

بررسی سنگ‌نگاری و شیمی کانی در سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی مس دهنه، شمال خاور زنجان

معصومه محمدی^۱، قاسم نباتیان*^۱، مریم هنرمند^۲، محمد ابراهیمی^۱، علی حاجی ابوالفتح^۱

۱. دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۲. دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

پذیرش ۱۴۰۱/۰۴/۰۵

دریافت ۱۴۰۰/۰۹/۲۷

چکیده

منطقه دهنه (شمال خاور زنجان) در پهنه البرز باختری- آذربایجان و زیرپهنه طارم- هشتجین قرار دارد. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، شامل واحدهای آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی ائوسن (معادل سازند کرج) متشکل از توف بلورین خرده‌سنگی و جریان‌های گدازه بازالتی (بازالت آمیگدالوئیدال و بازالت پورفیری)، هستند. کانی‌های تشکیل دهنده بازالت‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین و کانی‌های ثانویه نیز کلریت، زئولیت، کلسیت، اپیدوت، سرپانتین و اکسیدهای آهن (هماتیت ثانویه) هستند. کانی‌های کدر از جمله مگنتیت و آپاتیت نیز از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند. داده‌های حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی حاکی از آن است که در واحدهای بازالتی منطقه، پیروکسن‌ها با ترکیب $\text{Ca}_{0.06-0.9}\text{Na}_{0.02-0.04}\text{Fe}^{+2}_{0.01-0.8}\text{Mg}_{0.7-}$ (Mn_{0.01-0.3} Al_{0.01-0.2} Ti_{0.01-0.03} Fe³⁺_{0.01-0.2}) (Si₂ Al_{0.1-0.2}) O₆ کلینوانستاتیت هستند. براساس تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی کلریت‌ها، ترکیب آنها منیزیم‌دار بوده (Mg_{5.3-7.3}, Fe_{0.05-2.3}, Al₂.) و در دسته دیابانتیت و پنینیت قرار می‌گیرند. علاوه بر این، کلریت نوع کلینوکلر نیز براساس مطالعات XRD شناسایی شده است. نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی بر روی زئولیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کانی‌ها در منطقه دهنه، از نوع زئولیت‌های کم سیلیس تا سیلیس متوسط (Si/Al: ۱/۵۷ تا ۲/۰۸) است. زئولیت نوع ناترولیت (زئولیت سدیم‌دار) نیز براساس مطالعات XRD در این منطقه شناسایی شده است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های منطقه دهنه، بیانگر تبلور آنها در فشار کمتر از ۵ کیلو بار از ماگماهای آکالن تا ساب‌آکالن در محیط‌های کششی پشت قوسی و مرتبط با فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: ساب‌آکالن، مجموعه آتشفشانی دهنه، پهنه‌ی البرز باختری- آذربایجان، طارم، زنجان.

Petrography and mineral chemistry of basaltic host rocks in the Dohneh Cu mineralization, NE Zanjan

Masoumeh Mohammadi¹, Ghasem Nabatian^{1*}, Maryam Honarmand², Mohammad Ebrahimi¹, Ali Haji Abolfath¹

1. Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

2. Department of earth sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

Abstract

Dohneh area (northeast of Zanjan) is located in the Western Alborz-Azarbaijan zone along the Tarom-Hashtjin subzone. The outcropped rock units in the Dohneh area include Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks (equivalent to the Karaj Formation) containing lithic crystal tuff and basaltic lava flows (amygdaloidal basalt and porphyritic basalt). The main minerals of basaltic units in the Dohneh area include plagioclase, pyroxene and olivine which contain secondary minerals such as chlorite, zeolite, calcite, epidote, serpentine and iron oxides. The opaque minerals such as Magnetite and apatite are present as accessory minerals. The data resulted from electron microprobe suggest that the pyroxene composition ($\text{Ca}_{0.06-0.9}\text{Na}_{0.02-0.04}\text{Fe}^{+2}_{0.01-0.8}\text{Mg}_{0.7-1.1}$) ($\text{Mn}_{0.01-0.3}\text{Al}_{0.01-0.2}\text{Ti}_{0.01-0.03}\text{Fe}^{3+}_{0.01-0.2}$) ($\text{Si}_2\text{Al}_{0.1-0.2}\text{O}_6$) in the Dohneh basalts are as Ca-Mg-Fe bearing pyroxene (low Na) and mostly show diopside, augite and minor amount clinoenstatite. Based on microprobe analyses on chlorites, their composition is Mg rich ($(\text{Mg}_{5.3-7.3}, \text{FeO}_{0.05-2.3}, \text{Al}_{2-2.6})_6(\text{Si}_{6.2-7.1}, \text{Al}_{0.8-1.7})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$) which are grouped as diabantite and pininite. Moreover, the clinocllore is also detected in this area by XRD. The results obtained from the electron microprobe analysis on zeolites show that zeolites of Dohneh area are low-content to medium-content silica ($\text{Si}/\text{Al}=1.57-2.08$). Na bearing zeolite namely natrolite is also recognized by XRD. The chemical composition of pyroxene from the Dohneh area suggests that these minerals crystallized in pressure ≤ 5 Kbar from alkaline to sub-alkaline magmas in the back-arc and subduction related setting.

*Corresponding author: gh.nabatian@znu.ac.ir

Keywords: Sub-alkaline, Dohneh volcanic complex, Alborz- Azarbaijan zone, Tarom, Zanjan.

۱- مقدمه

منطقه دهنه بخشی از زیرپهنه طارم- هشتجین است که در بخش باختری پهنه‌ی ماگمایی البرز- آذربایجان قرار دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). واحدهای آتشفشانی منطقه دهنه با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور در شمال‌خاور منطقه زنجان و در محدوده جغرافیایی $48^{\circ}30'$ تا $49^{\circ}15'$ طول‌های خاوری و $36^{\circ}41'$ تا $37^{\circ}12'$ عرض‌های شمالی رخمون دارد. واحدهای آتشفشانی دهنه به سن ائوسن، بخش کوچکی از عضو کردکند سازند کرج (Hirayama et al., 1966) را تشکیل می‌دهد.

مجموعه آتشفشانی طارم- هشتجین به سن ائوسن توسط پژوهشگران مختلفی نیز مورد بررسی قرار گرفته است (از جمله: زنجان، ۱۳۹۵؛ قدیمیان، ۱۳۹۸). کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین، بخش اعظم ترکیب سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه را تشکیل می‌دهند، از این‌رو بررسی ترکیب شیمیایی آنها به‌ویژه پیروکسن، اطلاعات مهمی در مورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور ماگما و خاستگاه ماگمایی در اختیار می‌گذارد. براساس بررسی‌های انجام شده، مجموعه آتشفشانی ناحیه طارم، شامل واحدهای سنگی نظیر جریان‌های گدازه‌ای بازالت، آندزیت‌بازالتی، آندزیت و داسیت می‌باشند. کانی‌های تشکیل دهنده این واحدها به دو صورت فلسیک شامل پلاژیوکلاز و کوارتز در واحد داسیت و کانی‌های فرومنیزین شامل پیروکسن، الیوین و بیوتیت می‌باشند. کانی‌های حاصل از دگرسانی در واحدهای آتشفشانی منطقه دهنه شامل کانی‌های کدر، سرپانتین، کلسیت، کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی هستند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های واحدهای آتشفشانی ناحیه طارم- هشتجین دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند که در یک جایگاه تکتونیکی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند (زنجان، ۱۳۹۵؛ قدیمیان، ۱۳۹۸؛ Nabatian et al., 2014).

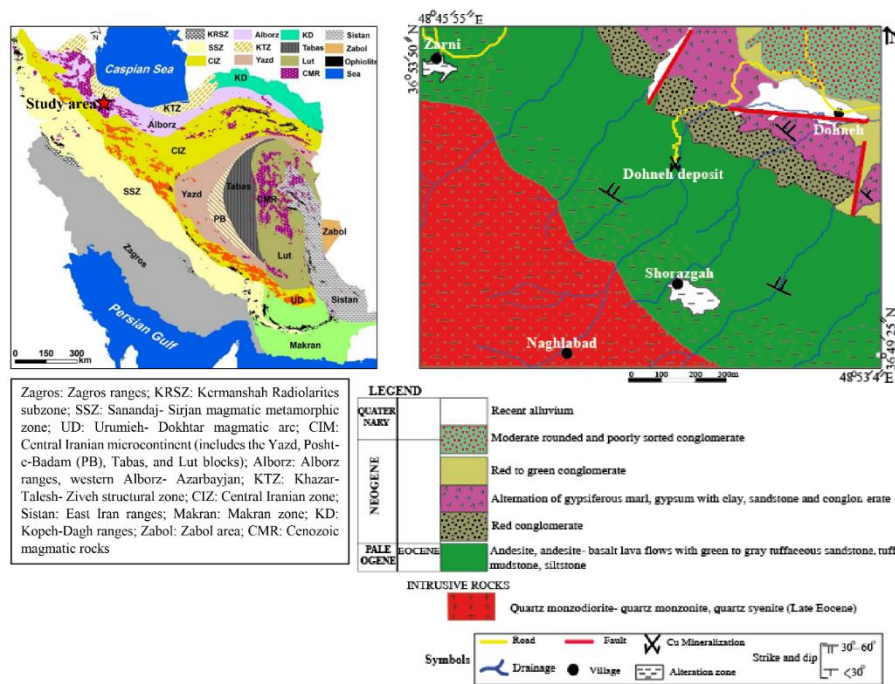
از دیگر پژوهش‌های انجام شده بر روی مجموعه آتشفشانی طارم- هشتجین می‌توان به پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه دهنه توسط مافی و همکاران (۱۳۹۰)، زمین‌شناسی و کانه‌زایی مس در منطقه دهنه (محمدی، ۱۳۹۷) اشاره کرد. هدف از پژوهش حاضر، انجام مطالعات صحرایی و سنگ‌شناسی، استفاده از نتایج ریزکاو الکترونی کانی‌های پیروکسن، کلریت و زئولیت در واحدهای آتشفشانی دهنه، به‌منظور تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و خاستگاه ماگمای منطقه است. با توجه به اینکه واحدهای آتشفشانی دهنه میزبان کانه‌زایی مس تیپ مانتو است (محمدی، ۱۳۹۷)، لذا بررسی سنگ میزبان این کانه‌زایی می‌تواند اطلاعات مفیدی در ارتباط با نحوه تشکیل سنگ‌های میزبان و کانه‌زایی مس در این منطقه ارائه دهد. ضخامت رگه‌ها در این کانسار در حدود ۳۰ سانتیمتر است که با شیب ۴۵ درجه در راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق قرار دارند. البته شایان ذکر است که بخشی از کانه‌زایی به صورت پراکنده در داخل سنگ میزبان بازالتی تشکیل شده است. به‌طور کلی عیار و تناژ ماده معدنی در این کانسار پایین است، ولی در جاهایی که کانه‌زایی روی داده است، عیار اکسید مس (Cu_2O) بین ۲۰ تا ۳۰ درصد تغییر می‌کند (موسوی مطلق و همکاران، ۱۳۸۸؛ محمدی، ۱۳۹۷). با توجه به گسترش زیاد واحدهای آتشفشانی در ناحیه مورد مطالعه (البرز باختری- آذربایجان)، که میزبان کانه‌زایی‌های مختلف فلزی و غیرفلزی از جمله مس \pm طلا، آهن، سرب و روی و آلونیت هستند (حسین‌زاده، ۱۳۹۳؛ زمانیان، ۱۳۹۴؛ خدابندلو، ۱۳۹۷)، می‌توان اطلاعات ارزشمندی را در درک و شناخت عوامل کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی‌ها و ویژگی‌های ماگمای مادر بدست آورد. بنابراین، پی‌بردن به شرایط

تشکیل سنگ میزبان کانه‌زایی مس در این منطقه، می‌تواند در جستجوی کانه‌زایی‌های مشابه در این ناحیه، مورد استفاده قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

کانسار مس دهنه در پهنه‌ی البرز- آذربایجان (نبوی، ۱۳۵۵) و در بخش باختری پهنه البرز (Alavi, 1991) و زیرپهنه طارم- هشتجین قرار دارد. همانطور که در شکل ۱ مشخص است، در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن که بخش کوچکی از عضو کردکند بوده تشکیل شده‌اند. براساس Hirayama et al., (1966) و امینی (۱۳۷۹) سازند کرج در ناحیه طارم- هشتجین به دو عضو کردکند و آمدن تقسیم می‌شود که عضو آمدن بر روی عضو کردکند قرار دارد. این واحدها با راستای شمال-باختر- جنوب‌خاور در بخش مرکزی نقشه ۱/۲۰۰۰۰ منطقه دهنه (محمدی، ۱۳۹۷) رخنمون دارد (شکل ۱). اصلی‌ترین واحدی که در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد واحد E_{k-k}^{1-2} از عضو کردکند است که متشکل از ماسه‌سنگ توفی، توف سبز، مادستون و سیلت‌سنگ بوده که گدازه‌های آندزیتی، آندزیت- بازالتی و بازالت همراه آنها مشاهده می‌شود. در واقع، این واحد، مجموعه تفکیک نشده واحدهای E_{k-k}^1 و E_{k-k}^2 از عضو کردکند است که ضخامتی حدود ۸۰۰ الی ۹۰۰ متر دارد (امینی، ۱۳۷۹). ضخامت واحدهای ماسه‌سنگ توفی در این مجموعه، نسبت به سایر واحدهای آن بیشتر است.

براساس مطالعات صحرایی، واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه دهنه، شامل واحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن (معادل سازند کرج) هستند که طی فوران‌های آتشفشانی زیردریایی تشکیل شده‌اند. مجموعه آتشفشانی مورد بررسی در منطقه دهنه شامل واحدهای گدازه‌ی بازالتی می‌باشد که به دو نوع آمیگدالوئیدال و پورفیری تقسیم می‌شود (شکل ۲- a, b). امتداد واحدهای گدازه بازالتی موجود در محدوده معدنی دهنه، به صورت جنوب‌خاوری- شمال‌باختری است.



شکل ۱- (a) نقشه زمین‌شناسی- ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ Alavi, 1991; Aghanabati, 2005) و موقعیت منطقه مورد مطالعه که با ستاره قرمز رنگ بر روی آن نشان داده شده است. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه دهنه (با تغییرات جزئی از امینی، ۱۳۷۹).

با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه دهنه، واحدهای نئوژن، رسوبات کواترنری و توده نفوذی نیز در این منطقه رخنمون دارند. واحدهای نئوژن شامل کنگلومرای قرمز رنگ با لایه‌بندی ضخیم است که با دگرشیبی مشخص بر روی واحدهای ائوسن قرار گرفته است. به‌طور کلی، واحدهای نئوژن تناوبی از مارن گچ‌دار، لایه‌های سنگ گچ به رنگ سبز روشن همراه با لایه‌های رس، ماسه‌سنگ و گنگومرا به رنگ خاکستری مایل به قرمز و یا سبز هستند. این واحدها در بخش‌های شمالی، جنوبی، شمال‌خاوری و جنوب‌باختری منطقه معدنی دهنه مشاهده می‌شوند. در بخش‌های دورتر از منطقه و به‌ویژه در ارتفاعات، یک سری توده‌های نفوذی قابل مشاهده است (شکل ۲a). ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی متشکل از مونزودیوریت، مونزونیت، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزوگرانیت است (Nabatian et al., 2016). براساس مطالعات صورت گرفته سن توده‌های مذکور ائوسن بالایی می‌باشد (Nabatian et al., 2016). روند عمومی توده‌های نفوذی در این منطقه شمال‌باختری- جنوب‌خاوری می‌باشد.

همانطور که در مقدمه ذکر شد، کانه‌زایی مس در منطقه دهنه به‌صورت رگه- رگچه‌ای در میزبان واحدهای گدازه بازالتی رخ داده است. براساس مطالعات کانه‌نگاری، عناصر آزاد مس و نقره، مجموعه کانی‌های مهم این کانسار به‌شمار می‌روند. بافت اصلی کانه‌ها شامل رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی، جانشینی و بازماندی است. دگرسانی‌های اصلی منطقه شامل کربناتی، کلریتی و زئولیتی به همراه مقدار کمی اپیدوتی‌شدن است که به‌صورت رگه- رگچه‌ای، پرکننده فضای خالی و جانشینی تشکیل شده‌اند. مطالعات صحرایی، میکروسکوپی، ژئوشیمی سنگ میزبان و شیمی کانی‌ها در منطقه دهنه بیانگر آن است که فرایند دگرگونی تدفینی باعث تشکیل سیالات کانسار ساز در این منطقه شده است. در طی صعود این سیالات به سمت بالا از طریق شکستگی‌ها، گسل‌ها و بخش‌های مختلف سنگ میزبان، فلز مس از کانی‌های سیلیکاته سنگ میزبان بازالتی شسته شده و به‌صورت Cu^{+2} در سیال حل شده و سپس در طی دگرگونی تدفینی، کانه‌زایی مس در این منطقه شکل گرفته است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۷).

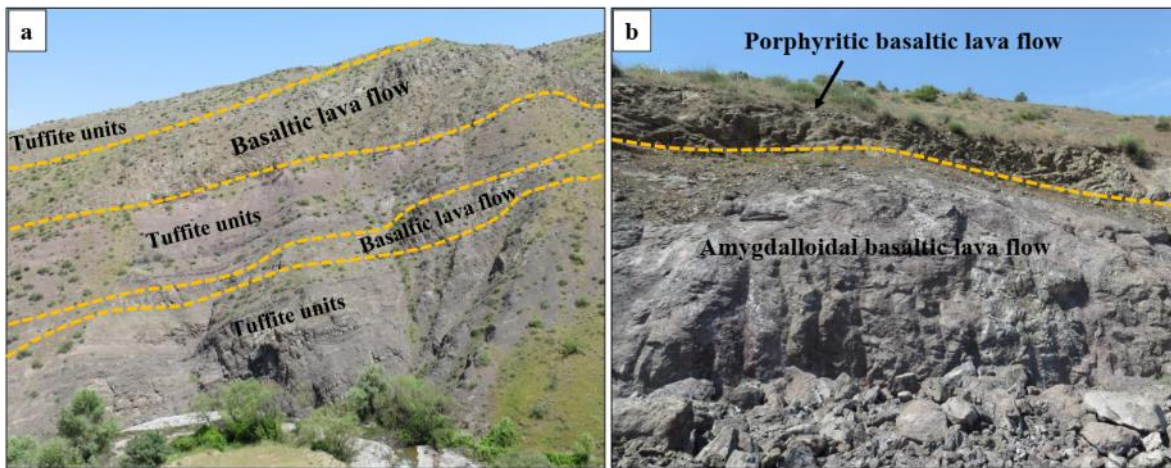
۳- روش انجام پژوهش

بعد از انجام مطالعات صحرایی، تعداد ۲۷ مقطع میکروسکوپی جهت مطالعات میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی منطقه دهنه تهیه و در آزمایشگاه زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه زنجان مورد مطالعه قرار گرفت. به‌منظور بررسی شیمی کانی‌ها، تعداد ۴ مقطع نازک- صیقلی از سنگ‌های بازالتی میزبان کانه‌زایی تهیه و در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی کرج با استفاده از فناوری ریزکاوا الکترونی (EPMA) مدل SX100، ساخت شرکت Cameca فرانسه تجزیه گردیدند. ولتاژ دستگاه ۱۵ کیلوکولت و ولت، جریان ۲۰ نانوآمپر و قطر پرتو ۵ میکرون بوده است. خطای تجزیه برای عناصر اصلی برابر با ۱٪ نسبی و برای عناصر فرعی برابر با ۵٪ نسبی است. در مجموع تعداد ۳۲ نقطه از کانی‌های ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، کلریت و زئولیت تجزیه نقطه‌ای گردید. همچنین یک نمونه نیز به‌وسیله فناوری XRD برای تشخیص زئولیت

در همین مرکز مورد طیف‌سنجی قرار گرفت. نوع لامپ فناوری XRD کبالت و ولتاژ دستگاه ۴۰ کیلوولت با جریان ۳۰ میلی آمپر است. در ادامه نتایج حاصل از آنها توضیح داده شده‌اند.

۴- سنگ‌شناسی

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه دهنه، شامل واحدهای توفی و گدازه‌ی بازالت پورفیری و آمیگدالوئیدال هستند. در این پژوهش ابتدا به بررسی پتروگرافی واحدهای آذرآواری و آتشفشانی و سپس در ادامه، به بررسی شیمی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های بازالتی پرداخته شده است.

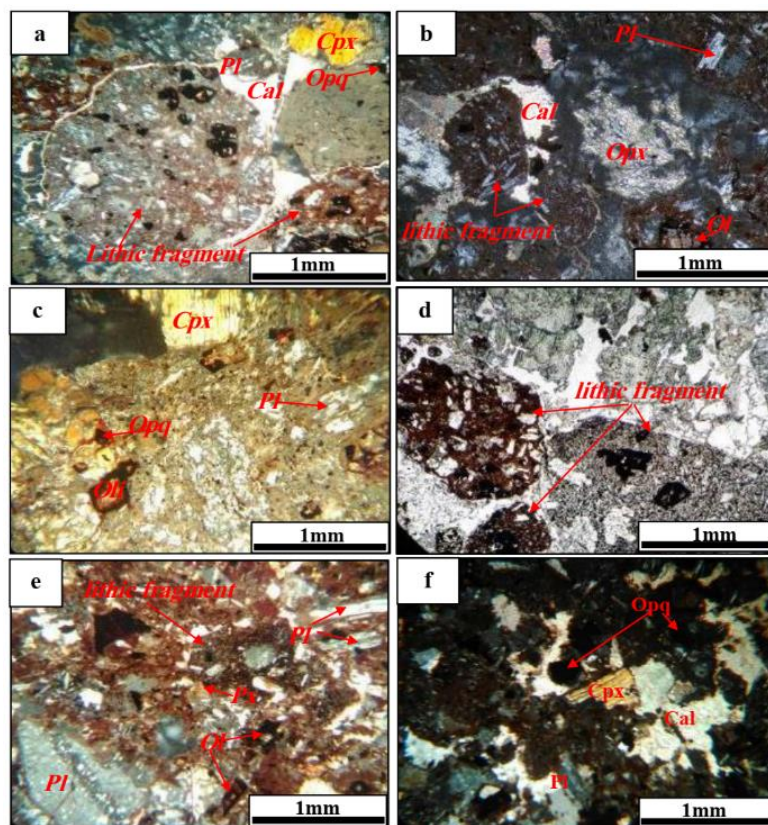


شکل ۲- (a) نمایی کلی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری موجود در منطقه دهنه (دید به سمت شرق). (b) نمایی نزدیک از واحدهای گدازه‌ی بازالتی آمیگدالوئیدال و گدازه‌ی بازالتی پورفیری در منطقه دهنه (دید به سمت شمال‌باختر).

۴-۱- واحدهای آذرآواری توفی: این واحد سنگی، در نمونه دستی به رنگ سبز-آبی تا بنفش متمایل به خاکستری دیده می‌شود. اغلب از نوع توف‌های با ترکیب بازیگ بوده و بر اساس مقادیر قطعات خرده‌سنگی و بلورهای موجود در آنها به دو نوع کریستال لیتیک توف و لیتیک کریستال توف تقسیم‌بندی شده است و دارای مقادیری از قطعات خرده‌سنگی با ابعادی در حدود ۲ میلی‌متر هستند. در مقیاس میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای قطعات خرده‌سنگی با ترکیب بازالت هستند که شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتر الیوین می‌باشند (شکل ۳). قطعات خرده‌سنگی ذکر شده در زمینه‌ی شیشه‌ای تا میکروکریستالین قرار گرفته‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز حجم قابل توجهی از واحدهای توفی را شامل می‌شوند و با اندازه‌ی ریزبلور (حدود ۰/۵ - ۰/۱ میلی‌متر) به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل تکراری قابل مشاهده‌اند (شکل ۳) و به‌طور جزئی دچار دگرسانی آرژیلیک شده‌اند. پیروکسن در این واحدها به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار با حداکثر ابعاد ۲

میلی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۳) که به کانی‌های کلریت، کلسیت دگرسان شده است. الیوین با حداکثر ابعاد ۰/۲ میلی‌متر به مقدار کم در برخی نمونه‌های توفی مشاهده می‌شود و به مقدار زیادی توسط کانی‌های کدر ثانویه (گوتیت) جانشین شده است (شکل‌های ۳- a, b, c, d). مهم‌ترین کانی‌های ثانویه موجود در واحدهای آذرآوری توفی، که محصول واکنش‌های دگرسانی هستند، شامل کانی‌های کربنات، کلریت، زئولیت (به مقدار کم) و اکسید آهن (گوتیت) می‌باشند.

۴-۲- بازالت آمیگدالوئیدال: واحد گدازه‌ی بازالت آمیگدالوئیدال در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شود و بافت شاخص این واحد در مقیاس ماکروسکوپی بادامکی (آمیگدالوئیدال) است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین هستند (شکل ۴- a, b). بافت این واحد در مقاطع میکروسکوپی نیز پورفیری با زمینه ریزبلور و بادامکی است. پیروکسن‌ها براساس خصوصیات دوانعکاسی و نوع خاموشی از هر دو نوع کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن است. این کانی‌ها به دو صورت فنوکریست (۴-۲ میلی‌متر) و ریزبلور در زمینه سنگ قابل مشاهده هستند (شکل ۴- a, b, c, d, e). پیروکسن در این واحد غالباً شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و به مقدار محدود به کانی‌های کلریت، کلسیت و کانی‌های کدر ثانویه (گوتیت و همتایت) در امتداد شکستگی‌ها و رخ‌ها دگرسان شده است (شکل ۴- g). در سنگ‌های بازالت آمیگدالوئیدال منطقه دهنه، در برخی موارد ادخال‌های پلاژیوکلاز با میزبان پیروکسن وجود دارند که بافت افیتیک را تشکیل داده است (شکل ۴- c, d).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از واحدهای آذرآواری توفی (a, b, c, d, e, f) در منطقه مورد مطالعه. (a, b, c) کانی‌های کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین همراه با قطعات خرده‌سنگی در واحدهای توفی که در برخی بخش‌ها به کانی‌های ثانویه از جمله کلسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند (نور عبوری XPL). (d) قطعات خرده‌سنگی آتشفشانی موجود در واحد توفی (نور عبوری PPL). (e, f) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های اصلی، قطعات خرده‌سنگی و فنوکریست‌های موجود در واحد توفی که شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین بوده و در برخی بخش‌ها به کلسیت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند (نور عبوری XPL). اختصاری کانی‌ها از Whitney & Evans (2010) گرفته شده‌اند. (کلینوپیروکسن: Cpx، ارتوپیروکسن: Opx، پلاژیوکلاز: Pl، الیوین: Ol، قطعات خرده‌سنگی: lithic fragment، کلسیت: Cal، کانی‌های کدر: Op).

فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلازها در نمونه‌های بازالتی آمیگدالوئیدال، به طول حداکثر ۰/۳ میلی‌متر در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۴- a, b). این کانی‌ها در مقطع نازک به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دارای ماکل کالسپادو تکراری می‌باشند. پلاژیوکلازهای این واحد، در برخی موارد با کانی‌های دگرسان از جمله کانی‌های رسی، اپیدوت (شکل ۴- f) و سریسیت جایگزین شده‌اند.

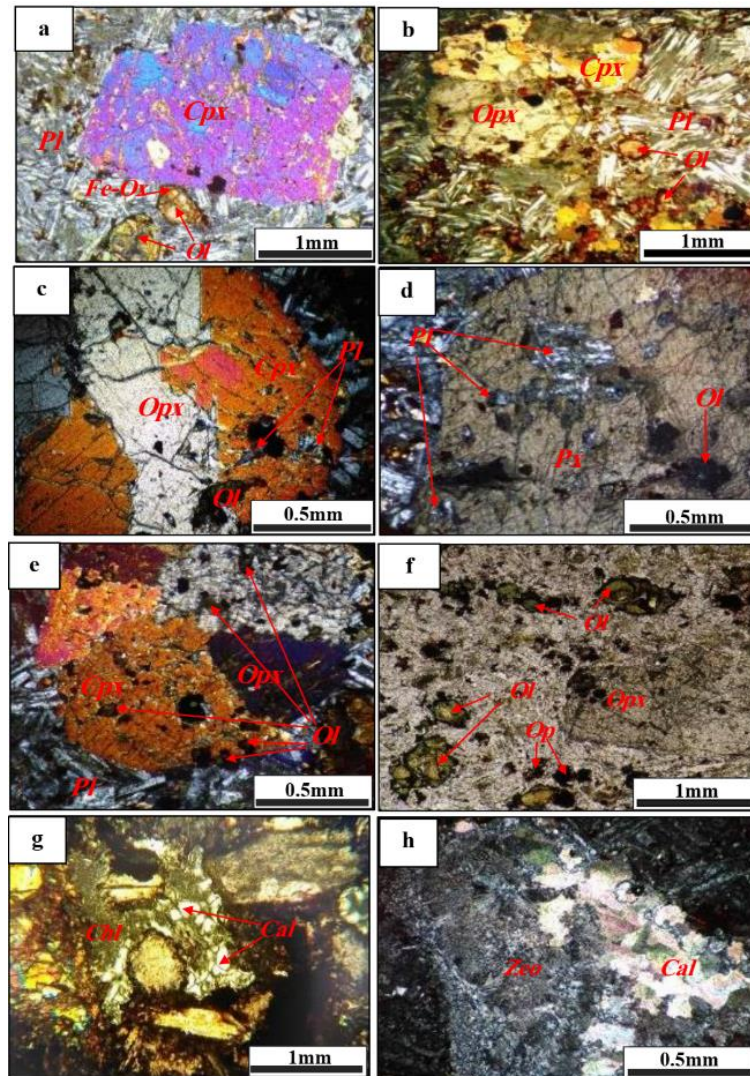
الیوین از دیگر کانی‌های اصلی این واحد می‌باشد که در بیشتر موارد همراه با پیروکسن و در ابعاد کوچک تا متوسط (حداکثر ۰/۵ میلی‌متر) مشاهده می‌شود (شکل ۴- a, b, c, d, e). در برخی موارد، الیوین‌ها به صورت ادخال در میزبان پیروکسن (بافت پوئی کیلیتیک) دیده می‌شوند (شکل ۴- c, d, e). در این واحد، الیوین به سرپانتین (شکل ۴- f) و کانی‌های گوتیت و هماتیت ثانویه (شکل ۴- a) دگرسان شده است.

کانی زئولیت به همراه کلسیت و در برخی بخش‌ها کلریت حفره‌های مربوط به بافت آمیگدالوئیدال در سنگ‌های بازالتی را پر کرده‌اند (شکل ۴- g, h). کانی‌های حاصل از واکنش دگرسانی به‌عنوان کانی‌های ثانویه این واحد در نظر گرفته می‌شوند که در شکستگی‌ها و حفرات تشکیل شده‌اند.

کانی‌های فرعی مشاهده شده در این واحد شامل کانی‌های کدر (به صورت پراکنده) و به مقدار کمتر آپاتیت (به صورت ادخال در میزبان پلاژیوکلازها) می‌باشند. بافت حفره‌ای یا بادامکی (آمیگدالوئیدال) سنگ‌های بازالتی حاصل تبلور و سرد شدن سریع یک ماگمای حباب‌دار می‌باشد (حق‌نظر و همکاران، ۱۳۹۲). این حفرات در حین صعود سیال دگرگونی توسط کانی‌های زئولیت و به مقدار کمتر کربنات پر شده‌اند (شکل ۴- g, h).

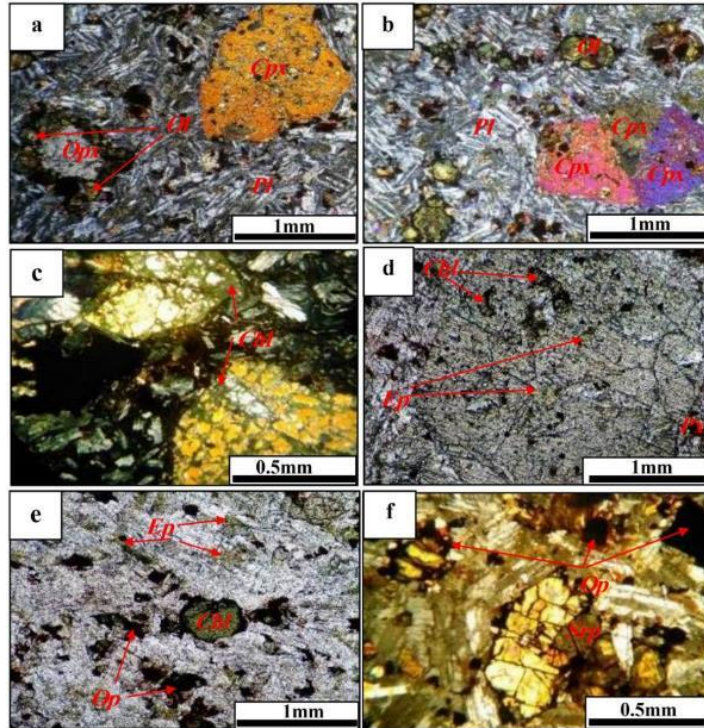
۴-۳- بازالت پورفیری: واحد گدازه‌ی بازالت پورفیری در نمونه‌های دستی با بافت پورفیری و رنگ خاکستری دیده می‌شود. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این واحد شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین می‌باشند (شکل ۵- a, b). مهم‌ترین فنوکریست‌های موجود در این سنگ‌ها، که حتی در نمونه دستی هم قابل تشخیص هستند، پیروکسن‌ها می‌باشند. درشت بلورهای پیروکسن (با حداکثر ابعاد ۳ میلی‌متر) و به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه ریزبلور سنگ قابل مشاهده‌اند (شکل ۵- a, b). پیروکسن‌ها در برخی موارد با کانی‌های کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند (شکل ۵- c, d). پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن در این واحد، به صورت بلورهای ریز تا متوسط با ابعاد حداکثر ۰/۲ میلی‌متر دارای ماکل تکراری، زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵- a, b). در برخی موارد، بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن در این واحد با کانی‌های سریسیت و اپیدوت جانشین شده‌اند (شکل ۵- e). الیوین از دیگر کانی‌های اصلی موجود در واحد بازالت پورفیری است که به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار با حداکثر ابعاد ۰/۳ میلی‌متر در نمونه‌های میکروسکوپی مشاهده می‌شود. الیوین

در امتداد شکستگی‌ها به کانی‌های سرپانتین، کلریت و به کانی‌های گوتیت و هماتیت ثانویه دگرسان شده است (شکل ۵-
e, f). کانی‌های فرعی این واحد شامل کانی‌های کدر و آپاتیت می‌باشند.



شکل ۴- (a, b) تصاویر میکروسکوپی از واحد گدازه‌ی بازالتی آمیگدالوئیدال و کانی‌های اصلی آن که شامل کلینوپیروکسن و الیوین دگرسان شده به سرپانتین و کانی‌های کدر که در زمینه‌ای از پلاژیوکلازهای ریز می‌باشند (نور عبوری XPL). (c, d, e) تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و الیوین با بافت افیتیک و پوئی کیلیتیک (نور عبوری XPL). (f) بلورهای الیوین موجود در واحد بازالت آمیگدالوئیدال که به کانی‌های ثانویه از جمله سرپانتین، کلریت و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند

(نور عبوری PPL). (g, h). تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های موجود در واحد بازالت آمیگدالوئیدال که شامل کلسیت، کلریت و زئولیت می‌باشند (نور عبوری XPL). علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس Whitney & Evans (2010) می‌باشند. (کلینوپیروکسن: Cpx، ارتوپیروکسن: Opx، الیوین: Ol، سرپانتین: Srp، پلاژیوکلاز: Pl، کلسیت: Cal، کلریت: Chl، زئولیت: Zeo، کانی‌های کدر: Op).

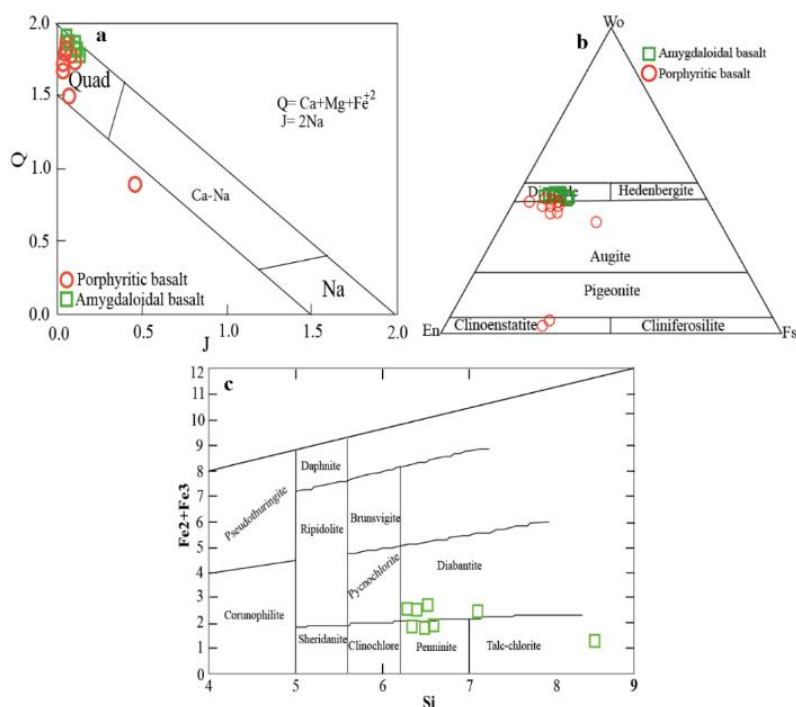


شکل ۵- (a, b) تصاویر میکروسکوپی در واحد گدازه‌ی بازالتی پورفیری و کانی‌های اصلی آن که شامل کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و الیوین در زمینه‌ی از پلاژیوکلاز می‌باشند (نور عبوری XPL). (C, d) بلورهای‌های پیروکسن که توسط کانی‌های ثانویه از جمله کلریت و اپیدوت جانشین شده‌اند (تصویر ۵c در نور عبوری XPL، تصویر ۵d در نور عبوری PPL). (e, f) بلورهای الیوین و پلاژیوکلاز که به ترتیب توسط کانی‌های ثانویه از جمله سرپانتین، کانی‌های کدر و اپیدوت جانشین شده‌اند (تصویر ۵e در نور عبوری PPL، تصویر ۵d در نور عبوری XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney & Evans (2010) گرفته شده‌اند. (کلینوپیروکسن: Cpx، ارتوپیروکسن: Opx، الیوین: Ol، پلاژیوکلاز: Pl، پیروکسن: Px، کلریت: Chl، اپیدوت: Ep، سرپانتین: Srp، کانی‌های کدر: Op).

۵- شیمی کانی‌ها

کانی‌هایی که در این پژوهش ترکیب شیمیایی آنها مورد بررسی قرار گرفته شامل کانی‌های اولیه (پیروکسن) و کانی‌های ثانویه (کلریت و زئولیت) هستند. نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی این کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده‌اند. با توجه به اینکه سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه بویژه بازالت‌ها، میزبان کانه‌زایی مس مانند از نوع میشیگان هستند و با توجه به اینکه این تیپ از کانسارها دارای کانی‌های شاخص از جمله کلریت و به‌ویژه زئولیت می‌باشند که در طی دگرگونی تدفینی و دگرسانی تشکیل می‌شوند (از جمله Carrillo-Rosúa et al., 2014; Kojima et al., 2007; Wilson et al., 2003; Oyarzun et al., 1998)، لذا بررسی چگونگی تشکیل این کانی‌ها از لحاظ دما و فشار، می‌تواند اطلاعات مفیدی را در ارتباط با منشأ و چگونگی تشکیل کانسارهای تیپ مانند قرار دهد. به همین جهت، این دو کانی، علاوه بر کانی‌های سنگ میزبان کانه‌زایی، در این پژوهش مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند.

۵-۱- پیروکسن: نتایج تجزیه برخی از پیروکسن‌ها در مجموعه آتشفشانی منطقه دهنه در جدول ۱ ارائه شده‌اند. به منظور دستیابی به شرایط فشار و دمای تشکیل سنگ‌های بازالتی و پیروکسن‌ها در ابتدا به طبقه‌بندی پیروکسن‌ها با استفاده از Q-J (Morimoto et al., 1988) پرداخته شده است (شکل ۶- a). نمودار Q-J به چهار رده الف) پیروکسن‌های سدیک، ب) پیروکسن‌های سدیک-کلسیک، پ) پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیک و ت) پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شود (Morimoto et al., 1988). براساس این تقسیم‌بندی، ترکیب پیروکسن‌های مورد مطالعه در منطقه دهنه، در محدوده مربوط به پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم‌دار و فقیر از سدیم جای می‌گیرند (شکل ۶- a). لازم به ذکر است که نمودار Q-J براساس دو شاخص $Q = Ca + Mg + Fe^{+2}$ و $J = 2Na$ است. برای تعیین دقیق ترکیب پیروکسن‌ها و تعیین مقدار عضوهای انتهایی تشکیل دهنده آنها، از نمودار مثلثی Wo-Fs-En (Morimoto et al., 1988) استفاده شد همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، بیشتر پیروکسن‌های تجزیه شده در محدوده ترکیبی دیوپسید تا اوژیت قرار می‌گیرند، ولی تعدادی از پیروکسن‌های بازالت پورفیری از نوع ارتوپروکسن بوده و در محدوده کلینواستاتیت (انستاتیت دارای مقادیر بسیار پایین کلسیم) جای می‌گیرند (شکل ۶- b).



شکل ۶- نمودار طبقه‌بندی پیروکسن‌ها و کلریت‌ها در منطقه دهنه. (a) طبقه‌بندی پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988)، (b) طبقه‌بندی پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه در نمودار En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988)، (c) ترکیب کلریت‌ها در منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار رده‌بندی کلریت‌ها (Deer et al., 1991).

جدول ۱- داده‌های ریزکاو الکترونی پیروکسن در واحد بازالت آمیگدالوئیدال منطقه دهنه. علائم اختصاری عبارتند از: Wo: ولاستونیت، En: انستاتیت، Fs: فروسیلیت.

Rock Type Mineral Type	Amygdaloidal basalt								
	Px1	Px2	Px3	Px4	Px5	Px6	Px7	Px7	Px9
SiO ₂	۵۰/۳۸	۵۰/۴۸	۵۱/۹۷	۵۰/۰۸	۴۸/۶۷	۴۹/۸۰	۴۸/۶۹	۵۰/۲۲	۴۸/۴۳
TiO ₂	۰/۹۰	۱/۰۶	۰/۴۴	۰/۷۵	۰/۸۸	۰/۷۵	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۸۱
Al ₂ O ₃	۴/۶۳	۵/۶۷	۳/۰۶	۴/۳۴	۴/۸۵	۴/۰۸	۵/۴۷	۵/۳۴	۵/۲۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۵۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
Fe ₂ O ₃	۱/۵۴	۹/۹۰	۰/۴۳	۳/۰۹	۶/۸۰	۵/۱۹	۶/۱۳	۲/۱۲	۶/۳۱
FeO	۹/۰۷	۹/۲۲	۵/۱۳	۷/۹۵	۹/۵۴	۹/۸۲	۹/۸۵	۹/۳۰	۱۰/۱۶
MnO	۰/۲۳	۹/۲۲	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۳۰	۰/۲۹
MgO	۱۳/۹۸	۱۳/۳۵	۱۶/۱۹	۱۵/۲۸	۱۴/۴۸	۱۵/۱۷	۱۴/۱۶	۱۴/۰۳	۱۴/۴۲
CaO	۲۰/۸۷	۲۰/۱۳	۲۱/۱۶	۲۰/۳۶	۲۱/۴۰	۲۰/۲۵	۲۱/۰۳	۲۰/۰۰	۱۹/۹۳
Na ₂ O	۰/۳۲	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۵۴	۰/۵۶
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۸۹	۹۹/۰۵	۹۹/۳۳	۱۰۰/۵۲	۱۰۰/۵۶	۱۰۰/۸۹	۱۰۰/۶۷	۹۹/۸۸
Si	۱/۸۷	۱/۷۸	۱/۹۲	۱/۸۷	۱/۸۲	۱/۸۵	۱/۸۱	۱/۸۵	۱/۸۲
Al ^{IV}	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۷
Al ^{VI}	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۲۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۷۷	۰/۷۰	۰/۸۹	۰/۸۵	۰/۸۰	۰/۸۴	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۸۰
Ca	۰/۸۳	۰/۷۶	۰/۸۳	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۸۰
Na	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe(ii)	۰/۳۴	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۱۴
Fe(iii)	۰/۰۴	۰/۲۶	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۰۶	۰/۱۸
Total	۳/۹۸	۴/۰۵	۳/۹۶	۳/۹۹	۴/۰۲	۴/۰۰	۴/۰۰	۳/۹۸	۴/۰۲
Number of oxygen	۶/۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	۰/۸۵	۰/۰۳	۰/۹۲	۰/۶۵	۰/۳۶	۰/۵۲	۰/۴۴	۰/۷۹	۰/۴۴
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	۰/۱۵	۰/۹۷	۰/۰۸	۰/۳۵	۰/۶۴	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۲۱	۰/۵۶
Wo	۴۳/۳۵	۳۷/۳۸	۴۳/۶۶	۴۱/۸۱	۴۲/۸۹	۴۰/۶۱	۴۲/۵۹	۴۰/۷۰	۴۰/۶۳
En	۴۰/۴۱	۳۴/۵۰	۴۶/۴۸	۴۳/۶۷	۴۰/۳۹	۴۲/۳۴	۳۹/۹۰	۴۰/۷۱	۴۰/۹۱
Fs	۱۵/۰۳	۲۶/۶۱	۸/۵۱	۱۳/۰۷	۱۵/۰۹	۱۵/۶۳	۱۵/۷۲	۱۵/۵۶	۱۶/۴۰

Fe₂O₃* and FeO* based on: Preston and Still (2001).

ادامه جدول ۱: داده‌های ریزکاو الکترونی پیروکسن در واحد بازالت پورفیری منطقه دهنه. علائم اختصاری عبارتند از: Wo: ولاستونیت، En: انستاتیت، Fs: فروسیلیت.

Rock Type Mineral Type	Porphyritic basalt										
	Px11	Px12	Px13	Px14	Px15	Px16	Px17	Px18	Px19	Px20	Px21
SiO ₂	۵۷/۷۲	۴۹/۳۳	۵۰/۳۴	۵۰/۱۳	۵۰/۸۵	۵۰/۳۴	۴۹/۴۸	۴۸/۴۲	۵۰/۷۳	۴۷/۶۸	۴۹/۰۴
TiO ₂	۰/۰۲	۰/۸۷	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۹۵	۱/۰۰	۰/۹۸	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۹۰	۰/۷۰
Al ₂ O ₃	۲/۹۳	۴/۷۲	۴/۴۵	۶/۰۷	۳/۸۷	۴/۵۹	۴/۹۹	۵/۵۹	۳/۶۸	۴/۲۵	۳/۲۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۰
Fe ₂ O ₃ *	۰/۰۰	۶/۶۳	۲/۸۲	۰/۰۰	۰/۵۹	۱/۶۶	۴/۳۸	۷/۰۲	۱/۸۷	۶/۹۹	۵/۹۲
FeO	۱۶/۶۴	۹/۳۱	۹/۱۴	۷/۷۸	۸/۷۴	۸/۸۱	۸/۷۰	۹/۲۱	۸/۸۵	۸/۹۷	۸/۶۳
MnO	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۱۷	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶
MgO	۲۱/۶۳	۱۴/۸۰	۱۴/۱۶	۱۳/۲۹	۱۴/۱۲	۱۴/۳۸	۱۴/۴۹	۱۴/۹۸	۱۴/۳۵	۱۴/۲۴	۱۵/۲۵
CaO	۱/۶۷	۲۰/۱۸	۲۱/۱۳	۲۰/۶۴	۲۰/۵۰	۲۰/۲۸	۲۱/۵۵	۲۰/۷۵	۲۰/۸۷	۲۱/۶۱	۲۱/۲۵
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۴۷	۰/۳۴	۰/۳۹	۰/۲۸
K ₂ O	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Total	۱۰۰/۹۸	۹۹/۹۵	۱۰۰/۸۰	۹۹/۳۷	۹۹/۶۰	۱۰۰/۰۸	۱۰۰/۸۱	۱۰۰/۴۴	۹۹/۸۱	۹۸/۳۳	۹۸/۶۷
Si	۲/۰۵	۱/۸۴	۱/۸۷	۱/۸۶	۱/۹۰	۱/۸۷	۱/۸۳	۱/۸۱	۱/۸۹	۱/۸۳	۱/۸۶
Al ^{IV}	۰/۰۵	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۴
Al ^{VI}	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۱/۱۵	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۷۹	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۳	۰/۸۰	۰/۸۱	۰/۸۶
Ca	۰/۰۶	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۹	۰/۸۶
Na	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe(ii)	۰/۸۵	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۲۲	۰/۰۸	۰/۱۰
Fe(iii)	۰/۳۴	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۲۰	۰/۱۷
Total	۳/۹۰	۴/۰۳	۴/۰۲	۳/۹۹	۴/۰۳	۴/۰۳	۴/۰۵	۴/۰۵	۴/۰۱	۴/۰۷	۴/۰۵
Number of oxygen	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	۱/۶۷	۰/۵۵	۰/۷۲	۱/۱۰	۰/۹۴	۰/۸۳	۰/۵۵	۰/۳۱	۰/۸۱	۰/۳۰	۰/۳۸
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	۰/۶۷	۰/۴۵	۰/۲۸	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۴۵	۰/۶۹	۰/۱۹	۰/۷۰	۰/۶۲
Wo	۳/۶۸	۴۱/۱۸	۴۳/۳۹	۴۴/۷۸	۴۲/۸۶	۴۲/۱۸	۴۳/۷۶	۴۱/۷۵	۴۳/۰۱	۴۳/۹۲	۴۲/۶۵
En	۶۶/۳۴	۴۲/۰۳	۴۰/۳۷	۴۰/۱۲	۴۱/۰۸	۴۱/۶۲	۴۰/۹۴	۴۱/۹۴	۴۱/۱۵	۴۰/۲۷	۴۲/۵۹
Fs	۲۹/۹۰	۱۵/۰۹	۱۴/۹۴	۱۳/۴۹	۱۴/۶۲	۱۴/۶۱	۱۴/۰۲	۱۴/۶۰	۱۴/۵۶	۱۴/۳۸	۱۳/۷۴

Fe₂O₃* and FeO* based on: Preston and Still (2001).

۵-۲- کلریت: در شکل (۶- c)، تغییرات $Fe^{+2} + Fe^{+3}$ در برابر Si برای کلریت‌های موجود در منطقه دهنه ترسیم شده است. همانگونه که در این شکل مشاهده می‌شود، ترکیب کلریت‌های منطقه دهنه، اغلب در محدوده دیابانتیت $(Mg,Fe,Al)_6((Si,Al)_4O_{10})(OH)_8$ و پینینیت $(Mg,Fe,Al)_6((Si,Al)_4O_{11})(OH)_8$ است. براساس نتایج حاصل از تجزیه XRD، کلریت‌های منطقه دهنه، از نوع کلینوکلر با فرمول شیمیایی $(Si,Cr)_4(OH)_8$ می‌باشند.

جدول ۲- داده‌های ریزکاوالکترونی کلریت در واحد بازالت آمیگدالوئیدال منطقه دهنه.

Rock Type Mineral Type	Amygdaloidal basalt						
	Chl2	Chl3	Chl4	Chl5	Chl6	Chl7	Chl8
SiO ₂	۳۲/۷۶	۳۴/۷۸	۳۴/۵۷	۳۱/۳۹	۳۲/۱۱	۳۲/۵۲	۳۲/۱۵
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al ₂ O ₃	۱۶/۶۱	۱۶/۳۷	۱۶/۳۶	۱۲/۵۳	۱۵/۰۶	۱۶/۶۷	۱۶/۳۳
FeO	۱۱/۲۸	۱۱/۶۸	۱۲/۰۷	۱۲/۵۴	۱۴/۸۴	۱۵/۸۷	۱۵/۲۸
MnO	۰/۶۷	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۴۸	۰/۱۶	۰/۵۹	۰/۶۳
MgO	۲۵/۱۸	۲۳/۹۸	۲۵/۴۷	۱۵/۶۵	۲۳/۵۶	۱۹/۱۶	۲۴/۱۷
CaO	۰/۲۳	۰/۵۳	۰/۴۲	۱/۲۵	۰/۱۹	۰/۵۲	۰/۱۹
Na ₂ O	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰
ZnO	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
H ₂ O*	۱۲/۲۳	۱۲/۴۳	۱۲/۶۲	۱۰/۳۲	۱۱/۹۱	۱۱/۷۷	۱۲/۲۳
Total	۹۹/۰۱	۱۰۰/۴۲	۱۰۲/۳۴	۸۴/۲۱	۹۸/۲۷	۹۷/۱۳	۱۰۰/۹۸
Si	۶/۳۸	۶/۶۳	۶/۵۲	۷/۱۶	۶/۴۳	۶/۵۵	۶/۳۸
Al ^{IV}	۱/۶۱	۱/۳۶	۱/۴۷	۰/۸۳	۱/۵۶	۱/۴۴	۱/۷۱
Al ^{VI}	۲/۲۲	۲/۳۵	۲/۱۹	۲/۵۹	۲/۰۰	۲/۵۵	۲/۰۶
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe(iii)	۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۴۰	۰/۹۸	۰/۲۴	۰/۶۱	۰/۱۹
Fe(ii)	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۵۰	۱/۴۰	۲/۲۳	۰/۰۵	۲/۳۰
Mn	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰
Mg	۷/۳۱	۶/۸۱	۷/۱۶	۵/۳۲	۷/۰۳	۵/۷۵	۷/۰۴
Ni	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Zn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۳۰	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۳
Na	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Total	۱۹/۵۳	۱۹/۲۲	۱۹/۴۴	۱۸/۶۹	۱۹/۶۳	۱۹/۱۷	۱۹/۷۱
Number of oxygen	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰	۲۸/۰۰
T(°C)	۴۵۸/۱۱	۳۷۷/۴۹	۴۱۲/۸۹	۲۰۸/۴۵	۴۴۲/۰۹	۴۰۴/۲۸	۴۹۰/۰۸

H_2O^* : based on Guggenheim (2005). $T(^{\circ}C)^{**}$: Based on Cathlineau (1988) ($T^{\circ}C = -61.9229 + 321.9772 (Al^{IV})$), DL: Detection limit.

۵-۳- زئولیت‌ها: زئولیت‌ها آلومینوسیلیکات‌های بلورین و آبداری هستند که از فلزات قلیایی و قلیایی خاکی تشکیل شده‌اند و توانایی تبادل و جذب کاتیونی را دارند (علافر و همکاران، ۱۳۹۱). فرمول عمومی زئولیت‌ها به صورت $M_x D_y [Al_{x+2y} Si_{n-(x+2y)} O_{2n}] \cdot mH_2O$ می‌باشد که M کاتیون تک ظرفیتی (عناصر K, Na) و D کاتیون دو ظرفیتی (عناصر Mg, Ca, Sr, Br) هستند. بخش داخل کروشه نمایانگر چارچوب زئولیت و بخش خارج آن معرف کاتیون‌های متحرک در حفرات زئولیت است که می‌توانند بار منفی ایجاد شده در شبکه را جبران کنند (Passaglia and Sheppard, 2001).

زئولیت‌ها براساس خواص اسیدی یا بازی به ۲ نوع تقسیم می‌شوند. این تقسیم‌بندی براساس مقادیر Si/Al انجام شده است (Dana, 1942). مقاومت اسیدی و پایداری گرمایی زئولیت‌ها با افزایش نسبت Si/Al افزایش می‌یابد. در این تقسیم‌بندی زئولیت‌هایی که نسبت آلومینیوم به سیلیسیم (Al به Si) در آن‌ها در دامنه ۰/۸ به بالا باشد، جزء زئولیت‌های اسیدی و زئولیت‌هایی که در آن‌ها این نسبت بین ۰/۵ تا ۰/۶ و کم‌تر باشد، جزء زئولیت‌های قلیایی طبقه‌بندی می‌شوند. زئولیت‌هایی که نسبت Si/Al کمتر از ۲ دارند، جزء زئولیت‌های قلیایی و زئولیت‌هایی که در آن این نسبت بالای ۲ می‌باشد، جزء زئولیت‌های اسیدی قرار می‌گیرند.

میزان پایداری حرارتی و گرمایی زئولیت‌ها براساس مقدار سیلیس تعیین می‌شود هر چه مقادیر Si/Al بالاتر باشد پایداری زئولیت‌ها نیز افزایش می‌یابد (Scherzer, 1989). انواع زئولیت‌ها بر اساس مقادیر نسبت Si/Al در جدول ۴ (Jha and Singh, 2011) و مقادیر نسبت Si بر Al در زئولیت‌های منطقه دهنه نیز در جدول ۳ ارائه شده‌اند.

براساس نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی و مقادیر Si/Al زئولیت‌های منطقه دهنه از نوع زئولیت‌های کم سیلیس (low silica) و به مقدار کمتر، متوسط سیلیس (medium silica) می‌باشند. براساس نظر Jha و Singh (2011) مقادیر Si/Al در زئولیت‌های کم سیلیس و متوسط سیلیس متغیر بوده و حدود ۱/۵ تا ۲/۵ می‌باشد. زئولیت‌های کم سیلیس شامل کانی‌های آنالسیم، کانکرینیت، فوجاسیت نوع (Na-X)، ناترولیت و فیلیپسیت می‌باشند. زئولیت‌های متوسط سیلیس شامل کانی‌های شابازیت، فوجاسیت، موردنیت و فوجاسیت نوع Ca-Y می‌باشند (Jha and Singh, 2011). مقادیر کلسیم، منیزیم، پتاسیم و سدیم زئولیت‌های منطقه از ۰/۱ تا ۱ درصد در نوسان می‌باشد. با توجه به این نتایج، می‌توان اظهار داشت که ترکیب شیمیایی اکثر زئولیت‌های محدوده دهنه از نوع زئولیت‌های کلسیم‌دار با ترکیب لامونتیت ($Ca(AlSi_2O_6)_2 \cdot 4H_2O$) هستند. البته قابل ذکر است که زئولیت سدیم‌دار (ناترولیت: $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$) نیز در مطالعات XRD در این منطقه گزارش شده است (شکل ۷).

۶- بحث

۶-۱- برآورد فشار: نمودارهای Green (1972) و Helz (1976) جهت تخمین فشار با استفاده از کانی کلینوپیروکسن پیشنهاد شده‌اند. این روش به منظور تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن، بر اساس مقادیر Al موجود در

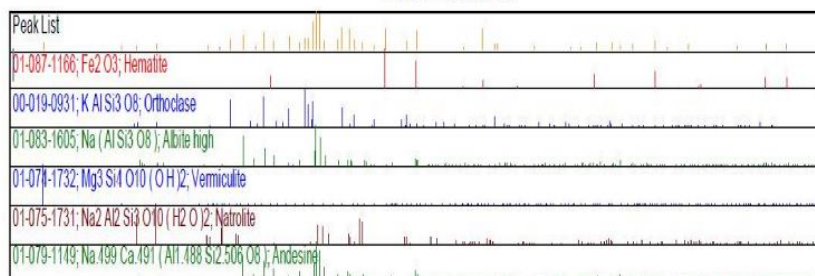
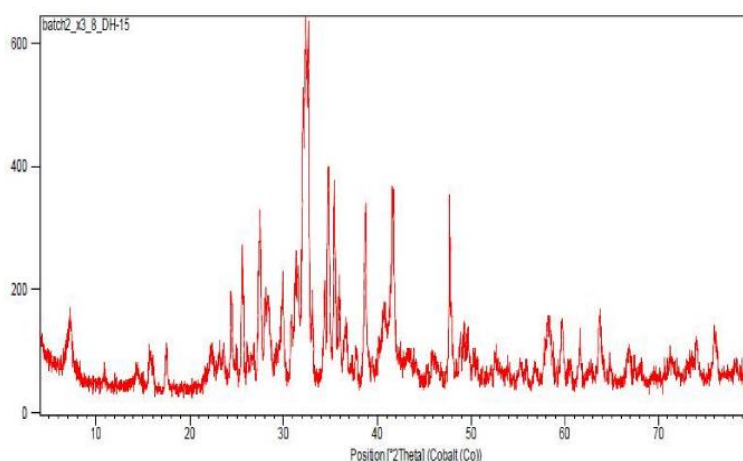
جایگاه‌های اکتاندری و تترااندری شبکه این کانی می‌باشد. این روش برای سنگ‌های بازالتی تعریف شده است (Helz, 1976) و از آنجائیکه سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه از نوع بازالت می‌باشند، از این روش برای برآورد فشار تشکیل نمونه‌های سنگی منطقه دهنه استفاده شده است. همانطور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، مقدار Al^{VI} در نمونه‌های کلینوپیروکسن کمتر از ۰/۱ بوده که نشان دهنده تبلور فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در فشار کمتر از ۵ کیلو بار می‌باشد (Helz, 1976).

جدول ۳- داده‌های ریزکاوالکترونی ژئولیت در سنگ‌های آتشفشانی دهنه (شمال خاور زنجان).

Rock Type	Amygdaloidal basalt	
	Zeo8	Zeo9
Mineral Type		
SiO ₂	۵۴/۳۸	۵۱/۵۵
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۳
Al ₂ O ₃	۲۲/۱۲	۱۷/۹۴
FeO	۰/۳۱	۰/۱۷
MnO	۰/۰۱	۰/۰۰
MgO	۰/۰۳	۰/۰۷
CaO	۱۲/۳۴	۱۰/۹۲
Na ₂ O	۰/۰۶	۰/۰۴
K ₂ O	۰/۱۵	۰/۱۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۱
Total	۸۹/۴۳	۸۰/۹۲
Si	۱۱/۲۲	۷/۳۹
Al	۴/۶	۴/۱۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۰/۰۳	۲/۰۷
Mn	۰/۰۰	۰/۱۱
Mg	۰/۰۲	۸/۶۷
Ca	۲/۵۴	۰/۰۶
Na	۰/۰۱	۰/۰۰
K	۰/۰۵	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰
Si/Al	۱/۵۷	۲/۰۸
Ca+Mg	۷/۵۵	۲/۶۲
(K+Na)/K+Na+Ca	۰/۰۰	۰/۰۲
Number of oxygen	۳۲	۳۲

جدول ۴- طبقه‌بندی ژئولیت‌ها براساس مقادیر Si/Al (Jha and Singh, 2011).

Zeolite Grade	Si/Al molar ratio	Some of the common mineral names and their framework codes
Low silica	≤ 2	Analcime (ANA), Cancrinite (CAN), Na-X (FAU), Natrolite (NAT), Phillipsite (PHI), Sodalite (SOD)
Intermediate silica	2-5	Chabazite (CHA), Faujasite (FAU), Mordenite (MOR), Na-Y (FAU)
High silica	>5	ZSM-5(MFI), zeolite-b (BEA)



شکل ۷- نتایج تجزیه XRD برای زئولیت‌های منطقه دهنه.

۶-۲- برآورد دما: بلورهای کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه دهنه از میزان نسبتاً بالایی از MgO برخوردار می‌باشند، این مورد ناشی از بالا بودن دمای تشکیل این کانی‌ها می‌باشد. دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها، توسط محققان مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است (Lindesley, 1983; Bertrand and Mercier, 1985; Perchuk et al., 1985; Nimis and Taylor, 2000). جهت تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه دهنه، از نمودار Lindesley (1983) که براساس درصد مولکولی کانی‌های ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت در چهارضلعی انستاتیت-

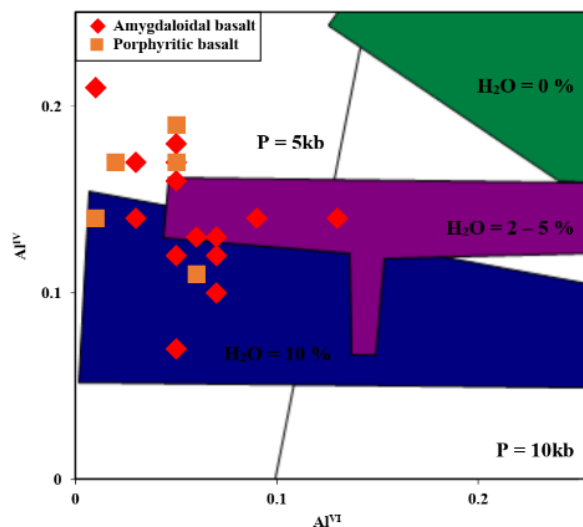
فروسیلیت- دیوپسید- هدرنبرژیت ترسیم شده است، استفاده می‌شود. این روش برای بلورهای که مقادیر $Wo+En+Fs$ بالاتر از ۹۰ درصد دارند، استفاده می‌شود.

همانطور که در شکل (۹- a) مشاهده می‌شود، دمای محاسبه شده برای تبلور کلینوپیروکسن‌های با ترکیب دیوپسید و اوژیت در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد، در نوسان است. به طوری که درجه حرارت تشکیل در سنگ‌های بازالتی آمیگدالوئیدال از ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و در سنگ‌های بازالتی پورفیری از ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۹- a). دمای تشکیل پیروکسن‌های کلینوانستاتیت نیز بین ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در تغییر است. جهت تعیین دمای تشکیل کلریت‌های منطقه دهنه، از معادله Al^{IV} در شبکه کلریت‌ها که توسط Cathelineau (1988) ارائه شده، استفاده گردیده است، این معادله به شرح ذیل می‌باشد:

$$T (^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 (Al^{IV})$$

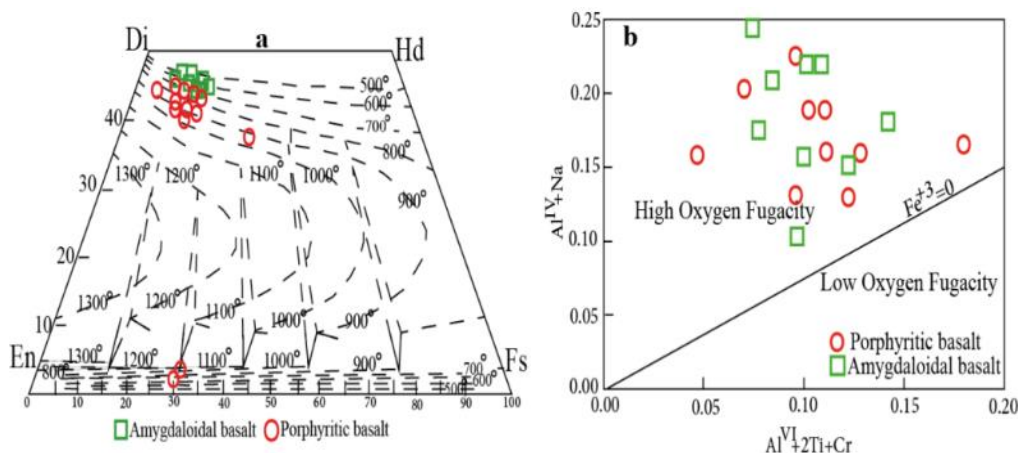
بر اساس معادله فوق دمای تبلور کلریت‌های تجزیه شده از سنگ‌های بازالت آمیگدالوئیدال، در گستره‌ی ۲۰۰-۴۹۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است. میانگین دمای تبلور کلریت‌های وابسته به سنگ‌های بازالتی آمیگدالوئیدال که همزمان با تشکیل دگرسانی ژئولیتی تشکیل شده‌اند، ۳۴۱/۴۳ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. دمای تبلور کلریت‌ها در سنگ‌های بازالتی منطقه دهنه، در جدول ۲ ارائه شده است.

ژئولیت از جمله کانی‌های دگرسانی‌های مهم در این واحد می‌باشد که عموماً در طیف دمایی ۲۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار یک کیلوبار، تحت تأثیر فرآیند دگرگونی تدفینی تشکیل می‌شود (Coombs et al., 1959; Cho et al., 1985). با توجه به اینکه ژئولیت‌ها نیز در این منطقه همراه با کلریت‌ها دیده می‌شوند و همین‌طور بافت آمیگدالوئیدال در سنگ‌های آتشفشانی منطقه را تشکیل داده‌اند، لذا می‌توان اظهار داشت که دمای تشکیل ژئولیت‌ها نیز در محدوده دمایی کلریت‌ها قرار می‌گیرد. مطالعات انجام شده بر روی افق‌های بازالتی شمال تهم در منطقه طارم، حاکی از حضور ژئولیت کلسیم‌دار لامونتیت در کنار کانی پومپلیت در این افق‌ها بوده، بر اساس داده‌های ترموکالک و روش دترمینان، دگرگونی در محدوده مورد مطالعه در فشاری حدود ۴/۵ کیلوبار و دمای ۱۵۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. این محدوده دما و فشار مربوط به دگرگونی تدفینی، در محدوده پایان رخساره پرهنیت- پومپلیت و ما بین ژئولیت‌های درجه پایین و ژئولیت‌های درجه بالا قرار می‌گیرد (زنجانی، ۱۳۹۵).



شکل ۸- بررسی شرایط تبلور پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه از روی شیمی کانی‌های پیروکسن (Helz, 1976).

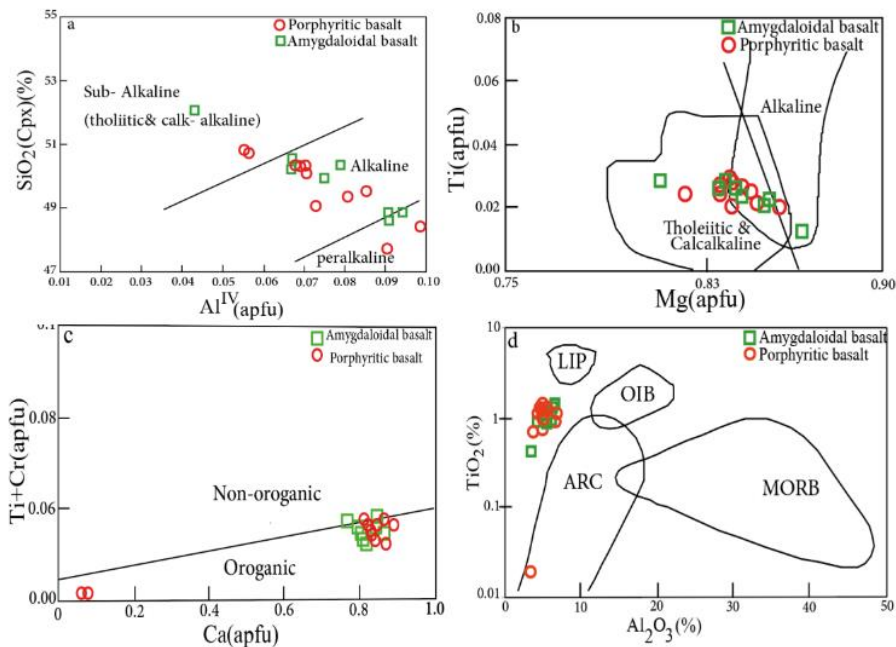
۳-۶- **فوگاسیته اکسیژن:** مقادیر Fe^{3+} در پیروکسن‌ها، به میزان اکسیژن موجود در مذاب بستگی دارد و این مورد از روی نمودار تغییرات $Al^{IV} + Na$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ ارزیابی می‌شود (Schweitzer et al., 1979). در ترکیب پیروکسن‌ها، Fe^{3+} جانشین عناصر ۳ ظرفیتی چون Cr ، Al^{VI} ، Ti در موقعیت اکتاندردی می‌شود، بنابراین مقادیر Fe^{3+} موجود در پیروکسن‌ها به مقدار Al^{VI} بستگی دارد. همانطور که در شکل (۹- b) مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها در محدوده بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند. این نمودار براساس موازنه مقادیر Al موجود در موقعیت تتراندردی و Cr^{3+} موجود در موقعیت اکتاندردی ترسیم شده است. بنابراین می‌توان اظهار داشت که قرارگیری نمونه‌ها در بخش بالایی خط مذکور نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و همچنین قرارگیری نمونه‌ها در بخش پایینی خط مذکور نشان دهنده پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها می‌باشد (Schweitzer et al., 1979; Bence et al., 1975). افزایش فاصله نمونه‌ها از خط مذکور، نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مذاب تشکیل دهنده آنها می‌باشد (Cameron and Papike, 1981). همانطور که در شکل (۹- b) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مربوط به سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه در محدوده بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار می‌گیرند که نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مذاب تشکیل دهنده آنها است.



شکل ۹- (a) تخمین دمای تشکیل پیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار ترکیب شیمیایی پیروکسن (Lindsley, 1983)، (b) بررسی شرایط تبلور نمونه‌های مورد مطالعه از روی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها (Helz, 1973). علائم شبیه شکل ۸ هستند.

۷- سری ماگمایی و محیط تکتوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، نمایانگر ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای تشکیل دهنده آنها می‌باشد. لذا با تعیین محیط تکتونیکی بر اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، می‌توان اطلاعاتی در ارتباط با سری‌های ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌ها بدست آورد (Le Bas, 1962). با استفاده از مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب پیروکسن‌ها، محدوده‌های آلکالن، پراآلکالن و ساب‌آلکالن از همدیگر مشخص می‌شود (Le Bas, 1962). بر اساس نمودارهای شکل (۱۰- a, b) پیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی منطقه دهنه، بیشتر در محدوده‌ی آلکالن قرار می‌گیرند (Le Bas, 1962; Leterrier, 1982; Leterrier, 1982). با استفاده از نمودار $Ti+Cr$ در مقابل Ca ، سنگ‌های آذرین کوهزایی و غیرکوهزایی از هم تفکیک می‌شوند (Leterrier et al., 1982). نمونه‌های پیروکسن منطقه دهنه، در محدوده سنگ‌های کوهزایی جای می‌گیرند (شکل ۱۰- c). موقعیت‌های تکتونیکی ARC, OIB, LIP, MORB در نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (Kamenetsky et al., 2001) از هم تفکیک شده‌اند. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی سه محدوده‌ی ARC, OIB, LIP با تمایل بیشتر به محدوده‌ی ARC (مرتبط با فرورانش) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰- d). قابل ذکر است که مطالعات ژئوشیمی سنگ کل سنگ‌های بازالتی در منطقه مورد مطالعه، بیانگر تشکیل ماگمای مادر آنها در یک محیط تکتونیکی فرورانشی است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۷). همچنین مطالعات ژئوشیمی سنگ کل، ذوب بخشی درجه کم (۲ تا ۳ درصد) گوشته را برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه دهنه پیشنهاد می‌کند (محمدی، ۱۳۹۷).



شکل ۱۰- (a, b) تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها (Leterrier, 1982; LeBas, 1962).

کلینوپیروکسن‌های منطقه دهنه عمدتاً در محدوده آلکالن قرار می‌گیرند. (c, d) تعیین موقعیت تکتونیکی براساس ترکیب شیمیایی

کانی کلینوپیروکسن در منطقه مورد مطالعه، (c) (Leterrier et al., 1982) و (d) (Kamenetsky et al., 2001)، نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه دهنه در محدوده کوهزایی و نزدیک به محدوده‌های ARC (مرتبط با فرورانش) قرار می‌گیرند.

۸- نتیجه‌گیری

در راستای برآورد پارامترهای فیزیکوشیمیایی مربوط به تبلور ماگمایی و همچنین فرآیندهای مؤثر در کانه‌زایی مس در بازالت‌های منطقه دهنه، در این پژوهش ترکیب شیمیایی کانی‌های پیروکسن (به روش ریزکاو الکترونی) به همراه کانی‌های ثانویه، کلریت و زئولیت (به دو روش ریزکاو الکترونی و XRD)، در بازالت‌های میزبان کانه‌زایی مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج به دست آمده، پیروکسن‌ها در هر دو نوع بازالت‌های آمیگدالوئیدال و پورفیری در منطقه مورد مطالعه، عمدتاً از نوع آهن- منیزیم- کلسیم‌دار و فقیر از سدیم و در محدوده ترکیبی دیوپسید تا اوژیت قرار می‌گیرند. نتایج آنالیزهای انجام شده بر روی کلریت‌های منطقه نیز طیف ترکیبی دیابانتیت، پینینیت و کلینوکلر را برای این کانی‌ها مشخص می‌کند. علاوه بر این، ترکیب شیمیایی زئولیت‌های محدوده دهنه اغلب از نوع کلسیم‌دار با ترکیب لامونتیت و به مقدار کمتر زئولیت سدیم‌دار می‌باشند. بر اساس نتایج پژوهش حاضر، بازالت‌های میزبان کانه‌زایی مس در منطقه دهنه که بخشی از سازند کرج در ناحیه طارم- هشتجین هستند، از مذاب‌های با فوگاسیته بالای اکسیژن و در محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش ایجاد شده‌اند. علاوه بر این، دمای به‌دست آمده از کانی‌های کلریت که مربوط به دگرسانی همراه با کانه‌زایی در این منطقه هستند، می‌تواند بیانگر تشکیل کانه‌زایی مس در دمای بین ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد (بطور میانگین حدود ۳۴۱/۴۳ درجه سانتی‌گراد) باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مادی و معنوی دانشگاه زنجان و همچنین سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین از سردبیر محترم مجله و داوران محترم که با نظرات ارزشمند خود، موجب غنای علمی این مقاله شده‌اند، قدردانی می‌گردد.

منابع

۱. امینی، بهروز، "نقشه زمین‌شناسی طارم با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، بازنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).
۲. آقابات‌ی، سید علی، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.

۳. حسین زاده، محمدرضا، مغفوری، سجاد، مؤید، محسن، لطفه‌نیا، مسعود، حاج علیلو، بهزاد، "سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای چندفلزی (مس-سرب-روی) در منطقه لوبین- زرده، شمال خاور زنجان"، مجله علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۶، (۱۳۹۴) ۴۱-۵۲.
۴. حق‌نظر، شهروز، ملکوتیان، سارا، الهیاری، خلیل، "جایگاه زمین‌ساختی- ماگمایی بازالت‌های بالشی کرتاسه در دامنه شمالی البرز در خاور گیلان (شمال ایران): بخشی از مجموعه افیولیتی یا کافت درون قاره ای؟"، مجله علوم زمین، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴، (۱۳۹۲) ۱۷۱-۱۸۲.
۵. خدابنده‌لو، زهرا، قادری، مجید، راستاد، ابراهیم، "کانی‌شناسی، ساخت و بافت و مراحل تشکیل کانسار اپی‌ترمال سولفیداسیون حدواسط گلیجه در زیرپهنه طارم از پهنه البرز غربی- آذربایجان"، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، دوره هشتم، شماره ۲، (۱۳۹۷) ۹-۲۰.
۶. زمانیان، حسن، رحمانی، شهرام، جان‌نثاری، محمدرضا، زارعی سهامیه، رضا، برنا، بهروز، "بررسی کانی‌سازی مس- طلا دار گرانیتوئید طارم (شمال زنجان) برپایه شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبار سیال"، مجله علوم زمین، دوره ۲۵، شماره ۹۸، (۱۳۹۴) ۲۵۵-۲۸۲.
۷. زنجان، فاطمه، "مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی زئولیت‌دار انوسن سازند کرج در شمال زنجان با نگرشی برتوان حذف برخی فلزات سنگین آب توسط زئولیت‌های آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه زنجان (۱۳۹۵).
۸. علافر، عذرا، احمدی، علی، بومری، محمد، "پتروگرافی و ژئوشیمی کانی‌های زئولیتی در گدازه‌های مافیک منطقه حرمت شمال زاهدان، جنوب‌شرق ایران"، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره پانزدهم، (۱۳۹۱) ۱-۱۶.
۹. قدیمیان، محمد، ۱۳۹۸- "سنگ‌شناسی گدازه‌های عضو کردکند از توالی آتشفشانی- آذراورای انوسن در منطقه تهیم، شمال زنجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، دانشگاه زنجان (۱۳۹۸).
۱۰. مافی، حسن، قربانی، منصور، رضایی کهخانی، مهدی، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی طارم علیا، محدوده کانسار دهنه"، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۰) ۵۵۸.
۱۱. محمدی، معصومه، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس دهنه، شمال خاور زنجان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه زنجان (۱۳۹۷).
۱۲. محمدی، معصومه، نباتیان، قاسم، هنرمند، مریم، ابراهیم، محمد، "زمین‌شناسی و خاستگاه کانی‌زایی مس در کانسار دهنه، شمال خاور زنجان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۱۱، شماره ۳، (۱۳۹۷) ۴۹۷-۵۲۴.
۱۳. موسوی مطلق، هدایت، ابراهیمی، محمد، یاسمی، نسرین، "مطالعه مس تیپ آندزیتی منطقه دهنه- طارم، شمال‌شرق زنجان"، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۸).
۱۴. نبوی، م، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵) ۱۳۹ص.

References

15. Aghanabati A., "Iran's Geology", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (2005).
16. Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin 103 (1991), 983- 992.
17. Bence A.E., Papike J.J., Ayuso R.A., "Petrography of Atlantic island arcs", Bulletin of Volcanology 32 (1975), 189-206.
18. Bertrand P., Mercier J.-C.C., "The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for the natural system?", Earth and Planetary Science Letters 76 (1985), 109-122.
19. Cameron M., Papike J.J., "Structural and chemical variations", American Mineralogist 66 (1981), 1-50.
20. Carrillo-Rosúa J., Boyce A.J., Morales-Ruano S., Morata D., Roberts S., Munizaga F., Moreno-Rodríguez V., "Extremely negative and inhomogeneous sulfur isotope signatures in Cretaceous Chilean manto-type Cu-(Ag) deposits, Coastal Range of central Chile", Ore Geology Reviews 56 (2014), 13–24.
21. Cathelineau M., "Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature", Clay Minerals 23 (1988), 471-485.
22. Cho M., Maruyama S., Liou J.G., "Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism", Mineralogical Magazine 49 (1985), 321-333.
23. Coombs D.S., Ellis A.D., Fyfe W.S., Taylor A.M., "The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses", Geochimica et Cosmochimica Acta 17(1959), 53-107.
24. Dana E.S., "System of Mineralogy", 6th Ed., John Wiley and Sons, N.Y. (1942).
25. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", 1st edition, Longman, London (1991).
26. Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", 2nd edition, Longman, London. (1992), 696 PP.

27. Green J.C., "North Shore Volcanic Group and associated intrusions. In: The Geology of Minnesota" (Eds. Sims P.K., Morey G.B.) (1972), 294-332, Minnesota Geological Survey, University of Minnesota, Minnesota.
28. Guggenheim, S., "Deer, Howie And Zussman Rock-Forming Minerals, Sheet Silicates: Micas", volume 3A, 2nd Edition. By Fleet M.E., The Geological Society, London, 2003, 758 pp. *American Mineralogist* 90 (2005) (4): 774-775. doi: <https://doi.org/10.2138/am.2005.428>.
29. Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. Part II: Melt compositions", *Journal of Petrology* 17(1976), 139-193.
30. Hirayama K., Samimi M., Zahedi M., Hushmand Zadeh A., "Geology of Tarom district, western part (Zanjan area north-west Iran)", Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Report 8(1966), 40 pp.
31. Jha B., Singh D.N., "A review on synthesis, characterization and industrial application of flyash zeolites", *Journal of Materials Education* 33(2011), 65-132.
32. Kamenetsky V.S., Mass R., Scshchevskaya N.M., Norman M.D., Cartwright I., Peyve A.A., "Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge", *Geology* 29 (2001), 243-246.
33. Kojima S., Trista-Aguilera D., Hayashi K., "Genetic aspects of the manto-type copper deposits based on geochemical studies of North Chilean deposits", *Resource Geology* 59(2007), 87 – 98.
34. Le Bas N.J., "The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260 (1962), 267-288.
35. Lindsley D.H., "Pyroxene thermometry", *American Mineralogist* 68 (1983), 477-493.
36. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine* 52 (1988), 535-550.

37. Nabatian Gh., Yong Jiang Sh., Honarmand M., Neubauer F., "Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran", *Lithos* 244 (2016), 43-58.
38. Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139 (2000), 541-554.
39. Oyarzun R., Ortega L., Sierra J., Lunar R., Oyarzun J., "Cu, Mn, and Ag mineralization in the Quebrada Marquesa Quadrangle, Chile: the Talcuna and Arqueros districts", *Mineralium Deposita* 33 (1998), 547-559.
40. Passaglia E., Sheppard R.A., "The crystal chemistry of zeolites. In: Natural zeolites: Occurrence, properties, applications (Eds. Bish D.L., Ming D.W.)", Mineralogical Society of America, New York 45 (2001), 69-116.
41. Preston J., Still J., "Mineral chemistry Spreadsheet", V 15. Electronic internet publication (2001).
<https://www.abdn.ac.uk/geology/profiles/analysis/software/Pyxcalcs.xls>
42. Scherzer J., "Octane-enhancing zeolitic FCC catalysts: Scientific and technical aspects", *Catalysis Reviews* 31 (1989), 215-354.
43. Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", *American Mineralogist* 64 (1979), 501-513.
44. Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010), 185-187.
45. Wilson N.S.F., Zentilli M.P.H., Boric R.R., "Age of mineralization by basinal fluids at the El Soldado manto-type copper deposit, Chile: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of K-feldspar", *Chemical Geology* 197 (2003), 161-176.

Petrography and mineral chemistry of basaltic host rocks in the Dohneh Cu mineralization, NE Zanzan

Masoumeh Mohammadi¹, Ghasem Nabatian^{1*}, Maryam Honarmand², Mohammad Ebrahimi¹,
Ali Haji Abolfath¹

¹ Department of Geology, University of Zanzan, Zanzan, Iran

² Department of earth sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanzan, Iran

Extended Abstract

Introduction

The Dohneh volcanic complex is located at 84 km northeast of Zanzan in the Tarom subzone and the western Alborz-Azarbayjan magmatic belt. The Tarom subzone is one of the essential metallogenic subzone in Iran which contains different types of mineralization such as Kiruna-type Fe-REE deposits, manto-type Cu deposits, epithermal deposits (Pb-Zn ± Au) and hydrothermal Mn deposit (e.g. Nabatian et al., 2014a, b; 2016; Saeedi et al., 2018; Mohammadi, 2019). These deposits hosted by early to middle Eocene volcanic and volcano- clastic and late Eocene intrusive rocks. The intrusive rocks intruded within the early to middle Eocene rock units in the Tarom subzone. The volcanic rocks with basalt and andesitic-basalt compositions are the main host rocks of manto-type copper deposits in this region. The Dohneh manto-type copper deposit in one of the example of this type of deposit in the Tarom region which hosted by Eocene volcanic and volcano-clastic rocks. Therefore, the study of geological framework, mineralogy and mineral chemistry in this area can be used to investigate the tectono-magmatic setting and magmatic evolution of the Eocene volcanic sequences in this part of Alborz magmatic assemblage.

Materials and methods

Petrographic and mineralogical features of the Dohneh volcanic rocks were determined by studying of 52 thin and thin-polished sections. Major and trace element compositions of six volcanic samples (the host of copper mineralization) were determined by the Iran Mineral Processing Research Center and Zarazma Company using XRF and ICP-MS methods, respectively. To study the mineral chemistry of the volcanic rocks in the Dohneh area, 4 thin-polished sections from these samples were selected. Minerals were analyzed in the electron microscopy laboratory of Iran Mineral Processing and Research Center by electron

microprobe analysis (EPMA). In the present study, EPMA analyses of pyroxene, plagioclase, chlorite and zeolite minerals were performed.

Results and Discussion

The main rock units in the Dohneh area include Eocene tuffs and basalts relevant to the Kordkand member of the Karaj Formation. The tuff unit displays basic composition and is comprised of plagioclase, pyroxene, minor olivine and opaque minerals. There are also some basaltic fragments within the tuff unit. The Dohneh volcanic lavas can be divided into two lava flows varying in texture and mineralogy. The amygdaloidal basalt shows porphyritic and amygdaloidal textures and contains plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and opaque minerals. The secondary minerals are carbonate, serpentine, epidote, chlorite, zeolite (filling the cavities), sericite and iron oxide. The second lava flow in the Dohneh area is the porphyritic basalt which shows specified porphyry texture. This rock unit consists of pyroxene phenocrysts enveloped within the fine-grained matrix including plagioclase, olivine and pyroxene. In volcanic rocks of the Dohneh area, plagioclase crystals in the form of shaped to semi-shaped blades are one of the main minerals of these rocks. These crystals are mainly homogeneous and sometimes heterogeneous (with zoning). To investigate the chemical composition of these minerals, two samples were analyzed by EMPA method in Iran Mineral Processing and Research Center. The chemical composition of plagioclase in the volcanic assemblage of the Dohneh area are Sanidin and Labradorite. The composition of all pyroxenes in the Dohneh area is in the range of iron-magnesium-calcium-rich and sodium-poor pyroxenes. According to Wo-Fs-En triangular diagram (Morimoto et al., 1988), most of the analyzed pyroxenes are in the combined range of diopside to augite, but a number of pyroxenes in the porphyry basalt are in the range of clinoenstatite.

Chlorite is one of the important alteration products of pyroxenes in the Dohneh area. Analyzed chlorites show that most of these minerals grouped as magnesium type. Based on $Fe^{+2} + Fe^{+3}$ and Si contents, the composition of chlorites in the Dohneh deposit are mainly in the range of diabantite and pininite. Based on the results of XRD analysis, the chemical composition of chlorites in the Dohneh area is clinochlorine with the chemical formula $(Mg, Fe, Al)_6 (Si, Cr)_4 O_{10} (OH)_8$. In order to investigate and identify the type of zeolites occurred as alteration mineral through burial metamorphism, one sample for XRD analysis and two samples for EPMA analysis were selected and analyzed in Iran Mineral Processing and Research Center. Based on the results of electron microscopic analysis and Si/Al values, the zeolites of the Dohneh area are

low silica zeolites and in some cases show medium silica. Moreover, the amounts of calcium, magnesium, potassium and sodium zeolites of the Dehneh area range from 0.1% to 1%. The chemical composition of the most zeolites in the Dehneh area is calcium zeolites with lamontite composition. Furthermore, the sodium zeolite (natrolite) has also been reported in XRD analyses of the selected samples from the Dohneh area.

Conclusion

The values of Al^{VI} in clinopyroxene samples were less than 0.1 suggesting crystallization of clinopyroxene phenocrysts at pressures of less than 5 kbar (Helz, 1976). Clinopyroxene crystals in the basaltic rocks of the Dohneh area have a relatively high amount of MgO due to the high temperature of crystallization. To determine the temperature of clinopyroxenes crystallization in the Dohneh area, Lindesley (1983) diagram was used, which was drawn based on the molecular percentage of wollastonite-enstatite-ferrosilite minerals in the quadrilateral of enstatite-ferrosylite-diopside-hedenbergite. Based on the Lindesley (1983) diagram, the calculated temperatures for the crystallization of diopside and augite minerals in studied rocks range from 500 to 800 °C. So that the crystallization temperature in amygdoloidal basalts is from 500 to 700 °C and in porphyritic basalts is from 500 to 800 °C. The crystallization temperature of clinoEnstatite pyroxenes also varies between 700 and 800 °C. The crystallization temperature of the analyzed chlorites from amygdoloidal basalt rocks is in the range of 200-490 °C. The average crystallization temperature of chlorite in the amygdaloidal basalt, which formed at the same time as the formation of zeolite alteration, is about 341.43 °C. Based on the XRF results, the magmatic series of pyroxenes in the basaltic rocks of Dohneh area are mostly in the range of sub-alkaline to alkaline (LeBas, 1962; Leterrier, 1982). The Tectonomagmatic environment of volcanic rocks in the Dohneh area is close to the OIB and Arc settings.

Keywords: Shoshonitic magma, Dohneh volcanic complex, Alborz- Azarbayjan zone, Tarom, Zanjan.

*Corresponding author: gh.nabatian@znu.ac.ir