتینولیت-اپیدوت-مگنتیت) در سطوح متوسط، مگنتیت انتشاری، مگنتیت نواری (تناوبی از باندهای تیره مگنتیت و روشن آلبیت-اکتینولیت) و رگچه‌های کالکوپیریت تأخیری در سطوح کم‌عمق کانسار مشاهده می‌شود. در مراحل پایانی کانه‌زایی، عملکرد سیالات کانسنگ ساز دماپایین و جدید (مرحله تأخیری)، رگچه‌های کالکوپیریت را که عمدتاً فاقد مگنتیت هستند، ایجاد نموده و به طور همزمان سنگ‌های میزبان نیز تحت تأثیر دگرسانی پتاسیک قرار گرفته‌اند.

دگرسانی سدیک - کلسیک در مقیاس وسیع یکی دیگر از ویژگی‌های کانسارهای IOCG است

یکی از ویژگی‌های شاخص کانسارهای IOCG نوع کوردیلرایی، حضور متاسوماتیسم در مقیاس وسیع و دگرسانی سدیک-کلسیک در مقیاس منطقه‌ای است (e.g., Hitzman et al., 2000; Pollard, 2000; Sillitoe, 2003). کانسار IOCG چوره‌ناب در شمال غربی ایران توسط سنگ‌های مونزونیتی ائوسن بالایی با روند شمال غربی-جنوبی در ناحیه زنجان-ذاکر میزبانی می‌شود، که در آن ذخایر اکسید آهن متعددی مانند مروارید، گلستان‌آباد، ذاکر، علی‌آباد و سرخه‌دیزج حضور دارند. همانند کانسارهای IOCG نوع کوردیلرایی (e.g., Sillitoe, 2003)، در کانسار چورمناب و نیز سایر کانسار IOA واقع در ناحیه معدنی زنجان-ذاکر (e.g., Nabatian and Ghaderi, 2013; Nabatian et al., 2013, 2014a, b; Kordian et al., 2020)، رابطه نزدیکی بین حضور سامانه‌های گسلی و شکستگی‌های همسن کنترل‌کننده کانه‌زایی در منطقه وجود دارد (Ghasemi Siani et al., 2024). بین عقیده سیلیتو (e.g., Sillitoe, 2003) در مورد ترکیب ژئوشیمیایی توده نفوذی حدواسط تا مافیک (گابروئید و گرانودیوریتی) مولد و میزبان کانه‌زایی IOCG نوع کمان آندی، با توده‌های میزبان کانسار چوره‌ناب (گرانودیوریتی و سینوگرانیتی) پیشنهاد شده از سوی قاسمی سیانی و همکاران (Ghasemi Siani et al., 2024)، لنتباق وجود دارد؛ اگرچه سیلیتو (Sillitoe, 2003)، نقش ماگماتیسم مافیک را در رخداد این ذخایر محتمل‌تر می‌داند.

عبارت دیگر بایستی مجموع کاتیون‌های Al^{IV} ، Fe^{3+} ، $2Ti$ و کاتیون‌های موجود در سایت A که شامل Na_A و K_A هستند، رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های آلومینیم تتراهدردی داشته باشند. همانطور که در شکل ملاحظه می‌گردد، تمام نمونه‌ها در امتداد خطی مستقیم با شیب یک قرار گرفته‌اند و این موضوع علاوه بر این که نشان می‌دهد، تنوع ترکیب آمفیبول‌ها تابع میزان Al^{IV} و جایگزینی کاتیون‌های Al^{IV} ، Fe^{3+} ، Ti و $(Na+K)_A$ در موقعیت اکتاهدردی است. در عین حال، صحت محاسبات مربوط به تخمین مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} را به روش پیشنهادی لیک و همکاران (Leak et al., 1997)، تأیید می‌کند.

در نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{IV} (Hynes, 1982)، با کاهش میزان آلومینیم تتراهدردی، میزان Ti آمفیبول‌ها نیز کاهش می‌یابد. به عبارت دیگر، با کاهش میزان Al^{IV} که خود ناشی از افزایش Si در ساختمان بلور و معرف پیشرفت تفریق ماگما است، کم و بیش از محتوای Ti آمفیبول‌ها کاسته می‌شود. بنا به نظر هاینس (Hynes, 1982)، آمفیبول‌هایی که در فشار متوسط متبلور می‌شوند، از لحاظ TiO_2 فقیر و در بیشتر موارد، کمتر از ۰/۰۶ تا ۰/۰۸ Ti در فرمول ساختمانی خود دارند و در نمودار تغییرات Ti در برابر Al در زیر خط ۰/۰۸ تا ۰/۰۶ تیتانیم قرار می‌گیرند. در صورتی که آمفیبول‌های کم‌فشار می‌توانند در دو طرف خط تفکیک واقع شوند. با توجه به نمودار (شکل ۲۲-ب)، نمونه‌ها در چنین

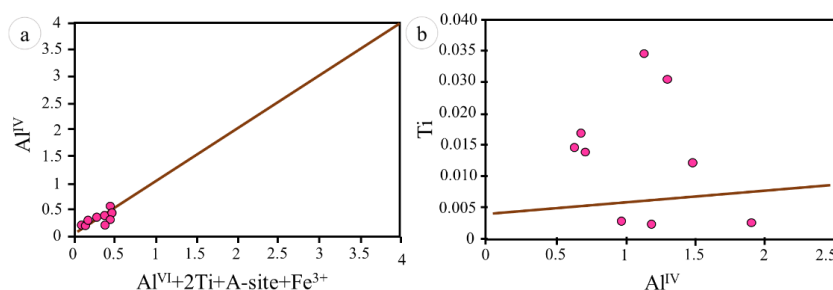
(e.g., Hitzman, 2000; Sillitoe, 2003; Pollard, 2010; Groves et al., 2010). مگنتیت، اکتینولیت، آلبیت و اپیدوت مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌شده در دگرسانی‌های کانسار مورد مطالعه هستند. دگرسانی سدیک-کلسیک در کانسارهای IOCG در اثر چرخش سیالات داغ با نسبت بالای Na/K در سنگ‌های دیواره ایجاد شده است (Hunt et al., 2007). در کانسار مورد مطالعه، دگرسانی سدیک-کلسیک عمدتاً همراه با منشأ آهن هنوز مشخص نیست. اگرچه نفوذی‌های میزبان ممکن است مهم‌ترین منبع باشند. فراوانی حجمی اکتینولیت یک انتقال احتمالی بین دگرسانی‌های سدیک-کلسیک و کلسیک را نشان می‌دهند. به طور عمده، دگرسانی سدیک-کلسیک با کانی‌سازی مگنتیت توده‌ای و رگه‌ای همراه است. در نهایت فراوانی دگرسانی سدیک-کلسیک همراه با مگنتیت (آلبیت-اکتینولیت-مگنتیت) کاهش و دگرسانی‌های کلسیک (اکتینولیت) و پتاسیک (بیوتیت ثانویه) افزایش می‌یابد.

مطالعات اسپیر (Spear, 1981)، نشان می‌دهد که میزان کاتیون‌های Fe^{2+} ، Ti ، Na_A و K_A در شبکه آمفیبول و جایگزینی آن‌ها با یکدیگر، وابسته به مقدار Al موجود در موقعیت تتراهدردی ساختمان بلور بوده و در حالت ایده‌آل که تنوع ترکیبی آمفیبول‌ها تابع این جانشینی‌ها است، بایستی ترکیب نمونه‌ها در نمودار دوتایی Al^{IV} در برابر مجموع $Asite+2Ti+Al^{VI}+Fe^{3+}$ تماماً در امتداد خط مستقیم با شیب یک قرار بگیرند (شکل ۲۲-ا). به

Sossego (۰/۲۹ تا ۰/۵۱) می‌باشد. ۳) آمفیبول‌های کانسار چورمناب از نوع ترمولیت و منیزوهورنبلند هستند (شکل ۱۶- c)، اما آمفیبول‌های موجود در کانسارهای ایالت معدنی Carajas از نوع فروادنیت، هاستینگزیت، پارگازیت یا فروپارگازیت هستند (شکل ۲۳). ۴) پایین‌ترین میزان نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ مربوط به آمفیبول‌های حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک و پهنه معدنی کانسار چورمناب (۰/۱۰۷ تا ۰/۳۱۷) و کانسارهای ایالت معدنی Carajas (۰/۱۵ تا ۰/۶۰) هستند. همبستگی منفی بین محتویات $Mg\#$ و Cl (شکل ۲۳) نشان می‌دهد که مکانیسم‌های گریز از $Mg-Cl$ می‌توانند تمرکز عناصر هالوژن در ساختار آمفیبول را کنترل کنند. از طرفی، عدم حضور Cl (۰/۰۰) در ترکیب آمفیبول‌های کانسار چوره‌ناب و حضور حداقل دو آمفیبول غنی از Cl (۰/۰۲ تا ۰/۱۹) در تمامی کانسارهای IOCG موجود در ایالت معدنی Carajas، می‌تواند ناشی از عدم تأثیر مکانیسم‌های جانشینی ایجاد شده توسط سیالات گرمابی غنی از Cl در طول دگرسانی سدیک-کلسیک باشد (Monteiro et al., 2008).

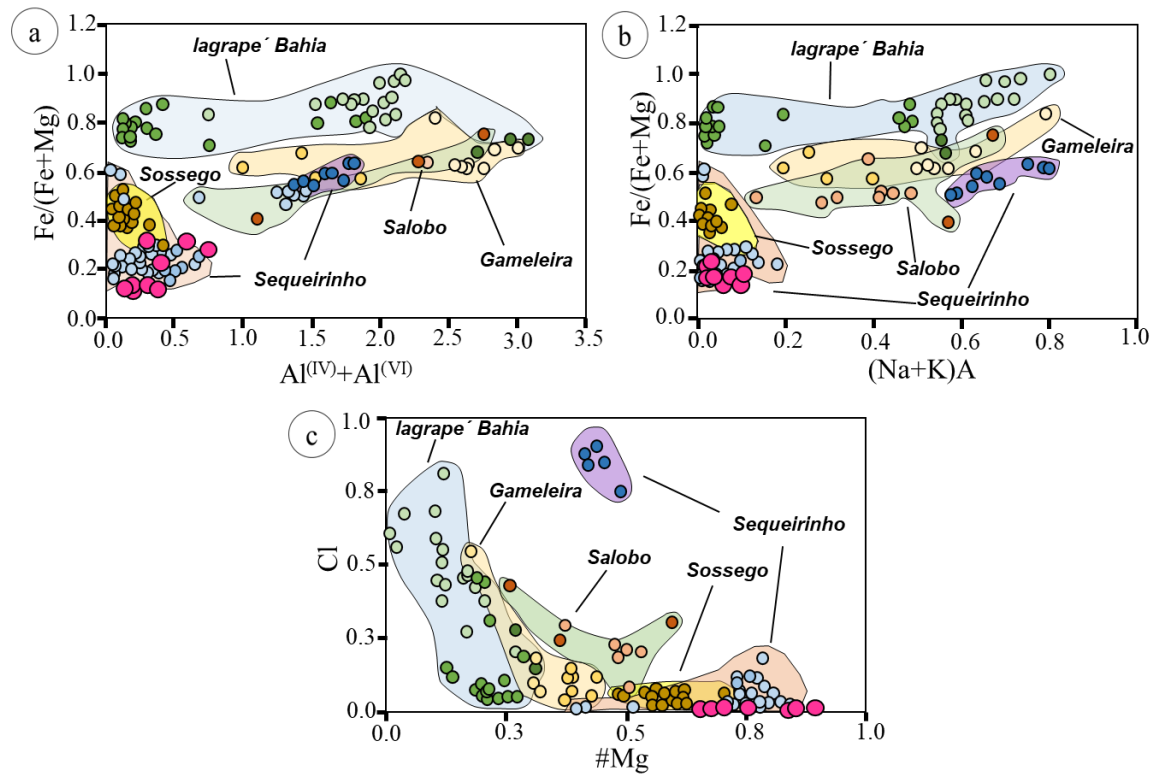
وضعیتی قرار داشته و این صحت مطالب گفته شده را تأیید می‌کند.

مقایسه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی و کانه‌زایی کانسار آهن چوره‌ناب با آمفیبول‌های موجود در کانسارهای اکسید آهن-مس - طلالی (IOCG) Sequeirinho، Sossego، Gameleira و Salobo واقع در ایالت معدنی Carajas کشور برزیل (Gomes and Lindenmayer, e.g., 2003; Dreher, 2004; Monteiro et al., 2008) می‌توان به صورت زیر بیان نمود: ۱) محتوای کم مقادیر $(Na+K)_{(A)}$ (کمتر از ۰/۵) در کانسار چوره‌ناب و محتوای بالای مقادیر $(Na+K)_{(A)}$ (بیش‌تر از ۰/۵) در کانسارهای IOCG واقع در ایالت معدنی Carajas (شکل ۲۳- b). ۲) مقادیر کم Al^{IV} و $Fe/(Fe+Mg)$ کانسار چوره‌ناب (میانگین ۰/۱۹) و مقادیر بالای Al^{IV} و $Fe/(Fe+Mg)$ کانسارهای IOCG ایالت معدنی Carajas (میانگین ۰/۵۳) (شکل ۲۳- a). پایین‌ترین میزان این نسبت، مربوط به آمفیبول‌های حاصل از دگرسانی سدیک-کلسیک و پهنه معدنی کانسار چوره‌ناب (۰/۱۰۷ تا ۰/۳۱۷) و کانسارهای Sequeirinho (۰/۱۵ تا ۰/۶۰) و



شکل ۲۲- a) نمودار دوتایی Al^{IV} در برابر مجموع $Al^{VI}+2Ti+A-site+Fe^{3+}$ (Spear, 1981). b) نمودار تغییرات Ti در برابر Al^{IV} (Hynes, 1982).

Fig. 22. a) Binary diagram of Al^{IV} vs. total $Al^{VI}+2Ti+A-site+Fe^{3+}$ (Spear, 1981), B) Ti variation vs. Al^{IV} diagram (Hynes, 1982).



Sossego deposit

Sossego ore body

● Actinolite/ferro actinolite (mineralized zones)

Sequeirinho ore body

○ Actinolite/ferro actinolite (mineralized zones)

○ Actinolite/magnesiohornblende (Na-Ca alteration I)

● Ferro edenite/hastingsite (Na-Ca alteration II)

lagrape Bahia deposit

○ Hastingsite/ferro edenite (Dreher, 2004)

● Ferro actinolite/ferro hornblende/ferrotschermakite (Dreher, 2004)

● Ferro pargasite (Gomes and Lindenmayer, 2003)

Choro-Nab deposit

● Tremolite/magnesiohornblende

Gameleira deposit

○ Ferro pargasite/hastingsite

○ Ferro hornblende

Salobo deposit

○ Pargasite

● Magnesiohornblende/ferro hornblende/ferro tschermakite and tschermakite

شکل ۲۳- (a) نمودار $Al^{IV}+Al^{VI}$ در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (b) نمودار $(Na+K)_A$ در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (c) نمودار $\#Mg$ در مقابل Cl که مقایسه ترکیب شیمیایی آمفیبول را در کانسارهای IOCG ایالت معدنی Carajás و کانسار آهن چوره‌ناب را نشان می‌دهد. منابع داده: کانسار Sossego (Dreher, 2004); کانسارهای Gameleira و Salobo (Gomes and Lindenmayer, 2003).

Fig. 23. a) Diagram of $Al^{IV}+Al^{VI}$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$. b) Diagram of $(Na+K)_A$ vs. $Fe/(Fe+Mg)$. c) Diagram of $\#Mg$ vs. Cl comparing the chemical composition of amphibole in the IOCG deposits of Carajás mining province and Chore-Nab iron deposit. Data sources: Sossego deposit (Dreher, 2004); Gameleira and Salobo deposits (Gomes and Lindenmayer, 2003).

نتیجه‌گیری

تزیق شده به درون واحدهای آتشفشانی (آندزیتی) و رسوبی کامبرین زیرین در ایالت فلززایی طارم-هشتجین، البرز غربی، تشکیل شده است. واحدهای آتشفشانی - رسوبی کامبرین زیرین از سیلتستون، دولومیت، توف، ایگنمبریت و سنگ‌های آتشفشانی

کانسار آهن چوره‌ناب در منتهی‌الیه شمال غربی محدوده معدنی زنجان-ذاکر واقع شده است. این کانسار در توده‌های کوارتز-مونزونیتی، کوارتز-مونزودیوریتی، گرانودیوریتی ائوسن-الیگوسن

اسیدی تشکیل شده است. کانه‌زایی آهن چوره‌ناب توسط توده‌های نفوذی کوارتزومونزونیته، سینوگرانیته و گرانودیوریتی واقع در بخش‌های جنوب‌غربی تا شمال‌شرقی، میزبانی می‌شود. کانی‌سازی آهن در کانسار چوره‌ناب به صورت برشی، توده‌ای، پراکنده و از نوع رگه-رگچه‌ای رخ داده است. محصولات اصلی دگرسانی گرمایی به ترتیب کاهش فراوانی، شامل اکتینولیت، آلبیت، اپیدوت، کلریت، ارتوکلاز، فلوگوپیت، مسکویت، کوارتز، کلینوپیروکسن، آپاتیت، تیتانیت، کلسیت و بیوتیت هستند که جانشین بیشتر کانی‌های اولیه سنگ‌ها شده‌اند. کانه‌زایی اصلی اکسیدی در کانسار چوره‌ناب، مگنتیت بوده (با عیار متوسط ۳۶ درصد آهن) و کانه‌زایی عمده سولفیدی نیز شامل پیریت، کالکوپیریت و بورنیت (۰/۲۶ درصد مس) هستند. براساس بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و تجزیه پراش‌سنجی پرتو ایکس (XRD)، شش نوع دگرسانی به ترتیب فراوانی، شامل سدیک - کلسیک، پتاسیک، پروپیلیتیک، سریسیتی، سیلیسی و آرژیلیک در کانسار چوره‌ناب شناسایی می‌شود. دگرسانی‌های سدیک-کلسیک (آلبیت-اکتینولیت-مگنتیت)، عمده‌ترین دگرسانی در همراهی با کانه‌زایی مگنتیت توده‌ای و برشی، به عنوان کانه‌زایی غالب در بخش‌های عمیق کانسار مورد مطالعه هستند. دگرسانی کلسیک (اکتینولیت) و پتاسیک (بیوتیت ثانویه) در سطوح میانی در داخل و اطراف کانی‌سازی رگه - رگچه‌ای سولفیدی و در نهایت دگرسانی پروپیلیتیک (کلریت- اپیدوت) در سطوح کم‌عمق

مشاهده می‌شوند. کانی‌های شاخص دگرسانی سدیک - کلسیک، آلبیت و اکتینولیت است. در پهنه برشی این دگرسانی، مگنتیت به صورت پرکننده فضاهای خالی و هم‌رشدی با آلبیت و اکتینولیت در توده سینوگرانیته کانه‌زایی شده، مشاهده می‌شوند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی کانی‌های موجود در پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چورمناب، کلینوپیروکسن‌های موجود در پهنه‌های دگرسانی (عمدتاً سدیک- کلسیک) محدوده مورد مطالعه، از نوع اوژیت بوده و دارای دامنه ترکیبی (Wo_{31.7-26.6}En_{54.5-43.6}Fs_{28.1-18.8}) هستند. پلاژیوکلازهای مربوط به پهنه دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چوره‌ناب، دارای گستره ترکیبی آلبیت (An_{1.53-6.29}Ab_{91.55-97.61}Or_{0.86-2.16}) هستند. آمفیبول‌های موجود در پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی محدوده مورد مطالعه، منیزیم بالایی داشته و از نوع کلسیک بوده و اغلب از نوع ترمولیت و منیزیم‌هورنبلند هستند. با توجه به فراوانی کانی‌های فرومنیزین در پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی، حضور آمفیبول‌های ترمولیت و اکتینولیت در سنگ‌های دگرسان‌شده (عمدتاً سدیک-کلسیک) کانسار چورمناب منطقی به نظر می‌رسد. میکاهای موجود در پهنه دگرسانی کانسار چوره‌ناب، دارای منیزیم بالایی بوده و بیشتر از نوع فلوگوپیت می‌باشند. اپیدوت‌های موجود در پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چوره‌ناب، به سمت محدوده کلینوزوئیزیت متمایل می‌شوند.

References

- Aghanabati, S. A., 2013. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, 587p (in Persian).
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z. Zhou, L., 2015. Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Ore geology reviews* 70, 385–406.
- Amini, B., Amini, M. R., Stocklin, J. Hirayama, K., 2001. Geological map of Tarom, sheet no. 5763, Scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran (in Persian).
- Aral, H., 1989. Antimony mineralization in the northern Murat Dagi (western Turkey). *Economic Geology* 84(4), 780–787.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Beremanec, V., Chopin, C., Giere, R., Heuss-Assbichler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, Y., Pasero, M., 2006. Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18, 551–567.
- Azizi, H., Nouri, F., Stern, R. J., Azizi, M., Lucci, F., Asahara, Y. Chung, S. L., 2020. New evidence for Jurassic continental rifting in the northern Sanandaj Sirjan Zone, western Iran: the Ghalaylan seamount, southwest Ghorveh. *International Geology Review* 62 (13-14), 1635–1657.
- Barton, M. D., 2014. Iron oxide (–Cu–Au–REE–P–Ag–U–Co) systems. *Treatise on geochemistry*, 515–541.
- Berger, J., Femenias, O., Mercier, J. C. C., Demaiffe, D., 2005. Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker. *Journal of Metamorphic Geology* 23(9), 795–812.
- Browne, P. R. L., Lawless, J. V., 2001. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews* 52(4), 299–331.
- Byrne, K., Trumbull, R. B., Lesage, G., Gleeson, S. A., Ryan, J., Kyser, K., Lee, R. G., 2020. Mineralogical and isotopic characteristics of sodic-calcic alteration in the Highland Valley Copper district, British Columbia, Canada: Implications for fluid sources in porphyry Cu systems. *Economic Geology* 115(4), 841–870.
- Chen, W., Zhao, X. F., Li, X. C., Zhou, M. F., 2019. An overview on the characteristics and origin of iron-oxide copper gold (IOCG) deposits in China. *Acta Petrologica Sinica* 35(1), 99–118.
- Childress, T. M., Simon, A. C., Day, W. C., Lundstrom, C. C., Bindeman, I. N., 2016. Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, southeast Missouri, USA. *Economic Geology* 111(8), 2033–2044.
- Day, W. C., Slack, J. F., Ayuso, R. A., Seeger, C. M., 2016. Regional geologic and petrologic framework for iron oxide±apatite±rare earth element and iron oxide copper-gold deposits of the Mesoproterozoic St. Francois Mountains terrane, southeast Missouri, USA. *Economic Geology* 111(8), 1825–1858.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 2013. An introduction to the rock-forming minerals. *Mineralogical Society of Great Britain and Ireland*.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. An Introduction to the rock forming Minerals. Longman Scientific and technical New York 528p.
- deMelo, G. H., Monteiro, L. V., Xavier, R. P., Moreto, C. P., Santiago, E. S., Dufrane, S. A., Santos, A. F., 2017. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U–Pb geochronology. *Mineralium Deposita* 52, 709–732.
- Dollase, W.A., 1969. Crystal structure and cation ordering of piemontite: *American Mineralogist* 54, 710–717.
- Dollase, W.A., 1973. Mössbauer spectra and iron distribution in the epidote group minerals: *Zeitschrift für Kristallographie* 138, 41–63.
- Dongen, M., Weinberg, R.F., Tomkins, A.G., 2010. REE–Y, Ti, and P remobilization in magmatic rocks by hydrothermal alteration

- during Cu–Au deposit formation. *Economic Geology* 105: 763–776.
- Dreher, A.M., 2004. O depósito primário de Cu–Au de Igarapé Bahia, Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético. Ph.D. Thesis, Universidade Estadual de Campinas, 221pp.
- Evans, A.M., 1987. An introduction to ore geology. Oxford, London, Edinburgh, Blackwell Scientific publication, 358.
- Ferraris, G., Ivaldi, G., Fuess, H., Gregson, D., 1989. Manganese/iron distribution in a strontian piemontite by neutron diffraction: *Zeitschrift für Kristallographie* 187, 145–151.
- Gamble, R. P., Taylor, L. A., 1980. Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth and planetary science letters* 47(1), 21–33.
- Geravandi, E., 1400. Mineralogy, geochemistry and genesis of Zanjan iron oxide deposit - northeast of Zanjan. M.Sc Thesis in Economic Geology, University of Tehran, 257 p (in Persian).
- Ghasemi Siani, M., Lentz, D. R., Nazarian, M., 2020. Geochemistry of igneous rocks associated with mineral deposits in the Taram-Hashtjin metallogenic province, NW Iran: An analysis of the controls on epithermal and related porphyry-style mineralization. *Ore Geology Reviews* 126, 103–753.
- Gomes, C.H., Lindenmayer, Z.G., 2003. Anfíbios cálcicos dos depósitos de Cu–Au de Gameleira, Salobo e Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará: minerais metamórficos ou hidrotermais?, In: Ronchi, L.H., Althoff, F.J. (Eds.), *Caracterização e modelamento de depósitos minerais*, 1 ed. São Leopoldo, 1, 119–145.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D., Hitzman, M. W., 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105(3), 641–654.
- Hassanpour, S., Alirezai, S., Selby, D., Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U–Pb and biotite and hornblende Ar–Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal, and Niaz porphyry Cu–Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences* 104, 45–59.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97(11–12): 2031–2048.
- Hitzman M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter T.M. (ed.), *hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, 9–25.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu+ U+ Au+ REE) deposits. *Precambrian research* 58(1-4), 241–287.
- Hu, H., Li, J. W., Harlov, D. E., Lentz, D. R., McFarlane, C. R., Yang, Y. H., 2020. A genetic link between iron oxide-apatite and iron skarn mineralization in the Jinniu volcanic basin, Daye district, eastern China: Evidence from magnetite geochemistry and multi-mineral U–Pb geochronology. *GSA Bulletin* 132(5-6), 899–917.
- Huang, X. W., Beaudoin, G., 2019. Textures and chemical compositions of magnetite from iron oxide copper-gold (IOCG) and Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) deposits and their implications for ore genesis and magnetite classification schemes. *Economic Geology* 114(5), 953–979.
- Hunt, J. A., Baker, T., Thorkelson, D. J., 2007. A review of iron oxide copper-gold deposits, with focus on the Wernecke Breccias, Yukon, Canada, as an example of a non-magmatic end member and implications for IOCG genesis and classification. *Exploration and Mining Geology*, 16(3–4), 209–232.
- Hynes, A., 1982. A comparison of amphiboles from medium-and low-pressure metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(2), 119–125.

- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., 2010. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 52(4–6), 608–630.
- Karimpour, M. H., 2003. Mineralogy, alteration, origin rock and tectonic environment of Iron-Oxides Cu-Au deposits and examples from Iran, 11th Crystallography and Mineralogy Conference of Iran, Yazd University, 184–189p (in Persian).
- Karimpour, M. H., 2005. Cu-Au mineralization along with magnetite-specularite (IOCG) and examples from Iran, Proceedings of the 9th Iran Geological Conference, Tarbiat Moalem University, Tehran (in Persian).
- Khanmohammadi, N., Khakzad, A., Izadyar, J., 2010. Mineralogy, texture, structure and geology of Zaker Apatite iron deposit (north-east of Zanjan). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences* 76(19), 119–126 (in Persian).
- Kohn, M.J., Spear, F.S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure–temperature estimates. *Journal of Geology* 28, 1127–1130.
- Kordian, S., Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H., Veisheh, S., 2020. Geology, mineralogy, structure and texture, geochemistry and genesis of the Golestan Abad iron oxide-apatite deposit (East of Zanjan). *Journal of Economic Geology* 12(3), 299–325 (in Persian).
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z., Stein, H. J., Johnson, C. A., 2018a. Timing and genesis of ore formation in the Qarachilar Cu-Mo-Au deposit, Ahar-Arasbaran metallogenic zone, NW Iran: Evidence from geology, fluid inclusions, O–S isotopes and Re–Os geochronology. *Ore Geology Reviews* 102, 757–775.
- Leak, B. E., 1971. On aluminous and edenitic amphiboles. *Mineralogical Magazine* 38(296), 389–407.
- Leak, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.C., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35(1), 219–246.
- Leão-Santos, M., Moraes, R., Li, Y., Raposo, M. I., Zuo, B., 2022. Hydrothermal Alteration Zones' Magnetic Susceptibility Footprints and 3D Model of Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) Mineralization, Carajás Mineral Province, Brazil. *Minerals* 12(12), 1581.
- Li, H., Zhang, Z., Liu, B., Jin, Y., Santosh, M., 2023. The genetic link between iron oxide-apatite and iron skarn mineralization in the Beizhan deposit, Western Tianshan, NW China: Evidence from magnetite and gangue mineral geochemistry. *Journal of Asian Earth Sciences* 241, 105460.
- Locock, A. J., 2014. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences* 62, 1–11.
- Mazhari, M. S., 2010. Mineralography, Geochemistry and Genesis of Aliabad-Morvarid magnetite-apatite deposit, Southeast of Zanjan, Ph.D. thesis of Tarbiat Modarres University, 197p (in Persian).
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., 2012. Intermediate sulfidation epithermal Pb-Zn-Cu (\pm Ag-Au) mineralization at Cheshmeh Hafez deposit, Semnan province, Iran. *Journal of the Geological Society of India* 80, 563–578.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Tale, F. E., 2015. Structural control on epithermal mineralization in the Troude-Chah Shirin belt using point pattern and Fry analyses, north of Iran. *Geotectonics* 49, 320–331.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B. L. Taylor, B. E., 2010. Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198(3–4), 288–296.
- Miyashiro, A., 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 3(1), 251–269.

- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Hitzman, M. W., Juliani, C., de Souza Filho, C. R., Carvalho, E. D. R., 2008. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 34(3), 317–336.
- Moreto, C. P. N., Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Creaser, R. A., DuFrane, S. A., Tassinari, C. C. G., Amaral, W. S., 2015. Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology* 110(3), 809-835.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology* 39(1), 55–76.
- Nabatian, G., 2011. Geological map of Tarom complex with scale 1:25,000.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., 2013. Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran. *International Geology Review* 55(4), 397–410.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Bernroider, M., 2014a. Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos* 184, 324–345.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V., Honarmand, M., 2014b. Geology, alteration, age, and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita* 49, 217–234.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Daliran, F., Rashidnejad-Omran, N., 2013. Sorkhe-D izaj Iron Oxide–Apatite Ore Deposit in the C enozoic A lborz-A zarbaijan Magmatic Belt, NW I ran. *Resource Geology* 63(1), 42–56.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M., Ghaderi, M., 2015. Iron and Fe–Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences* 62(2), 211–241.
- Naranjo, J. A., Henríquez, F., Nyström, J. O., 2010. Metasomatismo de contacto subvolcánico en el Complejo Volcánico El Laco, Andes centrales. *Andean geology* 37(1), 110-120.
- NISCO (National Iranian Steel Corporation), 1980. Report on results of search and evaluation works at Magnetic anomalies of the Bafq iron ore region during 1976–1979, Unpublished Internal Report.
- Pollard, P. J., 2006. An intrusion-related origin for Cu–Au mineralization in iron oxide–copper–gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita* 41, 179–187.
- Ramezani, J., 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.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., Bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5-6), 501–513.
- Shamanian, G. H., Hedenquist, J. W., Hattori, K. H., Hassanzadeh, J., 2004. The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran. *Economic Geology* 99(4), 691–712.
- Sillitoe, R. H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38, 787–812.
- Skirrow, R. G., 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits–A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews* 140, 104–569.
- Spear, F. S., 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite+ tremolite= edenite+ 4 quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 355–364.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin* 52(7), 1229–1258.
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 1996. Atlas of alteration: A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals, Alpine Press Limited, Vancouver, British Columbia, 119 p.

- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., Guest, B., 2011. A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30(3), 1–20.
- Wilbur, E., Ague, J. 2006. Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies. *Journal of Social American*. 34, 689–692.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin.
- Zhu, Y., Ogasawara, Y., 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5), 517–527.
- Zhu, Z., 2016. Gold in iron oxide copper-gold deposits. *Ore Geology Reviews* 72, 37–42.