

زمین شیمی و محیط زمین ساختی-ماگمایی سنگ های آتشفشانی منطقه گویجه ییلاق (جنوب قیدار)، استان زنجان

حسین باقرپور^۱، میرعلی اصغر مختاری^{۲*}، حسین کوهستانی^۲، قاسم نباتیان^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۷/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۹

چکیده

سنگ های آتشفشانی گویجه ییلاق در فاصله حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب باختر زنجان قرار گرفته و بخشی از پهنه ایران مرکزی می باشد. واحدهای سنگی منطقه گویجه ییلاق متعلق به سنوزویک بوده و عمدتاً متشکل از واحدهای آتشفشانی (گدازه های بازالتی تا آندزیتی) و رسوبی الیگومیوسن می باشند. بر اساس تقسیم بندی زمین شیمیایی، گدازه های یاد شده از نوع بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت بوده و دارای ماهیت کالک آکالان تا کالک آکالان پتاسیم بالا هستند. در نمودارهای عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه، گدازه های یاد شده، از الگوی مشابهی برخوردار بوده و دارای غنی شدگی عناصر LILE (Ba, Th, K) و Pb همراه با بی هنجاری منفی عناصر HSFE (Ti و Nb) می باشند. این سنگ ها دارای الگوی عناصر کمیاب خاکی غنی از LREE نسبت به HREE و نسبت بالای LREE/HREE می باشند. در نمودارهای تمایز محیط های زمین ساختی-ماگمایی، این سنگ ها مربوط به کمان ماگمایی قاره ای هستند. بر اساس نتایج داده های ژئوشیمیایی می توان گفت که سنگ های آتشفشانی منطقه گویجه ییلاق از ذوب بخشی ۲۰-۵ درصدی یک گوشته گارنت اسپینل لرزولیتی غنی شده مرتبط با فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی، در کمان ماگمایی ارومیه- دختر تشکیل شده اند.

کلیدواژه ها: زمین شیمی، محیط تکتونوماگمایی، گویجه ییلاق، قیدار، زنجان، ایران مرکزی

* نویسنده مسئول: میرعلی اصغر مختاری

E-mail: amokhtari@znu.ac.ir

۱- پیش نوشتار

سنگ های ماگمایی سنوزویک ایران در شمال زمین درز زاگرس به طور گسترده ای قابل مشاهده بوده و از نظر زمانی مربوط به ائوسن تا کواترنری هستند (Asiabanha and Foden, 2012). بخش عمده سنگ های ماگمایی یاد شده، مربوط به کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر در پهنه ایران مرکزی می باشد (آقناباتی، ۱۳۸۳). فعالیت های ماگمایی مربوط به کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر در جنوب زنجان، گسترش محدودی داشته و عمدتاً به صورت فعالیت های آتشفشانی- رسوبی در بین توالی رسوبی الیگومیوسن قابل مشاهده هستند. در جنوب شهر قیدار (خدا بنده) واقع در جنوب خاور زنجان، یک سری سنگ های آتشفشانی رخنمون دارند. همانند بسیاری از بخش های پهنه ایران مرکزی و به ویژه کمان ماگمایی ارومیه- دختر، در این منطقه نیز در اثر عملکرد فاز کوه زایی آلپی، سنگ های آتشفشانی از ائوسن تا میوسن تشکیل شده اند، لیکن فعالیت های ماگمایی ائوسن از گسترش کمتری در مقایسه با دیگر نقاط ایران برخوردار بوده، و فعالیت های آتشفشانی مربوط به الیگومیوسن دارای گسترش نسبتاً قابل توجهی هستند. سنگ های آتشفشانی الیگومیوسن جنوب قیدار عمدتاً دارای ترکیب حدواسط- بازیک بوده و در بین توالی رسوبی مربوط به الیگومیوسن (سازند قم) قرار گرفته اند (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵). همچنین، یک سری فعالیت های ماگمایی ساب و لکانیک به سن میوسن در این منطقه مشاهده می شود که به داخل واحدهای رسوبی و آتشفشانی الیگومیوسن نفوذ کرده اند (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵؛ صالحی و همکاران، ۱۳۸۹). سنگ های آتشفشانی یاد شده، در جنوب قیدار میزبان کانه زایی های سرب (روی- نقره) گویجه ییلاق و سرب- روی (نقره) گمیش تپه بوده و مطالعات متعددی بر روی کانه زایی های یاد شده انجام شده است (مهدیخانی، ۱۳۹۵؛ صالحی و همکاران، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۴؛ باقرپور، ۱۳۹۶)، لیکن تاکنون مطالعه علمی دقیقی بر روی ویژگی های سنگ شناختی و زمین شیمی سنگ های آتشفشانی میزبان انجام نشده است. از طرف دیگر، سنگ های آتشفشانی مربوط به ائوسن در بخش های مختلف ایران بویژه کمان های ماگمایی البرز و ارومیه- دختر در بخش های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است (مانند Asiabanha and Foden, 2012؛ خلعتبری جعفری و همکاران، ۱۳۹۵)، لیکن تاکنون

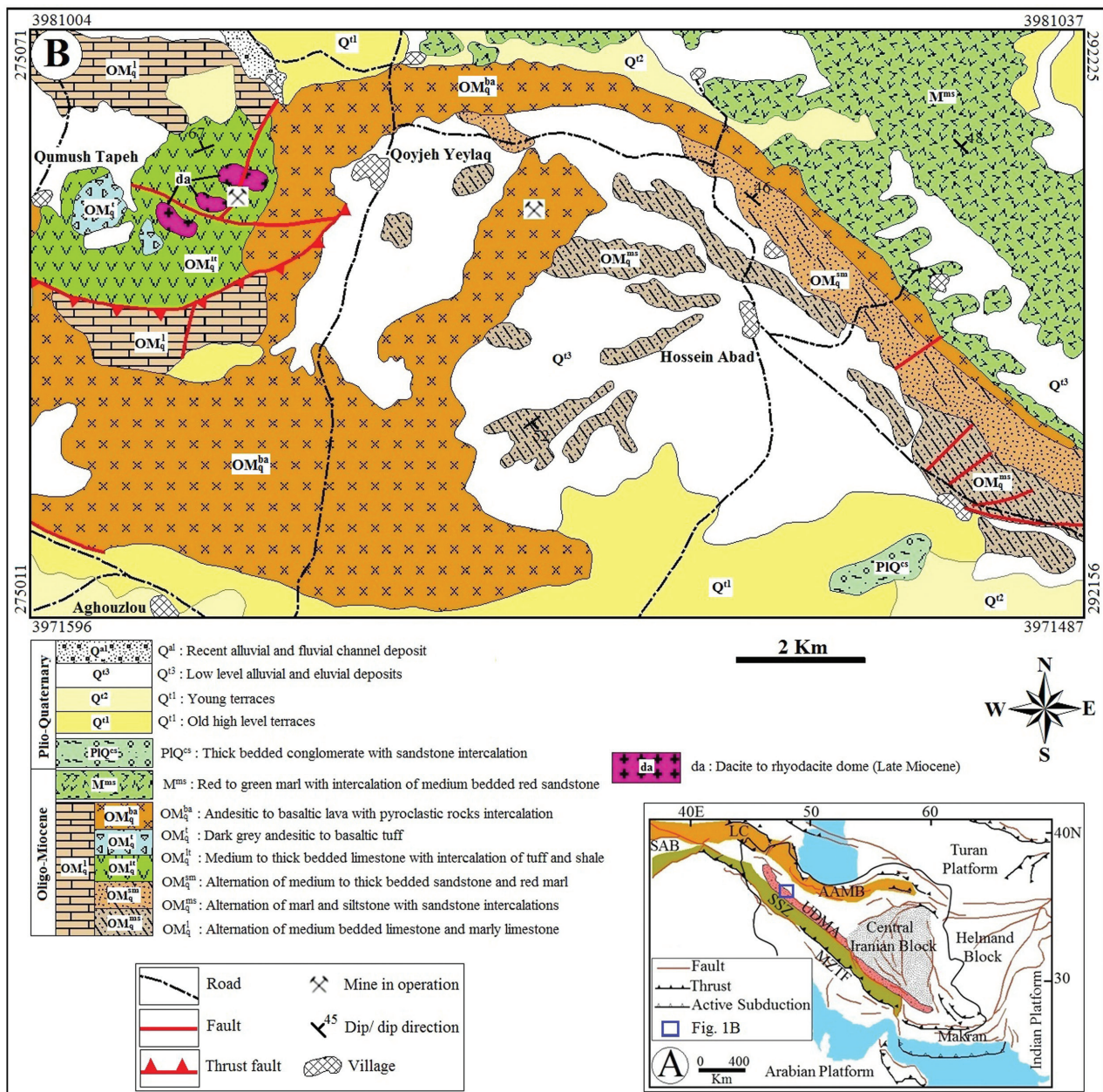
۲- زمین شناسی

سنگ های آتشفشانی حدواسط- بازیک منطقه گویجه ییلاق بخش کوچکی از برکه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزبان (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵) را در بخش های مرکزی تا باختری آن به خود اختصاص می دهد. به منظور شناسایی واحدهای سنگی منطقه گویجه- ییلاق و بررسی چگونگی ارتباط واحدهای سنگی، نقشه زمین شناسی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۱).

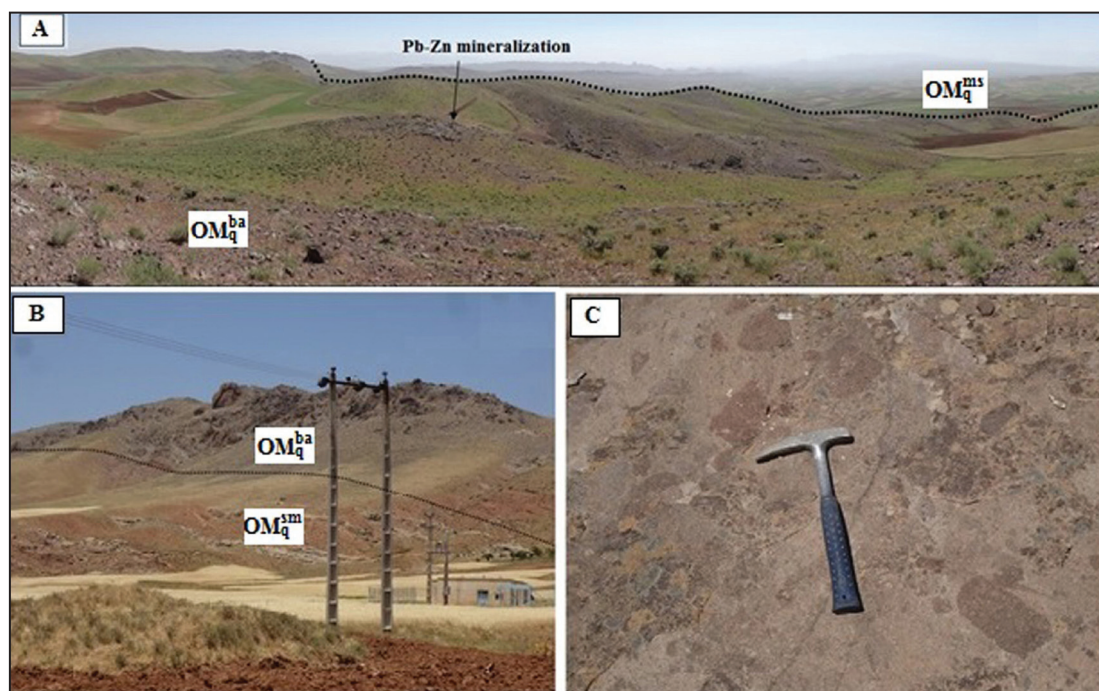
به طور کلی، واحدهای سنگی تشکیل دهنده منطقه گویجه ییلاق متعلق به سنوزویک بوده و متشکل از واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی الیگومیوسن با ترکیب بازالت تا آندزیت به همراه واحدهای رسوبی الیگومیوسن (سازند قم) با ترکیب سنگ آهک، آهک مارنی، سیلت سنگ، مارن، ماسه سنگ و شیل، واحدهای سنگی میوسن (سازند قرمز بالایی) متشکل از توالی مارن قرمز و سبز با میان لایه های ماسه سنگ قرمز و کنگلومرای سبتر لایه با میان لایه های ماسه سنگی مربوط به پلیوکواترنری می باشند. در بخش های شمال باختری منطقه، یک سری گنبد های داسیتی با سن میوسن بالایی (مجیدی فرد و شافعی، ۱۳۸۵) به داخل توالی رسوبی و آتشفشانی- رسوبی الیگومیوسن نفوذ کرده اند. واحدهای رسوبی کواترنری نیز با گسترش قابل توجه در منطقه مشاهده می شود که عمدتاً به عنوان زمین های کشاورزی مورد استفاده قرار می گیرند. گدازه های با ترکیب بازالت تا آندزیت مهم ترین واحد سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۲- A). این سنگ ها به رنگ خاکستری روشن تا تیره به صورت تپه های کم ارتفاع قابل مشاهده است. در بخش های شمالی منطقه، این سنگ ها با ریخت شناسی صخره ساز و به صورت یک نوار با راستای تقریبی خاوری- باختری گسترش دارند (شکل ۲- B). گدازه های

قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۱). روند غالب دایک‌ها، شمال‌باختر- جنوب‌خاور بوده و ستریای آنها تا ۲ متر می‌رسد. واحدهای رسوبی مربوط به الیگومیوسن (سازند قم) در بخش‌های شمال باختر، مرکز و خاور منطقه رخمون داشته و متشکل از توالی سنگ آهک، آهک مارنی، سیلت‌سنگ، ماسه‌سنگ، مارن و شیل می‌باشند. واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی مورد مطالعه به‌صورت هم‌شیب در بین توالی رسوبی الیگومیوسن قرار دارند (شکل ۳-۲). در بخش‌های شمال‌خاوری منطقه مورد مطالعه، توالی رسوبی میوسن (سازند قرمز بالایی) متشکل از مارن‌های قرمز و سبز با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز به‌صورت هم‌شیب توالی سازند قم را می‌پوشانند.

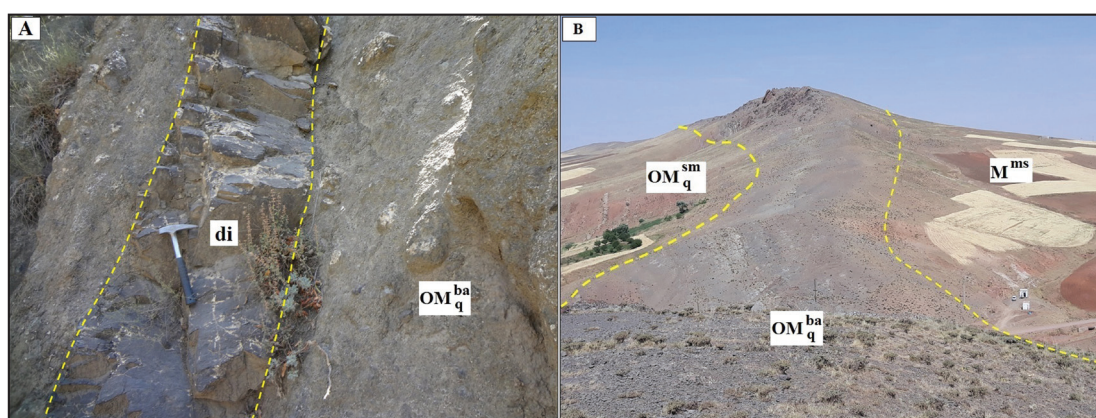
یاد شده، دارای بافت پورفیری هستند. در بین این گدازه‌ها، واحدهای آگلومرای، توف برش و لیتیک توف نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۲). کانه‌زایی سرب (روی- نقره) گویجه بیلاق در داخل گدازه‌های یاد شده تشکیل شده است. در نتیجه رخداد کانه‌زایی یاد شده، این سنگ‌ها به درجات متغیری متحمل دگرسانی کلریتی شده‌اند. عیار متوسط سرب و روی در این کانه‌زایی به ترتیب برابر با ۶ و ۱/۵ درصد و عیار متوسط نقره نیز ۸۵ گرم در تن (حداکثر تا ۲۴۰ گرم در تن) به‌دست آمده است (مهدیخانی، ۱۳۹۵). در داخل گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی، تعدادی دایک با ترکیب میکرودیوریتی



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰,۰۰۰ تهیه شده از منطقه گویجه بیلاق.



شکل ۲- A- نمایی از گدازه‌های با ترکیب بازالت- آندزیت (OM_q^{ba}) با ریخت‌شناسی هموار و تپه‌های کم‌ارتفاع (دید به سمت خاور). موقعیت کانه‌زایی سرب- روی گویچه بیلاق در تصویر مشخص شده است. B- نمایی از گدازه‌های با ترکیب بازالت- آندزیت (OM_q^{ba}) با ریخت‌شناسی صخره‌ساز در شمال منطقه (دید به سمت شمال‌باختر). C- نمایی نزدیک از واحد آگلومرای در تناوب با گدازه‌های منطقه (واحد OM_q^{ba}).



شکل ۳- A- نمایی نزدیک از دایک میکرودیوریتی موجود در حاشیه باختری کانه‌زایی سرب (روی- نقره) گویچه بیلاق و در داخل گدازه‌های با ترکیب آندزیتی (دید به سمت شمال‌باختر). B- نمایی از واحدهای گدازه‌ای- توفی OM_q^{ba} و تناوب ماسه‌سنگ‌های قرمز- خاکستری با میان‌لایه‌های سیلت‌سنگ و مارن (OM_q^{sm}) مربوط به سازند قم و توالی مارنی با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی (M^{ms}) مربوط به سازند قرمز بالایی (دید به سمت باختر).

۳- روش پژوهش

تحقیقات به عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی می‌باشد. مطالعات صحرایی شامل شناسایی فازهای مختلف سنگ‌های آتشفشانی در منطقه گویچه بیلاق و نمونه‌گیری از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. در این راستا ۴۲ نمونه از واحدهای سنگی برداشت شده و از بین آنها تعداد ۲۲ نمونه برای تهیه مقطع نازک به منظور مطالعات سنگ‌شناختی انتخاب شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، ۱۱ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های مربوط به فازهای مختلف سنگی در این منطقه برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب شد. اکسیدهای عناصر اصلی به روش‌های XRF در شرکت زر آزما و عناصر

کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه Labwest استرالیا آنالیز شدند. دقت آنالیز اکسیدهای اصلی در حد ۰/۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب در حدود ۰/۱ گرم در تن می‌باشد.

۴- سنگ‌نگاری

با توجه به نتایج مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته، واحدهای گدازه‌ای منطقه مورد مطالعه به سه گروه بازالت، پیروکسن آندزیت و آندزیت قابل تقسیم می‌باشند. آندزیت‌ها واحد سنگی غالب منطقه بوده و بازالت‌ها با گسترش محدود حضور دارند.

مقدار کم‌تری کلینوپروکسن و هورنبلند بوده و دارای بافت سری‌ایت، پورفیری و غربالی هستند. پلاژیوکلازها دارای دو نسل می‌باشند: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که ابعاد آنها تا ۵ میلی‌متر می‌رسد و دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی (شکل ۴-۴H) بوده و در مواردی حاوی ادخال‌هایی از کلینوپروکسن هستند. بلورهای پلاژیوکلاز کوچک موجود در زمینه با ابعاد کم‌تر از ۱ میلی‌متر و با منطقه‌بندی قابل مشاهده هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیش از ۸۵ درصد مجموع درشت‌بلورها را شامل می‌شوند. درشت‌بلورهای کلینوپروکسن نیز دارای دو نسل می‌باشند: بلورهای درشت‌پروکسن با فراوانی حدود ۵ درصد مجموع بلورهای درشت که ابعاد آنها تا ۱ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴H)، برخی از این بلورها دگرسانی به کلسیت و کلریت را نشان می‌دهند (شکل ۴-۴I). کلینوپروکسن‌های کوچک موجود در زمینه با ابعاد کم‌تر از ۱ میلی‌متر حضور داشته که عمدتاً به کلریت دگرسان شده‌اند. بلورهای آمفیبول اوپاسیته‌شده با فراوانی حدود ۱۰ درصد و در ابعاد کم‌تر از ۱ میلی‌متر در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴H). کانی‌های کدر هم به‌صورت اولیه و ریزبلور در متن سنگ و هم به‌صورت ثانویه و در نتیجه دگرسانی کانی‌های مافیک اولیه در سنگ حضور دارند. رگچه‌های کلسیتی این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند.

۵- زمین‌شیمی

با وجود این که براساس شواهد سنگ‌شناختی در سنگ‌های آتشفشانی انتخاب شده از منطقه مورد مطالعه برای آنالیز، شدت دگرسانی پایین است، اما میزان LOI در برخی نمونه‌ها بالاتر از ۲ درصد وزنی است (جدول ۱). به همین دلیل ممکن است تمرکز عناصری مثل K و Na در اثر دگرسانی پس از تبلور تغییر کرده باشد. همچنین، عناصر Zn و Pb در برخی نمونه‌ها دارای تمرکزهای قابل توجهی هستند که این موضوع نیز می‌تواند بیانگر عملکرد سیالات گرمایی کانه‌ساز در منطقه کانه‌زایی گویجه‌ییللاق بر روی این سنگ‌ها و اضافه‌شدن عناصر یاد شده به نمونه‌های مورد مطالعه باشد. برای تشخیص وقوع دگرسانی در نمونه‌ها از نمودار Na_2O+K_2O در برابر Na_2O/K_2O (Takanashi et al., 2011) استفاده شد.

بر این اساس، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای Na_2O+K_2O و Na_2O/K_2O پایین بوده، بنابراین تأثیر دگرسانی گرمایی پس از تبلور بر روی این عناصر حداقل بوده است و در محدوده سنگ‌های دگرسان‌نشده قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴A). طبق نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979) نمونه‌های مورد مطالعه از نظر ترکیب سنگ‌شناختی در محدوده‌های آندزیت بازالتی و آندزیت و یک نمونه در قلمرو بازالت قرار می‌گیرد (شکل ۵-۴B). از سوی دیگر، این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه، دارای ماهیت ساب‌آلکان-توله‌ای هستند. به دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکان طی حوادث دگرسانی پس از تبلور و انجماد سنگ، براساس فراوانی و توزیع برخی عناصر کمیاب و فرعی مانند Sc، Ti، Zr، Y، Nb در سنگ‌های آتشفشانی، نمودارهای رده‌بندی مختلفی ارائه شده است. براساس نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده آندزیت و یک نمونه در قلمرو بازالت ساب‌آلکان واقع شده‌است (شکل ۵-۴C).

برای تفکیک سری توله‌ای از کالک‌آلکان، از نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده‌است. بر طبق این نمودار، تمامی نمونه‌های منطقه گویجه‌ییللاق در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۶-۴A). سنگ‌های آتشفشانی سری ساب‌آلکان بر اساس مقادیر SiO_2 در برابر K_2O توسط Peccerillo and Taylor (1976) به انواع جزئی‌تری تقسیم شده است. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه براساس این نمودار، جزو سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶-۴B). به دلیل اینکه ممکن است عناصر قلیایی در حین فرایندهای دگرسانی از سنگ خارج شوند، موقعیت نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در نمودار عناصر کمیاب ناسازگار غیر متحرک Co در برابر Th (Hastie et al., 2007) مورد بررسی قرار گرفت. بر این اساس، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶-۴C).

همچنین، واحد سنگی آذرین درونی، به‌صورت دایک‌های با ترکیب میکرودیوریت واحدهای مزبور را قطع کرده است.

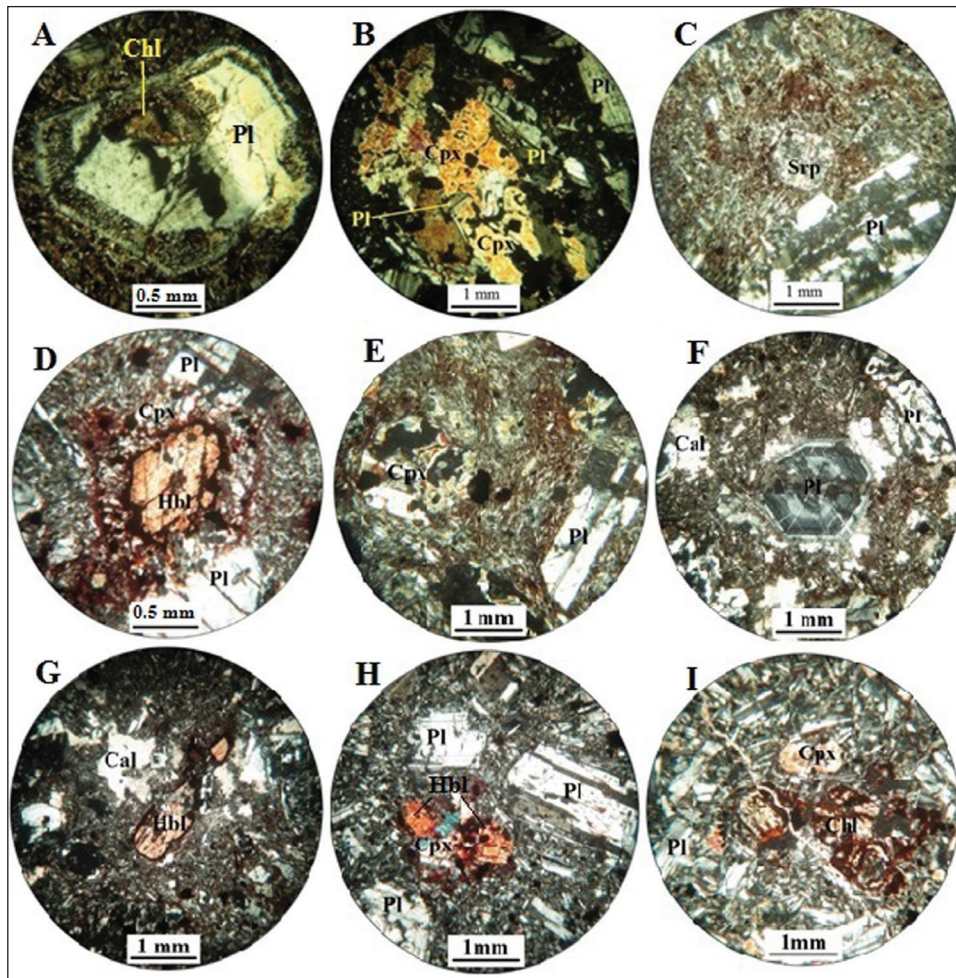
بازالت‌ها در مقاطع میکروسکوپی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در زمینه‌ای دانه‌ریز می‌باشند. بافت این سنگ‌ها پورفیری تا پورفیری میکروولیتی، اینترگرانولار، آمیگدالوئیدی، غربالی، افیتیک و به‌مقدار محدود پوئی‌کلیتیک و حفره‌ای می‌باشد. پلاژیوکلاز کانی غالب سنگ می‌باشد که به‌صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و همچنین به‌صورت بلورهای تیغه‌ای ریز موجود در زمینه مشاهده می‌شود. فراوانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حدود ۷۰ درصد مجموع درشت‌بلورها می‌باشد. ابعاد بلورهای درشت تا ۴/۵ میلی‌متر می‌رسد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی بوده (شکل ۴-۴A) و در برخی موارد منطقه‌بندی نیز مشاهده می‌شود. تشکیل بافت غربالی معمولاً به دو عامل اختلاط ماگمایی و افت فشار در مخزن ماگمایی ارتباط داده شده است (Nelson and Monthana, 1992). در محل حفرات مربوط به بافت غربالی، کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده‌است. برخی از پلاژیوکلازها دارای ادخال‌هایی از کلینوپروکسن هستند. تعداد محدودی از پلاژیوکلازها به‌طور کامل توسط کلسیت جانشین شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپروکسن با فراوانی حدود ۲۵ درصد مجموع درشت‌بلورها، به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آنها تا ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴B). کلینوپروکسن‌ها به دو صورت سالم و دگرسان‌شده مشاهده می‌شوند. کلینوپروکسن‌های سالم عمدتاً بلورهای درشت و انواع دگرسان‌شده، بلورهای ریز موجود در زمینه را شامل می‌شوند. بلورهای کلینوپروکسن ریز موجود در زمینه به‌طور عمده به کلریت و گاه کلسیت دگرسان شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، اولوین‌های سرپانتینی شده نیز قابل مشاهده هستند (شکل ۴-۴C).

پروکسن آندزیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن به همراه هورنبلند در زمینه‌ای دانه‌ریز می‌باشند. این سنگ‌ها نیز دارای بافت پورفیری تا پورفیری میکروولیتی، اینترگرانولار، آمیگدالوئیدی و غربالی هستند. درشت‌بلورهای آمفیبول با فراوانی بسیار محدود (کم‌تر از ۵ درصد درشت‌بلورها) حضور دارند که اغلب اوپاسیته‌شده هستند (شکل ۴-۴D). اوپاسیته‌شدن به دلیل کاهش فشار سریع، کاهش مقدار آب ماگما بر اثر خروج آب و مواد فرار ماگما (Best, 2003) و یا به دلیل اختلاط با یک ماگمای فقیر از آب (Felly and Sharp, 1996) رخ می‌دهد. در حاشیه برخی بلورهای آمفیبول اوپاسیته‌شده، حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود که متشکل از بلورهای ریز کلینوپروکسن و کدر می‌باشد (شکل ۴-۴D). کلینوپروکسن‌ها عمدتاً به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آنها به ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴E). درشت‌بلورهای کلینوپروکسن عمدتاً سالم بوده برخی نیز با درجات مختلفی به کلریت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با فراوانی حدود ۷۰ درصد، درشت‌بلور مهم این سنگ‌ها بوده و ابعاد آنها تا ۴/۵ میلی‌متر می‌رسد. این کانی‌ها عمدتاً دارای بافت غربالی هستند. برخی پلاژیوکلازها از مرکز به کلسیت دگرسان شده‌اند.

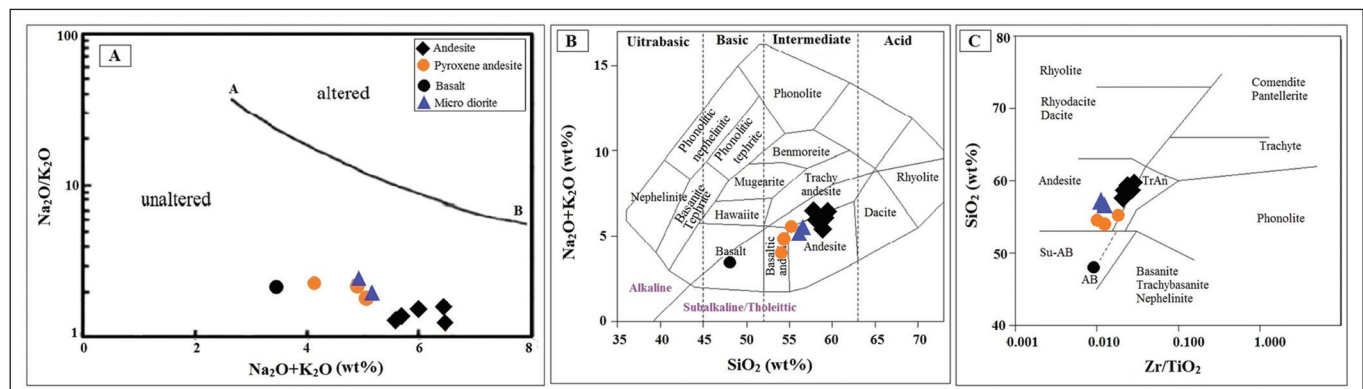
آندزیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی متشکل از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول به همراه مقدار محدودی کلینوپروکسن بوده و دارای بافت پورفیری، پورفیری میکروولیتی، آمیگدالوئیدی و غربالی هستند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ابعاد آنها تا ۴ میلی‌متر می‌رسد. این کانی‌ها عمدتاً دارای بافت غربالی بوده و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۴-۴F). برخی پلاژیوکلازها از مرکز به کلسیت دگرسان شده‌اند. فراوانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حدود ۷۵ درصد مجموع درشت‌بلورها می‌باشد. درشت‌بلورهای آمفیبول (هورنبلند) اوپاسیته‌شده که ابعاد آنها تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد، در این سنگ‌ها با فراوانی حدود ۲۰ درصد مجموع درشت‌بلورها حضور دارند (شکل ۴-۴G). درشت‌بلورهای کلینوپروکسن با فراوانی حدود ۵ درصد در این سنگ‌ها حضور دارند که به درجات شدیدی به کلریت دگرسان شده‌اند. دایک‌های میکرودیوریتی عمدتاً متشکل از بلورهای درشت پلاژیوکلاز به همراه

جدول ۱- نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه گویجه ییلاق. عناصر اصلی بر حسب درصد (wt.%) و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند. (Ba: بازالت، Px Ad: پروکسن آندزیت، Ad: آندزیت، xdi میکرودیوریت).

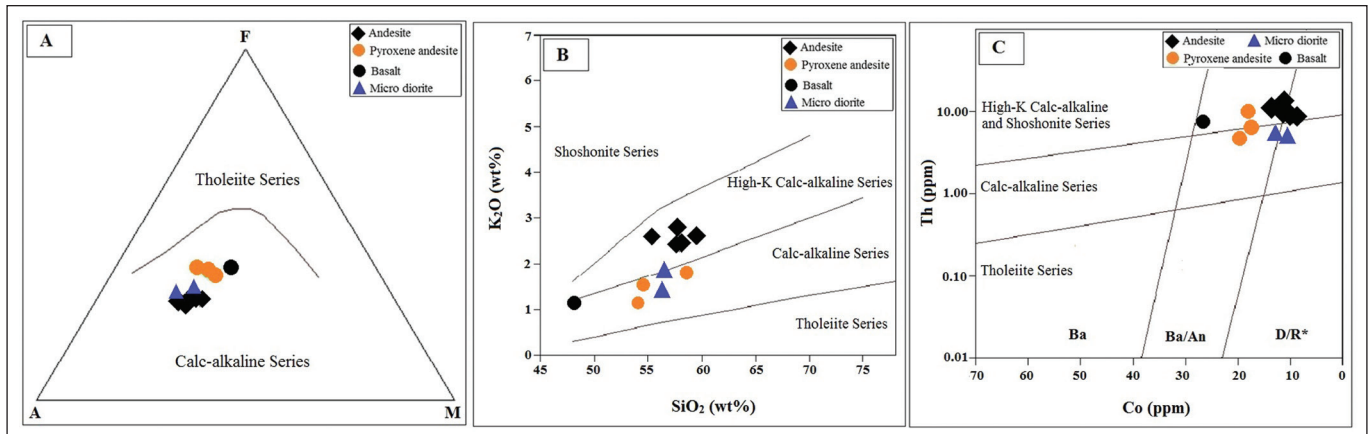
S. N.	G-16	G-21	G-7	G-14	G-15	G-17	G-1	G-8	G-8a	G-6	G-19
Rock- type	di	di	Ba	Px Ad	Px-Ad	Px Ad	Ad	Ad	Ad	Ad	Ad
SiO ₂	56.54	56.29	48.04	55.04	54.26	54.43	58.60	57.72	57.82	59.35	58.73
TiO ₂	1.30	1.27	1.47	1.20	1.25	1.38	1.09	0.83	0.84	0.86	0.98
Al ₂ O ₃	17.75	18.18	18.58	17.24	17.76	17.70	17.22	16.57	16.85	17.69	17.03
Fe ₂ O ₃	5.91	6.34	10.97	8.82	9.70	9.43	6.50	6.71	6.72	7.09	6.71
MnO	0.10	0.11	0.30	0.28	0.08	0.13	0.19	0.15	0.14	0.09	0.18
MgO	3.98	3.80	4.75	3.20	2.88	2.81	1.92	1.66	1.66	1.72	2.78
CaO	7.25	7.50	9.14	7.10	5.83	7.14	5.82	7.66	7.79	4.86	5.68
Na ₂ O	3.56	3.52	2.42	3.27	3.08	3.28	3.62	3.65	3.51	3.84	3.52
K ₂ O	1.84	1.41	1.13	1.13	2.52	1.55	2.44	2.80	2.24	2.57	1.80
P ₂ O ₅	0.39	0.39	0.38	0.39	0.37	0.35	0.46	0.35	0.37	0.36	0.30
LOI	1.32	1.12	2.71	2.26	2.19	1.72	2.25	1.82	1.85	1.49	2.22
Total	99.94	99.93	99.89	99.93	99.92	99.92	99.91	99.92	99.79	99.92	99.93
Ba	451	443	545	416	641	393	839	824	846	887	690
Be	1.4	1.4	1.2	1.3	1.6	1.3	1.8	1.8	1.9	2.1	1.9
Co	10.5	13.1	26.8	17.4	17.8	19.6	11.1	9.6	9.8	11.1	13.8
Cr	14	8	30	12	8	10	8	6	7	7	23
Cs	0.9	1.0	1.0	2.6	1.7	2.2	1.4	1.9	1.8	2.8	4.9
Cu	21	22	36	22	13	43	17	16	18	13	13
Rb	29	25	17	36	44	28	55	66	61	53	58
Hf	4.69	4.37	3.85	4.34	6.50	4.17	7.09	4.88	4.35	6.77	6.35
Sr	386.6	371.6	384.9	343.2	321.7	310.4	325.4	319.3	328.2	331.6	316.5
Th	4.87	4.90	7.51	6.38	10.16	4.74	12.13	8.82	9.2	10.92	10.85
U	1.3	1.3	1.8	1.6	2.6	1.2	3	2.8	2.6	2.9	2.8
Mo	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.3	0.4	0.9	0.7
Ni	6	1	9	1	1	1	8	1	1	2	3
V	108	119	259	172	134	192	77	74	78	86	116
Nb	12.9	12.5	11	11.5	17.3	11	20.1	17.9	18.4	20.1	18
Ta	1.33	1.27	1.34	1.43	1.86	1.12	2.29	1.99	2.2	2.21	1.85
Pb	13	705	494	26	237	42	59	731	678	43	18
Sc	18.2	18.3	34	23.1	21	21.5	15.7	12	12.4	12.1	16.5
Zr	149	150	137	143	226	139	234	175	187	235	241
Zn	84	143	3039	91	458	231	191	568	534	285	123
Y	25	26.2	27.5	26.5	31	26.6	33.3	23.9	24.2	27.3	27.9
La	19	20	23	21	30	18	35	36	35	34	33
Ce	48	47	53	45	69	40	77	72	74	76	72
Pr	4.91	5.16	5.65	4.96	7.84	4.73	8.71	7.72	7.62	7.83	7.28
Nd	24.4	25.5	26.8	23.9	34.4	24.1	36.9	32.1	33.1	33.2	30.9
Sm	5.41	5.65	5.71	5.38	7.08	5.41	7.64	6.30	6.54	6.51	6.21
Eu	1.93	1.94	1.89	1.71	2.22	1.79	2.40	2.08	2.14	2.10	1.80
Gd	4.46	4.60	4.65	4.48	5.67	4.32	6.00	4.79	5.1	5.17	5.01
Tb	0.84	0.85	0.83	0.80	0.99	0.84	1.04	0.78	0.86	0.86	0.85
Dy	4.51	4.66	4.62	4.68	5.56	4.74	5.87	4.41	4.68	4.78	4.75
Er	3.21	3.40	3.13	3.35	3.89	3.32	4.26	2.99	3.16	3.47	3.53
Tm	0.46	0.49	0.43	0.49	0.57	0.49	0.62	0.45	0.57	0.51	0.52
Lu	0.41	0.49	0.39	0.45	0.51	0.47	0.59	0.40	0.52	0.51	0.52
Yb	2.9	3.2	2.6	3	3.5	2.9	3.9	2.6	3.2	3.3	3.3
Rb/Zr	0.195	0.167	0.124	0.252	0.195	0.201	0.235	0.377	0.326	0.225	0.241
Zr/Y	5.96	5.72	4.98	5.40	7.29	5.22	7.03	7.32	7.73	8.61	8.64
Zr/Nb	11.55	12	12.45	12.43	13.06	12.64	11.64	9.78	10.63	11.69	13.39
La/Ta	14.28	15.75	17.16	14.68	16.13	16.07	15.28	18.09	15.91	15.38	17.84
La/Nb	1.47	1.60	2.09	1.83	1.73	1.64	1.74	2.01	1.95	1.69	1.83



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی (نور عبوری پلاریزه متقاطع، XPL) از گدازه‌ها و دایک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. A- درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی در بازالت‌ها. B- درشت‌بلور کلینوپروکسن حاوی ادخال پلاژیوکلاز و تشکیل بافت افیتیک در بازالت‌ها. C- اولوین سرپانتینی شده به همراه درشت‌بلور پلاژیوکلاز در زمینه میکرولینی در بازالت‌ها. D- درشت‌بلور آمفیبول دارای حاشیه اوپاسیته و واکنشی در پروکسن آندزیت‌ها. بلورهای کوچک کلینوپروکسن در حاشیه تشکیل شده‌اند. E- بافت پورفیری میکرولینی حاوی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در زمینه میکرولینی با حالت جریانی در پروکسن آندزیت‌ها. F- درشت‌بلور پلاژیوکلاز حاوی منطقه‌بندی به همراه درشت‌بلور پلاژیوکلاز حاوی بافت غربالی و پُرشدگی حفرات توسط کلسیت در آندزیت‌ها. G- درشت‌بلور هورنبلند با حاشیه اوپاسیته همراه با حفرات پُرشده توسط کلسیت در آندزیت‌ها. H- بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با تجمع کلینوپروکسن‌ها و هورنبلند در زمینه دانه‌ریز در میکرودیوریت‌ها. I- بلورهای درشت پروکسن کلریتی شده همراه با رگچه کلسیتی قطع‌کننده سنگ در میکرودیوریت‌ها. علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) اقتباس شده‌اند. Pl: پلاژیوکلاز، Cpx: کلینوپروکسن، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Hbl: هورنبلند، Srp: سرپانتین).



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: A- نمودار $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Takanashi et al., 2011). B- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979). C- نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977).

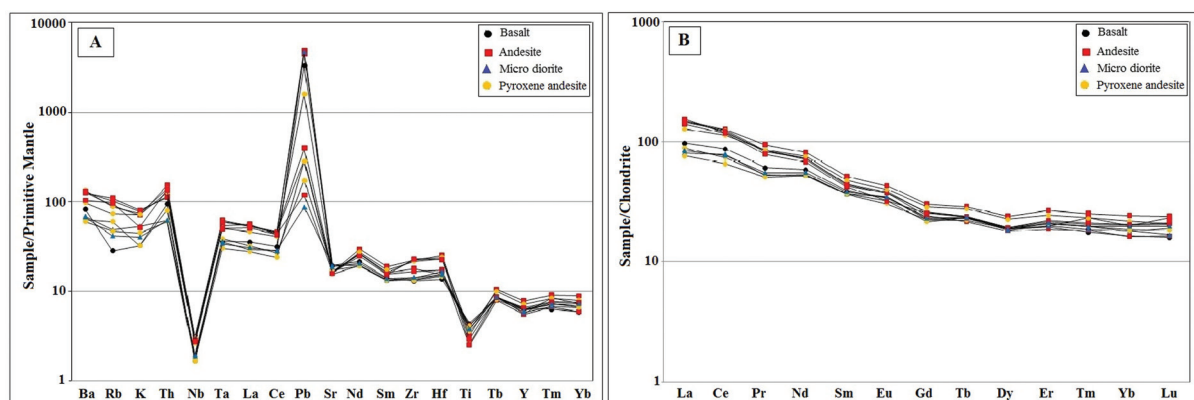


شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: A- نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971). B- نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976). C- نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).

می‌شود (Aldanmaz et al., 2000; Machado et al., 2005). بی‌هنجاری مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002). همراه بودن بی‌هنجاری مثبت Pb و بی‌هنجاری منفی Nb، نشانه ماگماهای آتشفشانی کمان‌های ماگمایی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1988). تهی‌شدگی Ti می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی اکسیدهای Ti-Fe یا کلینوپیروکسن در مراحل اولیه تفریق ماگمایی یا فوگاسیته بالای اکسیژن باشد (Edwards et al., 1994). با در نظر گرفتن عوامل مختلف در تولید بی‌هنجاری مثبت و منفی عناصر یادشده، می‌توان گفت که ماگمای اولیه منطقه مورد مطالعه در یک محیط فروروانی تشکیل شده و تحت تأثیر عناصر مشتق شده از رسوبات موجود بر روی لبه فرورونده بوده است.

در نمودار عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندی (McDonough and Sun, 1995)، یک الگوی نسبتاً پرشیب حاوی غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE همراه با با نسبت بالای LREE/HREE مشاهده می‌شود (شکل ۷-B). عناصر HREE یک الگوی مسطح را نشان می‌دهند. الگوی تقریباً موازی روندها، بیانگر ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با یکدیگر است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ (Wilson, 1989; Wright and McCurry, 1997) و آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته‌ای (Srivastava and Singh, 2004) باشد. بر این اساس، بالا بودن LREE/HREE در سنگ‌های آتشفشانی منطقه را می‌توان در ارتباط با یک گوشته غنی شده به وسیله فروروانش در نظر گرفت.

در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، غنی‌شدگی عناصر LILE (Ba، Rb، K) همراه با بی‌هنجاری منفی عناصر HSFE (Ti و Nb) مشاهده می‌شود (شکل ۷-A). غنی‌شدگی در عناصر LILE و بی‌هنجاری منفی عناصر HFSE می‌تواند از ویژگی‌های ماگماهای تولید شده از یک گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای در زون‌های فروروانی باشد (Foley and Wheller, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Yang and Li, 2008; Kuscu and Geneli, 2010). تهی‌شدگی از Nb را از یک سو می‌توان به مشارکت گوه گوشته متاسوماتیسم شده در منبع ذوب بخشی ارتباط داد و از سویی دیگر به آلودگی‌های پوسته‌ای ناشی از هضم مربوط دانست (Rollinson, 1993). بی‌هنجاری منفی Nb نشان‌دهنده ماگماهای کالک‌آلکانل تشکیل شده در محیط‌های مرتبط با فروانش بوده و می‌تواند در اثر آرایش پوسته‌ای و سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده به وجود آمده باشد (Aldanmaz et al., 2000; Gioncada et al., 2006). چنانچه ماگما از یک منبع گوشته‌ای دارای آمفیبول حاصل شده باشد که منجر به حفظ Nb شود، بی‌هنجاری منفی Nb را شاهد خواهیم بود (Carn and Pyle, 2001). عناصر LILE قابلیت انحلال بیشتری از HFSE در سیالات دارند (Yang and Li, 2008; Machado et al., 2005). بنابراین در مناطق فروروانش، سیالات آزاد شده از بخش بالای لیتوسفر فرورونده که غنی از LILE می‌باشند، به گوه گوشته‌ای افزوده می‌شوند (Borg et al., 1997). وجود بی‌هنجاری مثبت در عناصری چون Ba و Th، انعکاسی از نقش مواد پوسته قاره‌ای است (Harris et al., 1986) که غالباً توسط سیالات آزاد شده از آنگیری رسوبات قاره‌ای موجود بر روی لبه فرورونده به گوه گوشته‌ای اضافه

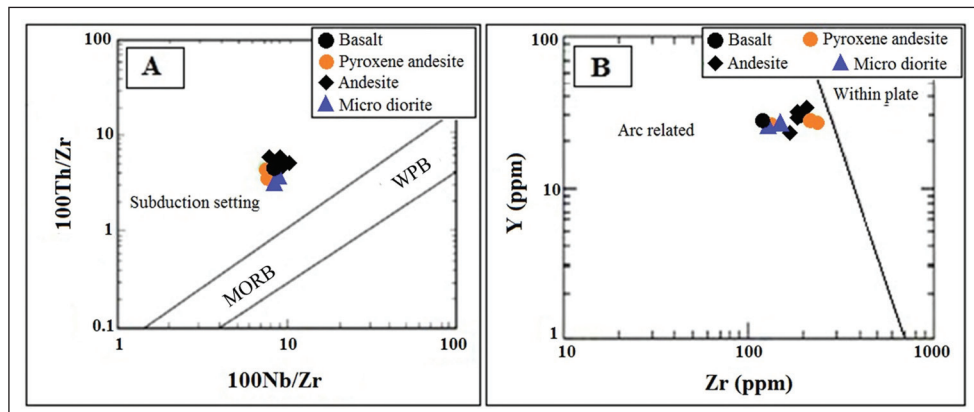


شکل ۷- A- نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995). B- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندی (McDonough and Sun, 1995).

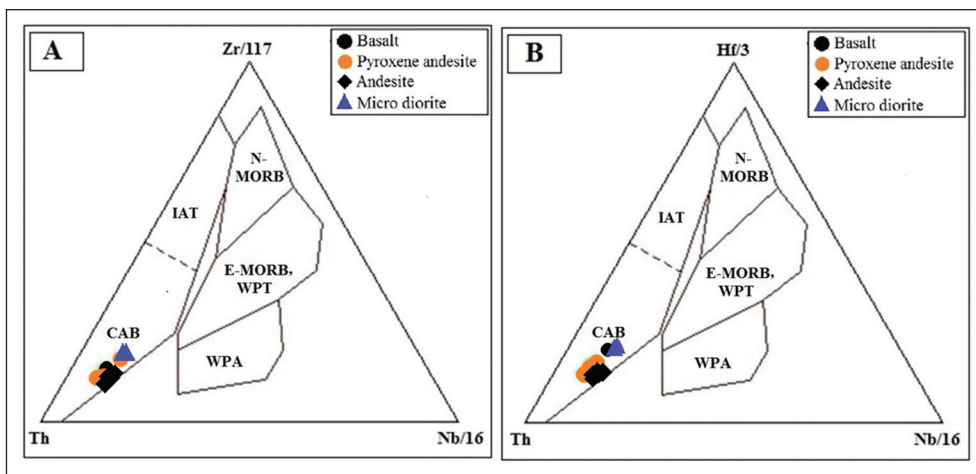
۶- جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی و منشأ ماگمای اولیه

فرورانشی، از نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr (Kuscu and Geneli, 2010) استفاده شد. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار، ارتباط آنها به محیط فرورانشی را تأیید می‌کند (شکل ۸-ا). با توجه به نمودار Zr در برابر Y (Muller and Groves, 2000) نیز سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب). با توجه به نمودارهای مثلثی Th-Hf/3-Nb/16 و Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کمان قاره‌ای (CAB) قرار می‌گیرند (شکل ۹-ا و ب).

نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی-ماگمایی، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که براساس آنها، ماگماهای تولیدشده در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی می‌توانند براساس ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر تفکیک شوند (Rollinson, 1993). سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان محصولات عمده محیط‌های زمین‌ساختی مرزهای صفحات همگرا می‌باشند (Harangi et al., 2007). برای مشخص کردن وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌های مورد مطالعه به محیط



شکل ۸- موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی: A- نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr (Kuscu and Geneli, 2010) B- نمودار Zr در برابر Y (Muller and Groves, 2000).



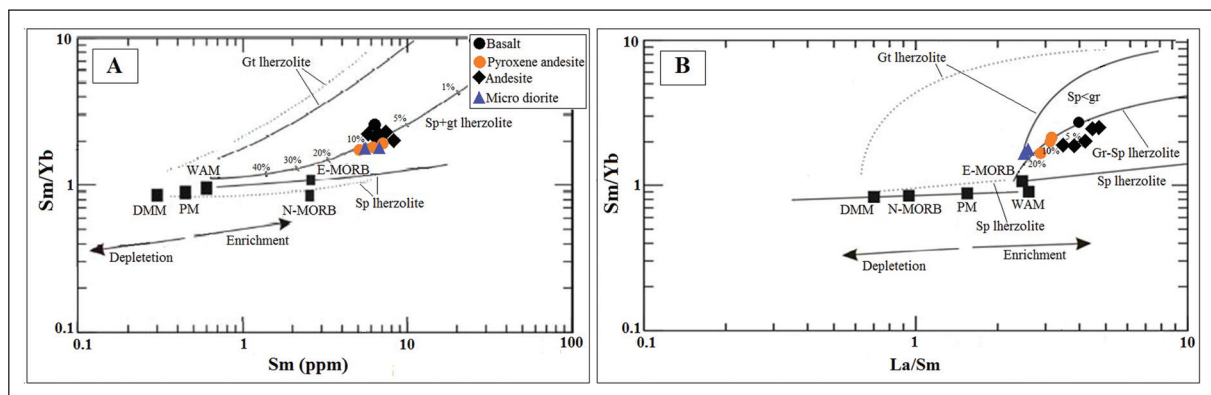
شکل ۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: A- نمودار مثلثی Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980) B- نمودار مثلثی Th-Hf/3-Nb/16 (Wood, 1980).

نسبت این عناصر در جریان تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند. برتری دیگر این عناصر تحرک نداشتن آنها در برابر دگرسانی است. به باور (Sun and McDonough, 1989)، نسبت Zr/Y بیشتر از ۲/۴، جداکننده محل منبع‌های غنی‌شده و تهی‌شده است. بر این اساس، نسبت Zr/Y بین ۴/۹۸-۸/۶۴ برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده آنها از یک منبع غنی‌شده سرچشمه گرفته است. به باور (Hart et al., 1989)، توقف ماگما در پوسته سبب افزایش قابل ملاحظه نسبت‌های عناصری مانند La/Ta و La/Nb می‌شود و سنگ‌های بازالتی آلاش‌یافته با پوسته، با نسبت‌های $La/Ta > 22$ و $La/Nb > 1.5$ مشخص می‌شوند. این نسبت‌ها در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به ترتیب بین ۱۴/۲۸-۱۸/۰۹ و ۱/۴۷-۲/۰۹ بوده و بیانگر تأثیر آلاش پوسته‌ای می‌باشد.

به عقیده (Conley et al., 2005)، نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان‌دهنده یک منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده توسط سیالات است که این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بین ۰/۳۷۷-۰/۱۲۴ به دست آمده است. بر این اساس، می‌توان گفت که این سنگ‌ها از گوشته متاسوماتیسم‌شده منشأ گرفته‌اند. به منظور تشخیص میزان غنی‌شدگی محل منبع سنگ‌های مورد مطالعه از نسبت‌های Zr/Nb و Zr/Y بر پایه مقادیر (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است. برتری استفاده از این نسبت‌ها در آن است که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادین در آنها ایجاد کند (Alvaro et al., 2006). همچنین، به باور (Abdel-Rahman, 2002)، به دلیل ناسازگاری Zr و Y با فازهای تفریقی اصلی موجود در ماگمای بازالتی مانند اولوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز،

اسپینل لِرزولیتی، یک روند افقی ذوب در امتداد منحنی ذوب اسپینل لِرزولیت ایجاد می کند که در درون و یا نزدیک به ترکیبات گوشته غنی شده قرار می گیرد. در مقابل، گارنت دارای ضریب توزیع بسیار بالایی برای Yb ($D_{\text{garnet}}/D_{\text{melt}}=6.6$) در مقایسه با Sm ($D_{\text{garnet}}/D_{\text{melt}}=0.25$) می باشد (Johnson, 1994). بنابراین، ذوب بخشی درجه پایین تا متوسط یک منبع گارنت لِرزولیتی (با گارنت باقیمانده در محل منبع) منجر به تولید مذابی با نسبت Sm/Yb بالاتر در مقایسه با منبع گوشته ای اسپینل لِرزولیتی می شود (Aldanmaz et al., 2000). در نمودارهای Sm در برابر Sm/Yb و La/Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000)، نمونه های مورد بررسی بر روی منحنی اسپینل - گارنت لِرزولیت قرار گرفته اند (شکل ۱۰- A و B). با توجه به این نمودارها، ماگمای اولیه محصول ذوب بخشی حدود ۲۰-۵ درصدی گوشته اسپینل گارنت لِرزولیتی اولیه می باشد.

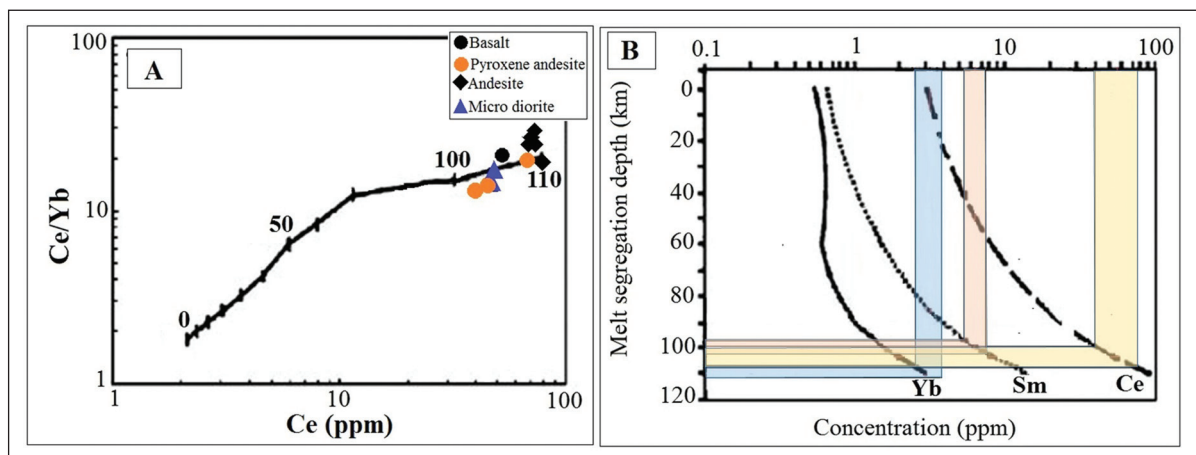
امروزه، از مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی و نسبت های آنها با یکدیگر، برای شناسایی منابع مختلف گوشته ای و همچنین تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق سنگ منشأ استفاده می شود (Zhao and Zhou, 2007; Furman, 2007). نمودارهای نسبت Sm/Yb در برابر میزان Sm و نسبت La/Sm برای تعیین درجات مختلف ذوب بخشی و ترکیبات کانی شناسی محل منشأ ماگماها کاربرد بسیار گسترده ای دارند (Zhao and Zhou, 2007; Aldanmaz et al., 2000). این نمودارها، تغییرات درجه ذوب بخشی از منبع گوشته اسپینل لِرزولیتی و گارنت لِرزولیتی را نشان می دهند. در اثر ذوب بخشی یک منبع گوشته ای اسپینل لِرزولیتی، نسبت Sm/Yb تغییر چندانی نمی کند، زیرا Sm و Yb دارای ضریب توزیع مشابهی در اسپینل هستند، اما نسبت La/Sm با افزایش درجه ذوب بخشی در مذاب کاهش می یابد (Aldanmaz et al., 2000). بنابراین، مذاب حاصل از ذوب بخشی یک



شکل ۱۰- A و B- موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودارهای Sm در برابر Sm/Yb و La/Sm در برابر Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) برای تعیین منشأ و درجه ذوب بخشی.

مادر سنگ های منطقه مورد مطالعه است (شکل ۱۱- A). برای اطمینان از ژرفای تشکیل به دست آمده برای ماگمای مادر، از تمرکز عناصر Yb ، Sm و Ce بر اساس نمودار Ellam and Cox (1991) نیز استفاده شد. بر اساس این نمودار نیز ژرفای حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری برای نمونه های گویچه ییلاق به دست آمده است (شکل ۱۱- B).

نسبت های عناصر کمیاب خاکی مانند نسبت Ce/Yb در خلال فرایندهای تبلور تفریقی نسبتاً ثابت مانده و تغییر چندانی نمی کنند. لذا این عناصر می تواند یک شاخص مناسب برای نشان دادن عمق ذوب بخشی باشند. موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam and Cox, 1991) بیانگر ژرفاهای ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری برای ذوب بخشی سنگ منشأ ماگمای



شکل ۱۱- A: نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam and Cox, 1991) - نمودار تمرکز عناصر Yb ، Sm و Ce در برابر عمق جدایش ماگما. B- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای Ce/Yb در برابر Ce (Ellam and Cox, 1991) - نمودار تمرکز عناصر Yb ، Sm و Ce در برابر عمق جدایش ماگما.

تا ۲۵ میلیون سال) بسیار فعال بوده و در طی این دوره زمانی، سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان تشکیل شده‌اند (Chiu et al., 2013). شواهد ژئوشیمیایی بیانگر این است که سنگ‌های آتشفشانی منطقه گویجه‌ییلاق با ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل شده است که مطابق با دیگر مناطق کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌باشد.

۷- نتیجه‌گیری

مطالعات حاصل از پژوهش حاضر بیانگر این است که سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه گویجه‌ییلاق با ترکیب آندزیت، پروکسن آندزیت و بازالت دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های یاد شده با تشکیل آنها در یک کمان ماگمایی مطابقت نشان می‌دهد. به‌طور کلی، بر اساس نتایج داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان گفت که سنگ‌های آتشفشانی یاد شده از ذوب بخشی ۲۰-۵ درصدی یک گوشته گارنت اسپینل‌لرزیلیتی غنی شده مرتبط با فرورانس نئوتیس به زیر ایران مرکزی، در کمان ماگمایی ارومیه-دختر تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم فصلنامه وزین علوم زمین به‌خاطر راهنمایی‌های علمی ارزنده که منجر به غنای بیش‌تر مقاله حاضر گردیده است، کمال تشکر را داشته باشند.

همچنان که پیش‌تر گفته شد، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای ترکیب بازالت، پروکسن آندزیت و آندزیت با ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان پتاسیم بالا اغلب در کمان‌های ماگمایی و محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد تشکیل شده (Foley and Peccerillo, 1992; Turner et al., 1996) و کمتر در محیط‌های داخل صفحه‌ای مشاهده شده‌اند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). افزون بر این، یک منشأ گوشته متاسوماتیزه ناشی از فرورانس برای سنگ‌های آتشفشانی غنی از پتاسیم الیگوسن-پلیستوسن باختر مدیترانه مطرح شده است (Conticelli et al., 2009). از طرف دیگر، غنی‌شدگی در LILE و LREE به همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، شاخص ماگماهای مرتبط با فرورانس هستند (Wilson, 1989; Foley and Wheller, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). این ماگماها دارای منشأ گوشته‌ای غنی شده از عناصر LILE توسط سیالات متاسوماتیک مشتق شده از رسوبات یا صفحه‌فروورونده می‌باشند (Cameron et al., 2003; Hawkesworth et al., 1997).

اعتقاد بر این است که کمان ماگمایی ارومیه-دختر در نتیجه فرورانس لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی تشکیل شده است (مانند Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003; McQuarrie et al., 2003; Agard et al., 2005; Allen and Armstrong, 2008; Verdel et al., 2011; Ballato et al., 2011; Chiu et al., 2013; Nabatian et al., 2014, 2016). ماگماتیسیم در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر در طی ائوسن تا الیگوسن (حداصل ۵۵

کتابنگاری

- آفانباتی، س.ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- باقرپور، ح، ۱۳۹۶- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه گویجه‌ییلاق (جنوب قیدار) با نگرشی بر کانه‌زایی سرب-روی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی دانشگاه زنجان، ۹۱ صفحه.
- خلعتبری جعفری، م، اکبری، م، و قلمقاش، ج، ۱۳۹۵- زمین‌شناسی، پترولوژی و تحول ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه آق‌داق، شمال‌خاور ابهر. مجله علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۲، شماره ۱، ص. ۳۳-۶۰.
- صالحی، ط، قادری، م، و رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۸۹- کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی در کانسار روی-سرب-مس- (نقره) گمیش تپه، جنوب‌باختر زنجان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، جلد ۳، شماره ۲، ص. ۲۵۴-۲۳۵.
- صالحی، ط، قادری، م، و رشیدنژاد عمران، ن، ۱۳۹۴- کانه‌زایی اپی‌ترمال فلزات پایه-نقره در کانسار گمیش تپه، جنوب‌باختر زنجان. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، ص. ۳۴۶-۳۲۹.
- مجیدی‌فرد، ج، و شافعی، ع، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزبان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مهدیخانی، ب، ۱۳۹۵- گزارش پایان عملیات اکتشاف محدوده پلی‌متال گویجه‌ییلاق. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان زنجان.

References

- Abdel-Rahman, A.M., 2002- Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts from Central Lebanon. *Geological Magazine*, 139(6): 621-640.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401-419.
- Aldanmaz, E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., and Mitchell J.G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2): 67-95.
- Allen, M.B., and Armstrong, H.A., 2008- Arabia- Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265(1-2): 52-58.
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait Ayad, N., and Moreira, M.E., 2006- The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco: Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation. *Journal of African Earth Science*, 44(3): 396-410.
- Asiabanha A., and Foden J., 2012- Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98-111.

- Ballato, P., Uba, C.E., Landgraf, A., Strecker, M.R., Sudo, M., Stockli, D.F., Friedrich, A., and Tabatabaei, S.H., 2011- Arabia– Eurasia continental collision: insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2): 106-131.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Best, M.G., 2003- *Igneous and metamorphic petrology*, Blackwell Publishing Company, Berlin, Germany, 729 pp.
- Bonin, B., 2004- Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos*, 78(1-2): 1–24.
- Borg, L.E., Clyne, M.A., and Bullen, T.D., 1997- The variable role of slab derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *Canadian Mineralogist*, 35(2): 425-452.
- 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(1-4): 21–50.
- Carn, S.A., and Pyle, D.M., 2001- Petrology and geochemistry of the Longman volcanic field, east Java, Indonesia, Primitive Suda arc magmas in an extensional tectonic setting. *Journal of Petrology*, 42(9): 1643-1683.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y., 2013- Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163: 70-87.
- Conley A.G., Bernan J.M., Bellon H., and Scott S.D., 2005- Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3-4): 303-341.
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Vanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., and Venturelli, G., 2009- Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultra-potassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107(1-2): 68-92.
- Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Edwards, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morrid, J.D., Leman, W.P., and Harmon, R.S., 1994- The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit–Beser complex, east Indonesia. *Journal of Petrology*, 35(6): 1557-1595.
- Ellam, R.M., and Cox, K.G., 1991- An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 105(1-3): 330-342.
- Felly, T.C., and Sharp, I.D., 1996- Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silica magma chamber, *Geology*, 24(11): 1021-1024.
- Foley, S.F., and Peccerillo, A., 1992- Potassic and ultra-potassic magmas and their origin. *Lithos*, 28(3-6): 181–185.
- Foley, S.F. and Wheller, G.E., 1990. Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: the role of titanites. *Chemical Geology*, 85(1-2): 1-18.
- Furman, T., 2007- Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48(2-3): 147-160.
- Gioncada, A., Hauser, N., Matteini, M., Mazzuoli, M., and Omarini, R., 2006- Mingling and mixing features in basaltic andesites of the eastern Cordillera (Central Andes, 24S): a petrographic and microanalytical study. *Periodico di Mineralogia*, 75(2-3): 127-140.
- Harangi, S., Downes, H., Thirlwall, M., and Gmelin, K., 2007- Geochemistry, petrogenesis and geodynamic relationships of Miocene calc-alkaline volcanic rocks in the Western Carpathian arc, Eastern Central Europe. *Journal of Petrology*, 48(12): 2261-2287.
- 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.
- Hart, W.K., Wolde, G.C., Walter, R.C., and Mertzman, S.A., 1989- Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6):7731-7748.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F., 2007- Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S.P., McDermott, F., Peate, D.W., and Van Calsteren, P., 1997- U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science*, 276(5312): 551-555.
- Hofmann, A.W., 1988- Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(3): 297– 314.
- 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(5): 523-276.
- Johnson, K.T.M., 1994- Experimental Cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures; petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine*, 58(1): 454-455.
- 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(1): 38- 56.
- Kuscu, G.G., and Geneli, F., 2010- Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepeköy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593-621.

- Machado A., Lima E.F., Chemale J.F., Morta D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., and Urrutia J.L., 2005-Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the south Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 407-425.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995- Composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C., and Wernicke, B.P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20): 2036. <http://dx.doi.org/10.1029/2003GL017992>.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003- Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj – Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397- 412.
- Muller, D., and Grovs, D.I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization. Second edition, Springer Verlag, 242 pp.
- Muller D., and Groves D.I., 2000- Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. 3rd ed. Springer-Verlag, London, 252 pp.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y., Jiang, Sh., Quadt, A., and Bernroider, M., 2014- Petrogenesis of Taram high- potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184-187: 324-345.
- Nabatian, G., Jiang, Sh-Y., Honarmand, M., and Neubauer, F., 2016- Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Taram-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos*, 244: 43-58.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992- Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11): 1224-1249.
- Pearce, J.A., and Parkinson, I.J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Magmatic processes and plate tectonics. In: Richard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W. and C.R., Norry (Eds.), Geological Society of London, Special Publication, 76: 373–403.
- 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(1): 63-81.
- Rollinson, H.R., 1993- Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, 352 pp.
- 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(3): 373-389.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society of London Special Publication 42: 313-345.
- Takanashi, K., Shuto, K., and Sato, M., 2011- Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Nd isotope and major and trace- element chemistry. *Lithos*, 125 (1-2): 368-392.
- 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(1): 45-71.
- Verdel, C., Wernicke, B.P., Hassanzadeh, J., and Guest B., 2011- A Paleogene extensional arc flare up in Iran. *Tectonics*, 30(3): 1-20.
- Vetrin, V.R., and Rodionov, N.V., 2008- Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic granitoids in the northern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 46(11): 1090-1106.
- 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(5): 975-1011.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010- Abbreviation for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Chapman and Hall, London, 466 pp.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-342.
- Wood, D.A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50(1): 11-30.
- Wright, J.B., and McCurry, P., 1997- Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible Pan-African suture zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 37(1): 90-96.
- Yang, W., and Li, Sh., 2008- Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liacning: Implications for lithospheric thinning of the North China, Craton. *Lithos*, 102(1-3): 88-117.
- Zhao, J.H., and Zhou, M.F., 2007- Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction- related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152(1-2), 27-47.

Geochemistry and tectonomagmatic setting of volcanic rocks of Qoyjeh Yeylaq area (South of Qeydar), Zanjan Province

H. Bagherpour¹, M. A. A. Mokhtari^{2*}, H. Kouhestani², Gh. Nabatian²

¹ M.Sc. Student, Faculty of Science, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Faculty of Science, Department of Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2018 October 20

Accepted: 2019 January 29

Abstract

Qoyjeh Yeylaq volcanic rocks is located approximately in the 120 km southwest of Zanjan, within the Central Iranian zone. The rock units in this area belong to the Cenozoic which consist of mainly Oligo-Miocene volcanic (basaltic- andesitic lavas) and sedimentary rocks. Based on geochemical classification, the mentioned volcanic rocks are basalt, basaltic andesite and andesite in composition, and have calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinity. In the primitive mantle normalized spider diagrams, all of the volcanic rocks show similar patterns with enrichment in LILE (Ba, Th, K, Pb) and negative anomalies of HFSE (Nb, Ti). These rocks show LREE enrichment relative to HREE and high ratio of LREE/HREE. Based on tectonomagmatic discrimination diagrams these volcanic rocks were formed in a continental arc setting. Based on geochemical data, it seems that volcanic rocks of the Qoyjeh Yeylaq area were formed from 5-20 % partial melting of a garnet- spinel lherzolite enriched mantle by subduction of Neo-Tethys under the central Iran, within the Orumieh- Dokhtar magmatic arc.

Keywords: Geochemistry, Tectonomagmatic setting, Qoyjeh Yeylaq, Qeydar, Zanjan, Central Iran

For Persian Version see pages 51 to 62

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