

معرفی و توصیف فوران‌های آتشفشانی نوژن در منطقه پاریز (استان کرمان) و ویژگی‌های سنگ‌شناختی آنها با استفاده از نهشته‌های آذر آواری

مریم داعی‌پاریزی^۱، حمید احمدی‌پور^{۲*} و عباس مرادیان^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۵/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۱۷

چکیده

در منطقه پاریز (استان کرمان)، نهشته‌هایی وجود دارد که در نقشه‌های زمین‌شناسی، به عنوان واحدهای تخریبی کنگلومرای سخت نشده نوژن معرفی شده‌اند. بررسی این نهشته‌ها، نشان داد که آنها، مواد آذر آواری حاصل از فوران‌های انفجاری نوژن هستند که بر روی سنگ‌های آذرین ائوسن قرار گرفته و قطعات موجود در آنها از نوع داسیت و ریولیت می‌باشند. این نهشته‌ها از نوع مواد آذر آواری موجی، جریانی، برش‌های انفجاری و لاهار بوده و نوع مواد آذر آواری، عدم وجود جریان‌های گدازه داسیتی یا ریولیتی و پراکندگی بالای این نهشته‌ها، نشان می‌دهد که فوران‌های سازنده آنها از نوع انفجاری بوده و آب، در فوران‌ها دخالت داشته است. تغییرات اندک مقادیر اکسیدهای همچون MgO و SiO_2 (به ترتیب ۶۴/۵-۶۸/۲ و ۴۳-۱/۱ درصد وزنی) در این سنگ‌ها نشانه طیف تفریق کم و عدم تنوع ترکیبی ماگماهای سازنده آنهاست. ناهنجاری‌های منفی Nb ، Ti و P و مثبت Sr و Cs در نمودارهای عنبکوتی، تعلق این سنگ‌ها را به سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان نشان می‌دهد. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین‌ها (میانگین $\text{La}_N/\text{Lu}_N=20$)، از ویژگی‌های این سنگ‌ها می‌باشد. سنگ‌های مورد مطالعه، به محیط پس از برخورد تعلق داشته و ماهیت سنگ‌های وابسته به کمان ماگمایی قاره‌ای را نشان می‌دهند.

کلید واژه‌ها: استان کرمان، نوار دهج-ساردوئیه، پاریز، نهشته‌های آذر آواری، ماگماتیسم پس از ائوسن.

Email: hahmadi@uk.ac.ir

*نویسنده مسئول: حمید احمدی‌پور

۱- پیش‌نوشتار

نوار آتشفشانی-نفوذی دهج-ساردوئیه، بخش جنوب‌خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر را در استان کرمان تشکیل داده و شامل انواع سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی است که طی دوره‌های مختلف تشکیل شده‌اند. نخستین دوره در زمان ائوسن-الیگوسن رخ داده و طی آن ابتدا مجموعه‌های آتشفشانی-رسوبی بحر آسمان، رازک و مجموعه ائوسن بالایی (هزار) تشکیل شدند و ضخامت زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و مواد آذر آواری و رسوبات وابسته به آنها تولید شدند (Dimitrijevic, 1973). پس از ائوسن، توده‌های نفوذی گرانیتوبیدی مانند گرانیتوبیدهای جبال بارز تشکیل و به درون واحدهای پیشین نفوذ کردند. سپس فعالیت‌های آتشفشانی-نفوذی میوسن-پلیوسن با ایجاد کوه‌های آتشفشانی بیدخوان، مساهیم و آج بالا و پایین و ایجاد سنگ‌های آندزیتی و داسیتی و مواد آذر آواری و توده‌های نفوذی دیوریتی آغاز شد (Dimitrijevic, 1973). آخرین فازهای ماگمایی مهم نیز در این نوار، به پلیوسن-پلیستوسن برمی‌گردد و با تشکیل دایک‌های لامپروفری و بازالت‌های قلیایی همراه بوده است (Hassanzadeh, 1993؛ عطاپور و آفتابی، ۱۳۸۸). در منطقه پاریز از توابع سیرجان در استان کرمان، بخش‌هایی از مجموعه‌های مربوط به نوار دهج-ساردوئیه دیده می‌شود که شامل گدازه‌ها و مواد آذر آواری ائوسن (مجموعه‌های بحر آسمان) و توده‌های نفوذی داسیتی مربوط به میوسن-پلیوسن (مانند کوه امیرالمؤمنین و کوه شاه خیرالله) می‌باشند. در این منطقه، افزون بر سنگ‌های ذکر شده، یک‌سری رسوبات سخت نشده نیز وجود دارد که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رفسنجان (وحدتی دانشمند، ۱۳۶۹) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان (سهیلی، ۱۳۷۴) به نام ماسه سنگ سخت نشده، رس، همراه با کنگلومرای نوژن معرفی شده‌اند. مطالعات دقیق صحرایی که در این مقاله، خلاصه‌ای از آنها آمده است، نشان داد که این سنگ‌ها محصول فرسایش و رسوب‌گذاری سنگ‌های ائوسن نبوده و نهشته‌های آذر آواری مختلفی هستند که به یک فاز فورانی بسیار انفجاری نوژن تعلق دارند. در گاهی (۱۳۸۶) با مطالعه توده‌های نفوذی منطقه سرچشمه-شهربابک، آنها را به دو گروه عمیق با سن ۱۸-۱۷ میلیون

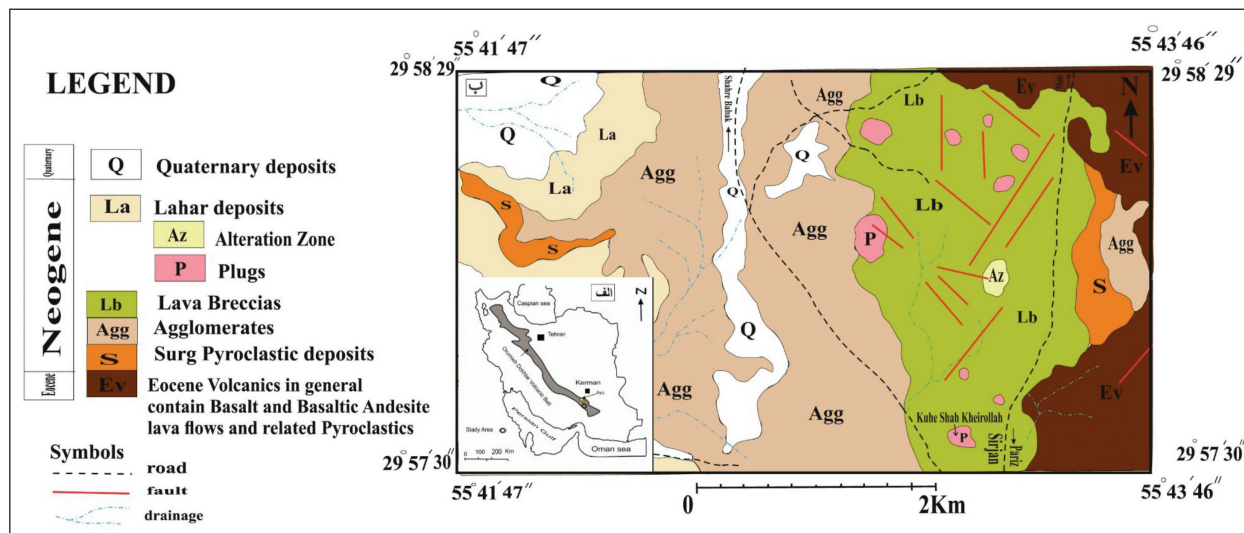
سال و نیمه عمیق با سن ۹-۵/۹ میلیون سال تقسیم کرده و محیط زمین‌ساختی هر دو دسته را در مرتبط با قوس دانسته است. شفیع (۱۳۸۷)، با مطالعه فلزایی نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه این نوار را حاصل فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خرد قاره در حال چرخش ایران مرکزی دانسته و سن سنگ‌های کمر بند ماگمایی دهج-ساردوئیه را ائوسن به بعد در نظر گرفته است. ارژنگ‌نژاد (۱۳۹۱) مجموعه سنگ‌های آتشفشانی کوه شاه خیرالله را مطالعه کرده و ترکیب کالک‌آلکان و آداکتی را برای آنها در نظر گرفته است. بحرینی و همکاران (۱۳۹۱) با بررسی سنگ‌های آندزیتی-ریوداسیتی کوه امیرالمؤمنین و کوه غول (کوه شاه خیرالله)، در خاور منطقه مورد مطالعه، دریافتند که این سنگ‌ها دارای ویژگی ماگماتیسم زون فروانش هستند و در یک محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند. به‌رغم مطالعات بسیار ارزشمندی که در این منطقه و بر روی سنگ‌های مربوط به ائوسن و همینطور سنگ‌های نفوذی-داسیتی نوژن صورت گرفته است، پژوهشی در مورد شیوه انجام فعالیت‌های آتشفشانی سازنده این نهشته‌های آذر آواری و نوع فوران‌ها، انجام نشده است. بدیهی است که بررسی دقیق این مواد آذر آواری می‌تواند به روشن شدن ماهیت فازهای فورانی پس از ائوسن در این منطقه کمک کند. اهداف این مطالعه شامل بررسی دقیق صحرایی نهشته‌های آذر آواری منطقه و نام‌گذاری ژنتیکی آنها، معرفی نوع فوران‌های سازنده و نحوه انجام فوران‌ها و همینطور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناختی قطعات سنگ‌های موجود در این نهشته‌ها می‌باشد.

۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان کرمان و در ۶۰ کیلومتری شمال‌خاور شهرستان سیرجان و در ۲۷ کیلومتری جنوب‌باختری شهرک مس سرچشمه بین طول‌های جغرافیایی ۳۱' ۵۵" و ۸' ۵۶" خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۹' ۳۰" و ۳۹' ۲۹" شمالی واقع شده است. از لحاظ زمین‌شناسی، این منطقه در بخشی از کمر بند ارومیه-دختر قرار دارد (شکل ۱-الف) که در استان کرمان به نام نوار ولکانوپلوتونیک دهج-ساردوئیه

واحد Ev). پس از آن واحدهایی دیده می‌شوند که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رفسنجان و سیرجان با نام ماسه سنگ سخت نشده، رس، همراه با کنگلومرای نوژن معرفی شده و در شکل ۱-ب با علائم La و P, Lb, S, Agg نشان داده شده‌اند. طبق شکل ۱-ب، واحد بعدی، رسوبات کواترنری می‌باشند که با علامت (Q) مشخص است. مطالعه حاضر بر روی واحدهای La و P, Lb, S, Agg متمرکز شده است.

نام‌گذاری شده است (Dimitrijevic, 1973). بر طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رفسنجان (وحدتی دانشمند، ۱۳۶۹) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سیرجان (سهیلی، ۱۳۷۴) که در برگرفته قسمت عمده‌ای از منطقه یاد شده می‌باشد، چینه‌شناسی و توالی رخدادهای زمین‌شناسی منطقه از قدیم به جدید به شرح زیر است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه دارای سن ائوسن بوده و بر مبنای ترکیب و سن (از قدیم به جدید) شامل چندین بخش با ترکیب سنگی متفاوت می‌باشند (شکل ۱-ب،



شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و کمر بند ارومیه- دختر (آق‌آبانی، ۱۳۸۳)، ب) نقشه زمین‌شناسی بخشی از منطقه مورد مطالعه در شمال پاریز (اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رفسنجان (وحدتی دانشمند، ۱۳۶۹) و سیرجان (سهیلی، ۱۳۷۴) با تغییرات).

۳- روش انجام پژوهش

ب) نهشته‌های سخت نشده جدیدتر، که مطالعات حاضر بر روی آنها متمرکز شده است. مطالعه دقیق این نهشته‌ها و تهیه چندین ستون چینه‌نگاری از آنها، نشان داد که این نهشته‌ها، محصول فرسایش و رسوب‌گذاری مجدد سنگ‌های آذرین ائوسن منطقه نبوده و قطعات موجود در آنها، از نظر سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، با سنگ‌های ائوسن منطقه تفاوت دارند. درواقع این نهشته‌ها، محصول فعالیت‌های آتشفشانی بعد از ائوسن می‌باشند که هم نوع فوران آنها و هم ماگمای سازنده‌شان، با فوران‌های ائوسن متفاوت است، به طوری که جنس قطعات سنگ‌های موجود در این نهشته‌ها عمدتاً داسیت می‌باشد و نهشته‌های موجود، از نظر ویژگی‌های صحرایی شباهت بسیار زیادی با نهشته‌های آتشفشان‌های جوان‌تر نوار دهج- ساردوئیه (مساخیم و بیدخوان) دارند. این نهشته‌ها شامل انواع زیر هستند:

۱- نهشته‌های آذرآواری ریزدانه حاوی مقادیر کم قطعات سنگ و پامیس یا نهشته‌های آذرآواری موجی (Pyroclastic Surge deposits): این نهشته‌ها، اولین واحد از نهشته‌های جوان‌تر را ساخته و مستقیماً بر روی تشکیلات ائوسن قرار گرفته‌اند و دارای ریخت‌شناسی هموارتری می‌باشند. تراکم قطعات در این نهشته‌ها کم می‌باشد و قطعات تشکیل‌دهنده، اکثراً خردشده و نیمه‌زایه‌دار بوده و اندازه آنها از کمتر از یک سانتی‌متر تا حداکثر ۱۰ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲-ب). نهشته‌های مورد نظر، جوش‌خوردگی و جورشدگی ضعیفی دارند و ویژگی‌های ذکر شده، به همراه وجود اشکالی شبیه به لایه‌بندی متقاطع (شکل ۲-ج)، آشفستگی در اندازه دانه‌ها و لایه‌بندی ظریف و وجود پامیس، نشان‌دهنده این است که این نهشته‌ها می‌توانند نهشته‌های آذرآواری خیزایی یا سرج (Pyroclastic Surge deposits) باشند. این نهشته‌ها بیشتر به انواع موجی قاعده‌ای (Base surge) شباهت دارند (Cas and Wright, 1987).

به منظور دستیابی به اهداف مورد نظر در این تحقیق، چندین بازدید میدانی و نمونه‌برداری انجام شد، در این مطالعات تلاش شد بازدیدها و برداشت‌ها، منظم و در قالب ستون‌های چینه‌شناسی انجام و طی آن، سنگ‌های آذرآواری منطقه به‌طور دقیق بررسی و ویژگی‌های فورانی آنها مطالعه گردد. برای انجام مطالعات ژئوشیمیایی، از قطعات سنگی موجود در نهشته‌های آذرآواری نمونه‌گیری انجام و ۵۹ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب گردید و سپس ۱۰ نمونه از آنها برای انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل، به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد. در ابتدا ۰/۲ گرم از نمونه دستی، با ۰/۹ گرم متابورات لیتیم، در کوره با دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد ذوب و سپس در ۱۰۰ میلی‌لیتر محلول با نسبت ۴ درصد، HNO_3 به ۲ درصد HCL حل شد. سپس عناصر اصلی با دستگاه ICP-AES (با روش ژئوشیمیایی ME-ICP06) و عناصر کمیاب و خاکی نادر با دستگاه ICPMS (با روش ژئوشیمیایی ME-MS81) اندازه‌گیری شدند. حد آشکارسازی دستگاه مورد استفاده برای اکسیدهای اصلی ۰/۰۱ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب و خاکی نادر متفاوت بوده و حداقل آن برای سزیم ppm ۰/۰۱ می‌باشد.

۴- تشریح پیکره‌های سنگی

واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

الف) گدازه‌ها و مواد آذرآواری قدیمی‌تر مربوط به ائوسن که شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی و مواد آذرآواری وابسته می‌باشند (شکل ۲-الف) و بر طبق مطالعات صحرایی، در همه بخش‌های منطقه مورد مطالعه، در زیر واحدهای آذرآواری جدیدتر قرار گرفته‌اند.

در آگلومراهای منطقه، بمب‌ها می‌باشند. این بمب‌ها ترکیب داسیتی داشته و به وسیله یک سری شکستگی‌های شعاعی مشخص می‌شوند که در سطح مقطع شکسته شده، به طور واضح دیده می‌شوند (شکل ۲-ز) و نشان دهنده این هستند که قطعات بمب مورد نظر در هنگام فوران هنوز بسیار داغ بوده‌اند. در اغلب ستون‌های اندازه گیری شده در منطقه، این واحد را با ضخامت‌های متفاوت می‌توان مشاهده کرد.

۳- برش‌ها: این سنگ‌ها حاوی قطعاتی زاویه دار بوده، کاملاً جوش خورده‌اند و جورشدگی ضعیفی دارند (شکل ۲-ح). قطر قطعات آنها در حد چند میلی‌متر تا حداکثر ۵۰ سانتی‌متر تغییر می‌کند، تماماً یک جنس دارند و داسیتی‌اند. مطالعه دقیق تر زمینه این واحدها توسط ذره بین دستی و مقاطع نازک، نشان داد که زمینه آنها را نیز گدازه‌های داسیتی ساخته‌اند. ویژگی‌های یاد شده نشان می‌دهد که نهشته مورد نظر، یک برش انفجاری بوده و به علت وجود زمینه گدازه‌ای و قطعات موجود در آن، که هردو یک جنس دارند، در ردیف برش‌های گدازه‌ای (Lava breccias) قرار می‌گیرد. این نهشته‌ها، در منطقه مورد مطالعه با رنگ خاکستری و تپه ماهوری مشخص می‌شوند (شکل ۲-ط). یادآوری این نکته ضروری است که چنین برش‌هایی منحصراً در رخساره مرکزی استراتوولکان‌ها یافت می‌شوند (Cas and Wright, 1987).

۴- نهشته‌های اپی کلاستیک (لاهارها): این نهشته‌ها حاوی مقادیر زیاد قطعات سنگی می‌باشند. جورشدگی در آنها بسیار ضعیف است و قطر قطعات موجود، از حد میلی‌متر تا حداکثر یک متر می‌رسد (شکل ۲-ی). این نهشته‌ها به صورت رخنمون‌های لایه لایه‌ای دیده می‌شوند، که لایه‌هایشان نظم خاصی ندارند (شکل ۲-ک)، به عبارت دیگر در فواصل کوتاه، لایه‌ها از بین رفته و یا ضخامتشان کاهش می‌یابد. جنس قطعات، داسیت و ربولیت می‌باشد و گردشدگی خوبی دارند. شواهد ذکر شده، همگی حکایت از آن دارد که این نهشته‌ها، از یک جریان آشفته ایجاد شده‌اند. زمینه این نهشته‌ها بسیار دانه ریز است و بررسی دقیق آنها نشان می‌دهد که قطعات، در یک خمیره رسی قرار گرفته‌اند، در حالی که زمینه آگلومراها، خاکستر آتشفشانی است. رنگ زمینه آگلومراها، سفید تا خاکستری خیلی روشن می‌باشد و شامل مقدار بسیار زیاد بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت شکسته شده است، در صورتی که زمینه لاهارها رسی است و نمی‌توان هیچ کانی خاصی را در آن دید. این ویژگی خاص، به همراه مشخصات یاد شده، و وجود قطعات گدازه گرد شده در آنها، نشان می‌دهد که می‌توان این نهشته‌ها را لاهار نامید.

همچنین Miyabuchi et al. (2018) چنین ویژگی‌هایی را در نهشته‌های آذرآواری آتشفشان Aso در ژاپن بررسی کردند و نهشته‌های حاصل از نوع موجی معرفی نمودند که می‌توانند در جریان یک فوران فراطوماگماتیک تشکیل شوند. قطعات موجود در این نهشته‌ها به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول که درصد بسیار کمی دارند و فقط در بخش‌های پایینی دیده می‌شوند، شامل قطعات سنگ‌های آذرین قدیمی یا همان گدازه‌های بازالتی و بازالتیک آندزیتی ائوسن هستند. گروه دوم قطعات سنگی یا لیتیک‌هایی با ترکیب داسیتی که به احتمال زیاد مربوط به فوران‌های جدید می‌باشند. گروه سوم قطعات پامیسی که در افق‌های خاص متمرکز شده و یا پراکنده‌اند (شکل ۲-د). تمام این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که این نهشته‌ها می‌توانند بخش‌هایی از نهشته‌های موجی قاعده‌ای باشند که معمولاً اولین محصولات مربوط به فوران‌های انفجاری عظیم را تشکیل می‌دهند (Cas and Wright, 1987) و در اغلب ستون‌های چینه‌شناسی اندازه گیری شده در منطقه، به طور مستقیم بر روی واحدهای ائوسن قرار گرفته و اولین بخش از نهشته‌های جدید آذرآواری را می‌سازند.

۲- نهشته‌های آذرآواری درشت دانه که حاوی مقدار زیادی قطعات سنگ می‌باشند و در صحرا ویژگی‌های آگلومراها را نشان می‌دهند: از ویژگی‌های مهم این واحد، تراکم زیاد قطعات سنگی موجود در آن است. قطعات، گردشدگی خوب تا متوسط دارند و جورشدگی در کل واحد ضعیف می‌باشد (شکل ۲-ه). این قطعات جهت یافتگی دارند و به صف شدن قطعات درشت در آنها نشان می‌دهد که محصول رسوب گذاری از یک جریان هستند. قطعات سنگ، در این موارد کاملاً در جهت جریان به صف شده‌اند و ترکیب قطعات سنگی موجود در آنها داسیت می‌باشد که در یک زمینه ریزدانه، متشکل از خاکستر آتشفشانی قرار گرفته‌اند. تمام ویژگی‌هایی که برای این نهشته‌ها ذکر شد و اشکال حاصل از حرکت، نشان می‌دهد که آنها می‌توانند محصول نهشته شدن از یک جریان آذرآواری بوده و به همین دلیل این نهشته‌ها را بایستی آگلومرا یا نهشته‌های آذرآواری جریان نام نهاد (درویش زاده، ۱۳۷۰). چنین نهشته‌هایی به طور معمول، می‌توانند از جریان‌های آذرآواری ابرسوزان (Nuee Ardent) رسوب گذاری نمایند (Cas and Wright, 1987). این جریان‌های آذرآواری، محصول فروریزش ستون فورانی یا تخریب گنبد گدازه‌ای و حرکت سریع قطعات سنگ و بمب و خاکستر داغ در سطح زمین بوده و پس از توقف، نهشته‌های آذرآواری جریان را تشکیل می‌دهند (Maeno et al., 2019). ارتباط بین این نهشته‌ها و نهشته‌های خیزابی قاعده‌ای زیرین، در شکل ۲-و نمایش داده شده است. یکی از قطعات موجود



شکل ۲- ویژگی صحرائی واحدهای موجود در منطقه مورد مطالعه: الف) توالی گدازه‌ها و مواد آذرآواری ائوسن و ارتباط آنها با سنگ‌های منطقه مورد مطالعه؛ ب) نهشته‌های آذرآواری موجی حاوی قطعات کم با اندازه‌های متفاوت؛ ج) وجود لایه‌بندی ظریف و مقاطع و قطعات دانه ریز در نهشته‌های آذرآواری موجی، د) قطعات پامیسی موجود در نهشته‌های موجی که در افق‌های خاص متمرکز شده‌اند؛ ه) قطعات تشکیل دهنده نهشته‌های جریان با اندازه‌های متفاوت؛ و) توالی نهشته‌های آگلومرا و نهشته‌های آذرآواری موجی (Surge)؛



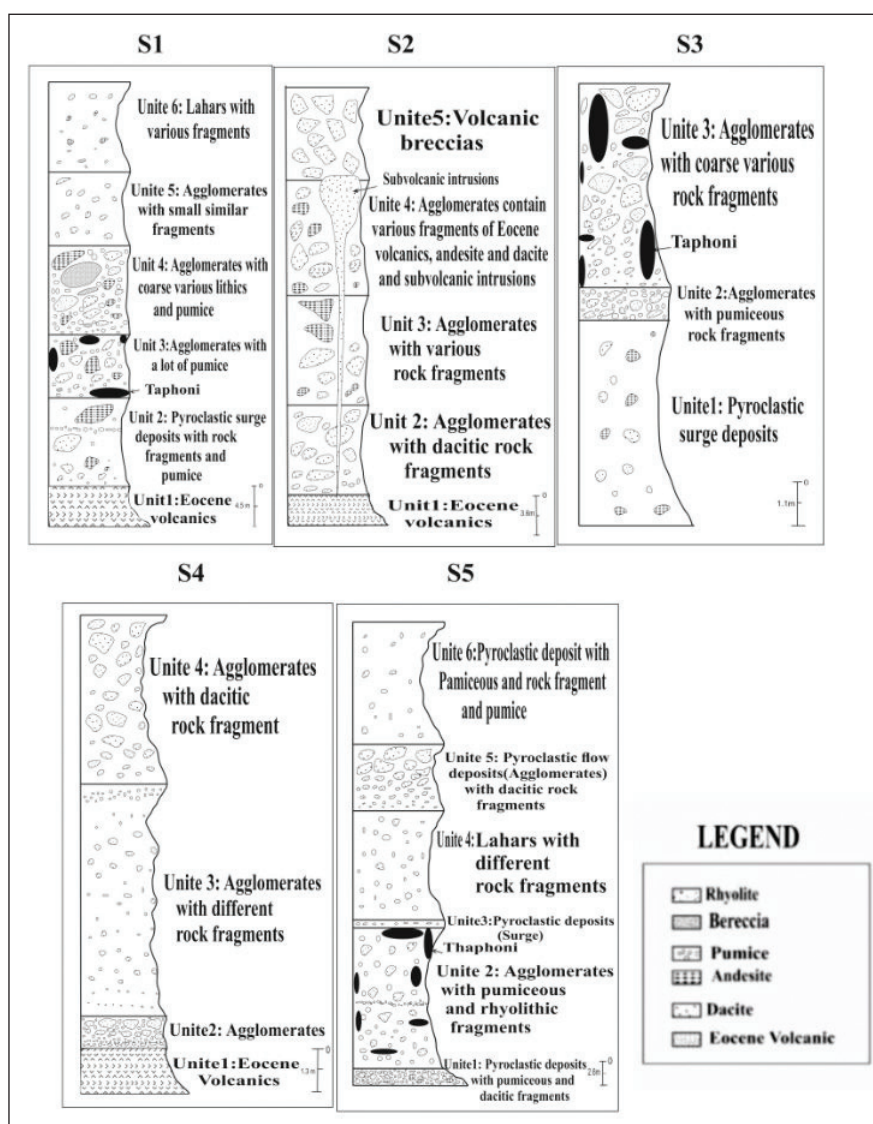
ادامه شکل ۲- ز) شکستگی‌های شعاعی موجود در بمب‌های قشر نانی موجود در نهشته‌های آذرآواری
جریانی منطقه؛ ح) برش‌های گدازه‌ای منطقه، حاوی قطعاتی زاویه‌دار و کاملاً جوش خورده؛ ط) نمای دور از
برش‌های گدازه‌ای منطقه؛ ی) نهشته‌های لاهار با قطعات مختلف و جورشدگی بسیار ضعیف؛ ک) نهشته‌های
لاهار که به صورت لایه‌های منقطع و آشفته رخنمون یافته‌اند.

با سن ائوسن، پایین‌ترین بخش را ساخته و سپس واحد آذرآواری خیزایی بر روی آنها واقع شده‌اند. واحدهای دیگر نیز به ترتیب و با ضخامت‌های متفاوت در ستون‌ها قابل مشاهده هستند. با مطالعه و ترسیم ستون‌های چینه‌شناسی منطقه، مشخص شد که واحدهای سنگی در اغلب این مقاطع یکسان بوده و تفاوت آنها در اندازه قطعات تشکیل دهنده و ضخامت واحدها می‌باشد. در هیچ یک از ستون‌ها و در منطقه، اثری از جریان‌های گدازه‌ای داسیتی و یا ریولیتی مشاهده نشد و به نظر می‌رسد که این فاز فورانی، انفجاری بوده و فقط باعث تشکیل مواد آذرآواری شده است.

ج- توده‌های نفوذی نیمه عمیق (ساب و لکانیک)، (شکل ۳- الف و ب). جنس این توده‌ها اکثراً داسیتی بوده و کانی‌های درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت در نمونه دستی آنها قابل مشاهده است. زمینه این سنگ‌ها بسیار ریز دانه می‌باشد و در اطراف آنها منطقه‌ای با وسعت ۴ کیلومتر مربع، تحت تأثیر دگرسانی شدید قرار گرفته است. برای اینکه تصویر بهتری از فعالیت‌های سازنده منطقه مورد مطالعه به دست آید، ۵ مقطع چینه‌شناسی از منطقه بررسی و در شکل ۴ ترسیم شده است. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود در همه ستون‌ها، گدازه آتشفشانی قدیمی



شکل ۳- توده‌های نفوذی نیمه عمیق در منطقه مورد مطالعه: الف) نمای مرتفع‌ترین توده نفوذی منطقه (کوه شاه خیرالله یا کوه غول) از دور؛ ب) نمایی از توده‌های نفوذی شمالی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۴- ستون‌های چینه‌شناسی پیمایش شده در منطقه که نشانه ایجاد توالی‌های جدید، با ترکیب متفاوت بر روی سنگ‌های انوسن قدیمی است.

۵- سنگ‌نگاری

سنگ‌های بازالتی و بازالتیک آندزیت‌های انوسن، حاوی پلاژیوکلاز، الیون‌های دگرسان شده و پیروکسن، می‌باشند که در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز یا شیشه قرار دارند.

۵-۱. سنگ‌های جوان‌تر منطقه مورد مطالعه

مواد آذرآواری مورد مطالعه، اغلب جوش نخورده‌اند و به شکل توف در نیامده‌اند، به عبارت دیگر، تنها واحد متصل و جوش خورده، همان برش‌های گدازه‌ای هستند و در نهشته‌های آذرآواری‌های دیگر در این منطقه، قطعات گدازه، در یک زمینه از خاکستر آتشفشانی جوش نخورده قرار گرفته‌اند و فقط می‌توان قطعات موجود در آنها را از نظر سنگ‌نگاری بررسی کرد.

توف‌های جوش خورده (برش‌های گدازه‌ای): زمینه این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ، شامل یک بخش شیشه‌ای است که حاوی بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار است. اندازه این بلورها به ۴ میلی‌متر می‌رسد، اغلب شکسته‌اند و با توجه به زاویه خاموشی، از نوع الیگوکلاز هستند. افزون بر این، بلورهای ریز بیوتیت و کمی آفیبول و کوارتز نیز در این زمینه دیده می‌شود و از نظر سنگ‌نگاری، ترکیب داسیتی دارد. قطعات موجود در این زمینه (شکل ۲-ح) که مقدارشان تا ۷۰

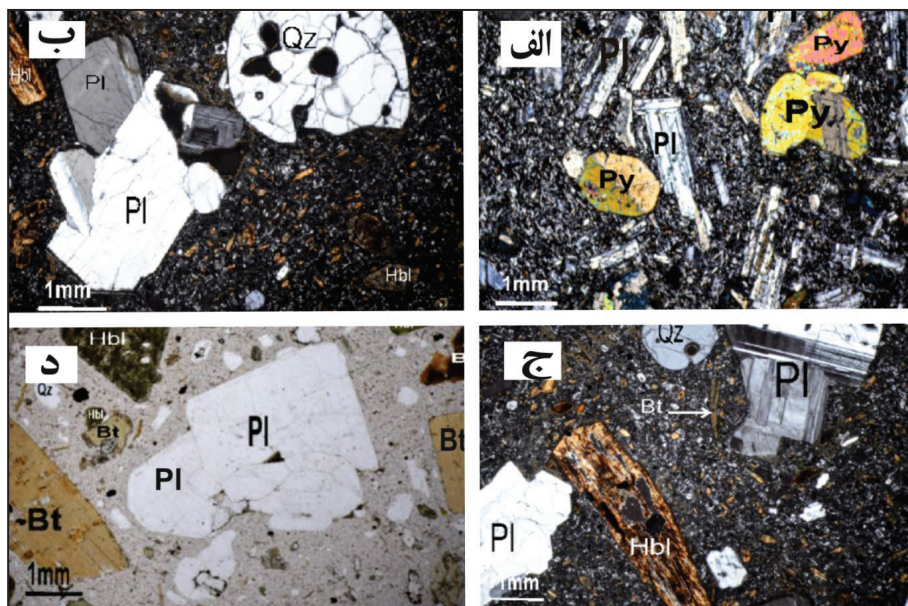
درصد حجمی می‌رسد، نیز کانی‌های مشابهی داشته و در مجموع داسیتی هستند، اما رنگ زمینه آنها روشن‌تر است و مقدار کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها، کمی بالاتر رفته است. از لحاظ سنگ‌نگاری، بایستی این توف‌ها را لیتیک کریستال توف (Cas and Wright, 1987) نام نهاد، زیرا درصد حجمی قطعات سنگ در آنها بیشتر از کانی‌های زمینه می‌باشد.

داسیت‌ها: فراوان‌ترین قطعات موجود در مواد آذرآواری منطقه را تشکیل داده‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی به شرح زیر می‌باشند. پلاژیوکلازها به دو صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه وجود دارند و اغلب شکل داربده و با اندازه ۵-۱ میلی‌متر، حدود ۴۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتیک و کارلسباد-آلیت بوده و با توجه به زاویه خاموشی، از نوع الیگوکلاز می‌باشند. از دیگر ویژگی‌های بارز این درشت‌بلورها، بافت انحلالی، غربالی، پوئی کیلیتیک و منطقه‌بندی است. میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز با اندازه‌هایی در حد کوچک‌تر از یک میلی‌متر، حدود ۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. کوارتزهای موجود در این سنگ‌ها، عموماً گردشده یا آمیبی شکل هستند، درصد حجمی آنها به حدود ۱۰ درصد می‌رسد و

نهان‌بلور قرار دارند. پلاژیوکلاز با اندازه ۵-۱ میلی‌متر، حدود ۴۰ درصد حجمی ریولیت‌ها را ساخته و در برخی موارد، ماکل کارلسباد-آلیت و پلی‌سینتیک و حالت منطقه‌ای را نشان می‌دهند. بلورهای کوارتز به صورت فنوکریست‌های درشت و اغلب گردشده و دارای بافت خلیجی و خوردگی هستند و اندازه آنها تا ۴ میلی‌متر هم می‌رسد. این کانی حدود ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و افزون بر فنوکریست‌ها، زمینه ریز دانه این سنگ‌ها هم حاوی کوارتز می‌باشد. آمفیبول با اندازه ۲-۱ میلی‌متر، حدود ۵ درصد حجمی فنوکریست‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. این بلورها اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۵-د) و باتوجه به رنگ و زاویه خاموشی، از نوع هورنبلند می‌باشد. فنوکریست‌های بیوتیت حدود ۷ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه بعضی از این بلورها به ۴ میلی‌متر هم می‌رسد و دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، زیرکن و کانی‌های کدر می‌باشند. فلدسپات آلکالن، حدود ۷ درصد حجمی زمینه را تشکیل داده و اندازه آن به ۱ میلی‌متر می‌رسد. این کانی، به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بیشتر در زمینه وجود دارد و از نوع سانیدین است. کانی‌های فرعی موجود در ریولیت‌ها، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر می‌باشد. بافت این سنگ‌ها پورفیری (هیالوپورفیری) است و گاهی بافت گلوپورفیریتیک در آنها دیده می‌شود.

اندازه‌شان از ۱ تا ۲ میلی‌متر تغییر می‌کند (شکل ۵-ب). آمفیبول از گروه کانی‌های آب‌دار تیره موجود در داسیت‌ها می‌باشد و اغلب شکل داربده و با اندازه ۲-۱ میلی‌متر، حدود ۵ درصد حجمی سنگ را می‌سازد. فنوکریست‌های آمفیبول اغلب کشیده و یا لوزی شکل هستند و از نوع هورنبلند قهوه‌ای می‌باشند. بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های آبدار سازنده داسیت‌ها می‌باشد که اغلب شکل داربده و اندازه آن در حدود ۲-۱ میلی‌متر می‌باشد (شکل ۵-ج). این بلورها به دو صورت فنوکریست و بلورهای ریز در زمینه وجود دارند و حدود ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. از معمولی‌ترین کانی‌های فرعی موجود در داسیت‌ها، می‌توان به آپاتیت و زیرکن اشاره کرد که به صورت ادخال، اغلب درون پلاژیوکلاز یا بیوتیت قرار دارند. بافت غالب در داسیت‌ها هیالوپورفیری و میکروکلینیک پورفیری است (شکل ۵-ج). علاوه بر آن، بافت‌های گلوپورفیریتیک که حاصل تجمع پلاژیوکلاز و بیوتیت است و بافت پوئی‌کیلینیک نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود که در آن پلاژیوکلاز کانی میزبان را تشکیل داده و حاوی کانی‌های ریز بیوتیت و کانی‌های فرعی می‌باشند.

– **ریولیت‌ها:** در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، هورنبلند و فلدسپات آلکالن در زمینه‌ای شیشه‌ای و یا متشکل از بلورهای ریزدانه و متبلور یا



شکل ۵- ویژگی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه: الف) فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز موجود در بازالتیک آندزیت‌های انوسن (XPL)؛ ب) فنوکریست‌های کوارتز آمیبی شکل موجود در قطعات داسیتی (XPL)؛ ج) کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز را در قطعات داسیتی نشان می‌دهد (XPL)؛ د) بافت پورفیری در ریولیت‌های منطقه که حاوی بلورهای آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت است (XPL). علائم به کار برده شده در شکل: Pl (پلاژیوکلاز)، Px (پیروکسن)، Bt (بیوتیت)، Hbl (هورنبلند)، Qz (کوارتز) (علائم اختصاری از (Whitney and Evans, 2010)).

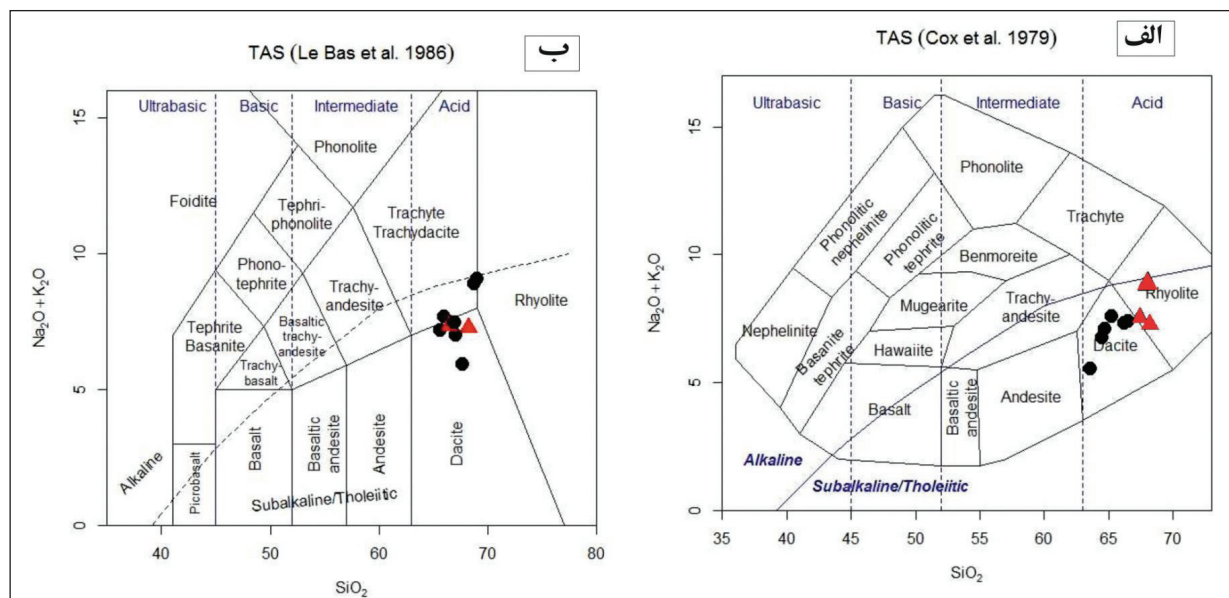
۶- ژئوشیمی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی قطعات سنگی موجود در نهشته‌های آذر آواری مورد مطالعه، در جدول ۱ آمده است. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در شکل‌های ۶- الف و ب، در طیفی از داسیت، ریوداسیت و تعداد کمی نیز در محدوده ریولیت قرار گرفته‌اند. همچنین در شکل‌های ۷- الف و ۷- ب، نمونه‌های مورد نظر در محدوده ساب‌آلکالن قرار گرفته و روند کالک‌آلکالن را دنبال می‌کنند. مقادیر عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه، نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

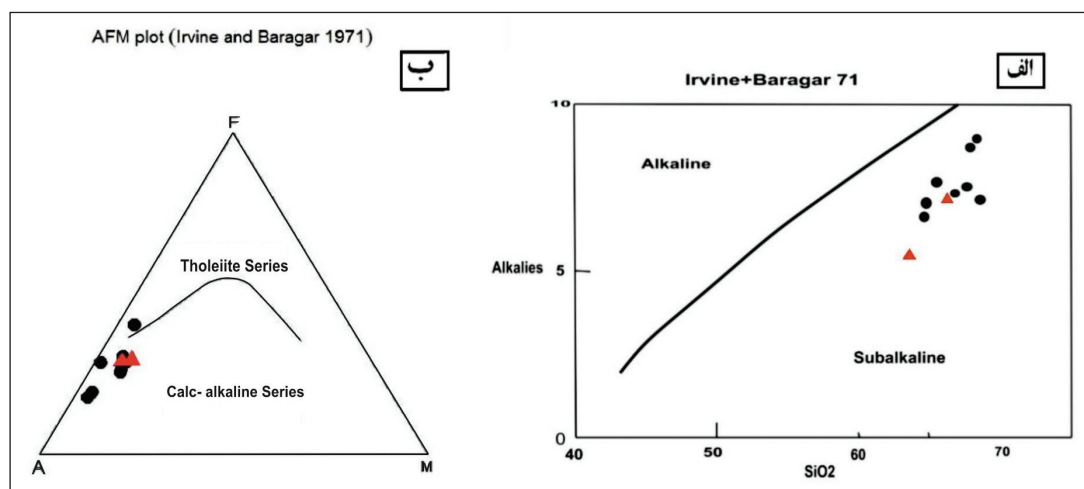
بهنجار سازی و ترسیم شده است (شکل ۸). در این شکل، بی‌هنجاری منفی Ti و Nb, P دیده می‌شود که در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE می‌تواند تعلق سنگ‌های مورد نظر را به مناطق کمان آتشفشانی و سری ماگمایی کالک‌آلکالن و یا ذوب بخشی کم در ناحیه منشأ را نشان دهد و این بی‌هنجاری‌ها را در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای، در اثنای فرایند فرو رانش ایجاد کند و افزایش نسبت LILE/HFSE را باعث شود (Hole et al., 1984).

کم و بیش موازی است که نشان می دهد این سنگ ها منشأ مشترکی داشته اند (Li et al., 2016). عدم وجود بی هنجاری Eu در شکل ۹ نشان می دهد که پلاژیوکلاز، در تفریق ماگماهای مادر این سنگ ها نقشی نداشته و یا اینکه به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما، یوروپیم نتوانسته به شکل Eu^{2+} درآمده به درون پلاژیوکلاز وارد شود (Li et al., 2018).

افزون بر این، چنین بی هنجاری هایی می تواند در اثر ذوب بخشی پوسته قاره ای زیرین نیز به وجود آید. در شکل ۹، که مقدار REE در نمونه های مورد مطالعه، نسبت به کاندزیت بهنجار شده اند، یک غنی شدگی از LREE نسبت به HREE در نمونه ها دیده می شود که در ماگماهای مرتبط با حاشیه قاره، معمول است و الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر در گدازه های مختلف،



شکل ۶- موقعیت سنگ های مورد مطالعه بر روی : الف) نمودار SiO_2 در برابر K_2O+Na_2O (Cox et al., 1979)؛ ب) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd., 1977). نمونه های مورد بررسی در طیفی از داسیت، ریوداسیت و تعداد کمی در محدوده ریولیت قرار گرفته اند (نشانه ها: دایره توپر داسیت، مثلث توپر ریولیت).

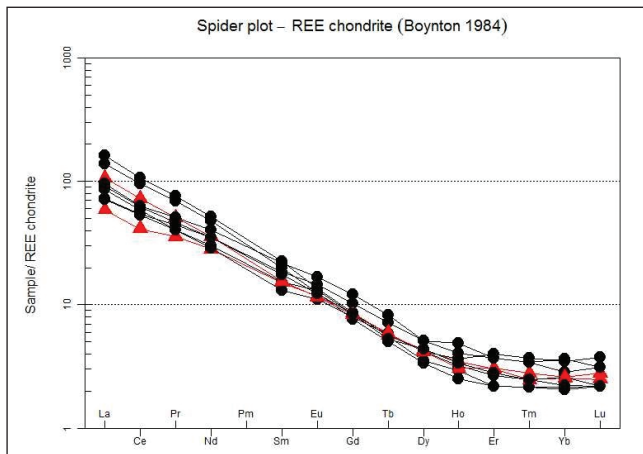


شکل ۷- تعیین سری ماگمایی سنگ های منطقه مورد مطالعه: الف) در نمودار SiO_2 در مقابل آلکالی ها (Irvine and Baragar, 1971)، نمونه های مورد نظر در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرند. ب) در نمودار AFM (Irvine and Baragar., 1971) نمونه های مورد مطالعه، روند کالک آلکالن را دنبال می کنند. نشانه ها همانند شکل ۷ است.

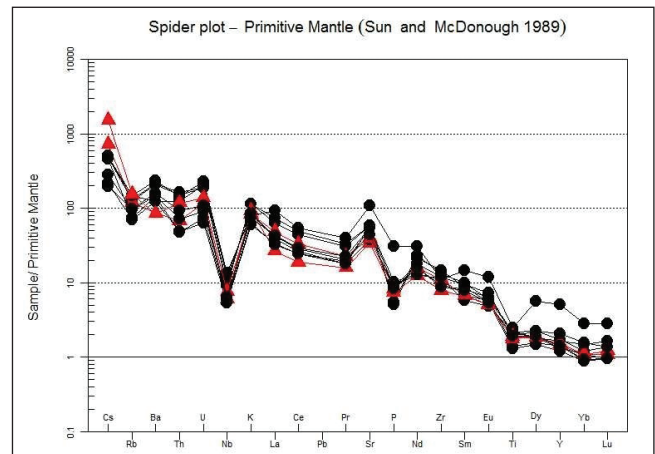
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه پاریز

Sample	A-12	A-5	A-P-2	A-P-21	A-P-24	A-P-36	A-P-37	A-P-5	S-1	SH-1
Rock	Da	Da	Rh	Da	Da	Da	Da	Rh	Da	Da
SiO ₂ wt%	67.9	68	68.2	63.6	64.5	65.2	64.7	66.2	67.4	66.5
Al ₂ O ₃	16.2	16.25	16.35	16.2	16.4	17.9	17.4	16.65	16.9	16.5
TiO ₂	0.3	0.28	0.38	0.53	0.47	0.48	0.47	0.41	0.41	0.41
Fe ₂ O ₃	2.43	2.22	3.6	4.46	3.62	1.65	1.71	1.85	1.54	1.56
CaO	2.43	2.29	3.2	2.42	3.57	3.79	4.17	3.83	4.07	4.07
MgO	0.49	0.43	0.78	0.46	0.7	0.19	0.94	1.1	0.95	0.94
MnO	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05
Na ₂ O	5.33	5.53	4.49	3.13	4.14	5.68	5.27	4.79	5.31	4.88
K ₂ O	3.45	3.4	2.77	2.42	2.59	1.91	1.81	2.51	2.21	2.51
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.16	0.67	0.2	0.22	0.19	0.18	0.19	0.18
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	<0.01	0.09	0.01	0.01
SrO	0.14	0.14	0.08	0.25	0.08	0.12	0.11	0.08	0.11	0.11
BaO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.09	0.11	0.09	0.06	0.1	0.13
LOI	2.34	1.39	1.67	6.89	2.92	2.14	1.81	1.02	0.95	2.37
Total	101.35	100.24	101.79	101.24	99.33	101.23	100.6	100.84	101.88	101.92
Trace elements(ppm)										
Ba	1490	1455	599	1620	868	995	857	590	1020	1120
Cr	30	20	60	70	70	60	40	680	40	40
Cs	4.02	3.78	5.68	3.73	3.87	3.61	1.72	12.1	2.21	1.56
Nb	7	6.6	4.3	9.7	8.6	4.1	3.8	5.4	4.6	4.1
Rb	84.8	79.5	75.5	93	93.9	46.7	44.4	98	60.6	62.6
Sr	1245	1225	713	2280	805	1170	1150	828	1140	921
Th	13.9	12.95	5.74	12.1	10.6	4.03	4.2	10	6.17	8
V	33	29	72	79	97	79	76	74	76	69
Y	6.3	5.5	6.4	23.1	7.5	6.1	7.9	6.8	9.3	6.4
Zr	148	164	88	124	125	122	104	122	134	98
Hf	3.8	4.1	2.7	3.3	3.4	3.2	2.9	3.2	3.5	2.8
Ga	20.2	19.7	19	19.4	21.3	22.4	23.2	20.5	27.1	23.7
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ta	0.4	0.3	0.3	0.6	0.6	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Tm	0.07	0.07	0.08	0.25	0.12	0.08	0.11	0.09	0.11	0.08
U	4	3.9	2.46	4.84	4.36	1.54	1.33	2.89	1.88	2.3
W	1	2	1	3	2	1	1	1	1	1
La	50.1	43.4	18.2	63.2	26.9	22.3	22.6	33	29.6	28.6
Ce	86.9	77.4	33.4	96.4	47.3	43.2	43.8	58.6	51.3	50.7
Pr	9.23	8.44	4.36	11.1	4.93	4.94	5.38	6.22	6.17	5.65
Nd	31.1	28.7	16.9	41.3	17.4	18	21.2	21.3	24.2	21.1
Sm	4.4	3.89	2.94	6.41	2.55	3	3.61	3.02	4.22	3.45
Eu	0.99	0.92	0.86	1.99	0.81	0.96	1.07	0.85	1.23	0.9
Gd	2.25	1.97	2.23	5.67	2.07	2.17	2.63	2.14	3.13	2.17
Tb	0.26	0.24	0.27	0.75	0.27	0.28	0.34	0.28	0.39	0.25
Dy	1.14	1.08	1.38	4.18	1.35	1.34	1.65	1.34	1.64	1.41
Ho	0.21	0.18	0.25	0.81	0.26	0.23	0.29	0.22	0.35	0.24
Er	0.46	0.46	0.63	2	0.84	0.56	0.78	0.64	0.78	0.59
Yb	0.45	0.43	0.53	1.39	0.72	0.54	0.59	0.54	0.76	0.46
Lu	0.07	0.07	0.08	0.21	0.12	0.07	0.1	0.09	0.1	0.07

Da:Dacite Rh:Rhyolite



شکل ۹- الگوی فراوانی REE در نمونه‌های مورد مطالعه، بهنجار شده نسبت به کندریت (به نقل از (Boynnton (1984).



شکل ۸- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب موجود در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، بهنجار شده بر اساس گوشته اولیه (به نقل از (Sun and McDonough (1989).

۷- بحث

۷-۱. توصیف فوران‌های آتشفشانی سازنده سنگ‌های منطقه

مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، نشان داد که نهشته‌های آذرآواری مورد مطالعه و سنگ‌های موجود در آنها، با سنگ‌های ائوسن منطقه، تفاوت اساسی داشته و به یک فاز مجزای آتشفشانی جوان‌تر از ائوسن تعلق دارند که تاکنون ناشناخته باقی مانده است. نهشته‌های مورد مطالعه، از لحاظ ژنتیکی، از نوع نهشته‌های خیزی، و جریانی و همین‌طور لاهار می‌باشند و از نظر چینه‌شناسی، بر روی سنگ‌های ائوسن قرار گرفته و از آنها جوان‌ترند. هرچند که برای اطمینان از سن دقیق آنها، بایستی مطالعات سن سنجی مطلق بر روی سنگ‌های موجود در آنها صورت گیرد.

مطالعه نهشته‌های آذرآواری منطقه، چند نکته را روشن ساخت که می‌تواند در توصیف فوران‌های آتشفشانی سازنده و تشخیص نوع آنها مفید باشد:

- یکی از مهم‌ترین واحدهای موجود در منطقه، نهشته‌های آذرآواری خیزی یا Surge هستند که محصول فوران‌های انفجاری آبدار می‌باشند و به طور معمول در فوران‌های انفجاری اسیدی (با ترکیب ریولیتی یا داسیتی) و در حضور آب ایجاد می‌شوند (Fisher & Schminke, 1984). ویژگی‌هایی همچون ریزدانه بودن قطعات، وجود خاکستر آتشفشانی زیاد و وجود پامیس در این نهشته‌ها، نشانه فوران انفجاری است.

- وجود نهشته‌های آذرآواری جریانی یا آگلومرا در منطقه مورد مطالعه نیز، گویای فوران‌های انفجاری قدرتمند است که می‌تواند فروریزش ستون فورانی یا فروریزش گنبد گدازه‌ای را به دنبال داشته باشند (Cas and Wright, 1987). چنین جریان‌هایی، مقدار زیادی قطعات گدازه و بمب با خود حمل و در مناطق دوردست رسوب می‌دهند. قطعات حمل شده هنوز داغ بوده و نهشته‌های حاصله شامل مقدار زیادی قطعات لیتیک و بمب در یک زمینه متشکل از خاکستر هستند.

- عدم وجود جریان‌های گدازه‌ای که باز هم نشانه وجود فوران‌های قدرتمند و انفجاری و ماگماهای اسیدی است. در منطقه مورد مطالعه اثری از جریان‌های گدازه‌ای ریولیتی یا داسیتی وجود ندارد و فقط قطعات گدازه‌ای داسیتی و ریولیتی را می‌توان درون مواد آذرآواری مشاهده کرد. این امر نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری، باعث قطعه قطعه شدن و انفجار ماگما شده و جریان گدازه‌ای ایجاد نکرده‌اند و یا ماگما به صورت گنبد درآمده و سپس در اثر فروریزش گنبد، قطعات داسیتی و ریولیتی در یک جریان پیروکلاستیک به سمت پایین حرکت و مواد آذرآواری جریانی (آگلومرا) را ساخته‌اند. شواهد ذکر شده نشان می‌دهد که فوران سازنده مواد آذرآواری مورد مطالعه، از نوع فوران‌های انفجاری بوده و آب در آن دخالت داشته است. این نوع انفجارها که عموماً به همراه فوران ماگماهای

اسیدی (ریولیتی یا داسیتی) رخ می‌دهند با واکنش آب‌های سطحی یا زیرزمینی و ماگما همراه می‌باشند و همین واکنش، باعث تبخیر ناگهانی آب شده و انفجار رخ می‌دهد، به‌ویژه اینکه کانی‌های آبداری همچون بیوتیت و آمفیبول و وجود مقدار زیاد خاکستر آتشفشانی، نشان می‌دهند که خود ماگما نیز آب‌دار بوده است. شکل ۱۰ (الف تا ج) مدل شماتیک از نحوه تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

۷-۲. محیط زمین‌ساختی-ماگمایی و منشأ ماگمای سازنده فوران‌های منطقه

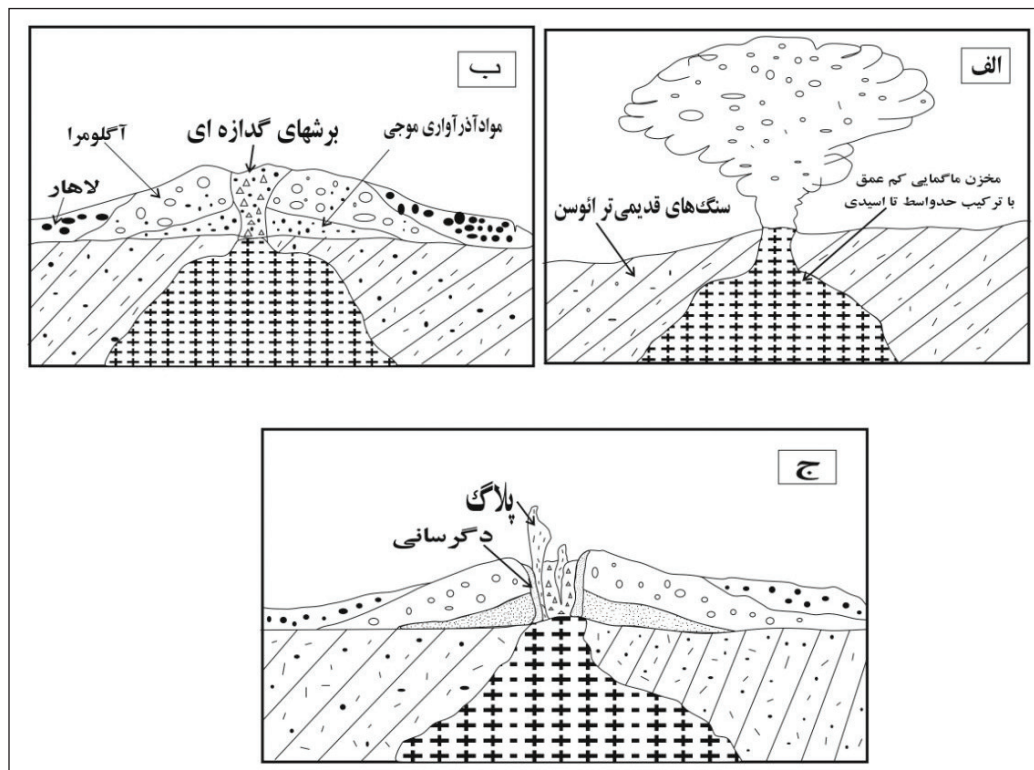
سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بخشی از کمر بند ارومیه-دختر و نوار دهج-ساردوئیه بوده و بدون شک، منشأ آنها، جدا از دیگر سنگ‌های این کمر بند نیست. کمر بند مورد نظر و نوار دهج-ساردوئیه از ائوسن تا کواترنر، وقایع ماگمایی مختلفی را تجربه کرده و هریک از این وقایع، با تشکیل سنگ‌های متفاوتی همراه بوده است. بخشی از این ماگماتیسیم به عقیده بسیاری از پژوهشگران مربوط به پس از برخورد بوده و باعث ایجاد سنگ‌های آذرین خروجی و درونی زیادی همچون آتشفشان بیدخوان (خلیلی مبرهن، ۱۳۹۰) و مجموعه‌های گرانیتی (درگاهی، ۱۳۸۶) و نفوذی‌های کم عمق (قدمی، ۱۳۸۷) در نوار دهج-ساردوئیه شده‌اند. بسیاری از زمین‌شناسان، ماهیت سنگ‌های ماگمایی ارومیه-دختر را به فروورانش نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی مرتبط می‌دانند. برای بررسی محیط زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌های منطقه، از نمودارهای مختلف استفاده شد. براساس نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1997)، سنگ‌های مورد مطالعه، در محیط زمین‌ساختی وابسته به کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف). در نمودار Nb/Y-Rb/Y (Pearce, 1983)، آرایش داده‌های مربوط به نمونه‌های یاد شده، بیشتر با غنی‌شدگی منطقه فروورانش یا آلودگی پوسته‌ای تطابق دارد (شکل ۱۱-ب). براساس نمودار R₁-R₂ در شکل ۱۲-الف، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پس از برخورد قرار گرفته و طبق شکل ۱۲-ب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به حاشیه قاره‌ای فعال، تعلق دارند. بنابر عقیده پژوهشگرانی همچون (Shafiei et al., 2009) که بر روی نوار دهج-ساردوئیه مطالعه کرده‌اند، این نوار در ابتدا، یعنی در زمان ائوسن، ویژگی‌های یک کمان ماگمایی را داشته است، اما پس از این که ورقه عربی با بلوک ایران مرکزی برخورد کرد، سنگ‌های ماگمایی درونی بسیاری همچون توده‌های نفوذی ده‌سیاهان، بندباغ، باغ خوش خاوری در جنوب‌باختری کرمان و جنوب‌خاور مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (Dargahi et al., 2010) و همین‌طور مجموعه‌های آتشفشانی مانند مساهیم و بیدخوان به وجود آمدند که ماهیت سنگ‌های پس از برخورد را دارند. این سنگ‌ها، می‌توانند ویژگی‌های ژئوشیمیایی هر دو محیط را در خود ثبت کرده

از نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی، گویای آن است که سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در محیط پس از برخورد ایجاد شده‌اند. الگوهای فراوانی عناصر خاکی نادر سنگ‌های مورد مطالعه، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها منشأ مشترکی داشته و تحولاتی همچون تفریق ماگمایی را تحمل کرده‌اند. شواهد مختلفی که در این جا ذکر شد، نشان می‌دهد که ماگماهای مادر سنگ‌های منطقه می‌توانند از ذوب سنگ‌های پوسته زیرین به وجود آمده باشند. به عبارت دیگر، پس از اینکه برخورد صفحات در این منطقه صورت گرفت، در اثر افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای در محل حاشیه قاره ایران مرکزی، احتمالاً بخش‌های زیرین پوسته ذوب شده و ماگماهای مادر اولیه ایجاد می‌شوند. (Chekani Moghadam et al., 2018)

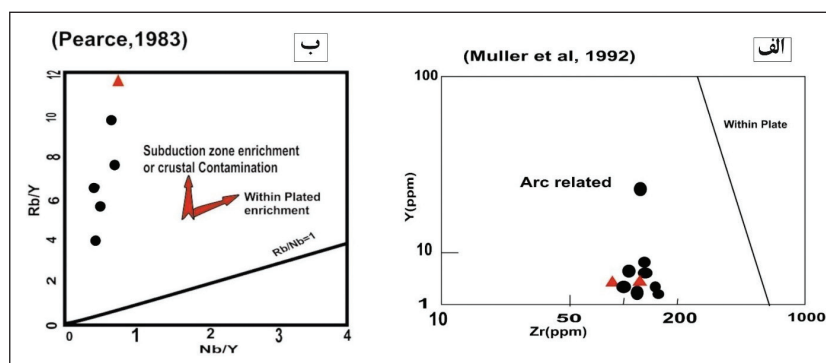
برای منشأ سنگ‌های فلسیک منطقه رابر-لاله زار نیز ذوب پوسته ضخیم شده را در این منطقه پیشنهاد داده‌اند. ذوب بخشی پوسته زیرین می‌تواند عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و همینطور عناصر خاکی نادر سبک را وارد مذاب اولیه بنماید، اما عناصر نامحرکی همچون نیویم و تیتانیم، به مذاب اضافه نشده و در سنگ‌های حاصله نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LREE، بدون بی‌هنجاری مشخص Eu, Hf, Sm در سنگ‌های فلسیک مناطق مختلف دنیا، به ذوب بخشی پوسته زیرین نسبت داده شده‌اند (Li et al., 2018; Mazaheri et al., 2019). همچنین، (Karsli et al., 2019)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی همچون نسبت بالای Nb/Ta (14-17) و مقادیر K_2O/Na_2O برابر با ۱-۰/۶ را در سنگ‌های داسیتی منطقه Sakaria در ترکیه، به یک منشأ پوسته زیرین مافیک نسبت داده‌اند. مقادیر یاد شده برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به ترتیب برابر با ۲۰-۱۳ و ۰/۷۷-۰/۳ بوده و به نظر می‌رسد که منشأ مشابهی داشته باشند. مذاب‌های تشکیل شده در این موقعیت، می‌توانند به سمت بالا صعود کرده و تحولات ثانوی مانند تفریق و آلودگی را پشت سر گذاشته باشند. طبیعی است که داده‌های موجود نمی‌توانند این تحولات را به طور قطعی نشان دهند و نیاز به مطالعات ایزوتوپی است.

و در نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی مختلف، در محدوده کمان و یا پس از برخورد قرار گیرند، در هر صورت باید آنها را به محیط پس از برخورد نسبت داد (Dargahi et al., 2010). مطالعات مختلفی که در بخش‌های متفاوتی از نوار دهج- ساردوئیه انجام گرفته نیز نشان می‌دهد که ماگماتیسیم پس از ائوسن در این نوار، عمدتاً به محیط پس از برخورد تعلق داشته و ماهیت سنگ‌های وابسته به کمان را نشان می‌دهد (درگاهی، ۱۳۸۶؛ علیرضایی و همکاران، ۱۳۹۱؛ نیک تبار و همکاران، ۱۳۹۴ و Dargahi et al., 2010).

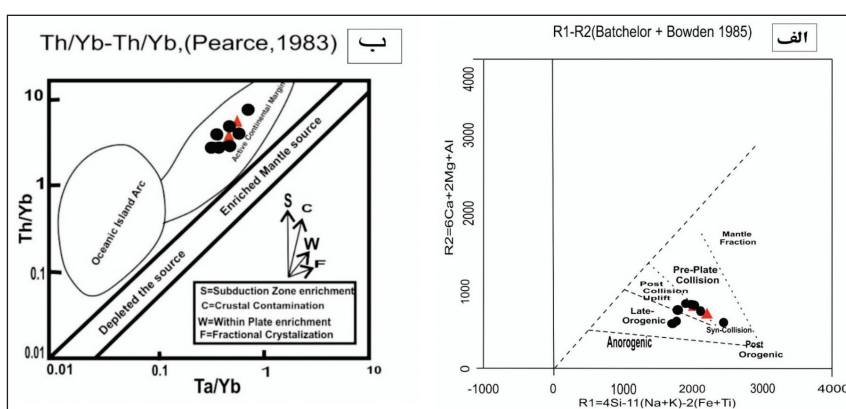
هر چند که برای اثبات حوادث ماگمایی ثانوی در مذاب‌های مادر این سنگ‌ها، نیاز به بررسی‌های دقیق، همچون مطالعات ایزوتوپی است، اما مطالعه سنگ‌نگاری بر روی واحدهای سنگی منطقه و وجود بافت‌هایی مانند منطقه‌بندی و بافت غربالی، حواشی خورده شده در بلورهای پلاژیوکلاز، می‌تواند نشانگر شرایط ناعادلی در زمان تبلور این سنگ‌ها باشد، عواملی مانند اختلاط ماگمایی، تغییر در دما، فشار و ترکیب شیمیایی می‌تواند این شرایط را فراهم نماید. کاهش ناگهانی فشار، یکی از عوامل تشکیل بافت‌های نامتعادل در سنگ‌های آذرین است (Nelson and Montana, 1992). وجود چنین شواهدی، به همراه شواهد ژئوشیمیایی مانند مقدار پایین $Mg\# [100 \cdot MgO / (MgO + FeO)]$ در سنگ‌های مورد مطالعه (11-18) نشان می‌دهد که ماگمای مادر سازنده آنها، یک ماگمای اصیل نیست و تحولات مختلفی را پشت سر گذاشته است. اغلب فنوکریست‌های کوارتز موجود در این سنگ‌ها که دارای حواشی خلیجی می‌باشند نیز گواهی بر همین عدم تعادل در ماگمای سازنده هستند. بافت شاخص این سنگ‌ها پورفیری است که نشان می‌دهد ماگماهای مادر آنها در پوسته متوقف شده و تحولات ثانوی را تحمل کرده‌اند. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه، در سری ماگمایی کالک-آلکال قرار می‌گیرند که به‌طور عادی در محیط‌های حاشیه قاره، همراه با فوران‌های انفجاری دیده می‌شوند (Winter, 2001; Machado et al., 2005). همچنین استفاده



شکل ۱۰- شکل شماتیک از مدل تشکیل مواد آذرآواری منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس). الف) فوران انفجاری آتشفشان از درون سنگ‌های قدیمی ائوسن. ب) ایجاد مواد آذرآواری موجی و آگلومراها و سپس تشکیل لاهارهای منطقه. ج) نفوذ پلاگ‌ها و توسعه دگرسانی.



شکل ۱۱- تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه: الف) براساس نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1997)، ب) نمودار Nb/Y-Rb/Y (نقل از (Pearce (1983)). همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نمونه‌ها آثاری از غنی‌شدگی منطقه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای را به نمایش می‌گذارند. نشانه‌ها همانند شکل ۷ است.



شکل ۱۲- الف) تشخیص جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار R_1-R_2 (نقل از (Batchelor and Bowden (1985)). براین اساس، اکثر نمونه‌ها در محدوده پس از برخورد قرار دارند؛ ب) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه براساس نمودار Th/Yb-Ta/Yb (نقل از (Pearce (1983)). این شکل نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه می‌توانند در محیط حاشیه فعال قاره‌ای ایجاد شده باشند. نشانه‌ها همانند شکل ۷ است.

۸- نتیجه‌گیری

در آنها دخالت داشته است. ترکیب قطعات سنگی موجود در این نهشته‌ها، داسیتی و ریولیتی است و ماگماهای سازنده آنها، یک ماگماتیسیم اسیدی پس از برخورد را به نمایش می‌گذارند که می‌تواند در اثر ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در محل برخورد و ذوب پوسته زیرین ایجاد شده و تحولانی مانند تفریق و آلودگی را در خلال صعود تحمل کرده باشد.

مطالعات دقیق صحرایی و پیمایش چندین ستون چینه‌شناسی نهشته‌های منطقه پاریز نشان داد که تشکیلاتی که پیش‌تر با نام کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های نوژن معرفی شده بودند، در واقع مواد آذرآواری مختلفی همچون نهشته‌های آذرآواری خیزایی و جریانی، برش‌های گدازه‌ای و لاهارهایی هستند که در اثر فوران‌های انفجاری پس از اتوسن ایجاد شده و آثار برجای مانده از فوران‌های انفجاری می‌باشند که آب،

کتابنگاری

- آفاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- ارژنگ‌نژاد، ف.، ۱۳۹۱- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز مجموعه آتشفشانی شاه‌خیرالله (غرب سرچشمه، کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، بخش زمین‌شناسی، ۱۳۰ ص.
- بحرینی، م.، شاکراردکانی، ع.، درگاهی، س.، ۱۳۹۱- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نیمه‌عمیق جنوب غرب رفسنجان، ششمین همایش زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور کرمان، ۶ ص.
- خلیلی‌مهر، ش.، ۱۳۹۰- آتشفشان‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان بیدخوان واقع در جنوب بردسیر، استان کرمان، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۴ ص.
- درگاهی، س.، ۱۳۸۶- ماگماتیسیم پس از تصادم میوسن در گستره سرچشمه-شهربابک، شمال غرب کرمان، بررسی داده‌های ایزوتوپی تحلیل پتروژنتیکی و الگوی ژئودینامیکی توده‌های گرانیتوئیدی و نقش ماگماتیسیم آداکتیتی در توسعه کانی‌زایی مس، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۱۰ ص.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰- زمین‌شناسی ایران، نشریه دانش روز، دانشگاه تهران، ۹۱۰ ص.
- سهیلی، م.، ۱۳۷۴- نقشه زمین‌شناسی سیرجان (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شفیعی، ب.، ۱۳۸۷- الگوی فلزآواری کمر بند مس پورفیری کرمان و رهیافت اکتشافی آن. رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۲۵۷ ص.
- عطاپور، ح.، آفتابی، ع.، ۱۳۸۸- ژئوشیمی و متالورژی سنگ‌های کلسیمی-قلیایی، شوشونیتی و آداکتیتی در ارتباط با کانسار سازی مس-مولیبدن پورفیری و رگه‌ای در کمر بند آتشفشانی نفوذی دهج ساردوئیه، استان کرمان، فصلنامه علوم زمین، سال ۱۸، شماره ۷۲، ص ۱۶۱-۱۷۲. Doi : 10.22071/gsj.2010.57168.
- علیرضایی، ع.، آلبانی، ف.، مرادیان شهربابکی، ع.، ۱۳۹۱- بررسی سنگ‌نگاری و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی میزبان کانسار مس پورفیری میدوک، شهربابک-کرمان، مجله پترولوژی، سال سوم، شماره ۱۱، پاییز ۱۳۹۱، ص ۴۴۱-۴۵۴.

قدمی، غ.، ۱۳۸۷- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی ولکانیک و ساب ولکانیک (آداکیتی) شمال غرب شهر بابک، استان کرمان، رساله دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۳۴ ص.
 نیک تبار، م.، مرادیان شهر بابکی، ع.، احمدی پور، ح.، ۱۳۹۴- بررسی کانی شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای منطقه لاله زار، مجله پترولوژی، سال ۲۳، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۴، ص ۸۰۳-۸۱۸.
 وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۹- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ رفسنجان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic parameters. *Chemical geology*, 48(1-4), 43-55. DOI: 10.12691/jgg-6-2-4.
- Boynton, W. V., 1984 - Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam.
- Cas, R. A. F. and Wright, J. V., 1987- Volcanic successions, modern and ancient, geological approach to processes, products and successions, Chapman and Hall, No, 528.
- Chekani Moghadam, M., Tahmasbi, Z., Ahmadi-Khalaji, A., Santos, J.F., 2018- Petrogenesis of Rabor-Lalehzar magmatic rocks (SE Iran): Constraints from whole rock chemistry and Sr-Nd isotopes, *Geochemistry*, 78(1), 58-77, DOI: 10.1016/j.chemer.2017.11.004.
- Cox, K.J., Bell T.D. and Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London. 450 p.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A., 2010- Petrogenesis of post-collisional A-Type granitoids from The Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian Continental collision. *Lithos*. 115(1), 190-204. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.12.002.
- Dimitrijevic, M.D., 1973- Geology of Kerman region. *Geol. Surv. Iran*, Yu/52, 334p.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984- Pyroclastic rocks. Springer-verlag, 472P.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectono-magmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental Margin of Iran (Shahr e Babak area, Kerman province), Ph.D. Thesis, Univ. CLA. USA, 204p.
- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J., 1984- Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society* 141, no. 3: 453-472.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci*, 8: 523-548, <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydin, F., Alyıldız, C., 2019- Adakite-like parental melt generation by partial fusion of juvenile lower crust, Sakarya Zone, NE Turkey: A far-field response to break-off of the southern Neotethyan oceanic lithosphere, *Lithos*, 338-339: 58-72, doi.org/10.1016/j.lithos.2019.03.029.
- Krauskopf, K. and Bird, D., 1995- Surface chemistry: the solution-mineral interface. Introduction to geochemistry (Ed MG-HI Editions) McGraw-Hill International Editions, Earth Sciences and Geology Series p: 135-163.
- Li, B., Jiang, S.Y., Zhang, Q., Zhao, H.X. and Zhao, K.D., 2016- Geochemistry, geochronology and Sr–Nd–Pb– Hf isotopic compositions of Middle to late Jurassic syenite-granodiorites- dacite in south China: petrogenesis and tectonic implications, *Gondwana Research*, 35: 217-237, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.006>.
- Li, Q., Zhao, K.D., Lai, P.C., Jiang, S.Y. and Chen, W., 2018- Petrogenesis of Cretaceous Volcanic-Intrusive Complex from the giant Yanbei Tin Deposit, South China: Implication for Multiple Magma Sources, Tin Mineralization, and Geodynamic Setting, *Lithos*, 296-299, 163-180, DOI: 10.1016/j.lithos.2017.11.006.
- Machado, A., Lima E. F., Chemale, J. F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A., Urrutia, J. L., 2005- Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J. South Amer. Earth Sci*. 18:407-425, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.11.011>.
- Maeno, F., Nakada, S., Yoshimoto, M., Shimano, T., Hokanishi, N., Zaennudin, A., Iguchi, M., 2019- A sequence of a plinian eruption preceded by dome destruction at Kelud volcano, Indonesia, on February 13, 2014, revealed from tephra fallout and pyroclastic density current deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 382, 24–41, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.002>.
- Mazhari, S.A., Klötzli, U. and Safari, M., 2019- Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kabooodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone, *Lithos*, 348-349, article 105183, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105183>.
- Miyabuchi, Y., Iizuka, Y., Hara, C., Yokoo, A., Ohkura, T., 2018- The September 14, 2015 phreatomagmatic eruption of Nakadake first crater, Aso Volcano, Japan: Eruption sequence inferred from ballistic, pyroclastic density current and fallout deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 351, 41-56, DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2017.12.009.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997- Potassic igneous and associated gold-copper Mineralization. Springer-Verlage, 241pp.
- Nelson, S. T. and Montana, A., 1992- Seive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression: *American Mineralogist*. 77, 1242-1249.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.). Shiva, Nantwich, p: 230- 249.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009- Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44, 265–283, DOI: 10.1007/s00126-008-0216-0.
- Sun, S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematic of Ocean Basalts: Implications for mantle composition and processes. In: *Sounders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), Magmatism in the ocean basins. Geological society, special publication*, 42, 313- 345.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Winchester, J.A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20:325-43.
- Winter, J. D., 2001- An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall. 697pp.

Introduction and characterization of Neogene volcanic eruptions in Pariz area (Kerman province) and their petrological features using pyroclastic deposits

M. Daieparizi¹, H. Ahmadipour^{2*} and A. Moradian³

¹ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

³ Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2019 July 2019

Accepted: 2020 June 06

Abstract

In the Pariz area, (Kerman province), there are deposits that have been identified in the geological maps as detrital unconsolidated Neogene Conglomerates (Ng) units. Studies on these deposits reveal that they are pyroclastic deposits from Neogene explosive eruptions. The units overlie the Eocene igneous rocks and their fragments are dacite and rhyolite. These deposits are pyroclastic surges and flow deposits in association with the laharic units. The types of pyroclastics, absence of dacitic or rhyolitic lava flows and large dispersal of these deposits, show that their eruptions were explosive and that water was involved in the eruptions. Slight variations in the amounts of major oxides such as SiO₂ and MgO (64.5-68.2 and 0.43-1.1 wt%, respectively) in these rocks indicate a little crystal differentiation and the lack of compositional variations of their parent magmas. Negative Nb, Ti, and P, along with the positive Sr and Cs anomalies in the spider diagrams can indicate that these rocks are belong to calc-alkaline magmatic series. Enrichment of LREE to HREE (average La_N/Lu_N = 20) is characteristic of these rocks. The studied rocks belong to the post-collision environment and reflect the nature of continental magmatic arc associations.

Keywords: Kerman province, Dehaj-Sardouieh belt, Pariz, pyroclastic deposits, post Eocene magmatism

For Persian Version see pages 25 to 36

*Corresponding author: H. Ahmadipour, E- mail: hahmadi@mail.uk.ac.ir