

Research Article

Geochemistry and microthermometry of fluid inclusions of Cu and Fe mineralization in North Khour volcanic rocks, Eastern Iran

Gholamreza Fotoohi Rad* , Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Birjand, Birjand, Iran
gfotohirad@birjand.ac.ir

Mohammad Hossein Yousefzadeh, Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

Hossein Abbasi Niajabadi, M.Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Payam Noor University of Tabriz, Tabriz, Iran

Abstract

The volcanic complex of North Khour located in southern Khorasan province, 90 km northwest of Birjand in the Eastern of Iran. The rocks under study are basaltic andesite, andesite and trachyandesite, latite, dacite to rhyodacite with tuff and breccia as pyroclastic rocks. The volcanic rocks are predominantly calc-alkaline nature with some tholeiitic affinity and porphyry texture. Iron mineralization developed as magnetite, hematite and small amount of goethite with magmatic origin, on the base of field observations. Bornite as the only and the primary Cu ore occurred as a small body. The presence of minor amounts of bornite and pyrite as the sulfide phases as well as the absence of the other Cu primary sulfide ores in the area along with secondary Cu mineralization phases reflect a hydrothermal solution with high oxidation degree which has passed the latest magmatic differentiation and gave rise to form surface Cu ores as chalcocite in supergene zone. The thermobarometry of fluid inclusions studies from Ghar Kaftar and Hoze Sabz, yield temperature range of 178 -324 C for Cu mineralization. Therefore, it seems that Cu mineralization is related to epithermal to mesothermal conditions.

Key words: Epithermal, Fluid inclusion, Calc-alkaline, Khour, East of Iran

* Corresponding author



زمین‌شیمی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال کانی‌سازی مس و آهن در سنگ‌های آتشفشانی شمال خور، خاور ایران

غلامرضا فتوحی‌راد*^{id}، استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

gfotohirad@birjand.ac.ir

محمدحسین یوسف‌زاده، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

حسین عباسی نیازآباد، کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور تبریز، تبریز، ایران

چکیده

مجموعه آتشفشانی شمال خور در استان خراسان جنوبی، در فاصله ۹۰ کیلومتری شمال‌باختری بیرجند در خاور ایران رخنمون دارد. سنگ‌های آتشفشانی یادشده شامل آندزیت بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت، لاتیت، داسیت تا ریوداسیت و سنگ‌های آذرآواری شامل توف و برش‌های آتشفشانی هستند. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیری است. سری ماگمایی بیشتر نمونه‌ها کالک‌آلکان است؛ اما برخی به سری توله‌ایت‌گرایش نشان می‌دهند. در این منطقه، کانی‌سازی آهن به‌صورت مگنتیت، هماتیت و به مقدار کمتر گوتیت است و با توجه به شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری خاستگاه ماگمایی دارد. بورنیت که تنها کانه مس است به‌صورت اولیه و در حجم کم پدید آمده است. حضور بورنیت و پیریت که فازهای سولفیدی هستند به مقدار بسیار کم و نبود دیگر کانه‌های سولفیدی اولیه مس در منطقه به‌همراه فازهای ثانویه کانه‌سازی مس در حجم‌های بسیار بیشتر، همگی نشان‌دهنده یک محلول گرمایی است که مراحل پایانی تفریق ماگمایی را پشت سر گذاشته و احتمالاً کانه‌های برونزاد مس مانند کالکوسیت در پهنه غنی‌شده را پدید آورده است. دیگر کانه‌های مس ثانویه هستند و شامل کالکوسیت، کوولیت و مالاکیت است. دماسنجی میانبارهای سیال کوارتز در مناطق غار کفتر و حوض‌سبز بازه دمایی ۳۲۴-۱۸۷ درجه سانتیگراد را برای کانی‌سازی مس نشان می‌دهد. از این‌رو، کانی‌سازی مس در حقیقت به شرایط گرمایی اپی‌ترمال تا مزوترمال مربوط است.

واژه‌های کلیدی: اپی‌ترمال، میانبار سیال، کالک‌آلکان، خور، خاور ایران

مقدمه

شمال‌باختری شهرستان بیرجند رخنمون دارد. در بخشی از این منطقه، Javid Moghadam و همکاران (۲۰۱۸) بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی را روی ایزوتوپ‌های پایدار و دماسنجی

منطقه بررسی‌شده در این پژوهش دربردارنده مجموعه‌ای آتشفشانی است که در شمال خور، در استان خراسان جنوبی و در فاصله ۹۰ کیلومتری

* نویسنده مسئول

گسترده در ترشیری است که آغاز آن در ائوسن و نقطه اوج همراه با چین خوردگی و شکستگی‌های واحدهای آتشفشانی و آذراواری در الیگوسن و جایگیری گروهی از توده‌های آذرین درونی نیمه‌ژرف در این منطقه است (Moinvaziri, 1996; Emami, 2006) که بیشتر به صورت دایک دیده می‌شوند. فعالیت‌های زمین‌ساختی و دگرسانی‌ها آثار و پیامدهای ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی را پیچیده‌تر کرده‌اند.

بخش بزرگی از محدوده بررسی شده را سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی تا الیگوسن بالایی فراگرفته‌اند (شکل ۱- B). اگرچه با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سارغنج سنگ‌های آتشفشانی سازند کرج به سن ائوسن میانی در محدوده یادشده گسترش کمی دارند و تنها در برخی بخش‌ها دیده می‌شوند، اما سنگ‌شناسی‌های تفکیک‌شده روی نقشه در این محدوده که از سازند کرج متمایز دانسته شده‌اند، احتمالاً بخشی از این سازند باشند. افزون بر این، رخنمون‌های دیگری از سنگ‌های آتشفشانی بازالت تا آندزیت بازالتی به سن ائوسن بالایی-الیگوسن نیز در منطقه بررسی شده وجود دارد (شکل ۱- B) که در مقایسه با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ترکیب بازیک‌تری دارند (Darvishzadeh, 1989; Moinvaziri, 1996; Aghanabati, 2003).

در این مجموعه آتشفشانی چندین نشانه از معدن‌کاری قدیمی و سرباره‌های کوره‌های ذوب فلزی یافت شده است. گستردگی محدوده بررسی شده نیز در حقیقت، برپایه چهار اثر معدن‌کاری از این نوع انتخاب شد که خود گواهی بر رخداد کانی‌سازی در این منطقه است.

رگه‌های مس-نقره منطقه خور انجام داده‌اند. نشانه‌هایی از معدن‌کاری‌های قدیمی فلزی در منطقه بررسی شده که سرشت آنها در شناسایی مناطق با توان کانی‌سازی فلزی شناخته شده است، از شواهد مهم در امکان وجود اندوخته‌های معدنی در منطقه بررسی شده است.

هدف این پژوهش، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی دارای کانی‌سازی مس و آهن در منطقه شمال خور و نیز خاستگاه این کانی‌سازی و حرارت‌سنجی میانبرهای سیال آن است. برای این کار نخست بررسی‌های کتابخانه‌ای پیرامون منطقه انجام شد و پس از بازدیدهای نخستین، عملیات تفصیلی نمونه‌برداری صحرایی انجام شد. سپس بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری و گزینش نمونه‌های سنگی برای تجزیه شیمیایی و انجام مراحل بعدی پژوهش به انجام رسید.

زمین‌شناسی

مجموعه آتشفشانی شمال خور در استان خراسان جنوبی، در فاصله ۹۰ کیلومتری شمال‌باختری شهرستان بیرجند و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سارغنج (Lotfi, 1993) واقع شده است. مختصات جغرافیایی این پژوهش در گستره طول جغرافیایی $58^{\circ}26'36''$ تا $58^{\circ}41'49''$ و عرض جغرافیایی $33^{\circ}15'16''$ تا $33^{\circ}03'18''$ قرار گرفته است (شکل ۱- A) که از نظر رده‌بندی‌های زمین‌ساختی-رسوبی (شکل ۱- A) جزء بلوک لوت به‌شمار می‌رود (Lotfi, 1993).

از ویژگی‌های بارز این پهنه، فعالیت ماگمایی

دستخوش تبلور شده‌اند و از این‌رو، سنگ‌های پیرامون خود را دگرسان کرده‌اند.

این مجموعه‌های آتشفشانی در صحرا به رنگ خاکستری مایل به سبز، با ساخت پورفیری تا دانه‌ریز شناخته می‌شود. سنگ‌های یادشده بیشتر دچار دگرسانی‌های سرسیتیک و آرژیلیک شده‌اند و از این‌رو، کانی‌های آنها بیشتر با سرسیت، کوارتز و کمی پیریت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. البته این سنگ‌ها دچار دیگر دگرسانی‌ها، مانند دگرسانی‌های پروپلیتیک، سیلیسی و زئولیتی نیز شده‌اند که در درجه دوم اهمیت هستند. در ادامه چکیده‌ای از زمین‌شناسی صحرایی و سنگ‌نگاری این سنگ‌ها به تفکیک نوع سنگ آورده شده است.

آندزیت - تراکی آندزیت: گدازه‌های آندزیتی که میزبان کانی‌سازی‌ها در منطقه هستند در نمونه دستی در بردارنده فنوکریست‌های دانه متوسط تا دانه درشتی از پلاژیوکلاز تا ۲۰ درصد حجمی هستند و به رنگ سبز تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. بلورهای دانه متوسط تا دانه درشت پلاژیوکلاز (نزدیک به ۲۰ درصد حجمی)، کلینوپروکسن (نزدیک به ۵ درصد حجمی) و هورنبلند (نزدیک به ۱۵ درصد حجمی) به همراه کانی‌های فلزی از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. این کان‌ها در زمینه‌ای میکروولیتی تا بسیار دانه‌ریز و گاه شیشه‌ای جای گرفته‌اند. اندازه فنوکریست‌های این سنگ‌ها از ۲-۰/۵ میلیمتر در نوسان است. همچنین، معمولاً با بافت‌های ریزدانه، پورفیری، ویتروفیری و ارتوفیری شناخته می‌شوند. در آندزیت‌ها، سرسیت، کانی‌های رسی، کلسیت و اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلازها پدید آمده‌اند و در سطح شماری از آنها اکسیدهای آهن دیده می‌شوند. در برخی

برداشت ۷۲ نمونه سنگی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی رگه‌های منطقه غار کفتر و حوض سبز از توده‌ها و دایک‌های آندزیتی نیمه عمیق منطقه و سنگ‌های میزبان کانی‌سازی شامل توف‌ها و آندزیت‌ها. نمونه‌برداری از رگه رگچه‌های سیلیسی شفاف همزمان با کانی‌سازی‌ها. تهیه ۴۰ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناسی - دگرسانی. تهیه ۱۲ مقطع صیقلی از نمونه‌های کنه‌دار برای بررسی‌های کنه‌نگاری. تهیه مقاطع دوبر صیقل با به‌کارگیری استیج لینکام (مدل THMSG 600) در دانشگاه پیام‌نور مرکز تبریز. تهیه ۶ مقطع دوبر صیقلی از بلورهای منفرد کوارتز برای مطالعات داماسنجی میانبرهای سیال انجام تجزیه شیمیایی به روش XRF روی ۱۳ نمونه از سنگ‌های بررسی شده در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود، ترسیم نمودارهای سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی با به‌کارگیری نرم‌افزارهای کامپیوتری Minpet و Igpert و تحلیل و تفسیر آنها و تعیین ژرفا و فشار جایگیری توده‌های آذرین و دایک‌های عامل کانی‌سازی که در سنگ میزبان نفوذ کرده‌اند. در پایان، به نگارش، تعبیر و تفسیر مطالب و یافته‌های این مقاله پرداخته شد.

سنگ‌شناسی

بر پایه بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام‌شده، سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده به سن ائوسن میانی تا الیگوسن بالایی و شامل آندزیت بازالیت، آندزیت و تراکی آندزیت، لاتیت، داسیت تا ریوداسیت و سنگ‌های آذرآواری توف و برش‌های آتشفشانی هستند. آندزیت‌ها و توف‌ها سنگ میزبان کانی‌سازی یادشده هستند. دایک‌های آندزیتی هنگام جایگیری درون مجموعه‌های آتشفشانی بالا

درصد حجمی نمونه‌ها را دربر گرفته‌اند و به‌صورت دانه‌ریز تا دانه درشت و بی‌شکل در زمینهٔ این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲- D).

آندزیت بازالیت: این سنگ‌ها بلورهای دانه متوسط تا دانه درشت پلاژیوکلاز (نزدیک به ۲۰ درصد حجمی)، اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (نزدیک به ۱۰ درصد حجمی)، هورنبلند (نزدیک به ۱۰ درصد حجمی)، میکروولیت‌های ریزدانه‌تر پلاژیوکلاز (کمتر از ۵ درصد حجمی) و کانی‌های فلزی دارند که در زمینه‌ای میکروولیتی تا بسیار دانه‌ریز و گاه شیشه‌ای جای گرفته‌اند. زمینهٔ میکروولیتی از بلورهای ریز پلاژیوکلاز ساخته شده است. کانی‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست و دانه‌ریز در زمینهٔ سنگ روی‌هم‌رفته نزدیک به ۴۵ درصد حجمی از کانی‌های سازندهٔ سنگ را دربر می‌گیرند. این کانی در برخی مقاطع خاموشی بالا نشان می‌دهد و احتمالاً شامل گونه‌های مافیک‌تر این کانی (مانند لابرادوریت) است. پیروکسن‌ها نیز (هم کلینوپیروکسن و هم اورتوپیروکسن) به‌صورت فنوکریست و دانه‌ریز در سنگ دیده می‌شوند (شکل ۲- E). زمینهٔ سنگ در یکی از مقطع‌ها نسبت به دیگر مقطع‌ها آغشتگی بیشتری به اکسیدهای آهن نشان می‌دهد. سوختگی در کانی‌های آبدار بیوتیت و هورنبلند نشان‌دهندهٔ بالابودن P_{H_2O} در پایان تاریخ بلوری‌شدن و بالابودن فوگاسیتتهٔ اکسیژن هنگام بیرون‌ریزی گدازه است (Hess, 1989; Sigurdsson et al., 2000; Best, 2001). برخی دیگر این پدیده را پیامد کاهش فشار هنگام نزدیک‌شدن ماگما به سطح زمین، از دست‌دادن گازهای ماگمایی و بالارفتن سرعت سردشدن و چسبندگی ماگما دانسته‌اند و به آن حاشیهٔ آپاسیتی گفته‌اند (Rittmann, 1973; Shelly, 1993). بیشتر پلاژیوکلازها در پی دگرسانی به کانی‌های رسی و سربسیست و برخی

پلاژیوکلازها، انحلال و خوردگی شدید و حاشیه‌های واکنشی به‌چشم می‌خورد (Eichberger, 1978; Tsuchiyama, 1985; Halsor, 1989; Nelson and Montana, 1992; Kawamoto, 1992; Dungan and Rhodes, 2001). این شواهد را گواهی بر آمیزش ماگمایی^۱ در سنگ‌ها می‌دانند (Stewart and Pearce, 2004). پیدایش بافت غربالی را پیامد ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز هنگام حرکت سریع ماگما به‌سوی بالا می‌دانند؛ زیرا برخی بخش‌های پلاژیوکلاز دچار ذوب بخشی می‌شود و فرآورده‌های به‌دست‌آمده از ذوب پلاژیوکلاز درون بلور شروع به تبلور می‌کنند. اگر نرخ کاهش دما تند یا آهسته باشد، این فرآورده‌ها به‌صورت شیشه یا پلاژیوکلاز جدید درون پلاژیوکلاز نخستین متبلور می‌شوند و این بافت را پدید می‌آورند (شکل‌های ۲- A و ۲- B).

کانی‌های تیره نزدیک به ۲۰-۵ درصد حجمی آندزیت‌ها را دربر گرفته‌اند و شامل هورنبلند و بیوتیت هستند. بیشتر این کانی‌ها در حاشیه سوخته هستند و با اکسیدهای آهن، کانی‌های کدر و در بخش‌های مرکزی با کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۲- C). پیروکسن‌ها نیز چه کلینوپیروکسن باشند چه اورتوپیروکسن، به‌صورت فنوکریست و دانه‌ریز دیده می‌شوند. در پیروکسن آندزیت‌ها، پیروکسن‌ها تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را فرا گرفته‌اند. این بلورها نسبت به درشت بلورهای دیگر سالم‌تر هستند و از بخش‌های مرکزی به کلریت دگرسان شده‌اند. افزون‌بر پلاژیوکلازها، نشانه‌های از فرایند آمیزش ماگمایی نیز در پیروکسن‌ها به‌چشم می‌خورد (شکل ۲- B). مگنتیت‌ها که کانی‌های کدر و فرعی به‌شمار می‌روند نیز نزدیک به ۵-۱

^۱Magma mixing

لابرادوریت و به‌ندرت بیتونیت در مرکز تا الیگوکلاز در حاشیه متفاوت است. کوارتز به‌صورت دانه‌های ریزتر و گهگاه به‌صورت دانه‌درشت است. درصدحجمی دگرسانی در این سنگ‌ها از دیگر سنگ‌ها کمتر است. پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی، سریسیت و کربنات دگرسان شده‌اند (شکل ۲-G). بخشی از پلاژیوکلازها به‌صورت بخشی به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرومیزین بیشتر بیوتیت و هورنبلند هستند و به اکسیدهای آهن و کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. بافت سنگ فسوفیری و گاهی ویتروفیری است.

توف: واحدهای توفی در منطقه شامل لیتیک توف و ویتریک توفها هستند که هم‌ارز با سازند کرج دانسته شده‌اند. این سنگ‌ها در بخش شمالی منطقه بیشتر به‌چشم می‌خورند. واحد لیتیک توف به‌همراه واحدهای آندزیتی، سنگ میزبان کانی‌سازی‌های منطقه بررسی شده به‌شمار می‌آید. زمینه سنگ افزون‌بر قطعات سازنده آن، آغشتگی به آهن نشان می‌دهد. واحد ویتریک توف در نمونه دستی به‌صورت ریزبلور و به رنگ سبز روشن است. زمینه سنگ کمابیش به‌طور کامل شیشه‌ای است و قطعات شیشه پهن شده به‌صورت جوش خورده در آن دیده می‌شود که گویای بافت اوتاکسیتی هستند. همچنین، زمینه سنگ تا اندازه‌ای حالت جریان‌ی دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی مشخص نیز در هر دو نوع واحد توفی دیده می‌شوند. کوارتزهای ریزدانه در پی فرایند شیشه‌زدایی شیشه‌های به‌هم جوش خورده زمینه سنگ پدید آمده‌اند. ژئولیت‌ها نیز از دیگر کانی‌های ثانویه‌ای هستند که فضای درز و شکستگی‌ها را پر کرده‌اند (شکل ۲-H).

برش‌های آتشفشانی: این سنگ‌ها شامل گروهی از

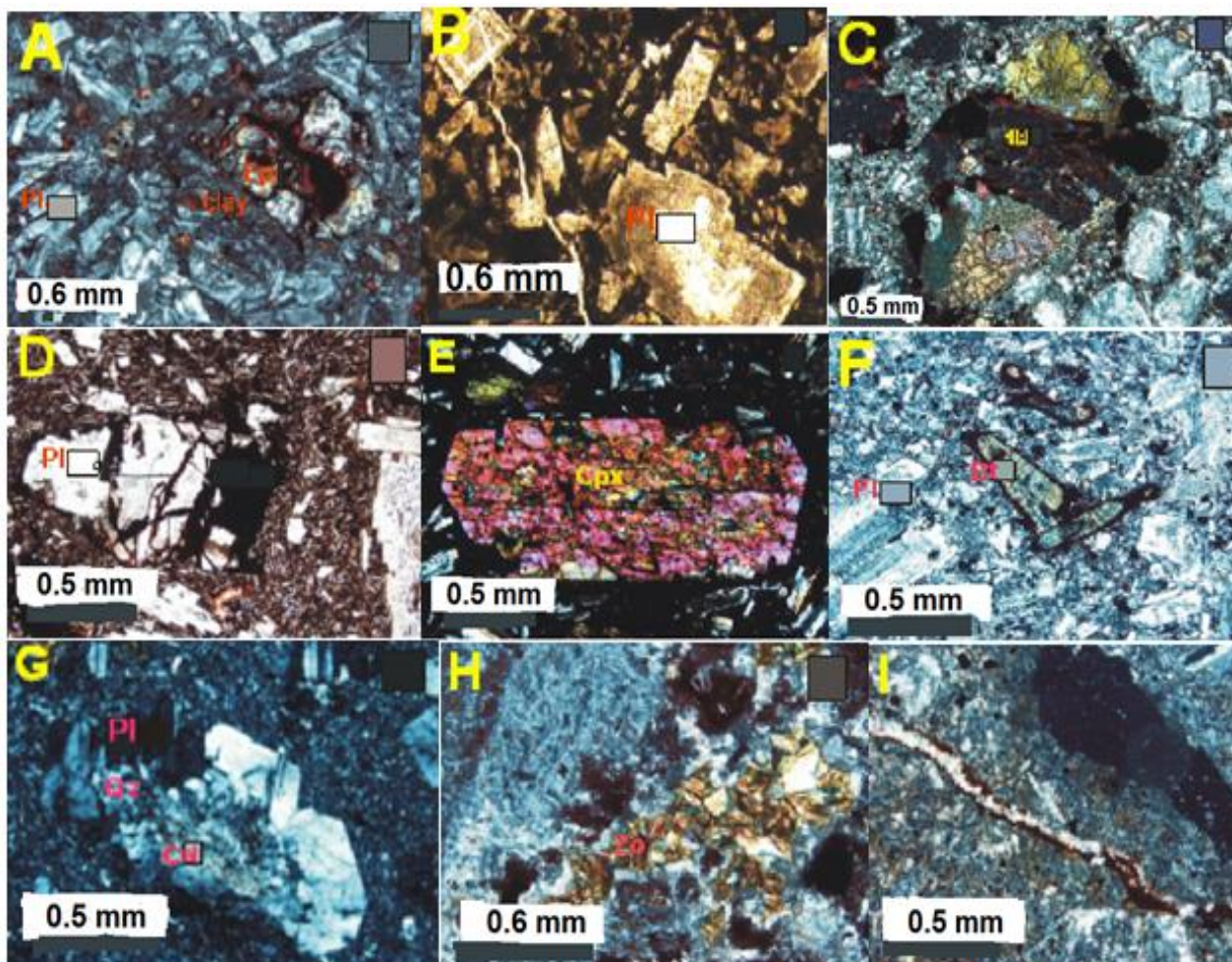
پیروکسن‌ها در لبه‌های بلورها به کلریت، اکسیدهای آهن و مگنتیت دگرسان شده‌اند. نشانه‌هایی از آمیزش ماگمایی در این سنگ‌ها نیز دیده می‌شوند.

لاتیت - پیروکسن‌لاتیت: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ تیره تا خاکستری روشن هستند. پلاژیوکلازها (۴۰ درصدحجمی)، پیروکسن‌ها (۱۰ درصدحجمی) و بیوتیت‌ها و فلدسپارهای اورتوز (۵ درصدحجمی) از کانی‌های سازنده این سنگ هستند که در زمینه‌ای شیشه‌ای تا دانه‌ریز جای گرفته‌اند و در برخی بخش‌ها به اکسیدهای آهن آغشته‌اند. فنوکریست‌های کوارتز یا بسیار اندک هستند یا اصلاً دیده نمی‌شوند. افزون‌بر کانی‌های اصلی یادشده، قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی در زمینه سنگ به‌ندرت دیده می‌شوند. بافت‌های سازنده این سنگ، پورفیری، ویتروفیری و اینترگرانولار هستند. پلاژیوکلازها شکل‌های گوناگونی دارند و به‌دنبال دگرسانی به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. پیروکسن‌ها که بیشترشان کلینوپیروکسن هستند اندکی به کلریت و اکسیدهای آهن و گاه به کانی‌های کدر دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌های با حاشیه سوخته نیز به‌صورت درشت بلور و کشیده، اما اندک (۵ درصدحجمی) در سنگ دیده می‌شوند و به‌صورت بخشی به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۲-F).

داسیت - ریوداسیت: فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰ درصدحجمی)، سانیدین (نزدیک به ۲۰ درصدحجمی)، اورتوکلاز و کوارتز (نزدیک به ۱۰ درصدحجمی) از کانی‌های سازنده سنگ هستند. پلاژیوکلازها گاه بسیار دانه‌درشت هستند و ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهند. منطقه‌بندی نیز در این کانی‌ها دیده می‌شود که ترکیب آنها از

و برخی دیگر حاشیه‌های گرد نشان می‌دهند. حفره‌های این سنگ‌ها بیشتر با کوارتز ریز بلور (کلسدونی) پر شده‌اند و بافت اسفرولیتی زیبایی را پدید آورده‌اند. زمینه سنگ به اکسیدهای آهن آغشته‌گی دارد و رگه-رگچه‌های سیلیسی نیز در سنگ دیده می‌شوند (شکل ۲- I).

قطعات سنگ‌های آتشفشانی با زمینه کربناتی و سیلیسی هستند که لاتیت، آندزیت و تراکی آندزیت از قطعات سنگی آنها به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلازهای سازنده قطعات سنگی، بسیار دگرسان شده‌اند و بیشتر آنها با رس و کمتر با سرسیت جایگزین شده‌اند. برخی قطعات سنگی سازنده این واحد سنگی حاشیه‌های تیز



شکل ۲- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض سبز در شمال خور. (A) دگرسانی پلاژیوکلازها به اپیدوت و کانی‌های رسی (در XPL؛ B) حاشیه‌های واکنشی در پلاژیوکلازها از زمینه شیشه‌ای (در PPL؛ C) پروکسن در حال دگرسانی به کلریت به‌همراه آمفیبول‌های با حاشیه سوخته (در XPL؛ D) دگرسانی کامل آمفیبول به کانی‌های کدر و به‌جای‌ماندن قالب آن (در PPL؛ E) بافت غربالی در کلینوپیروکسن و دگرسانی آن به کلریت در یک آندزیت‌بازالت (در XPL؛ F) بیوتیت‌های با حاشیه سوخته (در XPL؛ G) پلاژیوکلازهایی با ماکل پلی‌سینتیک که به کلسیت دگرسان شده‌اند به‌همراه دانه‌های کوارتز (در XPL؛ H) حفره‌های پر شده سنگ با ژئولیت و آغشته‌گی آنها به اکسید آهن (در XPL؛ I) رگه سیلیسی همزمان با کانی‌سازی فلزی (در XPL) نام

^vCross Polarized Light

[∇]Plane Polarized Light

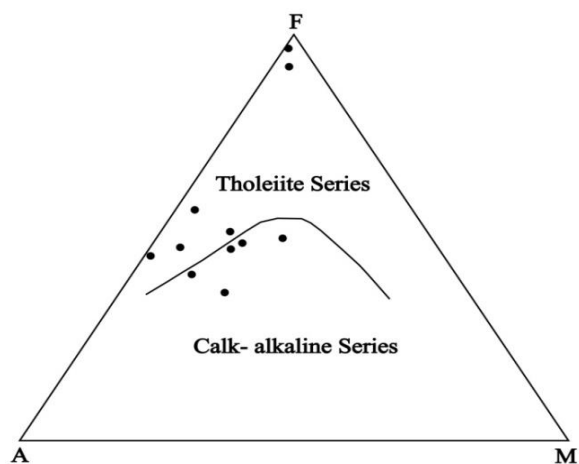
جدول ۱- ادامه.

Sample No.	KH-1	KH-2	KH-3	KH-9	KH-10	KH-18	KH-23	KH-30	KH-50	KH-52	KH-53	KH-56	KH-58
Rock Type	Dac	And	Dac	And	Lat	R-Dac	And	Dac	T-And	A-Bas	Dac	Dac	Dac
W	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	366
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Th	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

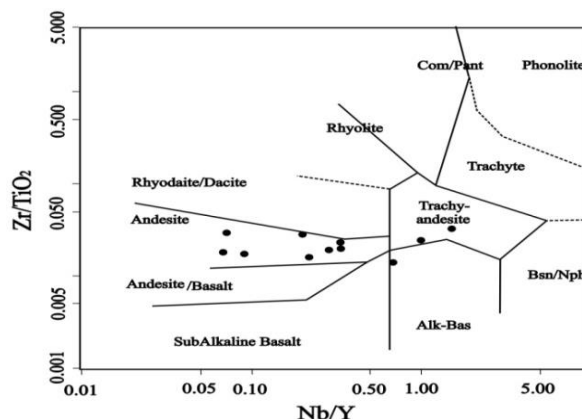
بر پایه نمودار AFM، بیشتر نمونه‌ها در گستره کالک‌آلکان جای می‌گیرند و به توله‌ایتی‌گرایش دارند (شکل ۴). دامنه تغییرات K_2O در این سنگ‌ها کمابیش گسترده (۰/۰۸ تا ۳/۳۱ درصدوزنی) است و بیشتر نمونه‌ها در سری کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا جای می‌گیرند (شکل ۵). تنوع و پراکندگی نمونه‌ها از نظر مقدار K_2O می‌تواند پیامد تحرک‌پذیری عنصر پتاسیم هنگام فرایند دگرسانی سنگ‌های منطقه باشد (Morata and Aguirre, 2003). هرچند گفتنی است نمونه‌هایی که در بخش توله‌ایتی نمودار شکل ۴ جای گرفته‌اند چه‌بسا نمونه‌های ناشی از آمیزش ماگمایی هستند که مقدار سیلیس در ماگمای متبلورکننده آنها افزایش یافته است و از این‌رو، در محدوده توله‌ایتی نمودار جای می‌گیرند.

مقدار SiO_2 این سنگ‌ها برابر با ۴۳ تا ۶۷ درصدوزنی است و میزان Al_2O_3 نمونه‌ها بالاست (نزدیک به ۱۵ درصدوزنی). مقدار بالای Al_2O_3 در بازالت‌ها نشان‌دهنده تبلور کانی‌های مافیک از مذاب نخستین سازنده آنها در فشارهای کمابیش بالاست (Yoder and Tilley, 1962; Gust and Perfit, 1987) که موجب تمرکز آلومینیم در مذاب به‌جامانده و تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود.

از آنجایی که امکان دگرسانی و تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی بالاست، برای نامگذاری دقیق‌تر این سنگ‌ها عنصرهایی که امکان جابه‌جایی کمتری دارند به کار برده می‌شود. از این‌رو، نمودار پیشنهادی Floyd و Winchester (۱۹۷۷) برای نامگذاری این سنگ‌ها به کار برده شد (شکل ۳).

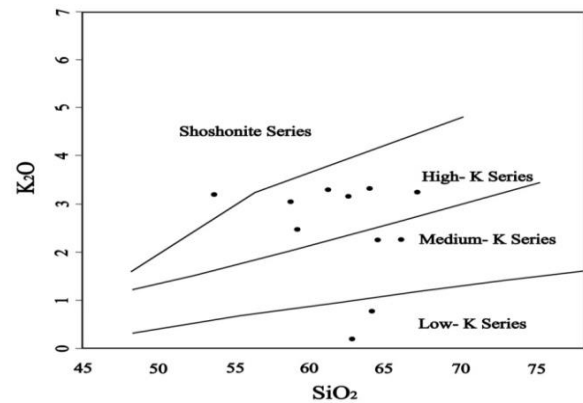


شکل ۴- نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور.

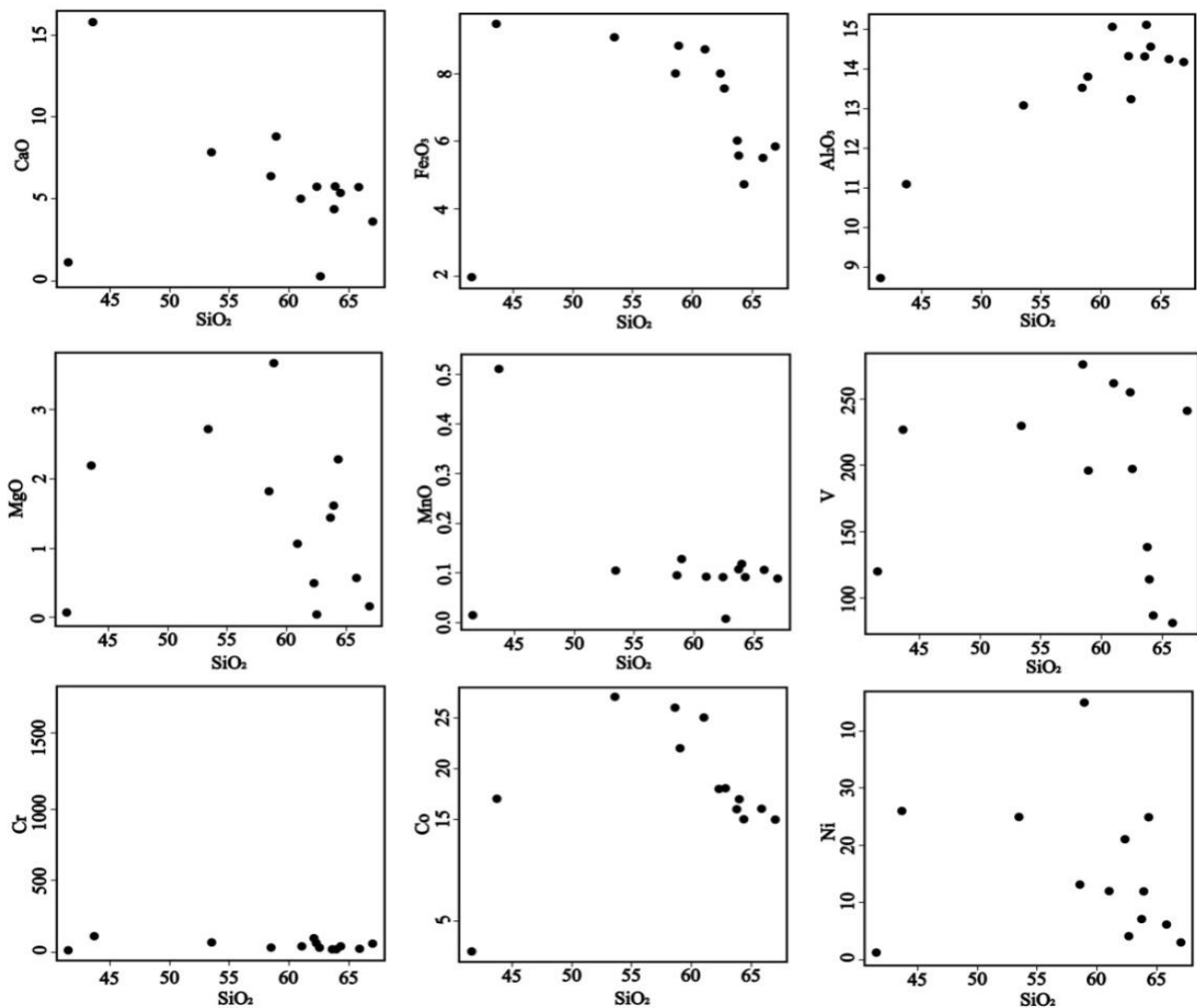


شکل ۳- جایگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور در نمودار رده‌بندی Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

تغییرات SiO_2 در برابر عنصرهای FeO ، TiO_2 و MgO (شکل ۶) گویای روند کاهش آنها با افزایش مقدار SiO_2 است (به ویژه در دو نمونه KH9 و KH10). این پدیده نشان دهنده تبلور بخشی کانی کلینوپیروکسن هنگام تبلور ماگماست. همچنین، مقدار SiO_2 در برابر CaO نیز تقریباً همین گونه است و می‌تواند به تبلور پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک هنگام رویداد مرحله اصلی تبلور ماگمای سازنده این سنگ‌ها وابسته باشد.



شکل ۵- نمودار درصدوزنی SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض سبز در شمال خور.



شکل ۶- روند تغییرات درصدوزنی عنصرهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض سبز نسبت به SiO_2 در نمودارهای هارکر (Harker, 1909).

(Tatsumi and Eggins, 1997). از این‌رو، هنگام ذوب‌بخشی یا از دست‌دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، در پی فرایندهای دگرنهادی با شاره‌های آبدار، گوّه‌گوشته‌ای از عنصرهای LILE نسبت به عنصرهای HFSE غنی می‌شود (Green, 2006). گدازه‌های پهنه فرورانش معمولاً با تهی‌شدگی عنصرهای HFSE نسبت به عنصرهای LILE شناخته می‌شوند. این تهی‌شدگی می‌تواند پیامد علت تأثیر شاره‌ها یا مواد مذاب حاصل از تخته فرورونده روی گوّه‌گوشته‌ای باشد (Green, 2006). هنگام ماگماتیسیم پهنه فرورانش، شاره‌های آبدار در ناحیه کمان برخی از عنصرهای ناسازگار را از پوسته فرورانده به پوسته قاره‌ای انتقال می‌دهند (Hermann et al., 2006). در پی ورود سازنده‌های LILE در تخته فرورونده به گوّه‌گوشته‌ای بالای آن، نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های پهنه کمان افزایش می‌یابد (Mohamed et al., 2000). همچنین، فرایند فرورانش نقش مؤثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد (Saunders et al., 1980; Hole et al., 1984).

ناهنجاری‌های مثبت Pb به فرایندهای دگرنهادی گوّه‌گوشته‌ای با شاره‌های آزادشده از پوسته اقیانوسی فرورونده و یا آلیس ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد. غنی‌شدگی نمونه‌ها از Ba و Sr نیز با شاره‌های جداشده از رسوب‌های آبدار و پوسته اقیانوسی به گوّه‌گوشته‌ای منتقل می‌شود (Kamber et al., 2002). ناهنجاری منفی عنصرهای Nb، P و Ti که منجر به پیدایش الگوی ضربدری در روند تغییرات عنصرهای کمیاب در نمونه‌ها شده است، می‌تواند نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌ها در پهنه فرورانش باشد؛ زیرا در پهنه فرورانش شاره‌های آزادشده از سنگ‌کره فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند در گوّه‌گوشته‌ای افزایش می‌یابد

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی دو نمونه آندزیت‌بازالتی یادشده، تبلور درشت بلورهای پیروکسن نشان می‌دهند که این پدیده مقدار MgO در این نمونه‌ها را نسبت به دیگر نمونه‌ها افزایش داده است. همچنین، مقدار سه عنصر کروم، کبالت و نیکل در این دو نمونه بالاست که گویای گرایش شدید به جداشدن از ماگما در آغاز جدایش ماگمایی است (Norman and Leeman, 1990). در میان عنصرهای کمیاب، عنصرهای سازگاری مانند کرم، کبالت، نیکل و وانادیم نسبت به SiO₂ روندی کاهش یافته دارند. این عنصرها در آغاز روند جدایشی، از ماگمای بازالتی جدا و به کانی‌های پیروکسن و مگنتیت وارد می‌شوند (Mason and Moore, 1982).

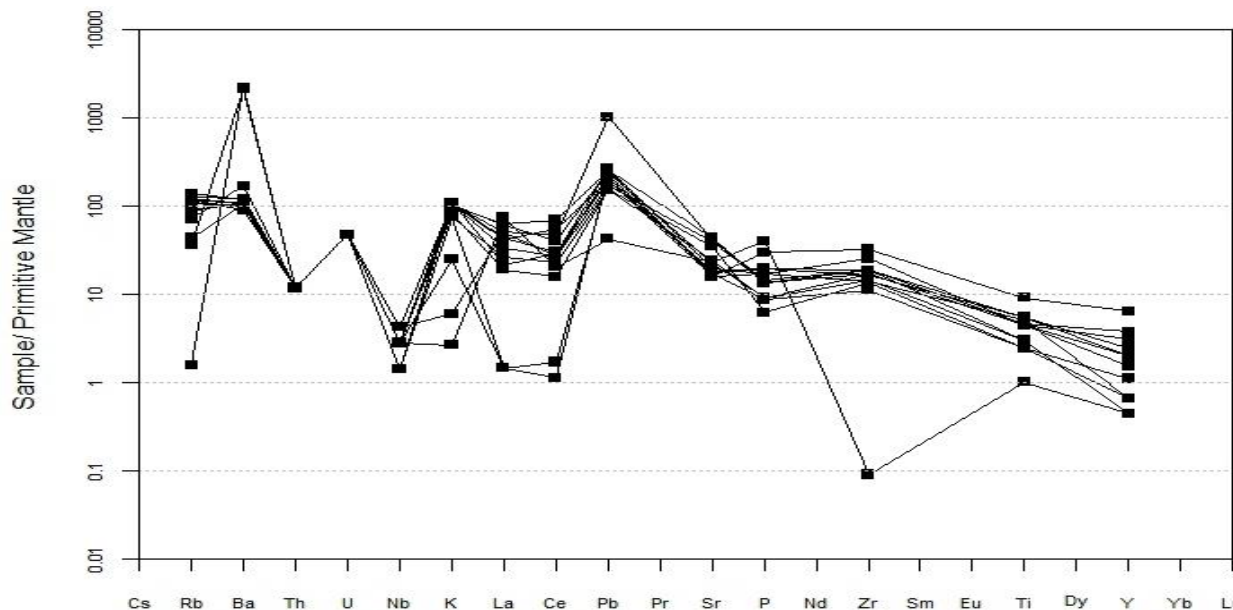
در شکل ۷، ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده به ترکیب گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun and McDonough, 1989). در این نمودار عنصرهای K، Pb، Ba، Sr در همه نمونه‌ها ناهنجاری مثبت دارند. این عنصرها، عنصرهایی متحرک و LILE^۴ (با پتانسیل یونی کم) هستند که غلظت آنها تابعی از فاز سیال است، در برابر آنها، عنصرهای Nb، Rb و Ce در همه نمونه‌ها ناهنجاری منفی دارند و عنصرهایی کم تحرک و HFSE^۵ (دارای پتانسیل یونی بالا) هستند که غلظت آنها با شیمی سنگ خاستگاه و فرایندهای بلور-مذاب کنترل می‌شود که هنگام پیدایش سنگ روی می‌دهند (Rollinson, 1993). همچنین، عنصرهای Ti، P و Zr در برخی نمونه‌ها ناهنجاری منفی دارند.

عنصرهای LILE به علت پتانسیل یونی کم، در فشار و دمای بالا به آسانی در شاره‌های آبدار حل می‌شوند و انتقال می‌یابند (Green and Pearson, 1986; Ryerson and Watson, 1987; Tatsumi and Eggins, 1997)؛ اما میزان انحلال‌پذیری عنصرهای HFSE در شاره‌های آبدار کم است

^۴Light Ion Lithophile Elements

^۵High Field Strength Elements

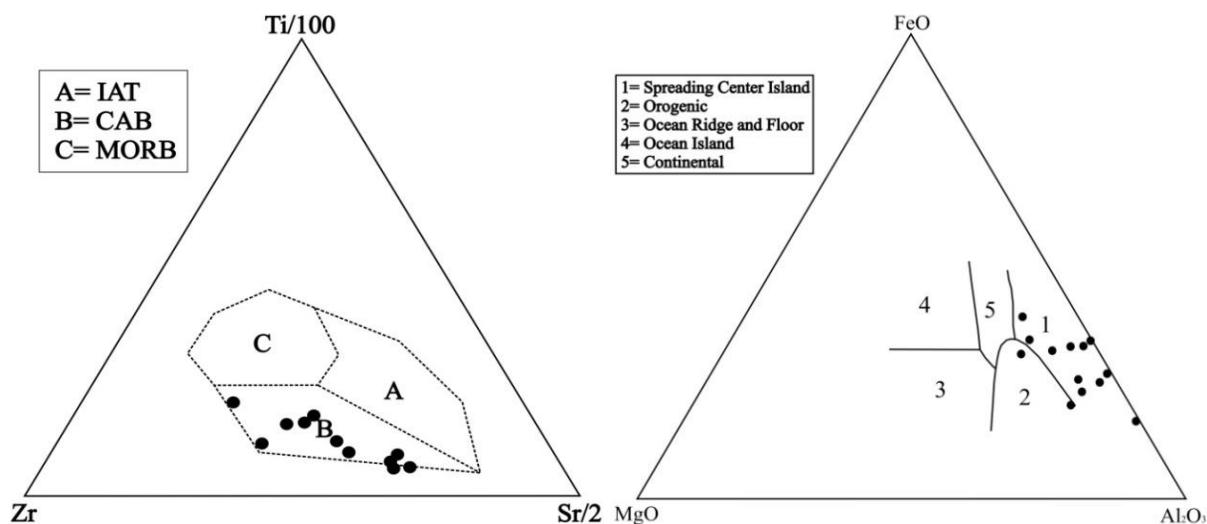
(Pearce and Parkinson, 1993).



شکل ۷- نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض سبز در شمال خور، به‌هنگارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

شد که سنگ‌های منطقه در گستره بازالت‌های کالک‌آلکان و در ارتباط با کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۸).

برای بررسی دقیق محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه بررسی شده نمودارهای (Pearce and Cann, 1973; Mullen, 1993) نیز به کار برده

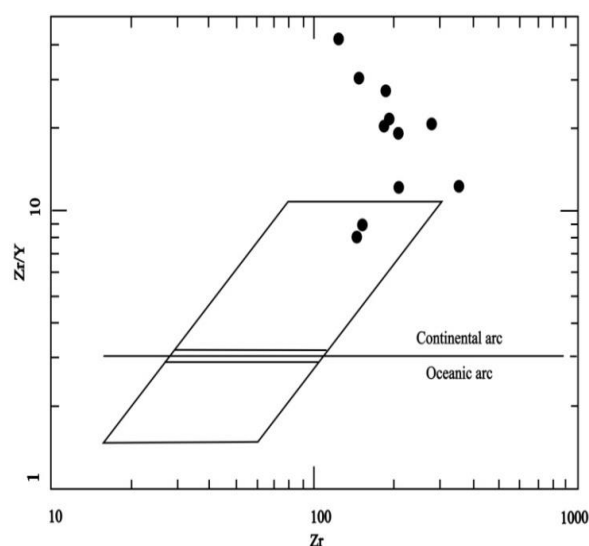


شکل ۸ - تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض سبز در شمال خور (Pearce and Cann, 1973; Mullen, 1993)

نمودار Zr در برابر Zr/Y بهره گرفته شد (شکل ۹). سنگ‌های بررسی شده در گستره کمان قاره‌ای قرار

برای شناخت کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزیره‌های اقیانوسی از

می‌گیرند و گمان می‌رود کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های منطقه، احتمالاً پیامد فرورانش پوسته‌ای اقیانوسی به زیر پوسته‌ای قاره‌ای بوده است. نسبت Zr/Y نیز برای شناخت کمان ماگمایی به کار برده می‌شود؛ به گونه‌ای که اگر این نسبت از ۳ بیشتر باشد، کمان از نوع قاره‌ای است؛ و گرنه از نوع کمان اقیانوسی است (Pearce and Norry, 1979; Pearce, 1983).



شکل ۹ - نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور برپایه تغییرات Zr (برپایه ppm) در برابر Zr/Y (Pearce, 1983).

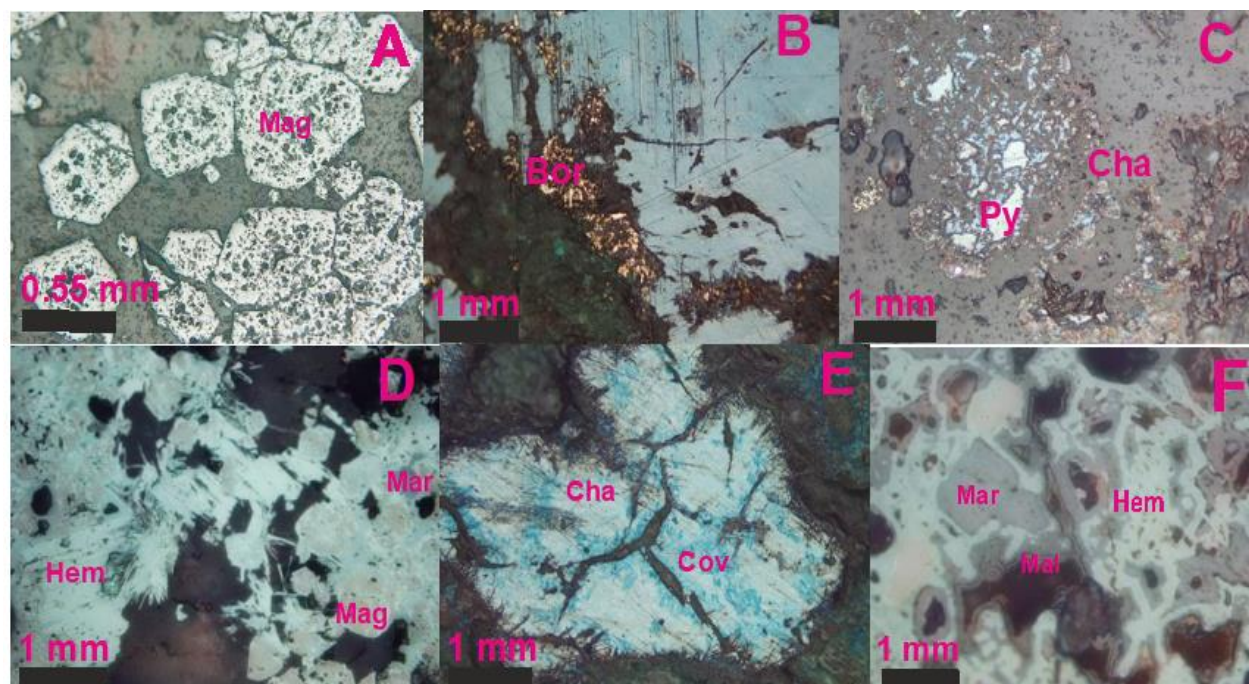
کانه‌سازی

می‌شود. این کانن تحت تأثیر سیال‌ها در مراحل بعدی با هماتیت جایگزین شده است. این جایگزینی بیشتر در بخش‌های حاشیه‌ای روی داده است و مگنتیت در بخش مرکزی به جای مانده است. در برخی بخش‌ها نیز هماتیت به طور کامل جانشین مگنتیت شده است. مگنتیت‌ها همچنین در امتداد سطوح شکستگی و رخ‌ها به مارتیت تبدیل شده‌اند. کانی‌سازی مگنتیت، هماتیت و به مقدار کمتر گوتیت کاملاً از کانی‌سازی مس جدا هستند و برپایه شواهد صحرایی (مانند وجود مگنتیت در زمینه سنگ آذرین)، باید خاستگاه ماگمایی داشته باشد (شکل ۱۰ - A). بورنیت با فرمول شیمیایی Cu_5FeS_4 ، تنها کانن مس است که خاستگاه نخستین دارد و نزدیک به ۵ درصد کانن‌سازی‌های فلزی را دربر گرفته است. این کانن به همراه دیگر کانن‌ها و تحت تأثیر سیال‌ها کانن‌های روزاد مس را در پهنه غنی‌شده پدید آورده است. بورنیت بی‌شکل و به رنگ پرتلاووسی در مقطع‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۰ - B). پیریت با فرمول FeS_2 در مقاطع صیقلی بررسی شده به صورت نخستین یافت می‌شود و نزدیک به ۵ درصد کانن‌سازی‌های فلزی را دربر گرفته است. این کانن به صورت دانه‌های ریز و پراکنده در زمینه‌ای از سربیسیت به همراه مگنتیت به چشم می‌خورد. اکسیداسیون در منطقه آن را در امتداد سطوح شکستگی به مارتیت دگرسان کرده است. در برخی مقطع‌ها، حضور پیریت در کنار کالکوسیت نشان‌دهنده رخداد دو فاز جداگانه کانن‌سازی مس و آهن در منطقه است (شکل ۱۰ - C).

Javidi Moghaddam و همکاران (۲۰۱۸)، (۲۰۲۰) نیز از کانی‌سازی مس گرمایی مرتبط با

در گستره بررسی شده در شمال خور، کانی‌سازی فلزی به دو صورت نخستین و ثانویه روی داده است. مگنتیت با فرمول شیمیایی Fe_3O_4 در مقاطع بررسی شده، ۶۵-۵۰ درصد کانی‌سازی‌های فلزی را دربر گرفته است و در کنار هماتیت به رنگ قهوه‌ای روشن دیده می‌شود. در برخی بخش‌ها که چگالی کمتری در زمینه سنگ دارند، این کانن به صورت بلورهای شکل‌دار دیده

سنگ‌های آتشفشانی - نیمه‌درونی در منطقه خور یاد کرده‌اند.



شکل ۱۰- تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور. (A) کانه‌سازی مگنتیت (در PPL)؛ (B) کانه‌سازی بورنیت (در PPL)؛ (C) پیریت در حال اکسیدشدن به‌همراه کالکوسیت که نشان‌دهنده دو فاز جداگانه در کانی‌سازی مس و آهن است (در PPL)؛ (D) هماتیت‌های رشته‌ای اولیه به‌همراه هماتیت‌های ثانویه ناشی از اکسیداسیون مگنتیت و مارتیت (در PPL)؛ (E) بلورهای دانه‌ای و پیچیده کوولیت در زمینه‌ای از مگنتیت دگرسان‌شده به هماتیت و مارتیت (در PPL)؛ (F) مالاکیت در حاشیه حفره‌های پرشده با کانی‌های ثانویه در زمینه‌ای از مگنتیت دگرسان‌شده به هماتیت و مارتیت (در PPL) (Mag: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Mar: مارتیت؛ Bor: بورنیت؛ Cov: کوولیت؛ Cha: کالکوسیت؛ Mal: مالاکیت).

کانه‌سازی‌های فلزی را دربر گرفته است. آگرگات آن به‌صورت پیچ‌خورده و دانه‌ای است. کالکوسیت‌ها بیشترین درصد از کانه‌سازی مس را به خود اختصاص داده‌اند. کالکوسیت تحت تأثیر اکسیداسیون بورنیت و احتمالاً دیگر کانه‌های موجود مس مانند کالکوپیریت و انحلال سولفات‌های آزادشده از کانه‌هایی مانند پیریت سبب غنی‌شدگی در این منطقه شده‌اند. این کانه در برخی بخش‌ها به‌صورت جانشینی با کوولیت جایگزین می‌شود (شکل ۱۰- E). مالاکیت نیز به‌عنوان کانه اکسیدی و سطحی مس ۳-۵ درصد کانه‌سازی‌ها را فراگرفته است و به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. این کانه در مقاطع، حاشیه حفره‌های پرشده با کانی‌های

هماتیت با فرمول Fe_2O_3 در مقاطع بررسی‌شده نزدیک به ۳۰-۲۰ درصد کانه‌سازی‌های فلزی را دربر گرفته است. با توجه به شکل کانی‌سازی هماتیت که هم به‌صورت سوزنی و رشته‌ای و هم به‌صورت بی‌شکل و حاشیه‌ای در اطراف مگنتیت‌ها به‌چشم می‌خورد، می‌توان گفت هماتیت هم به‌صورت نخستین و هم به‌صورت ثانویه از اکسیداسیون مگنتیت‌ها پدید آمده است (شکل ۱۰- D). گوتیت‌ها به‌صورت ثانویه هستند و نزدیک به ۵ درصد کانه‌سازی را شامل می‌شوند. کوولیت با فرمول CuS نزدیک به ۱۰ درصد

نمونه‌های بزرگ، شکل‌دار، به رنگ روشن و شفاف تا نیمه‌شفاف و همزمان با کانی‌سازی هستند (Shepherd et al., 1985; Roedder and Bodnar, 1997). برای دستیابی به برداشت علمی بهتر، نمونه‌برداری از بلورهای کوارتزی انجام شد که به‌صورت شکاف‌پرکن، فضای درز و شکاف‌ها را پر کرده بودند.

ثانویه را پر کرده است (شکل ۱۰-F). توالی کانی‌های همایند در کانی‌سازی منطقه شمال خور در جدول ۲ آورده شده است.

سنگ‌نگاری و دماسنجی میانبارهای سیال

بهترین نمونه‌ها برای بررسی میانبارهای سیال

جدول ۲- توالی کانی‌های همایند در کانی‌سازی‌های مس و آهن در منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور.

Mineral Phase	Decreasing Age		
	Hypogene	Supergene	Fracturing stage
Quartz & Silica	---	---	---
Pyrite	---	---	---
Magnetite	---	---	---
Bornite	---	---	---
Specularite	---	---	---
Geothite	---	---	---
Hematite	---	---	---
Chalcocite	---	---	---
Covellite	---	---	---
Malachite	---	---	---

و (۱۱-C).

در مرحله گرمایش، پس از جای‌دادن نمونه دوبر صیقل در دستگاه، میانبار سیال نخستین انتخاب و با سرعت $30^{\circ}\text{C}/\text{min}$ گرم شد. با نزدیک‌شدن به دمای همگن‌شدن میانبار، نرخ گرمایش به $10^{\circ}\text{C}/\text{min}$ کاهش داده شد و در پایان، دامنه تغییرات درجه حرارت همگن‌شدن میانبارها برای ۲۰ میانبار اندازه‌گیری شده، $324-187$ درجه سانتیگراد به‌دست آمد.

در نمونه‌های بررسی‌شده، میانبارهای سیال گوناگون از نخستین، ثانویه تا ثانویه کاذب یافت می‌شوند و شکل‌های متنوعی مانند سوزنی، ستاره‌ای، سه‌گوش، منفی بلور و نامنظم نشان می‌دهند. همچنین، میانبارهای سیال یادشده درجه پرشدگی بالایی از ۸۵ تا ۹۰٪ دارند و تنها از دو فاز گاز و مایع (L+V) ساخته شده‌اند و هیچگونه فاز دختر، دی‌اکسیدکربن و مواد هیدروکربوری ندارند (شکل‌های ۱۱-A، ۱۱-B).

بلور یخ ممکن نشد.

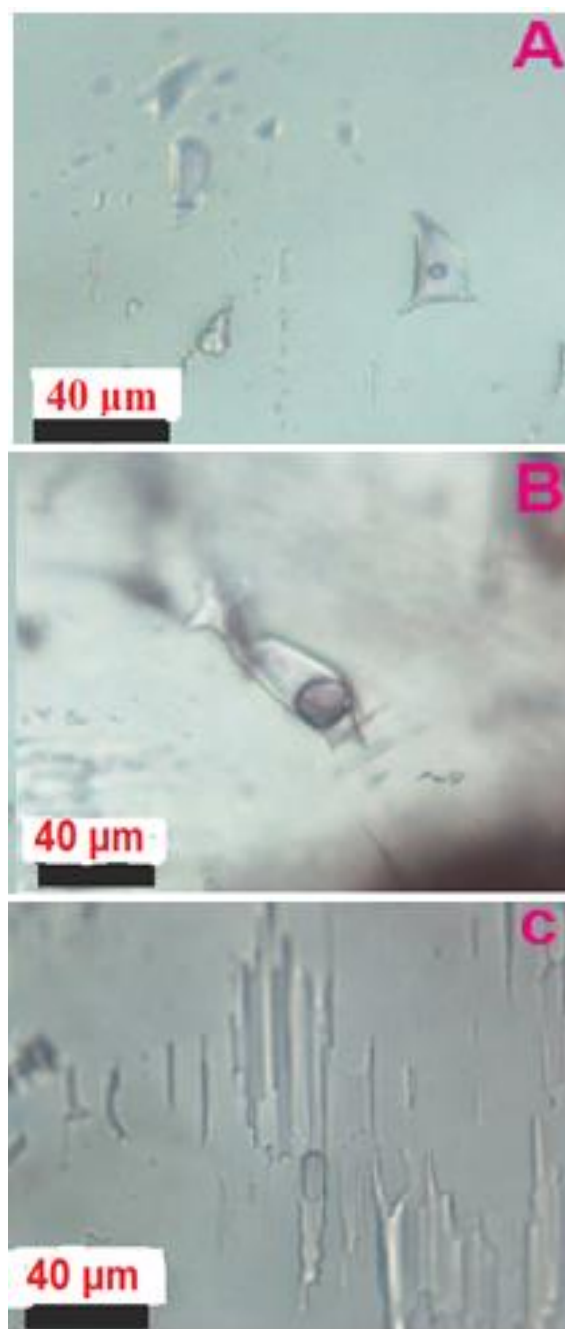
درجه حرارت‌های به‌دست‌آمده درجه همگن‌شدن میانبار سیال است، درجه حرارت‌هایی هستند که در شرایط آزمایشگاه و فشار یک اتمسفر ثبت شده‌اند (جدول ۳)؛ اما میانبارهای سیال مورد نظر در ژرفا به‌دام افتاده‌اند. از این‌رو، برای به‌دست‌آوردن درجه حرارت واقعی به‌تله‌افتادن میانبارهای سیال نمودارهای پیشنهادی Potter (۱۹۷۷) به‌کار برده شدند و نتایج آن به‌صورت هیستوگرام رسم شده است (شکل ۱۲).

جدول ۳- داده‌های به‌دست‌آمده از بررسی میانبارهای سیال منطقه غار کفتر و حوض‌سبز در شمال خور.

Row	D.ph	Type of fluid	Homogenization Temperature (°C)	a _b	a _v	b _v	Df%
1	---	Primary	197	2	10	10	90
2	---	Primary	324	10	35	15	65
3	---	Primary	249	5	45	20	85
4	---	Primary	262	8	30	10	60
5	---	Primary	268	7	40	5	85
6	---	Primary	255	10	40	10	87
7	---	Primary	211	3	40	7	85
8	---	Primary	321	7	30	7	80
9	---	Primary	212	5	50	20	90
10	---	Primary	202	6	70	25	90
11	---	Primary	205	5	70	40	90
12	---	Primary	219	4	40	10	90
13	---	Primary	219	15	30	25	70
14	---	Primary	187	10	75	35	80
15	---	Primary	215	3	20	5	۸۵
16	---	Primary	187	7	50	5	90
17	---	Primary	215	7	45	10	85
18	---	Primary	298	10	60	15	75
19	---	Primary	206	5	60	20	80
20	---	Primary	211	5	50	12	75

D.ph: فاز دختر؛ Df %: درجه پرشدگی (درصد)؛ a_b، a_v، b_v: به‌ترتیب

قطر حباب، طول میانبار، عرض میانبار (μm)



شکل ۱۱- (A، B) میانبارهای سیال منفرد نخستین با درصد پرشدگی متفاوت؛ (C) میانبارهای سیال سوزنی‌شکل

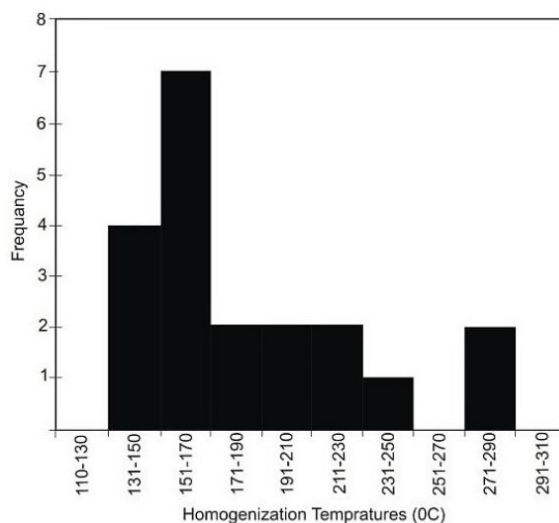
در مرحله انجماد، شماری از میانبارها با کمک نیتروژن مایع تا دماهای متفاوتی (تا ۸۰- درجه سانتیگراد) سرد شدند؛ اما به‌علت کدرشدن میدان دید در اثر انجماد نمونه‌ها و نبود دسترسی به ایژکتیو LD با بزرگ‌نمایی بیشتر از ۴۰۰، ثبت نقطه ذوب آخرین

کوولیت و مالاکیت به شکل ثانویه از سازنده‌های کانه‌سازی‌های مس (با عیار ۰/۹ تا ۱/۱ درصد در سنگ‌های مختلف) به‌شمار می‌روند. حضور فازهای سولفیدی بورنیت و پیریت به مقدار بسیار کم و نبود دیگر کانه‌های سولفیدی نخستین مس در منطقه به‌همراه فازهای ثانویه کانه‌سازی مس در حجم‌های بسیار بیشتر نشان‌دهندهٔ محلول گرمایی است که مراحل پایانی جدایش ماگمایی را پشت سر گذاشته است و کانه‌های روزاد مس مانند کالکوسیت را در پهنهٔ غنی‌شده پدید آورده است.

بررسی‌های دماسنجی میانبارهای سیال با توجه به شواهد چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی و بررسی دامنهٔ تغییرات درجهٔ حرارت همگن‌شدن میانبارها برای ۲۰ میانبار اندازه‌گیری‌شده، بازهٔ دمایی ۱۸۷-۳۲۴ درجهٔ سانتیگراد را برای این کانی‌سازی نشان داد. این یافته‌ها با داده‌های پیشین Javidi Moghaddam و همکاران (۲۰۱۸) همخوانی دارند. بنابراین با توجه به یافته‌های این پژوهش و نیز جایگاه زمانی و مکانی سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانی‌سازی و نوع کانی‌سازی‌ها، می‌توان دریافت به‌طور کلی خاستگاه کانی‌سازی مس، رگه‌های اپی‌ترمال تا مزوترمال به ماگماتیسم خاور ایران مربوط هستند.

سپاس‌گزاری

در پایان از همهٔ عزیزانی که در به‌ثمررساندن این پژوهش ما را یاری کردند، به‌ویژه از کارکنان گرامی آزمایشگاه کانساران بینالود سپاس‌گزاری می‌کنیم. همچنین، از هیات تحریریهٔ مجلهٔ وزین پترولوژی و سردبیر گرامی نشریهٔ پترولوژی سپاس‌گزاریم.



شکل ۱۲- نمودار درجهٔ همگن‌شدن میانبارهای سیال پیش از تصحیح فشار.

برداشت

سنگ‌های منطقهٔ بررسی‌شده شامل آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها، آندزیت بازالت، لاتیت، داسیت تا ریوداسیت و توف و برش‌های آتشفشانی هستند. داده‌های تجزیهٔ شیمیایی، ترکیب سنگ‌های بررسی‌شده را در محدودهٔ آندزیت تا تراکی‌آندزیت و داسیت تا ریوداسیت نشان می‌دهند. سرشت ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده برپایهٔ داده‌های زمین‌شیمیایی سری کالک‌آلکان پرتاسیم تا توله‌ایتی است. نابهنجاری منفی عنصرهای P، Nb، Ti و نابهنجاری‌های مثبت Pb و K در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانسار نشان‌دهندهٔ ویژگی سنگ‌های پهنه‌های فرورانش هستند.

کانه‌سازی آهن به شکل مگنتیت، هماتیت و اسپکیولاریت به‌صورت نخستین (با عیار نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ درصد در سنگ‌های مختلف) و گوتیت به‌صورت ثانویه وجود دارند.

بورنیت به‌صورت نخستین و کالکوسیت،

منابع

- Aghanabati, S. A. (2003) Geology of Iran. Publications of Geological and Exploration Survey of Iran, Tehran, Iran (In Persian).
- Best, M. G. (2001) Igneous Petrology. 2nd Edition, Blackwell, England.
- Darvishzadeh, A. (1989) Geology of Iran. Danesh emrooz Publication, Tehran, Iran (In Persian).
- Dungan, M. A. and Rhodes, J. M. (2001) Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP Legs 45 and 46: evidence from magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 67: 417-431.
- Eichberger, J. C. (1978) Andesites in island arcs and continental margins: relationships to crustal evolution. *Bulletin of Volcanology* 41: 480-500.
- Emami, M. H. (2006) Magmatism in Iran. Publications of Geological and Exploration Survey of Iran, Tehran, Iran (In Persian).
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T. *Chemical Geology* 54: 185-201.
- Gust, D. A. and Perfit, M. R. (1987) Phase relation of a high-Mg basalt from the Aleution island arc: implication for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 97: 7-18.
- Halsor, S. P. (1989) Larg glass inclusion in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala. *Bulletin of Volcanology* 151: 271-280.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London, England.
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A. V. and Korskov, A. (2006) Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rock: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos* 92: 399-417.
- Hess, P. C. (1989) Origins of Igneous Rocks. Harvard University, Cambridge, England.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J. (1984) Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London* 141: 453-472.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canada. *Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Javidi Moghadam, M., Karimpour, M. H. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2020) Rashidi Copper Vein Deposit, North Khur, Eastern Iran: Hydrothermal Alteration, Mineralization, Geochemistry, Fluid Inclusion And Stable Isotope Investigations. *Geosciences* 29(116): 256-276.
- Javidi Moghaddam, M., Karimpour, M. H., Ebrahimi Nasrabadi, K., Heidarian Shahri, M. R. and Malekzadeh Shafaroudi, A. (2018) Mineralogy, Geochemistry, Fluid Inclusion and Oxygen Isotope investigations of Epithermal Cu+ Ag veins of the Khur Area, Lut Block, Eastern Iran. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 92(3): 1139-1156.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid mobile trace element constraints on the role of slabe melting and implication of Archean growth model. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- Kawamoto, T. (1992) Dusty and honeycomb plagioclase: Indicators of processes in the Uchino stratified magma chamber, Izu Peninsula, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 49: 191-208.

- Lotfi, M. (1993) Sargheng geological map in scale 1: 100000. Publications of geological and exploration survey of Iran, Tehran, Iran (In Persian).
- Mason, B. and Moore, C. B. (1982) Principles of geochemistry. 4th Edition, John Wiley and Sons, New York.
- Moeinvaziri, H. (1996) Itroudction to magmatism in Iran. Publications of Kharazmi University, Tehran, Iran (In Persian).
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in Fatira area, eastern Egypt. International Journal of Earth Science 88: 764-777.
- Morata, D. and Aguirre, L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (2920-30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South America Earth Science 16: 459- 476.
- Mullen, E. D. (1993) MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters 62: 53-62.
- Nelson, S. T. and Montana A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. American Mineralogist 77: 1242-1249.
- Norman, M. D. and Leeman, W. P. (1990) Open system magmatic evolution of andesites and basalts from the Salman Creek volcanic, south western Idaho. Chemical Geology 81: 167-189.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.), 230-249. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letter 19: 293-300.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Magmatic processes in Plate Tectonic (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special Publication, 76: 373-403. Geological Society of London, England.
- Pearce, J. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33-47.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the kastamous area, Northen Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Potter, R. W. (1977) Pressure correction for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volcanometric properties of the system NaCl-H₂O. Journal of Research, US Geological Survey.
- Rittmann, A. (1973) Stable mineral assemblages of igneous rock. Springer-Verlag, Berlin.
- Roedder, E. and Bodnar, R. J. (1997) Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposite. In: Geochemistry of Hydrothermal ore deposits (Ed. Barnes, H. I.) 657-697. Wiley, New York.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, England.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts. Earth and Planetary Science Letters 86: 225-239.
- Saunders, A. D., Tarney J. and Weaver, D. (1980) Transverse geochemical variations across the Antractic Peninsula: implication for the genesis of calcalkaline magmas. Earth and Planetary Science Letters 46: 344-360.
- Shelly, D. (1993) Igneous and Metamorphic rocks under the Microscope, Chapman & Hall, University Press, Cambridge, England.

- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M. (1985) *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J. and McNutt, S. (2000) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist* 89: 384-351.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) *Special Publication 42*: 313- 345. Geological Society, London, England.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995) *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science Cambridge, MA.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system deposit-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1-16.
- Whitney, D. I. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185–187.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *Journal of Petrology* 3: 342-532.