

# سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه، جنوب باختر کرج

محمد ابراهیمی<sup>۱</sup> و معصومه رفیعی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران  
<sup>۲</sup>کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۶/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۹/۳۰

## چکیده

در شمال زاویه (جنوب باختر کرج) رخنمون گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری ائوسن با ترکیب بازیک، حدواسط و اسیدی گسترش دارد. این مجموعه آتشفشانی - آذرآواری شامل گدازه‌های با ترکیب سنگ‌شناسی بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌بازالتی، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، ریولیت و سنگ‌های آذرآواری مانند ایگنیمبریت، توف جوش خورده، توف بلورین، توف خرده‌سنگی، توف بلورین خرده‌سنگی، توف خاکستر و لاپیلی سنگ است. در این توالی آتشفشانی و آذرآواری ایگنیمبریت حجم قابل ملاحظه‌ای را به خود اختصاص می‌دهد. بافت‌های متداول در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه شامل پورفیریتیک، گلوپورفیریتیک، کومولوفیریک، بادامکی و تراکیتی هستند. در سنگ‌های آذرآواری قطعات خرده‌سنگی و بلورهای خرده‌سنگی به‌طور معمول یافت می‌شوند. در ایگنیمبریت‌ها بافت اتاکسیتی به‌طور متداول دیده می‌شود. ساخت جریانی در گدازه‌های ریولیتی و ساخت منشوری در جریان‌های گدازه و ایگنیمبریت‌های منطقه وجود دارند. کانی‌های اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه شامل پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز است که با کانی‌های فرعی فلدسپار پتاسیم‌دار، کانی‌های کدر و البون دگرسان شده همراه هستند. کلسیت، کلریت، اپیدوت و سریست نیز به‌عنوان کانی ثانویه وجود دارند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه بیشتر کالک‌آلکان هستند؛ ولی تعداد کمی از نمونه‌ها در برخی نمودارها در محدوده آلکانل و شوشونیتی قرار می‌گیرند. بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، بی‌هنجاری مثبت Pb، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون، غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا نشان از این دارد که ماگمای مادر این سنگ‌ها از یک گوشته سست‌کره‌ای متاسوماتیسم شده در بالای پهنه فرورانش منشأ گرفته است. وجود بافت غربالی فراوان در پلاژیوکلازها، خورده شدن پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها و همچنین حاشیه سوخته بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها همگی نشان‌دهنده وجود شرایط عدم تعادل در سامانه است که این امر به احتمال زیاد از اختلاط ماگمایی ناشی می‌شود. با این وجود، هضم، بالاآمدگی سریع ماگما و کاهش فشار نیز می‌تواند این بافت‌ها را ایجاد کند.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌های آتشفشانی - آذرآواری، ژئوشیمی، جایگاه زمین‌ساختی، کرج، پهنه ارومیه - دختر

E-mail: ebrahimi@znu.ac.ir

\*نویسنده مسئول: محمد ابراهیمی

## ۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ایران مرکزی است که در محدوده میان طول‌های جغرافیایی ۲۰° تا ۲۵° و عرض‌های جغرافیایی ۳۵° تا ۳۵° ۳۵ شمالی در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه (عمیدی و همکاران، ۱۳۶۳) و در مرز نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هسگرد، زاویه، ساوه (قلمقاش و همکاران، ۱۳۷۹) و اشتهاورد (یوسفی و همکاران، ۱۳۷۹) در شمال زاویه و جنوب باختر کرج قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (آفانیاتی، ۱۳۸۳) در پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر و بر پایه پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (Alavi, 1991) در پهنه ایران مرکزی جای دارد (شکل ۱). سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه بخشی از کمان ماگمایی ارومیه - دختر هستند و کمترین سن آنها ائوسن زیرین است. به باور یوسفی و همکاران (۱۳۷۹) آغاز فعالیت آتشفشانی در ائوسن زیرین و در برگزیده فوران مواد گدازه‌ای همراه با مقداری مواد آذرآواری بوده است؛ ولی در ائوسن میانی فعالیت آتشفشانی به‌طور چیره انفجاری و سپس در ائوسن بالایی به گونه‌ای تدریجی فوران انفجاری به فوران آرام تبدیل می‌شود و به دلیل وجود گدازه و کمی لایه‌های تخریبی در ائوسن زیرین و حضور مواد آذرآواری با رخساره‌ی قاره‌ای به همراه چند لایه ماسه‌سنگی آتشفشان‌زاد در ائوسن بالایی می‌توان نتیجه گرفت که در زمان ائوسن زیرین شرایط محیط خشکی به‌طور چیره حاکم بوده و سپس در ائوسن میانی دریا پیشروی کرده و منطقه محیطی دریایی یافته است؛ در ادامه در زمان ائوسن بالایی دریا پسروی کرده و محیط قاره‌ای حاکم شده است. پژوهشگران دیگر در بررسی‌های انجام شده در نواحی نزدیک منطقه مورد مطالعه مانند مسعودی (۱۳۶۹) در بوین‌زهر، یوسفی (۱۳۷۵) در جنوب باختر اشتهاورد و مصوری و همکاران (۱۳۷۷) در جنوب دانسفهان (دانسقان) در باختر بوین‌زهر، تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سنوزویک را مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی - قاره‌ای می‌دانند. قربانی (۱۳۸۴) نیز مطالعاتی روی سنگ‌های آتشفشانی جنوب

دانسفهان و جنوب کرج انجام داد و نظریه فعالیت ماگمایی همزمان جزایر کمانی و درون صفحه‌ای (جزایر اقیانوسی) را در زمینه چگونگی پیدایش آنها پیشنهاد کرد.

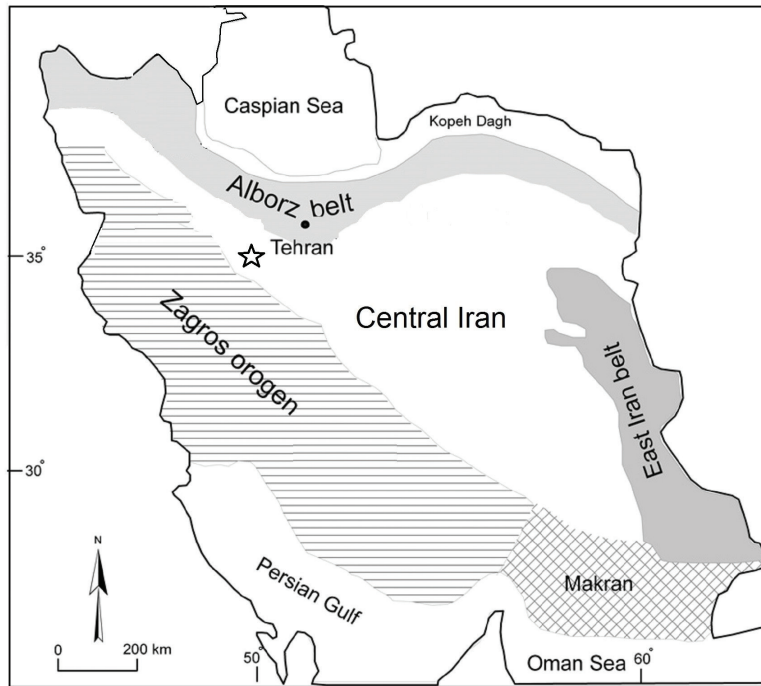
## ۲- زمین‌شناسی منطقه

نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ نمایش داده شده است. این منطقه تقریباً در مرکز چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه و در مرز چهارگوش‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هسگرد، زاویه، ساوه و اشتهاورد در شمال خاور ساوه جای دارد. در این مبحث به دلیل نیاز به وجود هماهنگی در نوشتار، زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه بر پایه چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه توصیف می‌شود. کهن‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه مجموعه آتشفشانی - آذرآواری ائوسن است که در بخش چیره‌ای از منطقه رخنمون دارد و از پایین به بالا شامل گدازه‌های ریولیتی آلکانل (واحد t)، سنگ‌های آذرآواری ریولیتی (واحد t<sub>۱</sub>) همراه با جریان‌های گدازه آندزیتی (واحد an)، ایگنیمبریت ریولیتی (واحد i)، جریان‌های گدازه آندزیتی پورفیری (واحد amp)، ایگنیمبریت و توف ریولیتی (واحد t<sub>۲</sub>)، جریان‌های گدازه لاتیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت (واحد la) و گدازه‌های ریوداسیتی و سنگ‌های آذرآواری (واحد rd<sub>۲</sub>) است. به سوی جنوب خاور نهشته‌های رسوبی میوسن مشتمل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن (واحد MP) برونزد دارند. بیشتر بخش‌های واقع در خاور منطقه توسط پادگانه‌های آبرفتی کواترنری با ارتفاع زیاد (واحد Q<sup>۱</sup>) پوشیده شده‌اند. در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه مورد مطالعه، پادگانه‌های آبرفتی کواترنری با ارتفاع متوسط (واحد Q<sup>۲</sup>) گسترش یافته‌اند که در خارج از منطقه مورد مطالعه پهنه به نسبت گسترده‌ای را اشغال کرده‌اند.

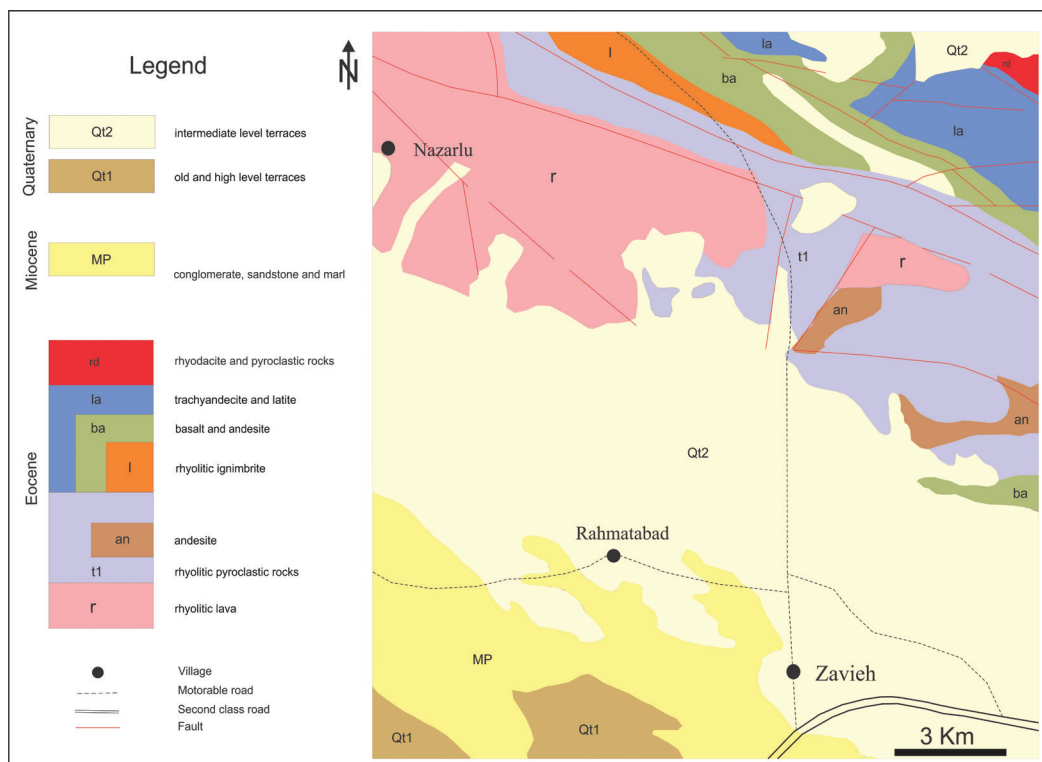
با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و رده‌بندی بر پایه ترکیب شیمیایی، سنگ‌های

(شکل ۳-ب). در بخش جنوبی منطقه رخنمون به نسبت گسترده‌ای از یک جریان گدازه آندزیتی وجود دارد که دچار دگرسانی گرمایی شده است. این جریان گدازه آندزیتی سست بوده و بخش همواری را ایجاد کرده است. در ضمن بر اثر دگرسانی گرمایی، رگه-رگچه‌ها و عدسی‌هایی از ژئولیت و یا ژئولیت و کلسیت در آن ایجاد شده است (شکل ۳-پ). در بخش مجاور گدازه آندزیتی دگرسان، سنگ‌های آذرآواری نیز دچار دگرسانی و نهشته‌های توف به بتونیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-ت).

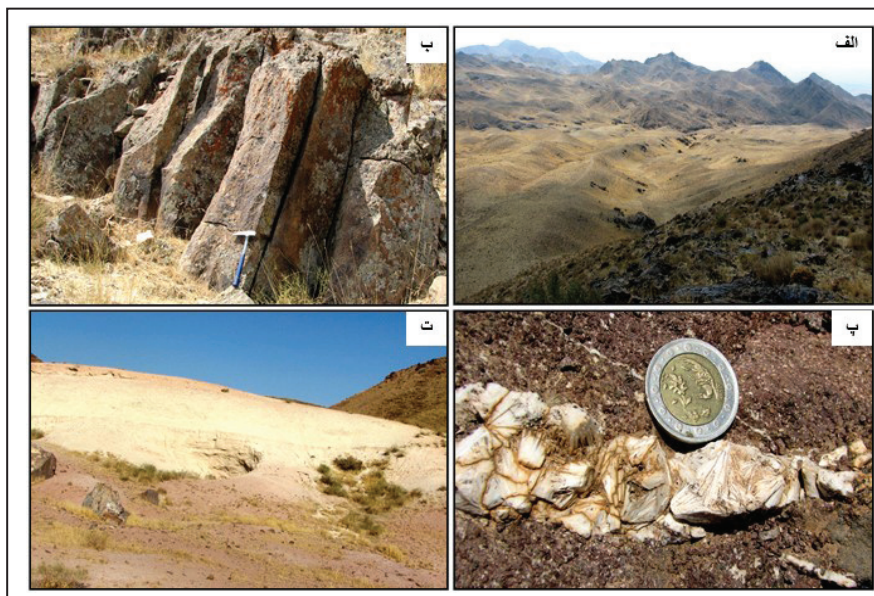
آتشفشانی-آذرآواری اتوسن شمال زاویه شامل گدازه‌های با ترکیب سنگ‌شناسی بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، ریولیت و سنگ‌های آذرآواری مانند ایگنیمبریت، توف بلورین، توف خرده‌سنگی، توف جوش خورده، توف بلورین خرده‌سنگی، لایلی سنگ و توف خاکستر هستند. نهشته‌های ایگنیمبریتی به‌ویژه در جنوب خاور منطقه رخنمون دارند و صخره‌ساز هستند (شکل ۳-الف). در ایگنیمبریت‌ها و جریان‌های گدازه ساخت منشوری متداول است



شکل ۱- نقشه پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (Alavi, 1991) که موقعیت منطقه مورد مطالعه با ستاره روی آن مشخص شده است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با تغییرات بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه (عمیدی و همکاران، ۱۳۶۳) رسم شده است.



شکل ۳- الف) نمایی کلی از منطقه مورد مطالعه (دید به سوی خاور)؛ ب) ساخت منشوری در گدازه‌های آندزیتی؛ پ) نمایی نزدیک از رگچه‌ها و عدسی‌های زئولیت در گدازه آندزیتی دگرسان؛ ت) سنگ‌های آذرآواری دگرسان شده به بنتونیت (دید به سوی شمال خاور).

### ۳- روش مطالعه

بادامکی هستند. بافت کومولوفیریک معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود و دارای گلوومروکریست‌های متشکل از کانی‌های مختلف در یک زمینه دانه‌ریز یا شیشه‌ای است (Mackenzie et al., 1982). کانی‌های اصلی موجود در روانه‌های گدازه، پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند. پلاژیوکلازها بیشتر حاشیه خورده شده دارند و بافت غربالی نشان می‌دهند. فرایند غربالی شدن، در امتداد سطوح ماکل (شکل ۴- d)، به صورت هم‌مرکز (شکل ۴- e) و یا به صورت پراکنده (شکل ۴- f) در بلورهای پلاژیوکلاز رخ داده است. این بافت می‌تواند بر اثر اختلاط ماگمایی (Kurum et al., 2008; Kawabata and Shuto, 2005; Raymond, 2002; Kuscü and Floyd, 2001; Shelly, 1993; Nelson and Montana, 1992; Tsuchiyama, 1985; Dungan and Rhodes, 1978) و یا بر اثر کاهش فشار و بالا آمدگی سریع ماگما (Nelson and Montana, 1992; Tsuchiyama, 1985; Stormer, 1972; Vance, 1965) ایجاد شود.

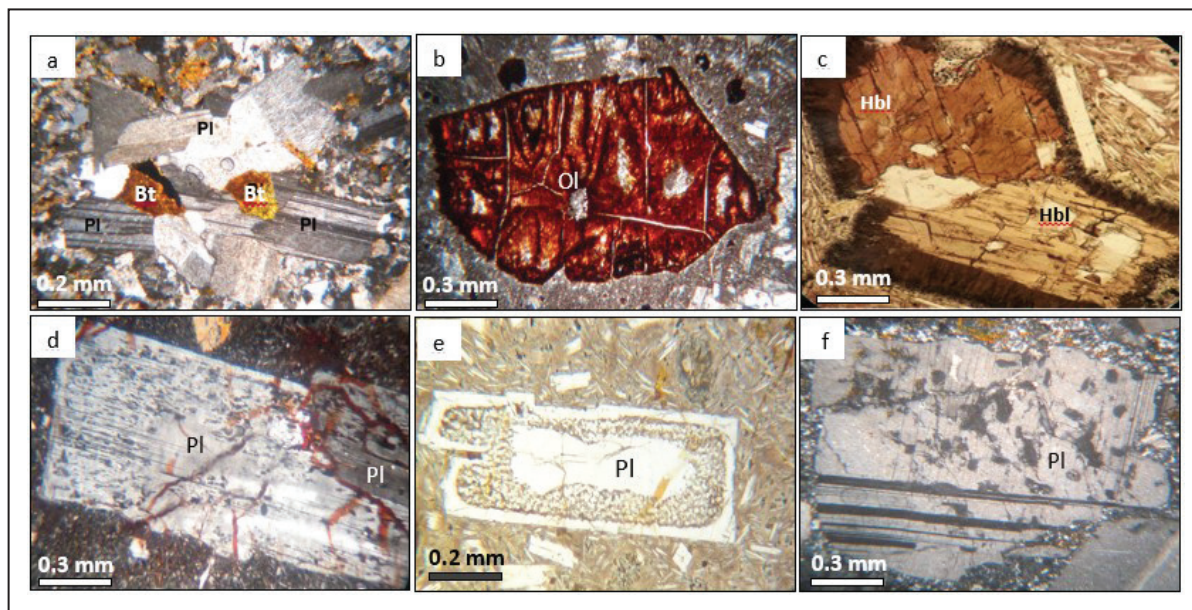
در مواردی پلاژیوکلازها به کانی‌هایی اپیدوت، سریسیت، زئولیت، کلریت و دیگر کانی‌های ثانویه تجزیه شده‌اند (فرایند سوسوریتی شدن). الیون‌های موجود در بازالت‌های منطقه به‌طور معمول ایدنگیستی شده‌اند و در بیشتر موارد هیچ‌گونه آثاری از کانی اولیه را نمی‌توان دید (شکل ۴- b). کانی‌های کدر نیمه‌خودشکل تا ناخودشکل هستند و به دو صورت اولیه و ثانویه (محصول اپاسیته شدن آمفیبول) در سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارند. آمفیبول‌های موجود در بازالت‌ها حاشیه سوخته دارند و به بیان دیگر اپاسیته شده‌اند (شکل ۴- c). حاشیه سوخته بلورهای آمفیبول ناشی از اکسید شدن این کانی و تبدیل آن به اکسیدهای آهن و تیتانیم و پلاژیوکلاز است (Best and Christiansen, 2001; Best, 2003). اپاسیته شدن آمفیبول‌ها ممکن است در مرحله افوزیف بر اثر کاهش فشار و افزایش دمای ناشی از احتراق به دلیل فوران گدازه داغ در اتمسفر غنی از اکسیژن (معین‌وزیری، ۱۳۶۴)، آب‌زدایی و کاهش مقدار آب ماگما بر اثر خروج آب و مواد فرار آن (Best and Christiansen, 2001; Best, 2003)، اختلاط با یک ماگمای فقیر از آب (Ruprecht et al., 2012; Browne et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Raymond, 2002; Feely and Sharp, 1996; Rutherford and Hill, 1993; Shelley, 1993; Garcia and Jacobson, 1979) و یا به دلیل هضم (Shelley, 1993) باشد. سریع ماگما (Stephen and Nelson, 1992) و یا به دلیل هضم (Shelley, 1993) باشد.

ابتدا در جریان چندین مرحله بازدیدهای صحرائی نمونه‌برداری و برداشت‌های صحرائی انجام گرفت. سپس از نمونه‌های برداشت شده، مقاطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Prior آزمایشگاه سنگ‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان، ۱۶ نمونه از سنگ‌هایی که بدون دگرسانی و یا دارای کمترین دگرسانی بودند، برای اندازه‌گیری مقادیر عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و خاکی کمیاب انتخاب شدند. تجزیه‌های شیمیایی در آزمایشگاه ACME کانادا (شعبه ونکوور) انجام شدند. برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسیدنیتریک رقیق، ۰/۲ گرم از نمونه به روش طیف‌سنجی نشری با پلاسما القایی مضاعف (ICP-ES) اندازه‌گیری شد. مقادیر مواد فرار از راه اختلاف وزن ایجاد شده پس از آنکه نمونه‌ها تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد گرما داده شدند؛ به دست آمد. برای اندازه‌گیری عناصر خاکی کمیاب و عناصر دیرگداز، پس از ذوب توسط متابورات یا تترابورات لیتیم و هضم با اسیدنیتریک رقیق، ۰/۲ گرم از نمونه به روش طیف‌سنجی جرمی با پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شد.

### ۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشانی (روانه‌های گدازه و سنگ‌های آذرآواری) و همچنین سنگ‌های نیمه‌ژرف به صورت مجموعه دایک (dyke set) هستند که مجموعه‌های آتشفشانی را قطع و در آنها نفوذ کرده‌اند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی سنگ‌های نیمه‌ژرف شامل میکروسینودیوریت و روانه‌های گدازه شامل بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت و ریولیت هستند. سنگ‌های آذرآواری نیز شامل انواع مختلف توف (توف جوش‌خورده، توف بلورین، توف خرده‌سنگی، توف بلورین خرده‌سنگی و توف خاکستر)، ایگنیمبریت و لاپیلی سنگ هستند. در میان مجموعه آذرآواری، ایگنیمبریت حجم قابل ملاحظه‌ای را به خود اختصاص داده است. ایگنیمبریت‌ها به‌طور معمول در کمان آتشفشانی حاشیه پویای قاره یافت می‌شوند (Price, 2001). مجموعه‌های نیمه‌ژرف به‌طور معمول بافت اینترگرانولار دارند. بافت‌های موجود در روانه‌های گدازه شامل کومولوفیریک (شکل ۴- a)، پورفیریتیک (شکل ۴- b)، گلوومروپورفیریتیک (شکل‌های ۴- c و d) و در مواردی جریانی و





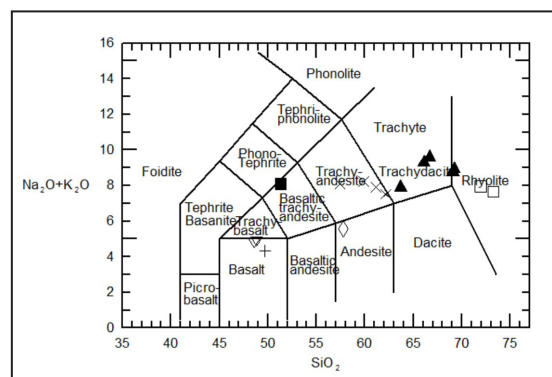
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه. (a) بافت کومولوفیریک حاصل از تجمع بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز و بیوتیت در یک زمینه دانه‌ریزتر؛ (b) بلور درشت نیمه‌خودشکل الیون با شکستگی‌های صدفی مشخص که به ایدنگسیت و اکسید آهن دگرسان شده است؛ (c) بلورهای درشت نیمه‌خودشکل هورنبلند با دو سری رخ حاده- منفرجه و حاشیه اپاسیت شده در آندزیت با بافت پرفیریتیک؛ (d) گلوومروکریست حاصل از تجمع بلورهای درشت پلاژیوکلاز (بافت گلوومروپرفیریتیک) در آندزیت بازالتی. بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و ماکل تکراری هستند و در جهت ماکل‌ها غربالی شده‌اند؛ (e) درشت‌بلور غربالی شده پلاژیوکلاز در تراکی داسیت با بافت پرفیریتیک؛ (f) بافت گلوومروپرفیریتیک در تراکی آندزیت. در مرکز گلوومروکریست بلوری از پلاژیوکلاز دارای ماکل آلپیت- کارلسباد جای گرفته است. همه درشت‌بلورهای فلدسپار به درجاتی دگرسان شده‌اند. تصاویر c و e در نور PPL و دیگر تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) گرفته شده‌اند (BT: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ol: الیون ایدنگسیتی شده، Hbl: هورنبلند).

## ۵- ژئوشیمی

با استفاده از نمودارهای دوتایی تغییرات اکسید- اکسید- عنصر و یا عنصر- عنصر که نمودارهای نوع هارکر نامیده می‌شوند (Harker, 1909)؛ می‌توان به ماهیت برخی فرایندهای درگیر در تحول ماگما از جمله تبلور تفریقی پی برد. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس (شکل ۶) نشان می‌دهند که با افزایش مقدار سیلیس، فراوانی  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $P_2O_5$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $P_2O_5$ ،  $SiO_2$  کاهش یافته است، در حالی که نمودار تغییرات  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  روند افزایشی نشان می‌دهد. به باور Feely et al. (2002) در یک مجموعه کالک‌آلکان با افزایش  $SiO_2$ ، مقادیر  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $MnO$  و  $TiO_2$  کاهش ولی مقادیر  $Na_2O$  و  $K_2O$  افزایش می‌یابند. پراکنندگی مقادیر  $Na_2O$  و  $K_2O$  در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه می‌تواند به علت تحرک بالای عناصر  $Na$  و  $K$  در جریان دگرسانی و هوازگی باشد (Rollinson, 1993).

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس (شکل ۷) نشان می‌دهند که مقادیر  $Sr$ ،  $Sc$  و  $V$  با افزایش مقدار سیلیس کاهش می‌یابند. کاهش  $Sr$  با افزایش تفریق می‌تواند گویای تبلور پلاژیوکلاز به عنوان فرایند مهمی در تکامل مجموعه باشد (Rollinson, 1993). کاهش شدید  $Sc$  و  $V$  با افزایش  $SiO_2$  مربوط به تفریق کلینوپروکسن و اکسیدهای  $Fe-Ti$  است (Cox et al., 1989). به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه از نمودار مجموع آلکان در برابر سیلیس و نمودار AFM استفاده شد (Irvine and Baragar, 1971). در نمودار تغییرات عناصر آلکان در برابر سیلیس، سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر در قلمرو ساب‌آلکان و یا نزدیک به مرز میان قلمروهای آلکان و ساب‌آلکان جانمایی می‌شوند (شکل ۸-الف). قلمرو ساب‌آلکان شامل سری‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکان است و برای تفکیک آنها از نمودار AFM استفاده می‌شود. در این نمودار بیشتر نمونه‌های منتخب سنگ‌های مورد مطالعه در سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۸-ب).

پس از مطالعات میکروسکوپی، ۱۶ نمونه برای انجام تجزیه شیمیایی انتخاب شد که از این تعداد، ۹ نمونه با استفاده از روش ICP-MS برای تعیین مقادیر عناصر خاکی کمیاب و برخی از عناصر کمیاب مانند  $Zr$ ،  $V$ ،  $U$ ،  $Th$ ،  $Sr$ ،  $Rb$ ،  $Ba$ ،  $Nb$ ،  $Ta$ ، تجزیه شیمیایی شد؛ همچنین همه نمونه‌ها با استفاده از روش ICP-ES برای تعیین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی، مواد فرار (LOI) و عناصر کمیابی مانند  $Y$ ،  $Zr$ ،  $Sr$ ،  $Ni$ ،  $Ba$ ،  $Nb$  و ... تجزیه شدند. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. دامنه تغییرات  $SiO_2$ ،  $Na_2O$ ،  $Al_2O_3$  و  $K_2O$  در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به ترتیب  $۳۳/۲۳-۴۸/۵۷$ ،  $۱۷/۴۴-۱۲/۶۸$ ،  $۵/۲۸-۰/۰۵$  و  $۳/۱۰-۷/۶۰$  است. بر پایه رده‌بندی شیمیایی Le Bas et al. (1986) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های تراکی‌بازالت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، ریولیت، آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵).



شکل ۵- نمودار رده‌بندی TAS (Le Bas et al., 1986) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه.

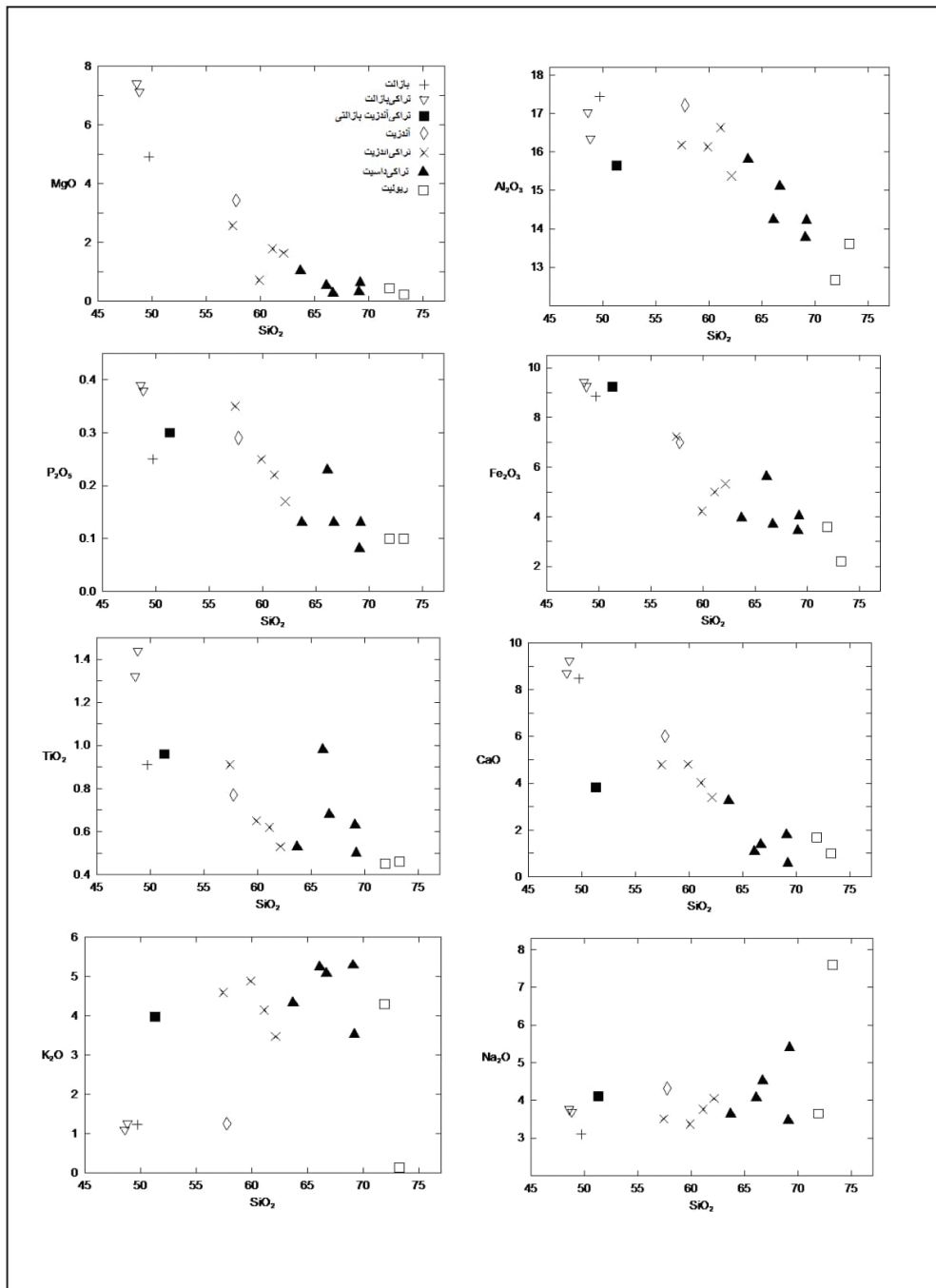
جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی (بر حسب درصد وزنی %wt) و برخی عناصر کمیاب (بر حسب بخش در میلیون ppm) نمونه‌های منتخب. سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه، با استفاده از روش ICP-ES.

Sample	D.L.	Z-1	Z-11	Z-31	Z-40	Z-46	Z-52	Z-60	Z-64	Z-71	P-65	P-69	P-70	P-71	P-72	P-76	P-80
SiO <sub>2</sub>	۰/۰۱	۶۶/۶۸	۵۷/۷۶	۵۷/۴۳	۴۸/۵۷	۷۳/۲۳	۵۱/۳۲	۶۲/۱۳	۷۱/۹۲	۶۹/۲۰	۶۶/۰۸	۵۹/۸۹	۶۱/۱۱	۴۸/۸۲	۴۹/۷۱	۶۳/۷۰	۶۹/۰۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۱	۱۵/۱۰	۱۷/۲۱	۱۶/۱۸	۱۷/۰۲	۱۳/۶۱	۱۵/۶۴	۱۵/۳۸	۱۲/۶۸	۱۴/۲۲	۱۴/۲۳	۱۶/۱۳	۱۶/۶۳	۱۶/۳۴	۱۷/۴۴	۱۵/۸۰	۱۳/۷۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۴	۳/۷۰	۶/۹۹	۷/۲۳	۹/۴۳	۲/۲۱	۹/۲۵	۵/۳۳	۳/۵۸	۴/۰۴	۵/۶۲	۴/۲۲	۵/۰۰	۹/۲۵	۸/۸۵	۳/۹۶	۳/۴۵
MgO	۰/۰۱	۰/۲۶	۳/۴۳	۲/۵۷	۷/۴۰	۰/۲۳	۵/۳۶	۱/۶۳	۰/۴۴	۰/۶۲	۰/۵۲	۰/۷۲	۱/۷۹	۷/۱۲	۴/۹۱	۱/۰۴	۰/۳۲
CaO	۰/۰۱	۱/۳۹	۶/۰۱	۴/۸۰	۸/۶۹	۰/۹۹	۳/۸۳	۳/۴۰	۱/۶۸	۰/۵۶	۱/۰۸	۴/۸۱	۴/۰۲	۹/۲۴	۸/۴۷	۳/۲۶	۱/۷۹
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۴/۵۱	۴/۳۲	۳/۵۱	۳/۷۶	۷/۶۰	۴/۱۱	۴/۰۵	۳/۶۵	۵/۴۰	۴/۰۶	۳/۳۷	۳/۷۶	۳/۶۹	۳/۱۰	۳/۶۴	۳/۴۶
K <sub>2</sub> O	۰/۰۱	۵/۰۸	۱/۲۵	۴/۵۹	۱/۱۰	۰/۰۵	۳/۹۸	۳/۴۷	۴/۳۰	۳/۵۲	۵/۲۴	۴/۸۸	۴/۱۴	۱/۲۶	۱/۲۳	۴/۲۵	۵/۲۸
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۱	۰/۶۸	۰/۷۷	۰/۹۱	۱/۳۲	۰/۴۶	۰/۹۶	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۵۰	۰/۹۸	۰/۶۵	۰/۶۲	۱/۴۴	۰/۹۱	۰/۵۳	۰/۶۳
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۳۸	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۰۸
MnO	۰/۰۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۲۹	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۰۹
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۲۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶
LOI	۰/۱	۱/۳	۱/۶	۱/۸	۱/۲	۱/۳	۴	۳/۲	۰/۸	۱/۶	۱/۳	۴/۵	۲/۱	۱/۸	۴/۵	۳/۳	۱/۶
Total		۹۹/۱۱	۹۹/۹۱	۹۹/۶۹	۹۹/۱۷	۹۹/۸۵	۹۹/۱۷	۹۹/۵۴	۹۹/۸۳	۹۹/۹۶	۹۹/۶۵	۹۹/۶۶	۹۹/۶۴	۹۹/۶۴	۹۹/۶۷	۹۹/۹۲	۹۹/۷۱
Ba	۵	۱۰۰۰	۷۲۵	۷۳۱	۲۷۳	۲۱	۷۸۱	۷۶۷	۹۴۶	۵۷۳	۱۶۹۲	۹۶۸	۹۲۷	۳۲۷	۴۷۵	۸۷۳	۹۵۴
Sr	۲	۲۱۴	۵۵۹	۳۸۰	۷۵۱	۷۹	۲۹۰	۳۹۰	۲۴۴	۶۹	۲۲۲	۳۳۹	۴۰۷	۷۷۰	۶۳۶	۲۹۹	۱۵۶
Zr	۵	۳۴۶	۱۴۴	۲۴۵	۱۶۶	۱۸۵	۱۲۷	۱۶۹	۱۸۲	۳۲۹	۲۹۰	۱۵۳	۱۳۵	۱۴۸	۶۵	۱۸۲	۲۴۰
Y	۳	۴۱	۲۶	۳۲	۱۹	۲۹	۲۶	۲۶	۳۵	۴۴	۴۶	۱۹	۱۹	۲۱	۲۰	۲۷	۳۷
Nb	۵	۲۱	۱۰	۱۸	۲۳	۶	۷	۵	۹	۱۳	۱۸	۱۳	۱۰	۲۸	۵	۹	۱۶
Sc	۱	۱۱	۱۸	۲۰	۲۱	۱۰	۲۶	۱۱	۱۰	۸	۱۵	۹	۱۲	۲۶	۲۵	۸	۱۱

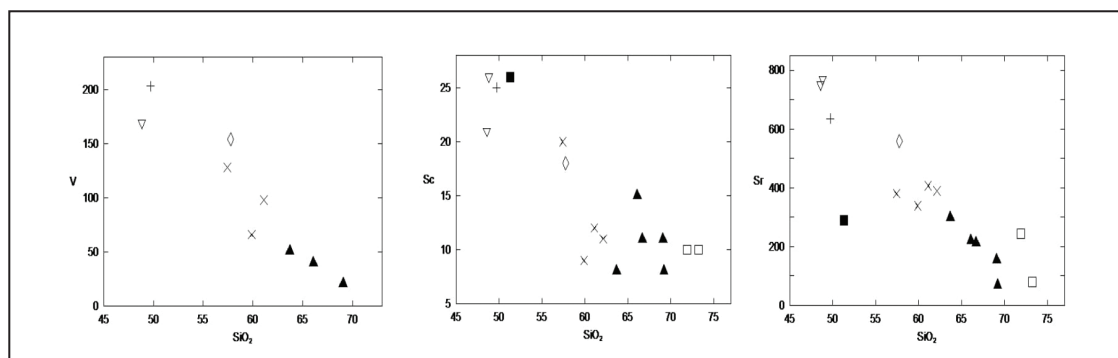
جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر خاکی کمیاب و عناصر کمیاب (بر حسب بخش در میلیون ppm) نمونه‌های منتخب سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه، با استفاده از روش

. ICP-MS

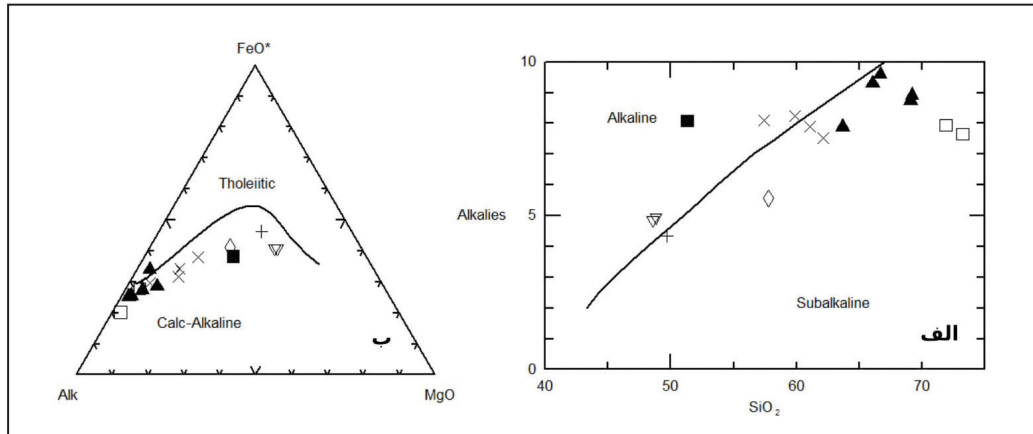
Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Mo
D.L.	۰/۱	۰/۱	۰/۰۲	۰/۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۱
Z-11	۲۶/۷	۴۸/۲	۶/۶۶	۲۵/۷	۴/۸۲	۱/۴۲	۴/۹۸	۰/۷۷	۴/۵۳	۰/۹۱	۲/۷۴	۰/۴۳	۲/۶۱	۰/۴۲	۰/۷
Z-31	۳۳/۲	۶۰/۵	۸/۷۰	۳۱/۳	۶/۷۸	۱/۵۷	۶/۶۴	۱/۰۴	۵/۷۴	۱/۲۳	۳/۳۴	۰/۵۴	۳/۳۳	۰/۵۲	۱/۶
P-65	۳۰/۷	۶۹/۵	۸/۱۵	۳۷/۸	۷/۹۰	۱/۵۸	۶/۹۷	۱/۳۳	۷/۸۵	۱/۶۵	۴/۵۶	۰/۷۴	۴/۹۸	۰/۷۰	۱/۰
P-69	۲۵/۷	۵۰/۴	۵/۳۳	۲۱/۲	۳/۸۰	۱/۰۱	۳/۴۲	۰/۵۹	۳/۲۶	۰/۶۷	۱/۸۷	۰/۳۰	۱/۹۰	۰/۲۷	۲/۴
P-70	۲۴/۶	۴۶/۳	۵/۰۲	۲۰/۳	۳/۹۰	۱/۰۳	۳/۳۶	۰/۵۲	۳/۲۲	۰/۶۸	۱/۸۱	۰/۲۹	۲/۰۵	۰/۲۸	۲/۰
P-71	۳۱/۹	۶۴/۳	۶/۸۳	۲۷/۹	۵/۱۰	۱/۵۵	۴/۰۱	۰/۶۵	۳/۸۰	۰/۷۱	۱/۹۲	۰/۲۹	۱/۷۸	۰/۲۶	۱/۶
P-72	۴/۱۴	۳۰/۴	۳/۶۵	۱۶/۴	۳/۷۰	۱/۱۹	۳/۴۱	۰/۵۷	۳/۲۶	۰/۶۵	۱/۹۱	۰/۲۹	۱/۹۶	۰/۲۳	۰/۲
P-76	۲۴/۲	۴۹/۲	۵/۵۱	۲۴/۶	۴/۷۰	۱/۲۹	۳/۹۰	۰/۶۸	۴/۳۱	۰/۹۰	۲/۵۶	۰/۴۳	۲/۶۷	۰/۴۳	۰/۸
P-80	۲۸/۵	۶۰/۳	۷/۱۱	۳۱/۲	۵/۹۰	۱/۴۶	۵/۸۰	۰/۹۸	۵/۶۵	۱/۲۲	۳/۷۸	۰/۵۶	۳/۸۲	۰/۵۵	۱/۳
Sample	Co	Cs	Ga	Hf	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	W	Cu	Pb	Zn	Ni
D.L.	۰/۲	۰/۱	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۸	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۱	۰/۱
Z-11	۱۸۳	۳/۲	۱۶	۴	۸۳/۹	۲	۰/۷۰	۵/۵	۱/۸۰	۱۵۴	۰/۸	۴۷/۴	۱/۳	۳۳	۷/۱
Z-31	۱۵/۵	۱/۷	۱۵/۲	۶/۴	۱۱۱/۶	۳	۱/۲۰	۱۰/۸	۳/۲۰	۱۲۸	۱/۴	۹/۱	۳۶/۰	۱۳۶	۸/۹
P-65	۴/۲	۱/۴	۱۷/۲	۸/۱	۱۲۷	۲	۱/۱۰	۹/۴	۲/۸۰	۴۰	۳/۸	۶/۵	۸/۶	۷۰	۴/۱
P-69	۷/۱	۲/۰	۱۴/۹	۴/۰	۱۵۶/۱	۱	۰/۹۰	۱۵/۰	۳/۴۰	۶۶	۳/۱	۱۰/۵	۵/۷	۴۲	۲/۱
P-70	۹/۲	۱/۹	۱۶/۲	۳/۶	۱۲۱/۷	۱	۰/۷۰	۱۰/۳	۲/۹۰	۹۸	۳/۶	۲۲/۱	۳/۷	۴۴	۴/۲
P-71	۳۳/۲	۰/۴	۱۸/۷	۳/۸	۱۶/۹	۲	۱/۴۰	۵/۹	۱/۳۰	۱۶۹	۴/۰	۳۱/۵	۱/۵	۶۹	۷۵/۵
P-72	۲۵/۷	۰/۸	۱۸/۳	۱/۸	۲۱/۶	۱	۰/۲۰	۱/۵	۰/۵۰	۲۰۳	۱/۲	۳۹/۴	۲/۷	۶۰	۱۷/۵
P-76	۵/۲	۲/۱	۱۷	۵/۳	۱۲۰/۹	۲	۰/۶۰	۶/۲	۲/۱۰	۵۱	۲/۲	۱۳/۷	۱۴/۸	۳۱	۱/۸
P-80	۲/۷	۳/۳	۱۵	۶/۹	۱۴۳/۳	۲	۰/۹۰	۱۰/۱	۲/۶۰	۲۱	۴/۳	۶/۰	۸/۷	۳۴	۲/۶



شکل ۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس (Harker, 1909) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه. مقادیر همه اکسیدها بر حسب درصد وزنی (%wt) است.



شکل ۷- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر کمیاب در برابر سیلیس (Harker, 1909) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه. مقدار سیلیس بر حسب درصد وزنی (%wt) و مقادیر عناصر کمیاب بر حسب بخش در میلیون (ppm) است. نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۶ است.



شکل ۸- نمودارهای تعیین سری ماگمایی (Irvine and Baragar (1971) که نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه روی آنها رسم شده‌اند: الف) نمودار مجموع آلکالن در برابر سیلیس برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلکالن و ساب‌آلکالن؛ ب) نمودار AFM برای تفکیک سری‌های ماگمایی توله‌ایتی و کالک‌آلکالن. نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۶ است.

## ۶- پتروژنز

بر پایه نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (شکل ۹)، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه مرتبط با فرورانش است. سنگ‌های آتشفشانی مورد بحث در نمودارهای Wood (1983)، Cabanis (1989) و Mullen (1980) بیشتر در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکالن کمان آتشفشانی و در نمودار Muller et al. (1992) در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی (شکل ۷- b) قرار می‌گیرند.

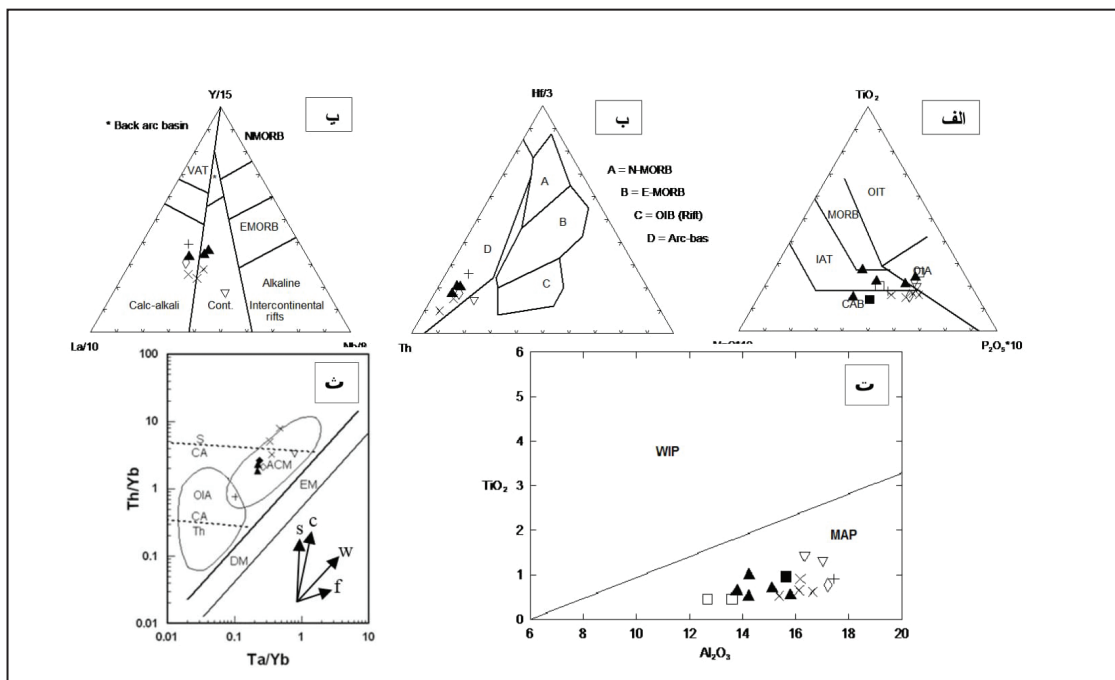
به باور Pearce (1982) نمودارهای دوتایی تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب برای تفکیک اجزای مرتبط با فرورانش و اجزای گوشه‌های مفید هستند. نمودار دوتایی تغییرات Ta و Th نسبت به Yb (شکل ۹- ت) برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است (Pearce, 1983). وجود Yb در مخرج نسبت‌های عنصری مشخص شده روی محورهای نمودار سبب حذف تغییرات ناشی از فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی و معطوف شدن توجه به منشأ ماگما می‌شود. با توجه به اینکه فرایندهایی که موجب غنی‌شدگی گوشه‌های می‌شوند به مقدار برابری عناصر Th و Ta را متمرکز می‌سازند، بنابراین در نمودار تغییرات Th/Yb در برابر Ta/Yb، بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و بازالت‌های آلاش نیافته درون صفحه در یک نوار مشخص با شیب یکسان قرار می‌گیرند. در حالی که بازالت‌های جزایر کمانی و بازالت‌های حاشیه فعال قاره نسبت‌های بالاتری از Th/Yb دارند، زیرا مقدار Th آنها بیشتر بوده که نشانه دخالت سیال‌های سرشار از Th آزاد شده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده است. در حقیقت موقعیت بازالت‌های حاشیه فعال قاره در نمودار شکل ۹- ت در بالای گوشه غنی شده و بازالت‌های درون صفحات، بازتاب دهنده دخالت گوشه سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای در ایجاد ماگما‌های کمان حاشیه فعال قاره است. بردارهای نمایش داده شده در گوشه پایین سمت راست، نمودار دخالت فرایندهای مختلف در تحول ماگما را نشان می‌دهند. به گونه‌ای که بردار s مربوط به حضور اجزای فرورانش، بردار c مربوط به آلاش پوسته‌ای، بردار w مربوط به غنی‌شدگی درون صفحه‌ای و بردار f مربوط به فرایند تبلور جزیه‌جز هستند. بر پایه نمودار Pearce (1983) جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، حاشیه فعال قاره است (شکل ۹- ت).

برای تهیه الگوهای عناصر خاکی کمیاب (شکل ۱۰- a) و نمودارهای عنکبوتی (شکل ۱۰- b) برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه از مقادیر

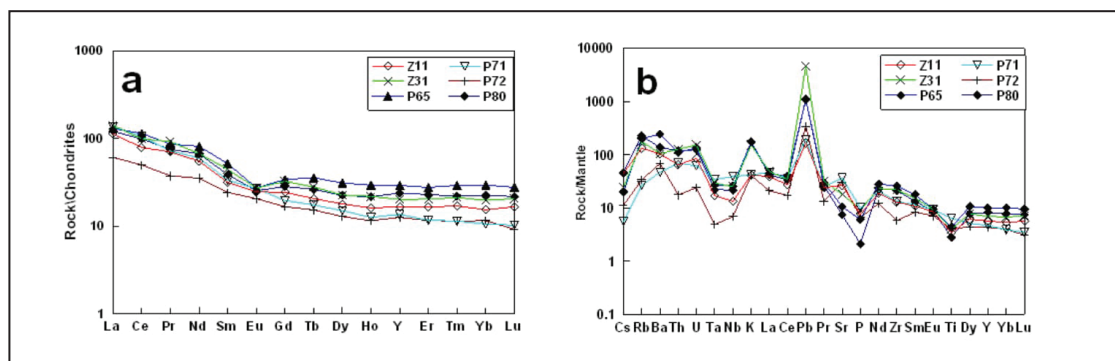
Sun and McDonough (1989) برای بهنجارسازی استفاده شد. همان‌طور که در شکل ۱۰- a دیده می‌شود، الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده برای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه به نسبت هموار و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی ناشی از تفریق ماگمایی باشد (Wilson, 1989). در ضمن، بیشتر نمونه‌ها بی‌هنجاری منفی جزئی Eu نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی پلاژیوکلاز باشد که درشت‌بلور اصلی در برخی از سنگ‌های منطقه است (Wilson, 1989; Barnes et al., 2001). همچنین بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند در ارتباط با یک گوشه دارای پلاژیوکلاز باشد؛ که پلاژیوکلاز در فاز تفاله باقی مانده است (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). همچنین بالا بودن مقادیر عناصر خاکی کمیاب سنگین (ده برابر کندریت) نشان‌دهنده نبود گارنت در منشأ است (Wilson, 1989). فراوانی عناصر خاکی کمیاب (REE) در سنگ‌های مورد مطالعه با پیشرفت تفریق، از بازالت تا ریولیت افزایش نشان می‌دهد. این افزایش به این دلیل است که عناصر خاکی کمیاب نسبت به فازهای بلوری اصلی سنگ‌های آذرین (الیون، کلینوپیروکسن و ...) ناسازگارند و در نتیجه به‌طور فزاینده‌ای در مایعات تفریق یافته متمرکز می‌شوند. از همانندی الگوهای REE در شکل ۱۰- a می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه هم‌منشأ هستند.

نمودارهای عنکبوتی برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه در شکل ۱۰- b نمایش داده شده‌اند. همان‌طور که در شکل نمایان است این الگوها به نسبت زیگ‌زاگ هستند و عناصر p، Ta-Nb و Ti بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی p، Ta-Nb و Ti که شاخص ماگما‌های مربوط به محیط‌های فرورانش است، می‌تواند نشانه‌ای از سیال‌های آزاد شده از یک پوسته اقیانوسی فرورونده باشند که ذوب بخشی گوشه پریدوتیتی و تشکیل ماگمای بازالتی و آندزیتی را امکان‌پذیر ساخته است (Temizel and Arslan, 2008). بی‌هنجاری مثبت Pb در نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه حاصل آلاش ماگمای این سنگ‌ها با مواد پوسته‌ای است (Kamber et al., 2002; Srivastava and Singh, 2004).





شکل ۹- نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی که نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه روی آنها رسم شده‌اند: الف) نمودار (Mullen (1983) (OIT: توله‌ای‌های جزایر اقیانوسی، MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی، IAT: بازالت‌های توله‌ای‌های جزایر کمایی، OIA: بازالت‌های آلکانل جزایر اقیانوسی، CAB: بازالت‌های کالک‌آلکانل؛ ب) نمودار Wood (1980) برای تفکیک محیط زمین‌ساختی انواع بازالت‌ها (A: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی، B: N-MORB، بازالت‌های توله‌ای‌های درون صفحه‌ای، C: بازالت‌های آلکانل درون صفحه، D: بازالت‌های کمان آتشفشانی؛ پ) نمودار (Cabanis (1989)؛ ت) نمودار Müller et al (1992) برای تمایز محیط‌های زمین‌ساختی حاشیه صفحه و درون صفحه (MAP: محیط حاشیه صفحه، WIP: محیط درون صفحه)؛ ث) نمودار Pearce (1983). بردارها دخالت فرایندهای مختلف در تحول ماگما را نشان می‌دهند (S: مربوط به حضور اجزای فرورانش، C: مربوط به آرایش پوسته‌ای، W: مربوط به غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، f: مربوط به فرایند تبلور جز به جز). نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۶ است.



شکل ۱۰- (a) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه؛ (b) نمودار چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه برای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه (در هر دو شکل بهنجارسازی نسبت به داده‌های Sun and Mc Donough (1989) انجام شده است).

### ۷- نتیجه‌گیری

بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه سرشت کالک‌آلکانل دارند و دامنه ترکیب شیمیایی آنها از بازیک (بازالت) تا اسیدی (ریولیت) را شامل می‌شود. مجموعه آتشفشانی شمال زاویه دارای غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون (LILE) مانند K، Ba، Rb، Th و غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) مانند Nb، Ta، Ti و P است. غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون دلیلی بر منشأ گرفتن ماگمای به وجود آورنده این سنگ‌ها از یک گوشته سست‌کره‌ای متاسوماتیسم شده در بالای پهنه فرورانش است. این غنی‌شدگی به علت ورود سیال‌های دارای

عناصر سنگ‌دوست درشت‌یون به درون گوشته صورت گرفته است. غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک ممکن است ناشی از درجه پایین ذوب بخشی و یا غنی بودن منشأ از این عناصر باشد (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مناطق فرورانش است (Geng et al., 2009). افزون بر این، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Leeman and Sisson, 1996; Kuster and Harms, 1998; Dostal et al., 2001; Nagudi et al., 2003; Shang et al., 2004) و یا فقر این عناصر در منشأ باشد (Wu et al., 2003). بی‌هنجاری

Stephen and Nelson, 1992; Wilson, 1989; Tsuchiyama, 1985; Garcia and Jacobson, 1979; Dungan and Rhodes, 1978.

با توجه به شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی و بر پایه نتایج حاصل از رسم نمونه‌ها در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، ماگمای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورانش کننده ایجاد شده و در پی آن هنگام عبور یا احتمالاً توقف در پوسته آرایش یافته است. همان‌طور که در بخش پیش‌نویس اشاره شد؛ سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه متعلق به پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر هستند. این پهنه آتشفشانی به طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر از سهند تا بزمان و به عرض تقریبی ۱۰۰ کیلومتر به موازات گسل زاگرس و در فاصله ۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتری از آن جای دارد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰ و ۱۳۸۶). پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر دارای ویژگی‌های یک کمان ماگمایی و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که حاصل فرورانش و برخورد میان صفحه عربی و صفحه ایران مرکزی است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003; Alavi, 2004). با توجه به شواهد زمین‌شناسی، برخورد این دو صفحه در ائوسن بالایی- میوسن پایان پذیرفته؛ ولی فعالیت ماگمایی پس از میوسن و حتی تا کواترنر به صورت فعالیت ماگمایی پس از برخورد ادامه یافته است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh, 1993; Ghasemi and Talbot, 2005).

با توجه به مباحث مطرح شده در مقاله حاضر و با استناد به شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه در نتیجه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی در زمان ائوسن ایجاد شده‌اند. فرایند فرورانش با آزادسازی آب و مواد فرار از سنگ‌کره فرورانش کننده همراه بوده که موجب متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بالای پهنه بنیوف و ذوب بخشی آن شده است. در پایان، ماگمای حاصل از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده هنگام عبور و یا احتمالاً توقف در پوسته با مواد پوسته‌ای آرایش یافته است.

### سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های ریاست محترم دانشکده علوم، حوزه تحصیلات تکمیلی و معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش و همچنین از سردبیر و داوران محترم فصلنامه علوم زمین که با راهنمایی‌های ارزنده خود موجب غنای مقاله حاضر شده‌اند، سپاسگزاری می‌کنند.

منفی ضعیف Eu دیده شده در بیشتر نمونه‌ها می‌تواند به دلیل عملکرد فرایند تبلور تفریقی کانی پلاژیوکلاز (Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Barnes et al., 2001) و یا ناشی از منشأ گرفتن ماگمای این مجموعه از یک گوشته پلاژیوکلازدار باشد (Wilson, 1989). غنی‌شدگی از عناصر Ba, Th, Rb و Pb به‌طور معمول نشانه متاسوماتیسم منشأ تحت تأثیر سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورانش کننده است (Sengör, 1990; Rollinson, 1993). افزون بر این، بی‌هنجاری مثبت K و بی‌هنجاری شدید مثبت Pb می‌تواند ناشی از دخالت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Kamber et al., 2002; Srivastava and Singh, 2004). الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه به نسبت هموار و دارای غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین است. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند به دلیل درجه پایین ذوب بخشی (Wilson, 1989)، فراوانی LREE در منشأ (Wilson, 1989; Rollinson, 1993) و یا ناشی از تفریق ماگمایی باشد (Wilson, 1989). بنابراین به نظر می‌رسد که منشأ سنگ‌های آتشفشانی شمال زاویه پلاژیوکلاز لرزولیتی باشد که توسط سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورانش کننده، دچار متاسوماتیسم شده است. عناصر خاکی کمیاب سنگین در همه نمونه‌ها روندهای تقریباً موازی نشان می‌دهند که می‌تواند مربوط به تفریق جزئی این عناصر باشد. فراوانی عناصر خاکی کمیاب با پیشرفت تفریق، از بازال تا رزیولیت افزایش یافته است. این افزایش به دلیل ناسازگاری عناصر خاکی کمیاب نسبت به فازهای بلوری اصلی سنگ‌های آذرین بوده و نشانه هم‌منشأ بودن آنهاست.

موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار (Pearce 1983) نشان‌دهنده اهمیت نقش سیال‌های آزاد شده از سنگ‌کره فرورانش کننده در ایجاد ماگمای این مجموعه آتشفشانی و در پی آن رخداد آرایش ماگمایی توسط سنگ‌های پوسته قاره‌ای است. آرایش با مواد پوسته‌ای ممکن است ناشی از هضم سنگ‌های پوسته قاره‌ای و یا اختلاط ماگمای پوسته‌ای با ماگمای گوشته‌ای باشد. وجود بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی در پلاژیوکلازها و آپاسیته شدن آمفیبول‌ها می‌تواند تأییدکننده رخداد آرایش پوسته‌ای باشد (Ruprecht et al., 2012; Kurum et al., 2008; Browne et al., 2006; Humphreys et al., 2006; Kawabata and Shuto, 2005; Best, 2003; Raymond, 2002; Best and Christiansen, 2001; Kuscü and Floyd, 2001; Feely and Sharp, 1996; Rutherford and Hill, 1993; Shelly, 1993; Nelson and Montana, 1992).

### کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز، ۹۰۱ ص.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه امیرکبیر، ۷۱۹ ص.
- عمیدی، س. م.، نوگل‌سادات، آ. آ.، هوشمندزاده، ع.، بهروزی، م.، لطفی، ن.، ناظر، خ.، مهدوی، م.، کایا، س.، دهلوی، پ. و مارتین-ژانتین، ب.، ۱۳۶۳- نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه (نقشه شماره ۵.E)، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۸۴- ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب دانسفهان و جنوب کرج، ماگماتیسیم همزمان جزایر قوسی و درون صفحه‌ای، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۱، شماره ۱، ص. ۲۱ تا ۴۱.
- قلمقاش، ج.، فنودی، م.، مهرپر تو، م.، سبحایی، ج.، قایمی، م. و نوذری، ا.، ۱۳۷۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش اشتهارد (نقشه شماره ۶۰۶)، مقیاس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مسعودی، ف.، ۱۳۶۹- چینه‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب بوئین‌زهره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

مصوری، ف.، زرعیان، س.، باباخانی، ع. و مهرپرتو، م.، ۱۳۷۷- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی اتوسن در منطقه دانسفهان، هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۱۱ تا ۲۱۷.

معین‌وزیری، ح.، ۱۳۶۴- پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۲۲۸ ص.

یوسفی، م.، ۱۳۷۵- بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیک جنوب غرب اشتهارد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد، واحد تهران شمال.

یوسفی، م.، امامی، م. ه.، علوی، م.، عروج‌نیا، پ.، حدادان، م. و قاسمی، ا.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش اشتهارد (نقشه شماره ۶۰۶۱)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and Structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103: 983-992.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Sciences 304(1): 1-20.
- Barnes, S. J., Acterberg, E., Makovicky, E. and Li, C., 2001- Proton probe results for partitioning of platinum group elements between mono-sulphide solid solution and sulphide liquid. South African Journal of Geology, 104: 337-351.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210-265.
- Best, M. G., 2003- Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Science, 729 pp.
- Best, M.G. and Christiansen, E. H., 2001- Igneous petrology. Blackwell Science, 428 pp.
- Browne, B. L., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., Vogel, T. A., Uto, K. and Hoshizumi, H., 2006- Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. Journal of volcanology and geothermal research, 154(1): 103-116.
- Cabanis, B., 1989- Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melande et/ou de contamination crustale. CR Acad. Sci. Ser. II, 309: 2023-2029.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1989- the interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman, London, 450 pp.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001- Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 170(1-3): 149-170.
- Dungan, M. A. and Rhodes, J. M., 1978- Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 67(4): 417-431.
- Feely, T. C. and Sharp, I. D., 1996- Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers; Geology, 24: 1021-1024.
- Feely, T. C.; Cosca, M. A. and Lindsay, C. R., 2002- Petrogenesis and implications of calc-alkaline cryptic hybrid magmas from Washburn volcano, Absaroka volcanic province, U.S.A. Journal of Petrology, 43(4): 663-703.
- Garcia, M. O. and Jacobson, S. S., 1979- Crystal clots, amphibole fractionation and the evolution of calc-alkaline magmas. Contrib. Mineral. Petrol., 69: 319-327.
- Geng, H., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W., Xian, W., Zhao, G., Zhang, L., Wong, K. and Wu, F., 2009- Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction? Chemical Geology, 266(3): 364-389.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2005- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences 26: 683-693.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks. Macmillan.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles 204 pp.
- Humphreys, M. C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J., 2006- Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: Insights from phenocryst zoning. Journal of Petrology, 47(12): 2303-2334.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- 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 implication for Archean crustal growth models. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144: 38-56.
- Kawabata, H. and Shuto, K., 2005- Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 140(4): 241-271.
- Kretz, R. 1983- Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Kurum, S., Onal, A., Boztug, D., Sper, T. and Arslan, M., 2008- Ar40/Ar39 age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya Province), eastern Anatolia, Turkey. J. Asian. Earth Sci., 33: 229-251.
- Kuscu, G. G. and Floyd, P. A., 2001- Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. Lithos, 56(2): 207-230.

- Kuster, D. and Harms, U., 1998- Post-collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45: 177-195.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3): 745-750.
- Leeman, W. P. and Sisson, V. B., 1996- Geochemistry of boron and its implication for crustal and mantle processes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1): 645-707.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C. H. and Guilford, C., 1982- Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Scientific and Technical, 148 pp.
- 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.
- Mullen, E. D., 1983- MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- Müller, D. G. D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46(4), pp.259-289.
- Nagudi, N. O., Koberl, C. H. and Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Sing granite, Uganda, and implication for its origin. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 51-59.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992- Sieve textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineral.*, 77: 1242-1249.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Thorpe, R.S. (ed.). Chichester: Wiley, 525-548.
- Pearce, J. A., 1983- Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *continental basalts and mantle xenoliths*. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. G. (eds). Nantwich: Shiva, 230-249.
- Price, N. J., 2001- Major impacts and plate tectonics, a model for the Phanerozoic evolution of the earth's lithosphere. Routledge 354 pp.
- Raymond, L. A., 2002- The study of igneous sedimentary and metamorphic rocks. McGraw-Hill, 720 p.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, John Wiley and Sons 352 pp.
- Ruprecht, P., Bergantz, G. W., Cooper, K. M. and Hildreth, W., 2012- The crustal magma storage system of Volcán Quizapu, Chile, and the effects of magma mixing on magma diversity. *Journal of Petrology* 53(4): 801-840.
- Rutherford, M. J. and Hill, P. M., 1993- Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions. *Journal of Geophysical Research*, 98:19667-19685.
- Şengör, A. M. C., 1990- A new model for the Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implication for Oman. In: Robertson, A. H. F., Searle M. P. and Ries A. C. (Eds), *the geology and tectonics of the Oman region*. Geological Society of London, Special Publication 49: 791-831.
- Shang, G. K., Satir, M., Sieble, W., Nasifa, E. N., Taubuld, H., Liegeoise, J. P. and Tchoua, F. M., 2004- Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40 (1-2): 61-79.
- Shelley, D., 1993- *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, 445 p.
- Srivastava, R. K. and Singh, 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.
- Stephen, T. and Nelson, A. M., 1992- Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Stormer, J. C., 1972- Mineralogy and petrology of the Raton-Clayton volcanic field northeastern New Mexico. *Geologic. Soci. America. Bull.*, 83: 3299-3322.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.), *magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, Special Publications 42: 313-345.
- Temizel, I. and Arslan, M., 2008- Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Likizce (ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. *J. Asian. Earth Sci.*, 31(4-6): 439-463.
- Tsuchiyama, A., 1985- Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 1-16.
- Vance, J. A., 1965- Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *J. Geol.*, 73: 637-651.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd, 466 pp.
- 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.
- Wu, F., Jahnb, 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 (3-4): 191-204.

## Petrography and geochemistry of the volcanic rocks at north of Zavieh, southwest of Karaj

M. Ebrahimi<sup>1\*</sup> and M. Rafiei<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

<sup>2</sup>M. Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2015 August 31

Accepted: 2016 December 20

### Abstract

Eocene pyroclastic-volcanic rocks, ranging in composition from basic to intermediate and acidic rocks, are widely exposed at north of Zavieh, southwest of Karaj. The pyroclastic-volcanic sequence is composed of basalt, trachy-basalt, basaltic trachy-andesite, andesite, trachy-andesite, trachydacite, dacite and rhyolite along with various pyroclastic rocks including ignimbrite, welded tuff, crystal tuff, lithic tuff, lithic crystal tuff, ash tuff and lapillistone. The pyroclastic-volcanic sequence contains large amount of ignimbrite. Common textures found in the studied volcanic rocks are porphyritic, glomeroporphyritic, cumulo-phyrlic, amygdaloidal and trachytic. Rock fragments and broken crystals are usually found in the pyroclastic rocks. Eutaxitic texture is commonly observed in the ignimbrite. Flow banding is seen in the study rhyolitic rocks. Meanwhile, columnar structure is commonly observed in the lava flows and ignimbrites. Pyroxene, amphibole, biotite, plagioclase and quartz are the major minerals in the volcanic sequence along with K-feldspar, opaque minerals and altered olivine as minor minerals. Calcite, chlorite, epidote and sericite are also present as accessory minerals. According to geochemical data the studied volcanic rocks are mainly calc-alkaline, however few samples plot in the alkaline and shoshonitic fields in some diagrams. Negative anomalies of Nb and Ta, Pb positive anomaly, large ion lithophile elements enrichment, rare earth elements enrichments and depletion in high field strength elements all indicate that the parent magma of the studied rocks has originated from a metasomatized asthenospheric mantle over the Benioff-Waddatti zone. Common existence of sieve texture in plagioclase crystals, corroded crystals of plagioclase and pyroxene and dark rim of Fe-Ti oxides around biotite and amphibole crystals all indicate that a disequilibrium condition existed during crystallization which is most probably due to magma mixing. However, assimilation, decompression and rapid ascend of magma may also produce such textures.

**Keywords:** Pyroclastic-volcanic rocks, Geochemistry, Tectonic setting, Karaj, Orumih-Dokhtar zone

For Persian Version see pages 63 to 74

\*Corresponding author: M. Ebrahimi; E-mail: ebrahimi@znu.ac.ir