

سنگ شناسی، زمین شیمی و محیط تکتونوماگمایی توده‌های نفوذی در منطقه کانه‌زایی مس - مولبدن - طلای قره‌چیلر (شمال خاور خاروانا، آذربایجان شرقی)

فریبا آسیای صوفیانی^۱، میرعلی اصغر مختاری^۲، حسین کوهستانی^۳ و امیر مرتضی عظیم‌زاده^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۱/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۱۸

چکیده

منطقه کانه‌زایی مس - مولبدن - طلای قره‌چیلر در داخل باتولیت قره‌داغ و در پهنه کانه‌دار ارسباران قرار دارد. این منطقه بخشی از حاشیه جنوبی قفقاز کوچک است. باتولیت قره‌داغ در منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر متشکل از گرانودیوریت - کوارتز مونوزودیوریت (به عنوان میزبان کانه‌زایی)، دیوریت، استوک‌های کوارتز مونوزونیتی، آپوفیزهای گرانیت پورفیری و دایک‌های اسیدی و حدواسط است. همه فازهای نفوذی یاد شده، ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا دارند و در زمره گرانیت‌های نوع I متآلومین قرار می‌گیرند. آپوفیزها و دایک‌های گرانیت پورفیری و استوک‌های کوارتز مونوزونیتی ماهیت آداکیتی دارند و از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس محسوب می‌شوند. در نمودارهای عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت، نمونه‌های گرانودیوریتی - کوارتز مونوزودیوریتی دارای الگوی عناصر کمیاب خاکی غنی از LREE و الگوی سطح عناصر MREE و HREE نسبت به کندریت هستند. در حالی که نمونه‌های گرانیت پورفیری، یک الگوی پرشیب غنی از LREE و فقیر از HREE نشان می‌دهند. مجموعه اطلاعات حاصل از مطالعات صحرایی، زمین‌شناسی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونوماگمایی بیانگر این است که فاز گرانودیوریتی - کوارتز مونوزودیوریتی در نتیجه فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر اوراسیا در یک کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است. استوک‌های کوارتز مونوزونیتی و گرانیت پورفیری از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیسم شده در یک محیط پس از برخورد قاره‌ای حاصل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: زمین‌شیمی، باتولیت قره‌داغ، ارسباران، قره‌چیلر، خاروانا.

* نویسنده مسئول: میرعلی اصغر مختاری

E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه ارسباران یکی از مهم‌ترین مناطق ایران از نظر متالوژنی و کانی‌سازی بوده و از ارزش پژوهشی بالایی برخوردار است. ذخایر مس پورفیری نظیر کنسارهای مس پورفیری سونگون (Calagari, 1997)، مسجدداغی (اکبرپور، ۱۳۸۴)، هفت چشمه (عادلی و همکاران، ۱۳۹۲) و سوناجیل (حسین‌زاده، ۱۳۸۷)، ذخایر اسکارنی نظیر کنسارهای اسکارن مس مزرعه، سونگون و انجرد (Calagari and Hosseinzadeh, 2006)؛ Mokhtari et al., 2014 (Mollai et al., 2014) و اسکارن آهن آستامال، پهناور و آوان (Mokhtari, 2012)؛ Baghban et al., 2015 and 2016)؛ مختاری و همکاران، ۱۳۹۵) و ذخایر طلای اپی‌ترمال مانند کنسارهای شرف‌آباد (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۸۸)، مسجدداغی (اکبرپور، ۱۳۸۴)، زگلیک - ساریلاز (حیدرزاده، ۱۳۸۵) و آسترقان (فردوسی و همکاران، ۱۳۹۴) در بخش‌های مختلف این منطقه شناسایی شده‌اند. در داخل باتولیت قره‌داغ که یکی از بزرگ‌ترین توده‌های گرانیتیویدی شمال باختر ایران در پهنه متالوژنی ارسباران است نیز کانی‌سازی طلا - مس - مولبدن منطقه انبق - قره‌چیلر به صورت رگه‌ای وجود دارد که آثار فعالیت‌های قدیمی معدنی در نزدیکی روستای قره‌چیلر بر روی این رگه‌ها قابل مشاهده است (مختاری، ۱۳۸۷؛ مختاری و همکاران، ۱۳۹۲؛ سهرابی و همکاران، ۱۳۹۴؛ آسیای صوفیانی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Simonds and Moazzen, 2015 ; Kouhestani et al., 2018). همچنین، وجود معادن Cu-Mo پورفیری آگاراک و کاجاران در داخل باتولیت قره‌داغ در جمهوری ارمنستان (Moritz et al., 2016)، بر اهمیت باتولیت قره‌داغ از نظر کانه‌زایی می‌افزاید. علی‌رغم اینکه پژوهشگران متعددی، مطالعات و پروژه‌های اکتشافی زیادی در این منطقه انجام داده و نتایج امیدبخشی کسب کرده‌اند، ولی آنچه در این میان مورد کم‌توجهی قرار گرفته، انجام مطالعات پترولوژیکی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتیویدی میزبان کانه‌زایی بوده است. مطالعات انجام شده توسط Moritz et al. (2016) بر روی بخش شمالی باتولیت قره‌داغ در جمهوری ارمنستان (باتولیت مقری - اردوباد) بیانگر این است که این باتولیت متشکل از نفوذ فازهای

متوالی از ائوسن تا میوسن (۴۹ تا ۲۲ میلیون سال) بوده و دو مرحله کانه‌زایی پورفیری در این دوره زمانی قابل تفکیک است. فازهای نفوذی مربوط به ائوسن دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. در حالی که فازهای نفوذی مربوط به میوسن ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند و آداکیتی هستند (Moritz et al., 2016). بر این اساس، در این پژوهش سعی شده است ضمن تفکیک فازهای مختلف باتولیت قره‌داغ در منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها به تفصیل بررسی و جایگاه تکتونوماگمایی آنها مشخص شود.

۲- روش مطالعه

تحقیقات به عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی است. مطالعات صحرایی شامل شناسایی فازهای مختلف باتولیت قره‌داغ در منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر و ارتباط آنها با یکدیگر و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا بیش از ۵۰ نمونه برداشت و ۲۱ مقطع نازک برای مطالعات سنگ‌شناختی تهیه شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، ۱۰ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های مربوط به فازهای مختلف باتولیت قره‌داغ در این منطقه انتخاب و برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش‌های ICP-MS (شرکت Lab West استرالیا) و XRF (شرکت زر آزما) تجزیه شدند.

۳- زمین‌شناسی

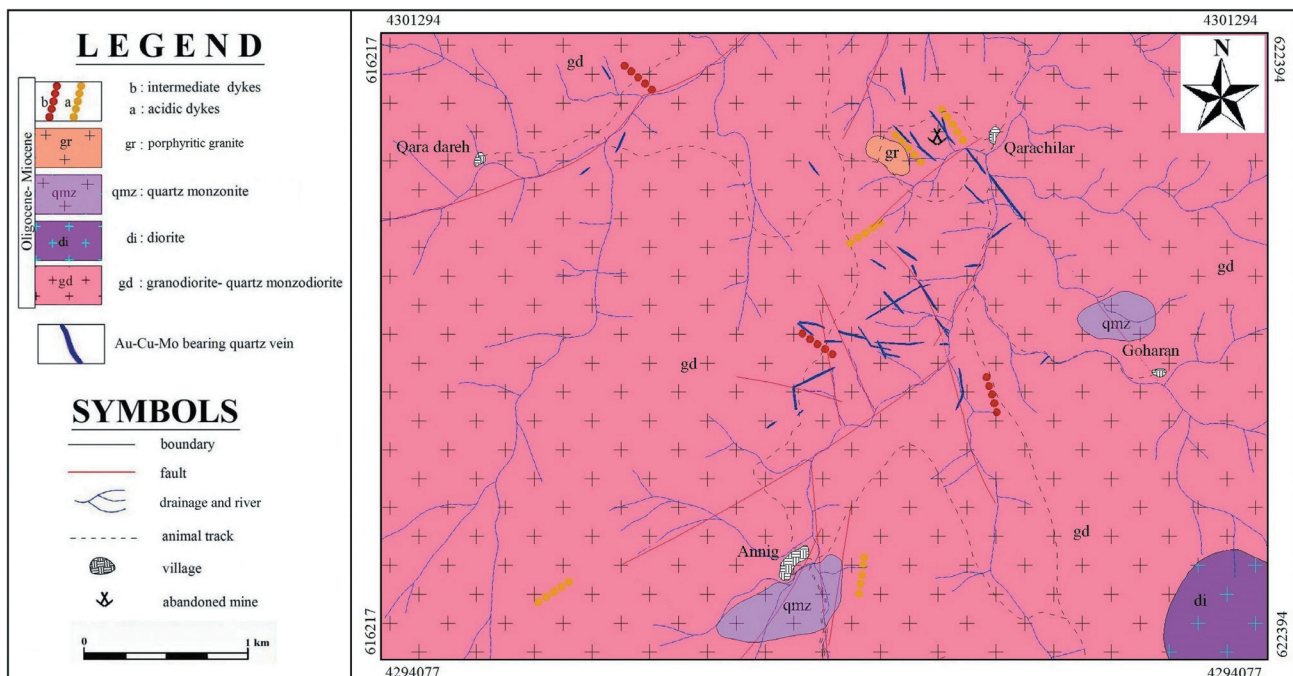
منطقه کانه‌زایی مس - مولبدن - طلای قره‌چیلر در پهنه کانه‌دار ارسباران و در داخل باتولیت قره‌داغ، در فاصله هوایی حدود ۲۰ کیلومتری شمال خاور خاروانا و ۷۰ کیلومتری شمال تبریز قرار دارد. باتولیت قره‌داغ با وسعتی بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر مربع در شمال باختر ایران و جمهوری‌های آذربایجان و ارمنستان قرار دارد. این باتولیت در

شیل و ماسه‌سنگ است. بر اساس سنگواره‌های موجود، سن کرتاسه بالایی (سائونین-ماستریشین) برای این واحد در نظر گرفته می‌شود (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶). در مجاورت بلافاصل باتولیت قره‌داغ، این سنگ‌ها تحت تأثیر توده‌های نفوذی، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند و ذخایر اسکارنی متعددی نظیر اسکارن‌های کمتال، پهنور، آوان و آستامال (مختاری، ۱۳۸۷؛ مختاری و همکاران، ۱۳۹۱؛ مختاری و همکاران، ۱۳۹۵؛ Mokhtari, 2012; Baghban et al., 2015) تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بالایی از نوع زیردریایی و دارای ترکیب حدواسط (آندزیت، آندزی بازالت و پیروکسن آندزیت) هستند (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶). در مجاورت باتولیت قره‌داغ، این واحد آتشفشانی متحمل دگرسانی گسترده آرژیلی، آلونیتی، سیلیسی و پروپیلیتی شده و پهنه دگرسانی گسترده محور آستامال-نوجه مهر را در بخش‌های جنوبی و باختری آن به وجود آورده است.

مطالعات صحرایی در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر (مختاری و همکاران، ۱۳۹۲) حاکی از این است که تمام واحدهای سنگی منطقه از نوع آذرین نفوذی (فازهای مختلف باتولیت قره‌داغ) و متعلق به تشریری هستند (شکل ۱). این منطقه، دربرگیرنده پنج فاز نفوذی قابل تفکیک است که با توجه به شواهد و ارتباطات صحرایی، به ترتیب از قدیم به جدید شامل: (۱) توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریت-کوارتز مونوزودیوریت (فاز عمده و اصلی و میزبان کانه‌زایی منطقه قره‌چیلر)، (۲) توده‌های نفوذی با ترکیب دیوریتی در جنوب خاور روستای اتیق، (۳) استوک‌های کوارتز مونوزونیتی، (۴) آپوفیزهای گرانیات پورفیری و (۵) دایک‌های اسیدی و حدواسط هستند.

دو کشور یاد شده به ترتیب با عناوین باتولیت اردوباد و باتولیت مقری معروف است. حدود ۵۰۰ کیلومتر مربع از باتولیت یاد شده در خاک ایران قرار گرفته و بزرگ‌ترین توده نفوذی شمال باختر ایران به حساب می‌آید. منطقه مورد مطالعه بخشی از سنگ‌های ماگمایی تشریری در منطقه ارسباران (آذربایجان) است و در دیدگاهی بزرگ‌تر می‌توان این منطقه را بخشی از حاشیه جنوبی قفقاز کوچک در نظر گرفت. اوج ماگماتیسم در این دوران، مربوط به ائوسن-الیگوسن بوده (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶) و باتولیت قره‌داغ یکی از مهم‌ترین توده‌های نفوذی مربوط به این زمان است. باتولیت قره‌داغ یک باتولیت مرکب است که می‌توان در آن واحدهای مافیک تا فلسیک را شناسایی کرد. ترکیب سنگ‌شناختی باتولیت قره‌داغ در خاک ایران شامل گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونوزودیوریت، کوارتز مونوزونیت، گرانودیوریت، مونوزوگرانیات و گرانیات پورفیری است. بخش عمده این باتولیت از کوارتز مونوزودیوریت و گرانودیوریت تشکیل شده که میزبان کانی‌سازی مس-مولیبدن-طلای قره‌چیلر نیز است (مختاری، ۱۳۸۷؛ مختاری و همکاران، ۱۳۹۲).

کهن‌ترین واحدهای سنگی در اطراف باتولیت قره‌داغ مجموعه سنگ‌های دگرگونی به سن دونین با روند شمال باختری-جنوب خاوری هستند (مهرپرتو و همکاران، ۱۳۷۶) که در همبری مستقیم با باتولیت قره‌داغ دیده می‌شوند. سنگ‌های دگرگونی یاد شده شامل لایه‌های متناوب میکاشیست، متاتوف، متاآندزیت و آمفیبولیت هستند. گسترده‌ترین واحدهای سنگی اطراف باتولیت قره‌داغ واحدهای فلیش گونه و واحدهای آتشفشانی-رسوبی مربوط به کرتاسه بالایی هستند. واحد فلیش گونه که بخش گسترده‌ای را در اطراف باتولیت قره‌داغ به خود اختصاص می‌دهد، متشکل از سنگ‌آهک میکرایتی، مارن، سیلت‌سنگ،



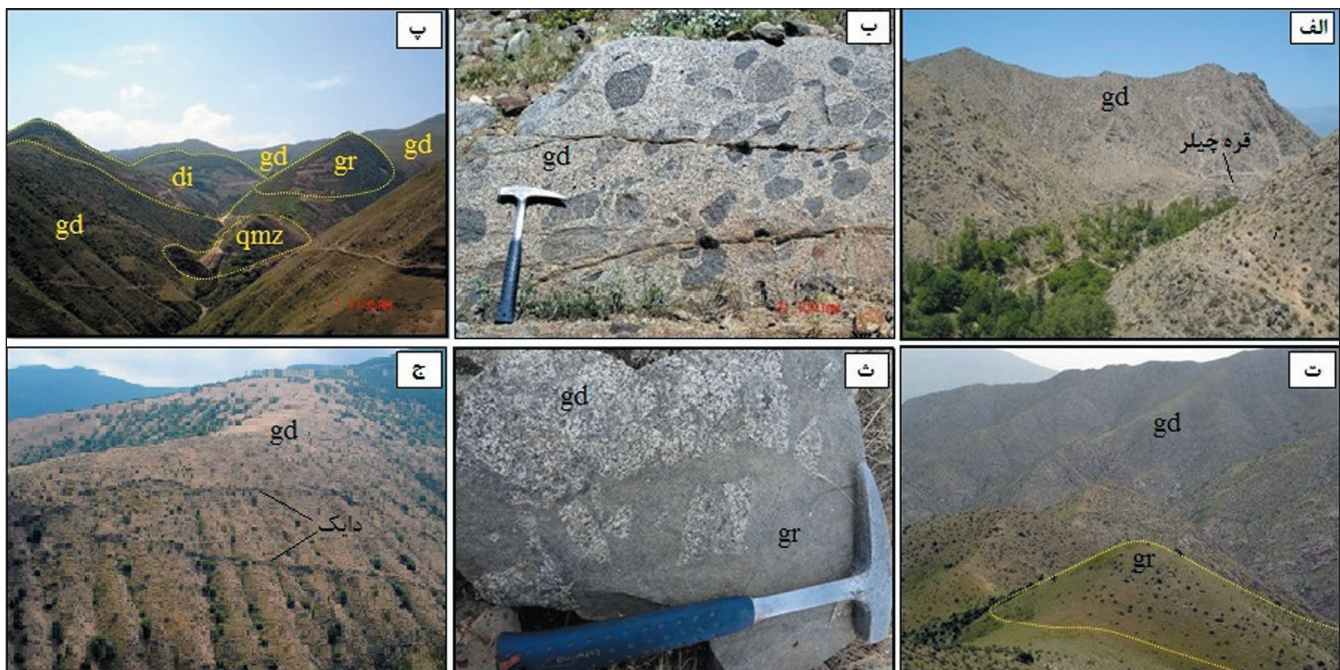
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر (مختاری و همکاران، ۱۳۹۲؛ با اندکی تغییر).

مشاهده است (شکل ۲-ب). در جنوب خاور منطقه مورد مطالعه و روستای اتیق، توده‌های نسبتاً بزرگی با ترکیب دیوریتی (شکل ۲-پ) و با رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند که به داخل فاز گرانودیوریتی-کوارتز مونوزودیوریتی نفوذ کرده‌اند. استوک‌های کوچک با ترکیب کوارتز مونوزونیتی در جنوب روستای قره‌چیلر و جنوب روستای اتیق رخمون دارند که به داخل بخش گرانودیوریتی-

بخش عمده منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر و باتولیت قره‌داغ متشکل از فاز گرانودیوریت-کوارتز مونوزودیوریت است (شکل ۲-الف). در برخی نقاط، این سنگ‌ها تحت تأثیر نفوذ فازهای بعدی و عملکرد سیالات گرمایی حاصل از آنها، دگرسان شده‌اند. یکی از ویژگی‌های این فاز، حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بوده که در برخی نقاط، تجمعات بزرگی از آنها در اشکال مختلف قابل

دارای بافت میکروگرانولار تا پورفیری در مقیاس رخنمون هستند و به ندرت در برخی نقاط، انکلاوهای مافیک در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. لازم به توضیح است که آپوفیز نسبتاً بزرگی از گرانیت پورفیری در جنوب روستای انیق (خارج از منطقه مورد مطالعه) و در داخل فازهای گرانودیوریتی - کوارتزموزنویتی و دیوریتی وجود دارد (شکل ۲- پ). دایک‌های متعددی با ترکیب اسیدی تا حدواسط در منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر و به ویژه در مجاورت با رگه‌های کوارتزتی این منطقه حضور دارند (شکل ۲- ج). بخش عمده این دایک‌ها دارای ترکیب گرانیت پورفیری و عموماً دارای امتداد شمال‌باختر - جنوب‌خاور و هم‌راستا با رگه‌های کوارتزتی هستند. علاوه بر دایک‌های گرانیتی یاد شده، دایک‌های با ترکیب دیوریتی، گرانیت آپلیتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز در بخش‌های مختلف منطقه حضور دارند.

کوارتزموزنودیوریتی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲- پ). این سنگ‌ها بافت میکروگرانولار دارند و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها فلدسپار و کوارتز به همراه بیوتیت هستند. استوک کوارتزموزنویتی جنوب روستای انیق، به شدت سرسیتی شده و رگه و رگچه‌های متعدد کوارتزتی نیز این استوک را در جهات مختلف قطع کرده است. در نتیجه این دگرسانی، کانی‌های مافیک این توده متلاشی شده و توده به رنگ خاکستری روشن قابل مشاهده است. آپوفیز کوچکی با ترکیب گرانیت پورفیری در باختر روستای قره‌چیلر و در مجاورت رگه‌های کانه‌زایی مس - مولیبدن - طلا، به داخل فاز گرانودیوریتی - کوارتزموزنودیوریتی نفوذ کرده است (شکل ۲- ت). در محل تماس آپوفیز گرانیت پورفیری مزبور با توده نفوذی میزبان (گرانودیوریت - کوارتزموزنودیوریت) ساختار پرشی تشکیل شده است (شکل ۲- ث). این سنگ‌ها



شکل ۲- الف) نمایی از توده گرانودیوریتی - کوارتزموزنودیوریتی میزبان کانه‌زایی مس - مولیبدن - طلای قره‌چیلر (دید به سوی شمال)؛ ب) نمایی از انکلاوهای مافیک میکروگرانولار در داخل گرانودیوریت؛ پ) نمایی از استوک کوارتزموزنویتی انیق، آپوفیز گرانیت پورفیری جنوب روستای انیق و توده دیوریتی جنوب خاور روستای انیق (دید به سوی جنوب)؛ ت) نمایی از آپوفیز گرانیت پورفیری در محل کانه‌زایی قره‌چیلر (دید به سوی شمال خاور)؛ ث) نمایی نزدیک از قطعات گرانودیوریت در داخل گرانیت پورفیری؛ ج) نمایی از دایک‌های آندزیتی داخل توده گرانودیوریتی (دید به سوی شمال خاور)؛ gd: گرانودیوریت - کوارتزموزنودیوریت، gr: گرانیت پورفیری، di: دیوریت، qmz: کوارتزموزنویتی.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. گرانودیوریت - کوارتزموزنودیوریت

شکل دار هستند که باعث به وجود آمدن بافت مونزونیته شده است (شکل ۳- ب). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در فضای بین دیگر کانی‌ها حضور دارد. در نتیجه هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز، بافت میرمکتی در برخی نقاط تشکیل شده است. هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌ها است. این کانی معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار و گاه دارای ماکل‌های نواری و دوتایی است (شکل ۳- پ). برخی بلورهای درشت هورنبلند حاوی اذخالی‌هایی از کانی‌های دیگر نظیر پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن هستند. بیوتیت دیگر کانی مافیک اصلی این سنگ‌هاست که فراوانی کمتری در مقایسه با هورنبلندها دارد. کلینوپیروکسن یکی از کانی‌های فرعی این سنگ‌هاست که در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای نیمه‌شکل دار حضور دارد. این کانی عمدتاً از حاشیه توسط هورنبلند دربر گرفته شده (شکل ۳- ت) که بیانگر ترتیب زمانی تبلور این دو کانی است.

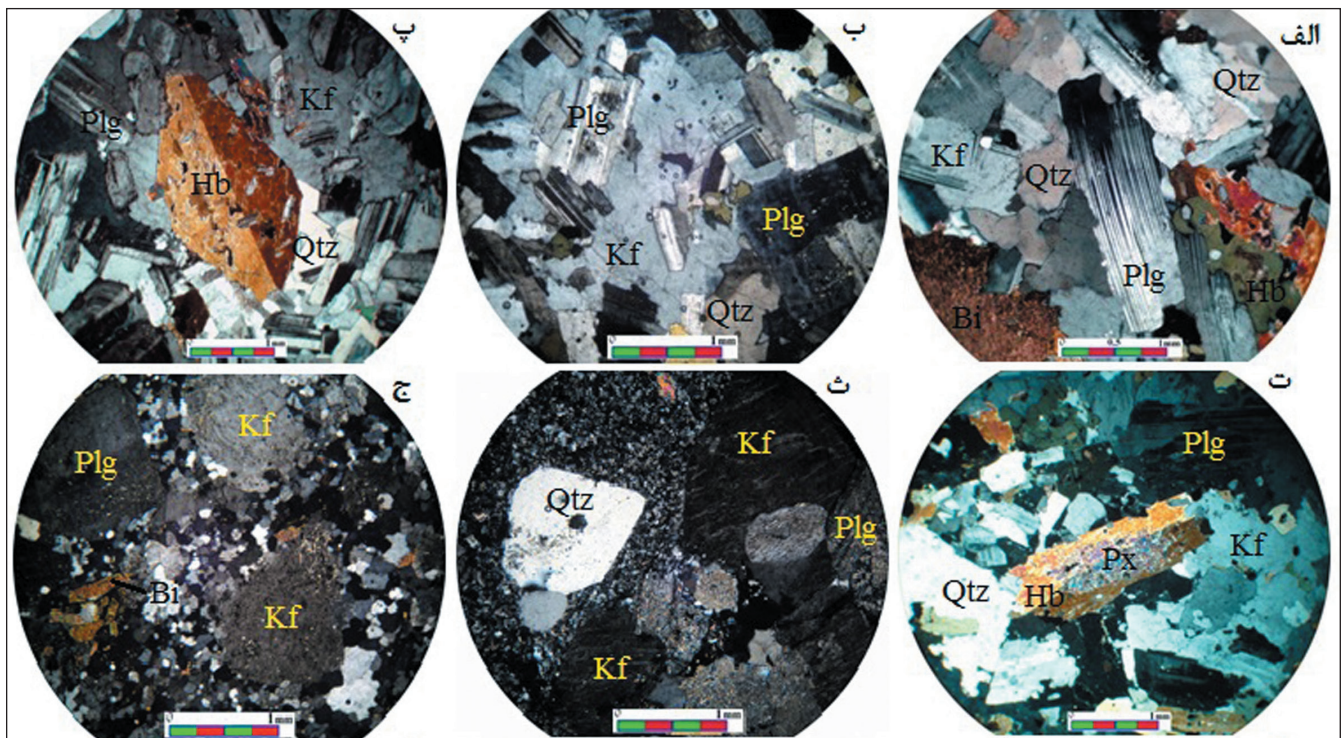
این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای بافت دانه‌ای درشت‌بلور و متشکل از کوارتز، فلدسپار و کانی‌های مافیک هستند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های هتروگرانولار، مونزونیته، پویی‌کلینیک، میرمکتی و پرتیتی دارند و متشکل از کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، کوارتز (۱۵ تا ۲۰ درصد)، ارتوز (۲۰ تا ۲۵ درصد)، هورنبلند (۱۰ درصد) و بیوتیت (۵ درصد) هستند. زیرکن، اسفن، آپاتیت، کانی‌های کدر و کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند و سرسیت، کلریت، اپیدوت و اکتینولیت نیز به عنوان کانی‌های ثانویه تشکیل شده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها در حد آندزین - اولیگوکلاز است (زاویه خاموشی کم‌تر از ۲۰ درجه)، در برخی نمونه‌ها دارای ماکل‌های حالت خمیده، ناقص و نیزه‌ای هستند (شکل ۳- الف). این پدیده می‌تواند نشانگر تبلور بلورها هم‌زمان با تنش زمین‌ساختی باشد. برخی از ارتوزها حاوی اذخالی‌هایی از بلورهای پلاژیوکلاز

۴-۲. گرانیت پورفیری

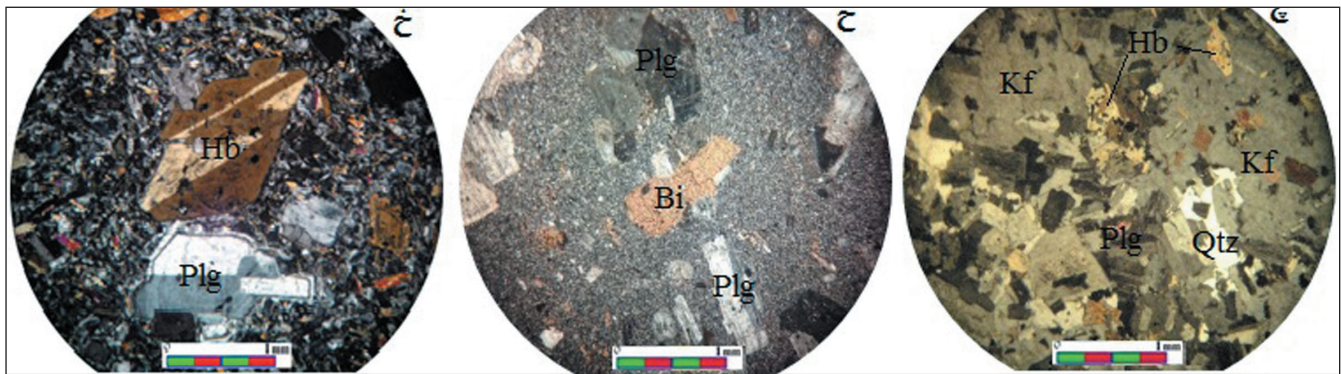
این سنگ‌ها در نمونه دستی و مقیاس رخنمون به رنگ خاکستری روشن و دارای بافت میکروگرانولار و پورفیری حاوی کانی‌های فلدسپار و کوارتز به همراه مقدار محدودی کانی مافیک هستند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت پورفیری، فلسوفیری، سری‌ایتی و میکروگرانولار دارند (شکل‌های ۳-ث و ج) و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها شامل فلدسپار آلکالین نوع ارتوز (۳۵ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۳۵ درصد)، کوارتز (۲۵ درصد)، هورنبلند و بیوتیت (در مجموع کم‌تر از ۵ درصد) است. زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر به‌عنوان کانی‌های فرعی و سریسیست، کلریت، بیوتیت ثانویه و کوارتز به‌صورت کانی‌های ثانویه حضور دارند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین-اولیگوکلاز (زاویه خاموشی کم‌تر از ۲۰ درجه) هستند و برخی بلورها منطقه‌بندی نشان می‌دهند. برخی از آنها به سریسیست دگرسان شده‌اند. فلدسپارهای آلکالین به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کوچک (تا ۱/۵ میلی‌متر) مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها در نمونه‌های با بافت پورفیری، عمدتاً همراه با کوارتز زمینه دانه‌ریز را تشکیل می‌دهند. کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل، عمدتاً در زمینه نمونه‌های با بافت پورفیری و گاه به‌صورت درشت‌بلور قابل مشاهده است (شکل ۳-ث). ابعاد بلورهای کوارتز تا ۱ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای کوارتز در برخی از نمونه‌ها دارای خاموشی موجی و یا حاشیه خلیجی هستند. بیوتیت و هورنبلند به‌عنوان کانی‌های مافیک در این سنگ‌ها حضور دارند. این کانی‌ها به‌صورت بلورهای کوچک شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و غالباً به کلریت و اکتینولیت دگرسان شده‌اند. در برخی نقاط، بیوتیت‌های ریزبلور ثانویه در مسیر شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. رگچه‌های کوارتزی ثانویه در برخی نمونه‌ها قابل مشاهده است.

۴-۳. کوارتز مونزونیت

همچنان‌که پیش‌تر گفته شد، استوک کوچک در جنوب خاوری روستای قره‌چیلر و در حدفاصل دو روستای قره‌چیلر و گوهران وجود دارد که به داخل توده گرانودیوریتی-کوارتز مونزوودیوریتی تزریق شده که شواهد صحرایی این تزریق، حضور بیگانه‌سنگ‌هایی از گرانودیوریت در داخل کوارتز مونزونیت است. این توده با رنگ خاکستری تیره و بافت میکروگرانولار در مقیاس رخنمون و نمونه دستی مشخص است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها دارای بافت میکروگرانولار، مونزونیتی و پوئی‌کلیتییک بوده (شکل ۳-چ) و متشکل از فلدسپار آلکالین نوع ارتوز (۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵ درصد)، کوارتز (۱۰ درصد) و هورنبلند (۱۵ درصد) هستند. کانی‌های کدر، بیوتیت، زیرکن، اسفن و آپاتیت به‌عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند و سریسیست، کلریت و کلسیت به‌صورت ثانویه در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند. فلدسپارهای آلکالین کانی اصلی سنگ هستند که عموماً به‌صورت بلورهای بی‌شکل حضور دارند. در برخی بلورها، بافت پرتیتی دیده می‌شود. برخی بلورهای درشت، حاوی ادخال‌هایی از بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز هستند که منجر به تشکیل بافت مونزونیتی شده است (شکل ۳-چ). دیگر کانی اصلی این سنگ‌ها، بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز هستند که ترکیب آنها در حد آندزین-اولیگوکلاز (زاویه خاموشی کم‌تر از ۲۰ درجه) است و برخی بلورها سریسیستی شده‌اند. هورنبلند به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها حضور دارد. کوارتز به‌صورت بلورهای بی‌شکل در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی‌متر در فضای بین کانی‌های دیگر حضور دارد. بلورهای کوچک و ورقه‌ای بیوتیت با فراوانی کمتر از یک درصد در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند که برخی از آنها کلریتی شده‌اند.



شکل ۳- الف) پلاژیوکلازهای دارای ماگل‌های خمیده و سرنیزه‌ای در گرانودیوریت‌ها؛ ب) بافت مونزونیتی در گرانودیوریت‌ها؛ پ) هورنبلند با ماگل‌دوتایی در گرانودیوریت‌ها؛ ت) هورنبلند رشد کرده در اطراف کلینوپیروکسن در گرانودیوریت‌ها؛ ث) بافت پورفیری و درشت‌بلورهای کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در زمینه کوارتز-فلدسپاری در گرانیت پورفیری؛ ج) درشت‌بلورهای آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز کوارتز-فلدسپاری به همراه بیوتیت‌های ریزبلور در گرانیت پورفیری؛



شکل ۳- ج) بافت مونزونیتی و آلکالی فلدسپارهای درشت همراه با بلورهای کوچک پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز در استوک های کوارتز مونزونیتی؛ ح) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه کوارتز- فلدسپاری در دایک گرانیتی؛ خ) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه دانه ریز دایک آندزیتی. همه تصاویر در نور عبوری XPL تهیه شده اند (Plg: پلاژیوکلاز، Kf: آلکالی فلدسپار، Bi: بیوتیت، Qtz: کوارتز، Hb: هورنبلند، Px: پیروکسن).

فازهای ثانویه را تشکیل داده اند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین- اولیگوکلاز هستند (زاویه خاموشی بین ۱۰ تا ۲۵ درجه) و به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار حضور دارند. ابعاد آنها تا ۱/۵ میلی متر می رسد. بعضی از پلاژیوکلازها سریستی و سوسوریتی شده اند. هورنبلندهای شکل دار تا نیمه شکل دار در ابعاد کمتر از یک میلی متر وجود دارند که گاهی حاوی ادخال هایی از دیگر کانی ها (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آپاتیت و کدر) هستند. فلدسپارهای آلکالن در ابعاد کمتر از یک میلی متر و به صورت بلورهای بی شکل در بین دیگر کانی ها حضور دارند. ورقه های کوچک بیوتیت با ابعاد کمتر از ۱ میلی متر دیده می شوند که کلریتی و اپیدوتی شده اند. کوارتز به صورت بلورهای بی شکل در ابعاد کمتر از ۰/۵ میلی متر حضور دارد. کلینوپیروکسن در بعضی نمونه ها حضور دارد. به طور کلی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک عمدتاً ترکیب کوارتز دیوریتی تا کوارتز مونزونودیوریتی دارند.

۵- زمین شیمی

جهت بررسی ویژگی های زمین شیمیایی و تعیین جایگاه تکنونماگمایی توده های نفوذی موجود در منطقه کانه زایی قره چیلر، ۱۰ نمونه از این توده ها به روش های XRF و ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ آورده شده است.

بر اساس نمودار Cox et al. (1979) سنگ های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت، گرانیت و مونزودیوریت واقع شده اند و نمونه انکلاو در قلمرو دیوریت واقع می شود (شکل ۴- الف). از سوی دیگر، این نمودار نشان می دهد که نمونه های مورد مطالعه، ماهیت ساب آلکالن- توله ایی دارند (شکل ۴- الف). برای تفکیک سری توله ایی از کالک آلکالن، از دیاگرام مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. بر طبق این نمودار، تمامی نمونه های مورد مطالعه در محدوده کالک- آلکالن واقع می شوند (شکل ۴- ب). بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می گیرند (شکل ۵- پ). نمونه های مربوط به فازهای گرانیت پورفیری و کوارتز مونزونیت دارای محتوای پتاسیم بالاتری هستند و ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا نشان می دهند (شکل ۴- پ).

برای تعیین ضریب اشباع شدگی از آلومین توده های نفوذی مورد مطالعه، از نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989) استفاده شده است. بر اساس این نمودار، نمونه ها در قلمرو متاآلومین قرار گرفته اند و نمونه گرانیت پورفیری گرایش به سمت پرآلومین نشان می دهد (شکل ۵- الف).

۴-۴. دایک های اسیدی- حدواسط

بر اساس مطالعات سنگ نگاری، ترکیب دایک های موجود در منطقه قره چیلر از نوع گرانیت پورفیری، گرانیت آپلیتی، آندزیت و تراکی آندزیت است. دایک های گرانیتی بافت پورفیری و فلسوفیری دارند (شکل ۳- ح). کانی های اصلی تشکیل دهنده آنها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن نوع ارتوز، کوارتز و بیوتیت در زمینه دانه ریز کوارتز- فلدسپاری است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز عمدتاً شکل دار هستند و ابعاد آنها تا ۳ میلی متر می رسد. این کانی ها ماکل های نواری و کتابی دارند و گاه منطقه بندی نشان می دهند (شکل ۳- ح). پلاژیوکلازها اغلب به کانی های رسی و سریست دگرسان شده اند. کوارتز در همراهی با آلکالی فلدسپار، زمینه دانه ریز سنگ را تشکیل می دهد (شکل ۳- ح). بیوتیت به صورت بلورهای ورقه ای در متن سنگ پراکنده است و برخی از آنها به طور کامل توسط کلریت جایگزین شده اند. علاوه بر این، یک سری رگچه های مربوط به بیوتیت های ثانویه به صورت ورقه های ریز در فضای شکستگی ها تشکیل شده اند. در برخی نقاط، کوارتزهای رگچه ای ثانویه نیز این سنگ ها را قطع کرده اند.

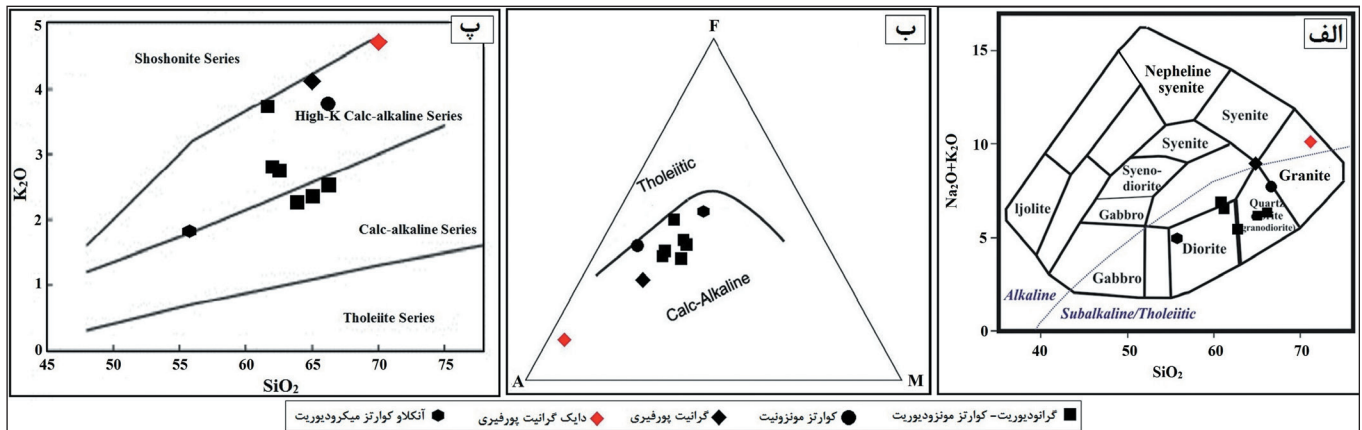
دایک های آندزیتی بافت میکرولیتیک پورفیری تا پورفیری دارند (شکل ۳- خ) و درشت بلورهای آنها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و کانی های فرعی نیز شامل کلینوپیروکسن، کدر و آپاتیت هستند. پلاژیوکلاز مهم ترین کانی این سنگ هاست که عمدتاً به صورت بلورهای شکل دار مشاهده می شود (شکل ۳- خ). این کانی ها حاوی ماکل های نواری و کتابی هستند و برخی از آنها منطقه بندی نشان می دهند. ترکیب پلاژیوکلازها در حد آندزین (زاویه خاموشی بین ۱۵ تا ۲۵ درجه) است. برخی از آنها به مقادیر بسیار جزیی سریستی شده اند. هورنبلند دیگر درشت بلور این سنگ هاست که به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار است و برخی از آنها حاوی ماکل نواری و دوتایی هستند (شکل ۳- خ). در برخی نمونه ها، تعدادی بلور کوچک کلینوپیروکسن در حال فروپاشی دیده می شود. در دایک های با ترکیب تراکی آندزیتی، کانی مافیک غالب از نوع بیوتیت است که به صورت ورقه های با ابعاد مختلف دیده می شوند.

۴-۵. انکلاوها

انکلاوهای موجود در توده گرانودیوریتی- کوارتز مونزودیوریتی در زیر میکروسکوپ بافت میکروگرانولار، مونزونیتی و پویی کلیتیک دارند. کانی های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد)، هورنبلند (۳۵ تا ۴۰ درصد)، آلکالی فلدسپار نوع ارتوز (۱۰ درصد)، کوارتز (۵ تا ۷ درصد) و بیوتیت (کمتر از ۵ درصد) و کانی های فرعی شامل کلینوپیروکسن، اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی های کدر هستند و سریست، کلریت، اپیدوت، اکتینولیت و کانی های کدر نیز

جدول ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر. عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی (%wt) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند (gd: گرانودیوریت- کوارتز مونوزودیوریت، gr: گرانیت، Qmz: کوارتز مونزونیت).

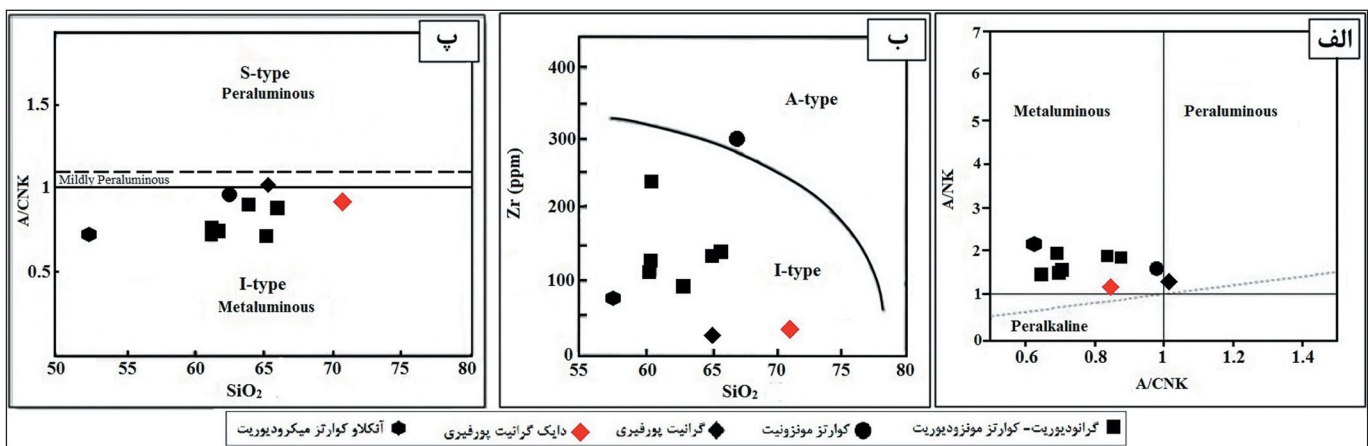
	QA-07 gr	QA-08 (gr (dyke	QA-1 gd	QA-2 gd	QA-3 gd	QA-5 gd	QA-151 gd	QA-176 gd	QA-70 enclave	QA-206 Qmz
SiO ₂	64.87	71.37	65.12	60.99	66.32	62.87	61.14	61.37	56.89	67.50
Al ₂ O ₃	16.09	14.35	15.23	14.50	15.50	14.18	14.12	14.31	14.64	15.55
CaO	1.92	1.86	5.45	6.38	5.04	7.20	5.99	6.09	9.08	3.33
Fe ₂ O _{3t}	3.94	0.89	4.20	5.05	4.01	6.32	6.36	6.17	6.89	2.62
Na ₂ O	4.80	4.87	3.27	3.28	3.39	3.07	3.74	3.70	2.78	3.96
K ₂ O	4.59	5.17	2.65	3.54	2.73	2.20	2.95	2.92	2.06	3.85
MgO	1.95	0.87	1.74	3.38	1.76	1.99	3.21	3.35	3.90	0.66
MnO	0.03	0.02	0.13	0.09	0.12	0.14	0.14	0.13	0.21	0.04
P ₂ O ₅	0.21	0.12	0.16	0.52	0.17	0.18	0.15	0.14	0.19	0.09
TiO ₂	0.43	0.27	0.47	0.76	0.44	0.65	0.72	0.68	0.74	0.30
LOI	0.53	0.25	0.94	0.74	0.15	0.65	0.78	0.35	1.80	1.32
Total	99.36	100.04	99.36	99.23	99.63	99.45	99.3	99.21	99.18	99.22
Ba	973	1347	916	958	936	620	891	986	549	1130
Co	14.6	3.9	20.1	21.2	22.0	13.4	28.7	19.5	31.2	4.2
Cr	89.3	47.8	84.2	89.4	99.6	84.4	82.5	87.6	101.5	70.2
Cs	1.4	0.9	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4	0.5	0.2	2.3
Cu	455.2	89.3	85.1	35.3	35.7	43.5	71.5	207.6	90.4	82.2
Hf	3.58	3.59	3.67	3.64	3.78	3.85	4.05	3.85	3.54	3.95
Nb	7.2	3.8	4.5	5.8	4.7	4.4	5.4	5.3	5.5	4.4
Ni	20.0	4.4	8.2	14.4	7.4	6.5	8.5	9.8	13.5	9.1
Pb	406.2	16.1	10.2	14.0	12.1	11.0	13.5	11.2	8.5	15.0
Rb	45.2	37.1	62.2	61.2	63.7	75.2	86.4	67.4	46.5	134.5
Sc	4.8	2.6	5.6	6.5	4.6	8.1	7.8	9.2	12.1	2.5
Sr	502.9	524.8	519.5	1026.8	761.6	1246.5	987.4	1074.6	1424.6	724.2
Ta	0.36	0.20	0.19	0.20	0.30	0.20	0.25	0.18	0.20	0.24
Th	10.7	12.2	7.6	8.7	6.8	8.0	7.4	8.5	5.6	13.8
V	72.3	39.2	189.1	110.7	69.3	116.0	89.3	117.6	177.1	54.2
U	4.2	4.5	2.7	2.8	2.4	2.6	2.8	2.7	2.3	5.1
Y	9.1	7.3	28.0	24.1	22.2	18.2	20.0	17.8	14.5	12.2
Zn	1701.2	323.2	65.1	51.4	52.1	69.1	58.6	57.1	58.9	27.2
Zr	126.3	144.2	132.2	208.3	136.6	96.2	112.5	123.4	97.1	322.6
La	25.0	28.0	19.2	21.1	22.9	19.4	18.1	20.5	20.5	41.5
Ce	40.0	46.0	42.1	41.4	38.7	35.8	37.9	44.6	37.7	64.9
Pr	4.29	4.49	5.10	5.70	4.80	4.10	4.50	5.30	4.21	6.50
Nd	16.1	16.7	22.0	26.7	23.8	25.4	23.5	21.7	22.4	24.6
Sm	2.7	2.5	4.9	3.4	2.4	3.3	2.7	2.8	2.4	2.8
Eu	0.81	0.83	1.20	1.60	1.10	0.90	1.20	1.30	1.80	1.10
Gd	2.43	2.23	4.40	4.30	3.80	3.20	3.80	4.40	4.80	3.40
Tb	0.28	0.26	0.80	0.45	0.56	0.50	0.39	0.73	0.42	0.45
Dy	1.73	1.44	4.40	4.30	3.80	2.90	2.92	5.06	4.50	2.15
Ho	0.6	0.7	1.0	0.9	1.0	0.6	0.8	0.9	0.7	1.0
Er	0.46	0.26	2.90	2.50	2.30	1.80	2.18	1.99	2.20	1.29
Yb	0.80	0.60	2.90	3.00	2.40	1.90	2.07	2.75	3.10	1.38
Tm	0.10	0.10	0.50	0.20	0.25	0.30	0.25	0.27	0.30	0.20



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای: الف) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979)؛ ب) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ پ) K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976).

کوارتز مونزونیت) در قلمرو گرانیتویدهای نوع I واقع می‌شوند (شکل ۵- ب)؛ در نمودار SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 2001)، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو گرانیتویدهای نوع I و متاآلومینوس واقع شده‌اند (شکل ۵- پ). همچنین از نظر کانی‌شناسی، در توده‌های گرانیتویدی منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر، کانی‌هایی نظیر هورنبلند، اسفن و بیوتیت دارای فراوانی قابل توجه هستند. ولی مسکوویت، کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت مشاهده نمی‌شوند. علاوه بر این، کوندوم در نورم نمونه‌های منطقه مطالعاتی حضور ندارد و این سنگ‌ها ماهیت متاآلومین دارند.

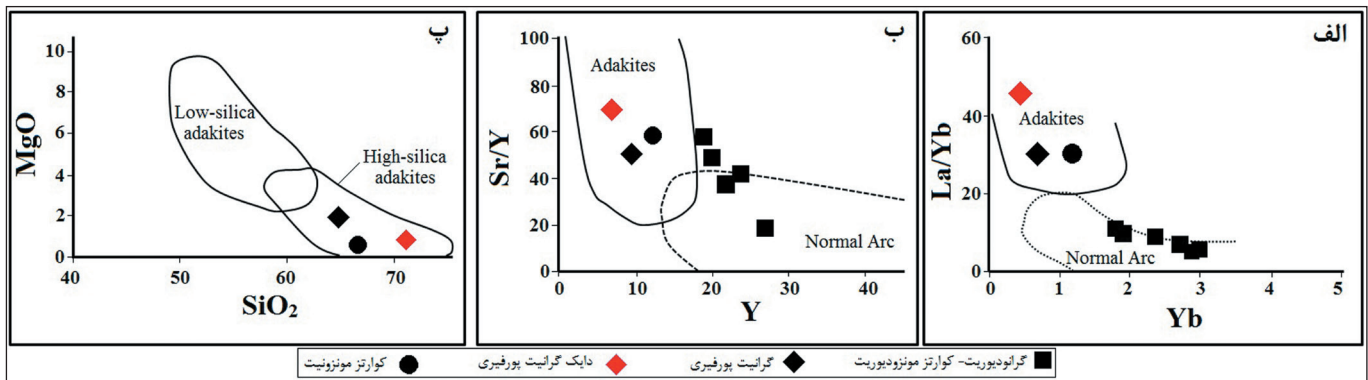
با مقایسه اطلاعات صحرائی، پتروگرافی و زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه با ویژگی‌های شاخص انواع مختلف گرانیتویدها (A، M، I، S)، می‌توان نتیجه گرفت که توده‌های گرانیتویدی منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر از نوع I هستند. شواهد و خصوصیات زیر مؤید این نکات است: ۱) روند کاهشی P_2O_5 در مقابل SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است که روند کاهشی مزبور از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992)؛ ۲) بر اساس نمودار SiO_2 در مقابل Zr (Collins et al., 1980) که برای تمایز گرانیتویدهای نوع I و A ارائه شده است، نمونه‌های مورد مطالعه (به استثنای نمونه مربوط به



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای: الف) A/NK در مقابل A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ ب) SiO_2 در مقابل Zr (Collins et al., 1980)؛ پ) SiO_2 در مقابل A/CNK (Chappell and White, 2001).

پایین نسبت‌های Sr/Y و La/Yb هستند و در قلمرو مربوط به محیط کماتی نرمال قرار می‌گیرند (شکل‌های ۶- الف و ب). در نمودار SiO_2 در مقابل MgO (Martin et al., 2005)، نمونه‌های آداکیتی مزبور در قلمرو آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند (شکل ۶- پ).

بر پایه نمودارهای Sr/Y در مقابل Y و La/Yb در مقابل Yb (Martin et al., 2005)، توده گرانیت پورفیری، دایک گرانیت پورفیری و استوک کوارتز مونزونیتی ماهیت آداکیتی دارند (شکل‌های ۶- الف و ب). نمونه‌های مربوط به توده گرانودیوریتی - کوارتز مونزونودیوریتی دارای مقادیر



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای: الف) Yb در مقابل La/Yb؛ ب) Y در مقابل Sr/Y؛ پ) SiO₂ در مقابل MgO. نمودارهای مزبور از (Martin et al., 2005) اقتباس شده است.

فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993) و یا فقر این عناصر در ناحیه منشأ به دلیل پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرایند تفریق (Wu et al., 2003) نسبت داد. آنومالی مثبت LILE همراه با آنومالی منفی HFSE می‌تواند از ویژگی‌های ماگماهای تولید شده از یک گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای در زون‌های فرورانشی باشد (Wilson, 1989). افت نسبی Nb و Ti از مشخصات توده‌های نفوذی در کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای محسوب می‌شود (Wang and Chung, 2004). وجود آنومالی مثبت در عناصری چون K و Th، می‌تواند بیانگر نقش مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمای مولد توده‌های نفوذی مورد مطالعه باشد (Harris et al., 1986). آنومالی منفی P از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992) که در نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده هستند. آنومالی مثبت Pb در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۸- ب) می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر پوسته قاره‌ای در تکوین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه و یا آلاش پوسته‌ای ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته در ترازهای بالاتر باشد (Kamber et al., 2002). همراه بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb، نشانه ماگماهای کمان ماگمایی و نقش پوسته قاره‌ای در تشکیل آنهاست (Hofmann, 1988). مقایسه الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای توده‌های گرانودیوریتی با سن انوسن بالایی و توده‌های گرانیتی با ماهیت آداکیتی و متعلق به میوسن و پلیوسن از بخش‌های شمالی باتولیت قره‌داغ واقع در جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان (شکل ۷- پ؛ Moritz et al., 2016) با الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۷- ب) نشانگر تشابه کامل الگوی عناصر کمیاب دو منطقه یادشده است. (Moritz et al., 2016) اعتقاد دارند که این الگوهای حاوی آنومالی منفی عناصر Ta، Nb، و Ti در توده‌های نفوذی مربوط به انوسن تا میوسن در بخش شمالی باتولیت قره‌داغ با ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با فرورانش سازگار هستند.

غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (شکل ۷- ت) می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Sigh, 2004) باشد. روندهای مسطح و موازی در عناصر HREE می‌تواند مربوط به عدم تفکیک و جدایش این عناصر در طی تحول ماگما باشد (Espinoza et al., 2008). غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های گرانیت پورفیری در مقایسه با توده‌های گرانودیوریتی به غنی‌شدگی فرایند سنگ منشأ گوشته‌ای و متاسوماتیسم آن با رسوبات فرورنده ارتباط داده شده است

در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995)، گرانودیوریت-کوارتز مونوزودیوریت‌ها و انکلاو کوارتز میکرودیوریتی از الگوی مشابهی برخوردار هستند (شکل ۷- الف). در این نمودارها، غنی‌شدگی عناصر LILE (عناصر با شعاع یونی بالا)، همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE (عناصر با میدان پایداری بالا) مشاهده می‌شود. در نمونه‌های گرانیت پورفیری و کوارتز مونوزونیت نیز غنی‌شدگی عناصر LILE همراه با آنومالی منفی عناصر HFSE مشاهده می‌شود که در مقایسه با گرانودیوریت‌ها دارای غنی‌شدگی نسبی بیشتر در عناصر LILE و تهی‌شدگی بیشتر در عناصر HFSE و HREE هستند. در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985) نیز همانند نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از عناصر LILE همراه با آنومالی منفی از عناصر HFSE مشاهده می‌شود (شکل ۷- ب). ویژگی بارز این نمودار آنومالی مثبت عنصر Pb است. این عنصر در نمونه گرانیت پورفیری آنومالی مثبت شاخص تری نشان می‌دهد. آنومالی مثبت نسبتاً ضعیف تر Pb در نمونه‌های گرانودیوریتی-کوارتز مونوزودیوریتی، کوارتز مونوزونیتی، دایک گرانیت پورفیری و انکلاو میکرودیوریتی نیز مشاهده می‌شود.

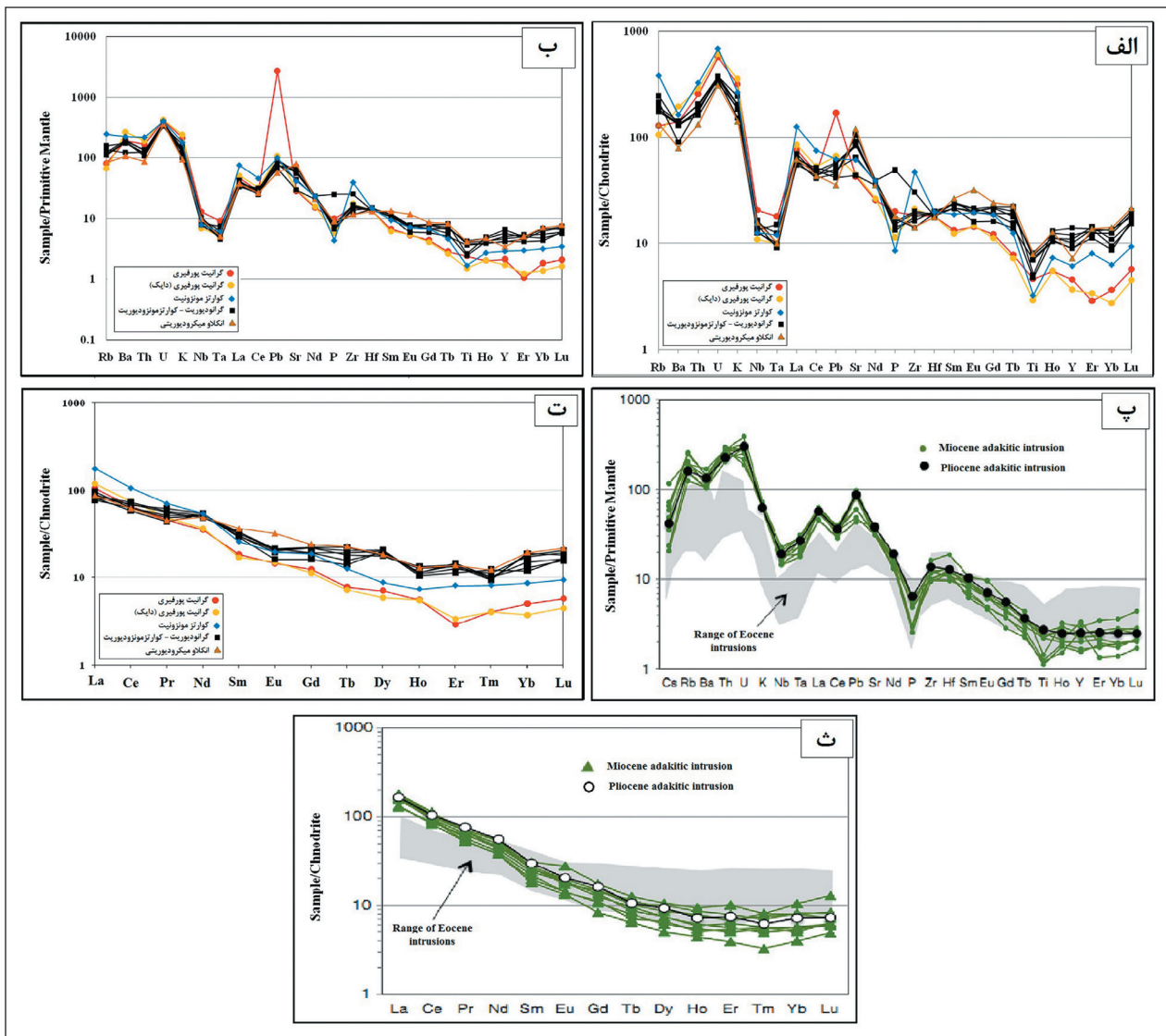
الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه، شیب منفی دارد و در آن عناصر LREE نسبت به عناصر HREE غنی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند (شکل ۷- پ). نمونه‌های گرانودیوریتی-کوارتز مونوزودیوریتی حاوی الگوی غنی از LREE و الگوی مسطح عناصر MREE و HREE هستند (شکل ۷- پ). الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه کوارتز مونوزونیتی نیز تا حدودی شبیه به الگوی نمونه‌های گرانودیوریتی-کوارتز مونوزودیوریتی است. در حالی که نمونه‌های گرانیت پورفیری، یک الگوی پرشیب غنی از LREE و فقیر از HREE نشان می‌دهند (شکل ۷- ت). این الگوها می‌تواند بیانگر دو منشأ متفاوت برای توده‌های گرانودیوریتی و گرانیت پورفیری باشد. برخی نمونه‌های گرانودیوریتی-کوارتز مونوزونیتی، آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند. توده‌های گرانیت پورفیری و کوارتز مونوزونیتی، حاوی آنومالی منفی بسیار ضعیف تا مثبت Eu هستند (شکل ۷- ت).

۶- پتروژنز

کمبود HFSE نظیر Ta، Nb، و Ti در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۷- الف و ب) را می‌توان به عوامل گوناگونی نظیر مشتق شدن ماگماها از یک گوشته متاسوماتیسم شده در منطقه فرورانش و یا ماگماتیسم مرتبط با فرایند فرورانش (Wilson, 1989)، شرکت مواد پوسته‌ای در

شمالی باتولیت قره‌داغ واقع در جمهوری‌های ارمنستان و آذربایجان (شکل ۷-ت)؛ (Moritz et al., 2016) با الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۷-ت) نشانگر تشابه کامل الگوی عناصر کمیاب دو منطقه یاد شده است. به اعتقاد (Moritz et al., 2016) الگوی تهی شده عناصر HREE در نمونه‌های آداکتیتی به سن میوسن و پلیوسن در مقایسه با توده‌های گرانودیوریتی مربوط به ائوسن (شکل ۷-ت)، بیانگر تهی‌شدگی فزاینده منبع گوشته‌ای این سنگ‌ها با گذشت زمان از ائوسن به میوسن و پلیوسن است. به‌طور کلی می‌توان گفت آنومالی‌های منفی عناصر HFSE همراه با غنی‌شدگی در عناصر LILE در دیاگرام‌های عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه برای فازهای گرانیتیویدی منطقه قره‌چیلر، مرتبط با یک محیط فرورانشی، تحول از یک ماگمای کالک‌آلکانل به کالک‌آلکانل پتاسیم بالا و در نهایت ماگمای با ماهیت آداکتیتی است. غنی‌شدگی بیشتر در عناصر LILE و LREE در نمونه‌های گرانیت پورفیری و کوارتزموزنویتی در مقایسه با نمونه‌های گرانودیوریتی-کوارتزموزنویتی می‌تواند در ارتباط با غنی‌شدگی و متاسوماتیسم فزاینده گوشته منشأ ماگمایی این سنگ‌ها توسط رسوبات فرورونده در نظر گرفته شود.

(Moritz et al., 2016). آنومالی منفی Eu که در الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت در گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۷-ت)، می‌تواند به دلیل تفریق پلاژیوکلاز و یا در تعادل بودن ماگما با یک منشأ گوشته‌ای پلاژیوکلازدار باشد (Wilson, 1989). آنومالی منفی Eu اغلب به وسیله فلدسپارها (به‌ویژه در ماگمای فلیسیک) کنترل می‌شود. زیرا Eu در حالت دو ظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است. در حالی که سایر عناصر کمیاب خاکی سه‌ظرفیتی، ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپارها چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی که در آن، فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. آنومالی منفی بسیار ضعیف تا مثبت در توده‌های گرانیت پورفیری و کوارتزموزنویتی می‌تواند مرتبط با عدم تفریق پلاژیوکلاز در نتیجه محتوای بالای آب ماگمایی، حالت اکسیداسیون بالا، تجمع پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه و یا تفریق هورنبلند باشد (Green and Pearson, 1985). مقایسه الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای توده‌های گرانودیوریتی با سن ائوسن بالایی و توده‌های گرانیتی با ماهیت آداکتیتی و متعلق به میوسن و پلیوسن از بخش‌های

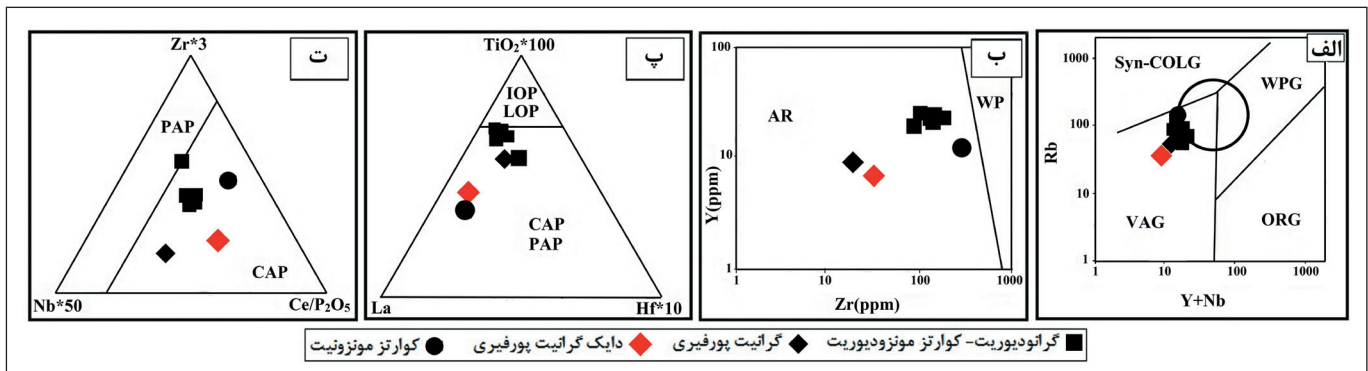


شکل ۷-الف) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه؛ ب) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Taylor and McLennan, 1985) برای نمونه‌های مورد مطالعه؛ پ) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای توده‌های نفوذی بخش شمالی باتولیت قره‌داغ (Moritz et al., 2016)؛ ت) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (McDonough and Sun, 1995) برای نمونه‌های مورد مطالعه؛ ث) الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای توده‌های نفوذی بخش شمالی باتولیت قره‌داغ (Moritz et al., 2016).

۷- جایگاه تکتونوماگمایی

نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمایی، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که بر اساس آنها، ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی می‌توانند بر اساس ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر تفکیک شوند (Rollinson, 1993). نمودار در مقابل Y+Nb (Pearce, 1996) برای تمایز محیط‌های مختلف تشکیل گرانیتوئیدها (VAG، ORG، WPG، Syn-COLG) و (Post-COLG) ارائه شده است. بر اساس این نمودار، همه نمونه‌ها در قلمرو کمان ماگمایی واقع شده‌اند (شکل ۸-الف). (Muller and Groves (1997) نمودار Zr در مقابل Y را برای تفکیک گرانیتوئیدهای داخل صفحه‌ای از گرانیتوئیدهای مرتبط با

کمان ارائه کرده‌اند. ترسیم نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر بر روی این نمودار نشانگر این است که تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان واقع می‌شوند (شکل ۸-ب). برای شناسایی نوع محیط تکتونوماگمایی مرتبط با کمان، نمودار سه‌تایی La-TiO₂-Hf توسط ایشان ارائه شده است. در این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده CAP+PAP قرار می‌گیرند (شکل ۸-پ). این محققین برای تمایز کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای (PAP) و کمان‌های بعد از برخورد (CAP)، نمودار سه‌تایی Nb-Zr-Ce/P₂O₅ را ارائه کرده‌اند. بر روی این نمودار، تمامی نمونه‌ها در محدوده کمان بعد از برخورد (CAP) قرار می‌گیرند (شکل ۸-ت).



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای: الف) Y در مقابل Y+Nb (Pearce, 1996)؛ ب) Zr در مقابل Y (Muller and Groves, 1997)؛ پ) نمودار سه‌تایی La-TiO₂-Hf (Muller and Groves, 1997)؛ ت) نمودار سه‌تایی Nb-Zr-Ce/P₂O₅ (Muller and Groves, 1997). گرانیت‌های پشته اقیانوسی، WPG: گرانیت‌های داخل صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیت‌های همزمان با برخورد، AR: مرتبط با کمان ماگمایی، WP: داخل صفحه‌ای، IOP: کمان اقیانوسی آغازی، LOP: کمان اقیانوسی تأخیری، PAP: کمان بعد از برخورد، CAP: کمان حاشیه فعال قاره‌ای.

این است که فاز گرانودیوریتی در منطقه آگاراک سنی در حدود ۴۹ میلیون سال (اوسن بالایی) نشان می‌دهد. این در حالی است که فاز مونزونیته از منطقه کاجاران مربوط به حدود ۳۱/۸ میلیون سال (الیگوسن) است. داده‌های سنی به دست آمده از دایک گرانیت پورفیری از معدن مس پورفیری کاجاران و همچنین توده گرانیت پورفیری موجود در جنوب کاجاران نیز سنی در حدود ۲۲/۵ میلیون سال (میوسن) را نشان داده‌اند. این موضوع حاکی از این است که فازهای گرانیتوئیدی موجود در باتولیت قره‌داغ (و منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر) در یک بازه زمانی گسترده و در نتیجه فازهای ماگمایی مختلف و پیوسته تشکیل شده‌اند.

همان‌گونه که در مباحث قبلی گفته شد، توده‌های گرانیتوئیدی منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر با ترکیب گرانودیوریت، کوآرتز مونزودیوریت، کوآرتز مونزونیته و گرانیت پورفیری از یک ماگمای کالک‌آلکانل پتاسیم متوسط تا بالا منشأ گرفته‌اند. سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکانل پتاسیم بالا اغلب در قوس‌های ماگمایی و محیط‌های تکتونیکی پس از برخورد تشکیل شده‌اند (Turner et al., 1996) و به ندرت در محیط‌های داخل صفحه‌ای مشاهده می‌شوند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 1990). به اعتقاد Turner et al. (1996) ماگماتیسیم پتاسیک پس از برخوردی یکی از ویژگی‌های متداول بسیاری از کمرندهای کوهزایی برخوردی در جهان است. از طرف دیگر، غنی‌شدگی در LREE و LILE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، شاخص ماگماهای مرتبط با فرورانش است (Wilson, 1989; Wang and Chung, 2004). این ماگماها دارای منشأ گوشته‌ای غنی شده از عناصر LILE توسط سیالات متاسوماتیک مشتق شده از رسوبات یا صفحه فرورونده هستند (Cameron et al., 2003). در مطالعات Moritz et al. (2016) آنومالی‌های

(Barbarin 1999) گرانیتوئیدها را بر اساس ویژگی‌های کانی‌شناسی، پتروگرافی، روابط صحرایی، زمین‌شیمی و ویژگی‌های ایزوتوپی به ۷ گروه (MPG (گرانیت‌های پرآلومین موسکویت‌دار، CPG (گرانیت‌های پرآلومین کردیدریت‌دار، KCG (گرانیت‌های کالک‌آلکانل غنی از پتاسیم)، ACG (گرانیت‌های کالک‌آلکانل آسفبول‌دار)، PAG (گرانیت‌های پرآلکانل)، RTG (گرانیت‌های توله‌ای پشته اقیانوسی) و ATG (گرانیت‌های توله‌ای محیط کمانی) تقسیم کرده است. بر اساس این تقسیم‌بندی، توده گرانودیوریتی-کوآرتز مونزودیوریتی مورد مطالعه از نوع ACG و استوک کوآرتز مونزونیته و آپوفیز و دایک گرانیت پورفیری به نوع KCG شبیه هستند. گرانیتوئیدهای ACG به مقادیر مختلف در بالای زون فرورانش جایگیری کرده‌اند و در حواشی فعال قاره‌ای، گرانیتوئیدهای ACG باتولیت‌های بزرگی به موازات درازگودال تشکیل می‌دهند (Barbarin, 1999). گرانیتوئیدهای KCG در بسیاری از محیط‌های ژئودینامیکی مختلف موجود هستند. این سنگ‌ها در طی تحول رژیم فشاری به رژیم کششی تشکیل می‌شوند (Bonin, 1990). از این رو گرانیت‌های KCG در کمرندهای کوهزایی مرتبط با برخورد قاره‌ای، به ویژه زمانی که برخورد خاتمه پیدا می‌کند، به فراوانی دیده می‌شوند (Barbarin, 1999). به طور کلی، با توجه به مطالب بالا می‌توان محیط حاشیه فعال قاره‌ای را برای فازهای گرانودیوریتی-کوآرتز مونزودیوریتی منطقه کانه‌زایی قره‌چیلر در نظر گرفت.

۸- بحث

داده‌های سن‌سنجی به دست آمده توسط Moritz et al. (2016) بر روی فازهای مختلف باتولیت مقری-اردوباد (باتولیت قره‌داغ) در جمهوری ارمنستان حاکی از

گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه منجر به تشکیل ماگماتیسیم کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی و/یا آداکیتی می شود (Hou et al., 2011).

۹- نتیجه گیری

با توجه به نتایج به دست آمده از پژوهش حاضر و با استناد به نتایج مطالعات قبلی می-توان سناریوی زیر را برای تشکیل توده های نفوذی منطقه کانه زایی قره چیلر (بخشی از باتولیت قره داغ یا باتولیت مقری- اردوباد) مطرح کرد: در مرحله اول، همگرایی تکنونیک صافه عربی و اوراسیا منجر به فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر خُرده قاره های به هم متصل شده نظیر بلوک ارمنستان جنوبی شده و در نتیجه، ماگماتیسیم ائوسن با ماهیت کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا در این منطقه شده است. این ماگماتیسیم مربوط به دوره زمانی ۴۴ تا ۵۰ میلیون سال قبل است. در طی فرورانش مزبور، آب زدایی لبه فرورنده منجر به متاسوماتیسیم فزاینده گوه گوشته ای می شود. برخورد قاره ای صافه عربی- اوراسیا در مرز ائوسن- الیگوسن منجر به دگرشکلی شدید در منشورهای به هم افزوده می شود و گسل های ترانس لیتوسفریک، مسیرهای مناسبی را برای بالا آمدگی آستوسفری و افزایش جریان حرارتی فراهم می کنند. ماگماتیسیم شوشونیتی در طی الیگوسن آغازی (۳۲ تا ۳۳ میلیون سال) از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری متاسوماتیسیم شده در نتیجه کاهش فشار حاصل می شود. ماگماهای آداکیتی (مربوط به میوسن) نیز در نتیجه ذوب بخشی پوسته تحتانی ضخیم شده توسط دیاپیرهای داغ گوشته لیتوسفری متاسوماتیسیم شده حاصل شده است. عقب نشینی لبه فرورنده در نتیجه تحول رژیم تکنونیک برخوردی در طی الیگومیوسن نیز ممکن است در بالا آمدگی آستوسفری مؤثر بوده باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و همچنین از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین به خاطر راهنمایی های علمی ارزنده شان که منجر به غنای بیش تر مقاله حاضر شده است، کمال تشکر را دارند.

منفی عناصر Nb، Ta و Ti همراه با غنی شدگی در عناصر LILE در دیاگرام های عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه برای فازهای گرانیتویدی باتولیت مقری- اردوباد (باتولیت قره داغ؛ مربوط به بازه زمانی ائوسن بالایی تا میوسن) و همچنین شباهت الگوهای مزبور در فازهای مختلف، مرتبط با یک محیط فرورانشی و تحول از یک ماگمای کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا در ائوسن به یک ماگمای شوشونیتی در الیگوسن زیرین و در نهایت ماگمای با ماهیت آداکیتی در میوسن تفسیر شده است. مطالعات ایزوتوپی Pb فازهای مختلف باتولیت مقری- اردوباد توسط Moritz et al. (2016) بیانگر یک منشأ گوشته لیتوسفری برای این توده ها است. همچنین، داده های ایزوتوپی Sr-Nd بر روی فازهای مختلف باتولیت مقری- اردوباد بیانگر افزایش نقش بیشتر گوشته در فازهای ماگمایی جوان تر هستند (Moritz et al., 2016).

Moritz et al. (2016) بر اساس داده های سنی و ایزوتوپی، تحول ماگمایی در باتولیت مقری- اردوباد (باتولیت قره داغ) را به دو دوره زمانی ائوسن و الیگومیوسن تقسیم می کنند. ایشان، ماگماتیسیم کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالای ائوسن را همزمان با فعالیت ماگمایی گسترده در ایران و مرتبط با فرورانش نئوتتیس در نظر می-گیرند. به اعتقاد Moritz et al. (2016)، طی این رخداد ماگمایی، گوه گوشته ای متحمل متاسوماتیسیم توسط رسوبات فرورنده شده و پوسته به طور فزاینده ای ضخیم شده است. فعالیت ماگمایی بعدی (الیگومیوسن)، همزمان با حادثه تکنونیک برخورد قاره ای و بعد از برخورد اوراسیا- صافه عربی است (Moritz et al., 2016). در رشته کوه های قفقاز کوچک، البرز و طالش، تکنونیک برخوردی با دگرشکلی شدید همراه بوده است که به وسیله معکوس شدگی حوضه ها، ترافشارش و کوتاه شدگی بعد از ائوسن مشخص می شود (Brunet et al., 2003). تکنونیک برخوردی مزبور، محیط مناسبی را برای لایه لایه شدن (delamination) قاره ای و بالا آمدگی آستوسفر فراهم می کند (Meissner and Mooney, 1998). در رژیم تکنونیک ترافشارشی، گسل های ترانس لیتوسفریک مسیرهای مناسبی برای بالا آمدگی آستوسفری هستند (Zheng et al., 2008). بالا آمدگی آستوسفری همراه با افزایش جریان حرارتی و ذوب حاصل از کاهش فشار پوسته زیرین ضخیم شده و

کتابنگاری

- ابراهیمی، س.، مینگ پن، ی.، علیرضایی، س. و مهرپرتو، م.، ۱۳۸۸- مطالعات کانی شناسی و میان بارهای سیال ذخیره طلای اپی ترمال شرف آباد، شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۱، صص. ۱۴۹ تا ۱۵۴.
- اکبرپور، ا.، ۱۳۸۴- زمین شناسی اقتصادی منطقه کیمکی با نگرشی ویژه بر کانی سازی طلا و مس (مسجدداغی جلفا، آذربایجان شرقی)، رساله دکترای زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، ۲۴۱ ص.
- آسیای صوفیانی، ف.، مختاری، م. ع.، ا.، کوهستانی، ح. و عظیم زاده، ا. م.، ۱۳۹۷- زمین شناسی، زمین شیمی و مطالعات میان بارهای سیال در رگه های کوارتزی مس- مولیبدن- طلا دار قره چیلر، شمال خاور خاوران، آذربایجان شرقی، مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ۱۰، شماره ۱، صص. ۱۳۹ تا ۱۷۱.
- حسین زاده، ق.، ۱۳۸۷- مطالعه زمین شناسی، ژئوشیمی، سیالات در گیر، دگرسانی و ژنز کانسار مس پورفیری سوناجیل، خاور هریس، آذربایجان خاوری، رساله دکترای زمین شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، ۲۳۰ ص.
- حیدرزاده، ر.، ۱۳۸۵- کانی شناسی، دگرسانی و ژنز کانی سازی طلا در منطقه زگلیک- ساریلار، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۲۳ ص.

- سهرابی، ق.، حسین زاده، م.ر.، کلاگری، ع.ا. و حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۹۴- مطالعه کانی‌سازی مولیبدن در نوار قره‌داغ (اردوباد)- شیورداغ با تأکید بر سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و دگرسانی توده‌های نفوذی میزبان (شمال باختر ایران)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، صص. ۲۴۳ تا ۲۵۸.
- عدلی، ز.، رسا، ا. و درویش‌زاده، ع.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی و تعیین خاستگاه ماگمای کانسار مس پورفیری هفت‌چشمه، آذربایجان شرقی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۰، صص. ۱۹۷ تا ۲۰۸.
- فردوسی، ر.، کلاگری، ع.ا.، حسین زاده، م.ر. و سیاه‌چشم، ک.، ۱۳۹۴- سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و شیمی کانی‌های استوگ پورفیری آسترکان، خاروانا، آذربایجان شرقی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال ۲۳، شماره ۴، صص. ۷۵۹ تا ۷۷۴.
- مختاری، م.ع.ا.، پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز باتولیت قره‌داغ (خاور سیه‌رود- آذربایجان خاوری) و هاله اسکارنی آن، با نگرشی بر کانی‌سازی مرتبط با توده‌ی نفوذی، رساله دکتری زمین‌شناسی، گرایش پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۴۷ ص.
- مختاری، م.ع.ا.، ابراهیمی، م. و قربانی، م.ر.، ۱۳۹۵- مطالعه کانی‌شناسی و فرایندهای اسکارنی شدن در اسکارن مس- آهن آوان، شمال خاور خاروانا، شمال باختر ایران، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۸، شماره ۲، صص. ۳۵۹ تا ۳۸۰.
- مختاری، م.ع.ا.، معین‌وزیری، ح.، قربانی، م.ر. و مهرپرتو، م.، ۱۳۹۲- زمین‌شناسی و ژئوشیمی کانی‌سازی طلا- مس- مولیبدن در منطقه ایتق- قره‌چیلر (شمال خاور خاروانا، آذربایجان شرقی)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۰، صص. ۱۳۵ تا ۱۵۰.
- مختاری، م.ع.ا.، معین‌وزیری، ح.، قربانی، م.ر. و مهرپرتو، م.، ۱۳۹۱- کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی اسکارن کمتال (شمال خاروانا، آذربایجان شرقی)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۶، صص. ۲۱۳ تا ۲۲۰.
- مهرپرتو، م.، میرزائی، م. و علانی‌مه‌بادی، س.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌رود. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

References

- Baghban, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Mokhtari, M. A. A. and Gregory, D., 2015- Geology, mineral chemistry and formation conditions of calc-silicate minerals of Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Eastern Azarbaijan Province, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 68: 79- 96.
- Baghban, S., Hosseinzadeh, M. R., Moayyed, M., Mokhtari, M. A. A., Gregory, D. and Mahmoudi Nia, H., 2016- Chemical composition and evolution of the garnets in the Astamal Fe-LREE distal skarn deposit, Qara Dag- Sabalan metallogenic belt, Lesser Caucasus, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 78: 166- 175.
- Barbarin, B., 1999- A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605- 626.
- Bonin, B., 1990- From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25: 261- 270.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V. and Nikishin, A. M., 2003- The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156: 119- 148.
- Calagari, A. A. and Hosseinzadeh, G., 2006- The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 423- 438.
- Calagari, A. A., 1997- Geochemical, stable isotope, noble gas, and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaijan, Iran: Implication for genesis. Unpublished Ph.D. Thesis. Manchester University, Manchester, 537 p.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D., 2003- Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119: 21- 50.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83: 1- 26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489- 499.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1980- Nature and origin of A-type granites with particular reference to south eastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80: 189- 200.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Boston, George Allen and Unwin London.
- Espinoza, F., Morata, D., Polve, M., Lagabrielle, Y., Maury, C. and Guivel, C., 2008- Bimodal Back-arc alkaline magmatism after ridge subduction Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). *Lithos*, 101: 191- 217.
- Green, T. H. and Pearson, N. J., 1985- Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1465- 1468.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision zone magmatism. *Geological Society Special Publication*, 19: 67- 81

- Hofmann, A. W., 1988- Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297- 314.
- Hou, Z., Zhang, H., Pan, X. and Yang, Z., 2011- Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39: 21- 45.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523- 276.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: Contributions to Mineralogy and Petrology, 144: 38- 56.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z., Stein, H. J. and Johnson, C. A., 2018- Timing and genesis of ore formation in the Qarachilar Cu-Mo-Au deposit, Ahar-Arasbaran metallogenic zone, NW Iran: Evidence from geology, fluid inclusions, O-S isotopes and Re-Os geochronology. *Ore Geology Reviews*, 102: 757- 775.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635- 643.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D., 2005- An overview of adakite, tonalite- trondhjemite- granodiorite (TTG) , and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79: 1- 24.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223- 253.
- Meissner, R. and Mooney, W., 1998- Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escape. *Tectonophysics*, 296: 47- 60.
- Mokhtari, M. A. A., 2012- The mineralogy and petrology of the Pahnava Fe skarn in the eastern Azarbaijan, NW Iran. *Central European Journal of Geosciences*, 4(4): 578- 591.
- Mollaie, H., Pe-Piper, G. and Dabiri, R., 2014- Genetic relationships between skarn ore deposits and magmatic activity in the Ahar region, Western Alborz, NW Iran. *Geologica Carpathica*, 65(3): 207- 225.
- Moritz, R., Rezeau, H., Ovtcharova, M., Tayan, R., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Putlitz, B., 2016- Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan. *Gondwana Research*, 37: 465- 503.
- Muller, D. and Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization. Second edition, Springer Verlag, 242 p.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rock. *Episodes*, 19(4): 120- 125.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58: 63- 81.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.
- Simonds, V. and Moazzen, M., 2015- Re–Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan and Iran. *International geology Review*, 57(3): 290- 304.
- Srivastava, R. K. and Sigh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian Craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 373- 389.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313- 345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W., 1996- Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45- 71.
- Wang, K. L. and Chung, S. L., 2004- Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45: 975- 1011.
- Wilson, M., 1989- Igneous Petrogenesis. Chapman and Hall, London.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S.A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D., 2003- Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos*, 67: 191-204.

Zheng, T. Y., Zhao, L., Xu, W. W. and Zhu, R. X., 2008- Insight into modification of North China Craton from seismological study in the Shandong Province. *Geophysical Research Letters*, 35(22): 1- 5.

Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of intrusive rocks in Qarachilar Cu-Mo-Au mineralization (NE Kharvana, Eastern Azarbaijan)

F. Asiy Soufiani¹, M. A. A. Mokhtari^{2*}, H. Kouhestani², A. M. Azimzadeh³

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

²Associated Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2017 April 19

Accepted: 2017 December 09

Abstract

Qarachilar Cu-Mo-Au mineralization is located within the Qaradagh batholite in the Arasbaran metallogenic zone. This area is a part of southern margin of Lesser Caucasus. Qaradagh batholite at the Qarachilar mineralization area composed of granodiorite- quartz monzodiorite (as host rock of mineralization), diorite, quartz monzonitic stocks, apophyses of porphyritic granite and acidic to intermediate dykes. All of the mentioned intrusions have calc-alkaline to high-K calc-alkaline nature and classified as metaluminous I-type granites. The porphyritic granite apophyses and dykes, and quartz monzonitic stocks have adakitic nature and can be classified as high silica adakites. Chondrite normalized REE patterns in granodiorites- quartz monzodiorites indicate enrichment in LREE and flat trend in MREE and HREE, while porphyritic granites show steep pattern with enrichment in LREE and depletion in HREE. Based on field investigation, geological, petrological, geochemical and tectonomagmatic discrimination diagrams, it can be conclude that granodiorite- quartz monzodiorite phase was formed in active continental margin as a result of Neo-Tethyan ocean subduction beneath the Eurasia. The quartz monzonite stocks and porphyritic granites were formed in a post collisional setting from metasomatized lithospheric mantle wedge.

Keywords: Geochemistry, Qaradagh batholiths, Arasbaran, Qarachilar, Kharvana

For Persian Version see pages 227 to 240

*Corresponding author: M. A. Asghar Mokhtari; E-mail: amokhtari@znu.ac.ir