



بررسی کانی‌شناختی و ژئوشیمی گدازه‌های غرب همبافت هزار (راین - استان کرمان)

زهرا خواجه جواران*، عباس مرادیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۷، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۱۰)

چکیده: همبافت هزار جزئی از کمربند عمیق آتشفشانی دهج - ساردوئیه در جنوب غرب راین (استان کرمان) است. بررسی گدازه‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌ها از نوع بازالت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی آندزیت و تراکی بازالت هستند. براساس بررسی‌های سنگ نگاری، این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین)، پیروکسن (اوژیت - دیوپسید) و الیوین با دگرسانی زیاد هستند. پلاژیوکلازها اغلب دارای بافت‌های غیرتعدلی‌اند که نشان‌گر شکل‌گیری این شرایط در نتیجه کاهش فشار ماگماست. علت تشکیل درشت بلورهای پلاژیوکلاز، هسته بندی کم و رشد زیاد بلورها در ماگما، تحت تأثیر ترکیب شیمیایی ماگما و احتمالاً تبلور در فشار کم بوده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گدازه‌ها وابسته به سری ماگمایی آهکی - قلیایی، در ارتباط با قوس آتشفشانی و به احتمال زیاد ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوهی گوشته‌ی غنی شده در بالای منطقه‌ی فروران‌ش در گستره پایداری گارنت هستند.

واژه‌های کلیدی: همبافت هزار، آتشفشان‌های ائوسن، پلاژیوکلاز، پیروکسن، آهکی قلیایی.

مقدمه

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ایران مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر، به فروران‌ش پوسته‌ی اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ائوسن، وابسته‌اند. [۱] با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی نشان داد که اغلب سنگ‌های کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر در سری قلیایی و آهکی - قلیایی قرار می‌گیرند و به فروران‌ش وابسته‌اند. آن‌ها ماگماتیسیم ناحیه‌ی بین کرمان و یزد را نیز مورد بررسی قرار دادند و آتشفشان‌های حاصل را از جدایش ماگمای بازالت الیوین‌دار، ناشی از ذوب بخشی می‌دانند. همبافت هزار به آتشفشان‌های ائوسن وابسته است که شامل واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت تا بازالت و واحدهای آذرآواری می‌شود. در این پژوهش با بررسی‌های صحرائی، سنگ‌نگاری و شیمی سنگ کل، تا حدودی خاستگاه ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها و شکل‌گیری بعدی در آن‌ها

بررسی شوند.

روش بررسی

در این پژوهش نمونه‌برداری به‌صورت تصادفی انجام شد. از مجموع ۴۰۰ نمونه‌ی سنگی جمع‌آوری شده، تعداد ۱۰۰ نمونه - ی سنگی را که دارای کمترین دگرسانی بودند، انتخاب و از آن‌ها مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی سنگ‌نگاری، ۱۵ نمونه به‌منظور تجزیه‌ی سنگ کل به‌روش ICP-AES برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی، ICP-MS برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و خاکی نادر و OA-GRA برای اندازه‌گیری LOI به شرکت ALS Chemex کانادا ارسال شد.

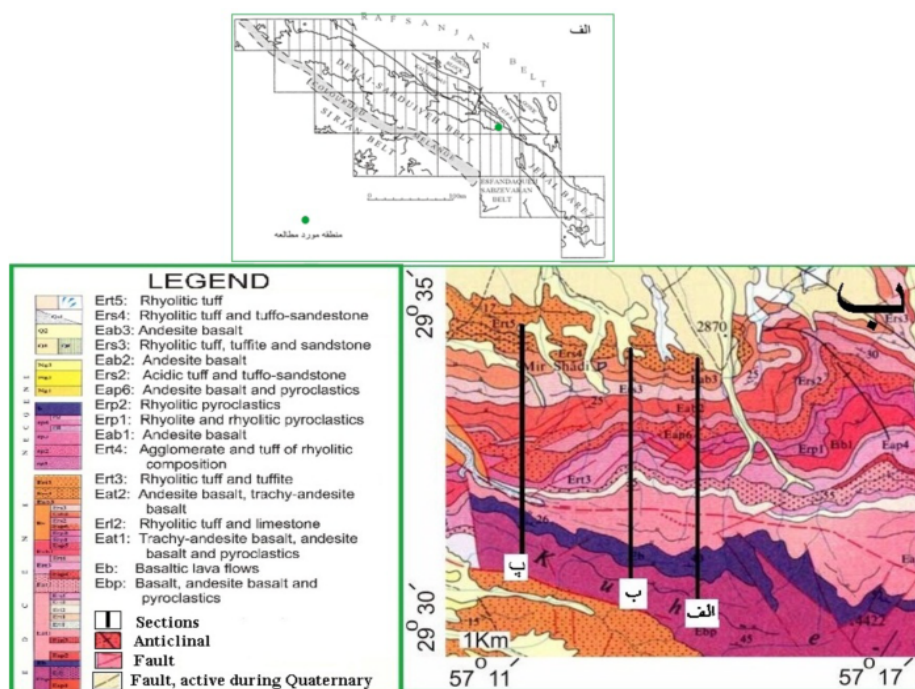
برای هر نمونه ۱۳ اکسید اصلی و ۳۸ عنصر فرعی و کمیاب اندازه‌گیری شد. ضمن ارسال نمونه‌ها به‌صورت چپیس و بنابر گزارش آزمایشگاه به‌صورت پودری آزمایش انجام شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

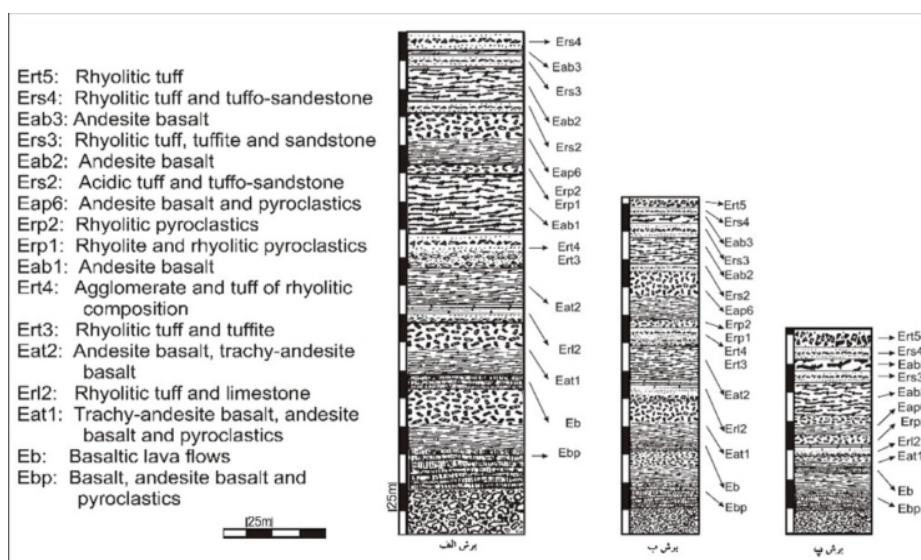
بخش مرکزی راین در ۱۱۶ کیلومتری جنوب کرمان قرار گرفته و بلندترین ارتفاع این منطقه ۴۴۶۵ متر [۲] از سطح دریاست. وسعت منطقه‌ی کوه هزار ۹۰۰ کیلومتر مربع و بر اثر آتشفشان‌های ائوسن شکل گرفته و در الیگوسن پایانی چین-خوردگی پیدا کرده است [۳].

ویژگی‌های صحرایی

منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از همبافت هزار است که به صورت تناوبی از گدازه، آذرآواری و رسوبی است. در شکل ۱ موقعیت و نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه روی نوار دهج-ساردوئیه و سه برش زده شده از آن آورده شده است که با رسم تصاویر نموداری از آن‌ها در شکل ۲ جزئیات تناوب لایه‌بندی به‌طور دقیق نشان داده شده است.



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی روی نوار دهج-ساردوئیه [۲] ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه روی نوار دهج-ساردوئیه [۲].



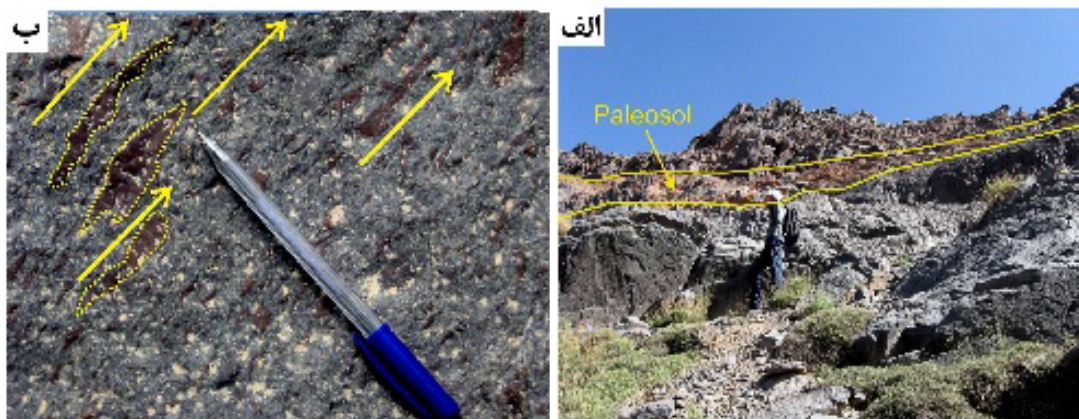
شکل ۲ سنگ‌شناسی برش‌های الف با ضخامت ۴۴۵ متر، ب با ضخامت ۳۰۵ متر و پ با ضخامت ۱۸۰ متر از منطقه‌ی مورد بررسی.

ساختار لایه‌بندی مسطح ولی کمی موج‌دار، لایه‌بندی متقاطع و تدریجی، موجی بودن، گردشگی و لایه‌های توده‌ای است و نهشته‌های جریان‌ی دیگر پیروکلاستی پومیزی یا ایگنمیریت‌ها هستند که حاوی قطعات سنگی، بلور، خاکستر و پومیس‌ها هستند. پومیس‌ها کشیده و گاهی جهت یافته‌اند (شکل ۳ب). بر اساس رده‌بندی ژنتیکی نهشته‌های آذرآواری [۴]، پیروکلاستیک‌های ریزشی منطقه جزء برش‌های پیروکلاستی و پیروکلاستیک‌های جریان‌ی جزء آگلومراها (قلوه‌های گرد) محسوب می‌شوند.

سنگ نگاری گدازه‌های منطقه مورد بررسی

از مهم‌ترین نشانه‌های گدازه‌های این منطقه ستون‌های منشوری که ارتفاع آن‌ها گاه تا ۱/۵ متر می‌رسد، و درشتی پلاژیوکلازهای منطقه حتی تا ۳ سانتی‌متر در تراکی آندزیت‌ها (شکل ۴) است. تبلور درشت بلورهای موجود در ماگماها می‌تواند هم‌چنین توقف ماگما در اتافک‌های ماگمایی و هم‌چنین صعود ماگما در مجرای صعودی صورت گیرد [۵].

در بعضی مناطق در حدفاصل نهشته‌ها، خاک‌های قدیمی سرخ‌رنگ (پالئوسل) را می‌توان دید (شکل ۳ الف). با توجه به اینکه بیشتر تشکیلات منطقه را پیروکلاستیک‌ها تشکیل می‌دهند، بنابراین به بررسی مختصری در مورد آن‌ها می‌پردازیم. در بررسی صحرایی منطقه، بیشتر به جنبه‌های فیزیکی، ترکیب و درصد نسبی انواع قطعات آذرآواری توجه شده است. به‌طور کلی نهشته‌های پیروکلاستیک منطقه را می‌توان به دو گروه نهشته‌های پیروکلاستیک ریزشی و جریان‌ی رده‌بندی کرد. نهشته‌های پیروکلاستی ریزشی به رنگ سبز، قرمز و یا خاکستری است، نهشته‌های خاکستری، نیمه‌جوش‌خورده و نهشته‌های سبز و سرخ کاملاً جوش‌خورده هستند. نهشته‌های پیروکلاستیک جریان‌ی، منظره‌ی توده‌مانند، جورشده‌گی خیلی ضعیف، جوش‌خوردگی و گردشگی ضعیف دارند. پیروکلاست‌های جریان‌ی شامل، نهشته‌های پیروکلاستی موجی یا خیزآبی هستند که درمقایسه با جریان‌های دیگر پیروکلاستیک‌ی از چگالی کمتری برخوردارند. از ویژگی‌های موجود در آن‌ها



شکل ۳ الف) پالئوسل، دید به سمت شمال و به طرف قله ب) فیام‌ها به همراه پومیس‌های تقریباً گرد شده.

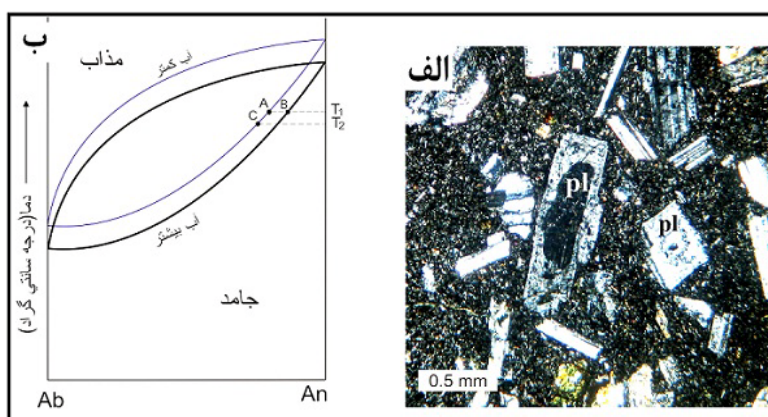


شکل ۴ بلورهای درشت پلاژیوکلاز حتی تا سه سانتی‌متر در تراکی آندزیت‌ها.

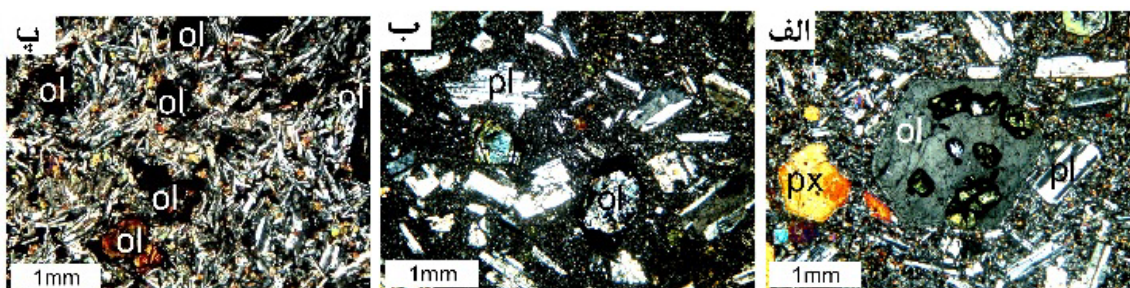
H_2O در محیط اطراف بلور افزایش یافته و در نتیجه منحنی-های انجماد و آبگونی سیر نزولی نشان می‌دهند (شکل ۵). همچنین تغییرات متناوب در میزان مواد فرار موجود در کنار بلورها موجب تراکم مداوم جریان‌های همرفتی شده و در نتیجه موجب نوسان در پلاژیوکلازها می‌شود [۷]. کانی‌های پیروکسن به صورت فنوکریست و ریز بلور هستند. متوسط اندازه‌ی آن‌ها ۰/۰۵ تا ۵/۳ میلی‌متر است، حدود ۳۰-۱۵ درصد حجمی سنگ‌ها را اشغال کرده‌اند و دارای رده‌های ساده، دوتایی و ساعت شنی هستند. بر اساس زاویه خاموشی (۴۵-۴۰ درجه) و رنگ تداخلی (سری دوم)، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. کانی‌های الیون به صورت فنوکریست‌اند و در اثر دگرسانی شدید به شکل‌های دروغین بولنژیت، ایدنگزیت، سرپانتین، کلریت و کدر تبدیل شده‌اند (شکل ۶). این کانی ۸-۰ درصد حجمی سنگ را در بر گرفته است. بازالت‌ها دارای بافت‌های گلومروپورفیری، تراکیت جریان، پورفیری، پوئی کلیتیک، میان سیاره‌ای، میان‌دانه‌ای و بادامکی هستند (شکل ۷).

در این صورت هم اندازه و هم شکل دانه‌ها نیز تحت تأثیر عوامل مؤثر بر تبلور از تنوع بالایی برخوردار است [۵]. درشت-شدگی نیز بستگی به میزان هسته بندی دارد، هر چه تعداد هسته‌ها کم باشد بلورها درشت‌تر می‌شوند. تشکیل درشت بلورهای پلاژیوکلاز متأثر از ترکیب شیمیایی ماگما و احتمالاً تبلور در فشار کم است [۶]. در منطقه‌ی مورد بررسی چهار نوع گدازه‌ی بازالتی، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت به صورت زیر شناسایی شده‌اند.

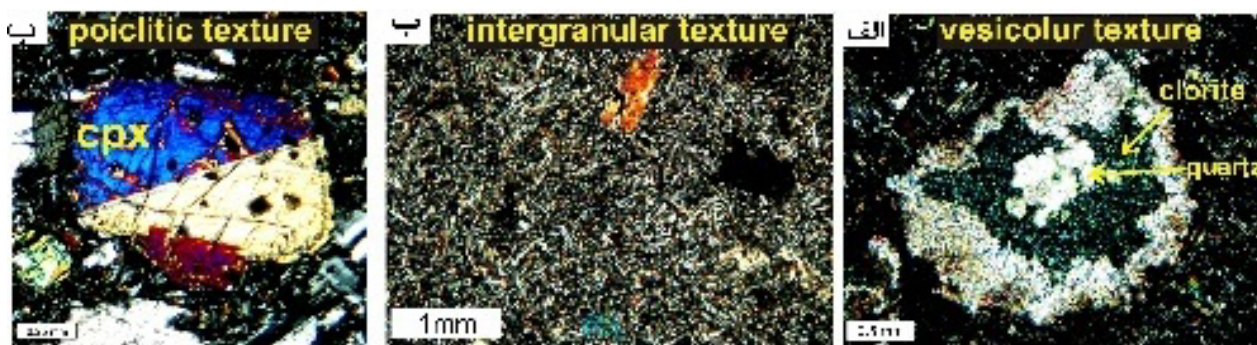
- کانی‌شناسی بازالت‌ها: کانی‌های اصلی پلاژیوکلازها، پیروکسن و گاهی الیون‌های دگرسان شده هستند. کانی پلاژیوکلاز به صورت میکروولیت و فنوکریست بوده و بافت‌های اینترسرتال و میان دانه‌ای را تشکیل می‌دهند و حدود ۶۰ درصد از حجم سنگ را در بر گرفته‌اند. اندازه‌ی آن‌ها ۵/۸ - ۰/۳ میلی‌متر و با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۳۲-۲۰ درجه) در حد آندزین تا لابرادوریت هستند. تشکیل منطقه‌بندی نوسانی و بافت‌های غربالی در بلورها با توجه به کانی‌های آبدار به احتمال زیاد به تغییرات فشار H_2O وابسته است. هنگام رشد بلورها غلظت



شکل ۵ الف) منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز (pl) (XPL; F.W. $1.75 \times 2.5 \text{ mm}^2$) ب) تأثیر تبلور غیرتعادلی در ایجاد منطقه‌بندی نوسانی.



شکل ۶ دگرسانی در الیون‌ها (الیون: ol، پیروکسن: px، پلاژیوکلاز: pl) الف) اپیدوت و کلریت ب) سرپانتین و اپاک پ) ایدنگزیت (XPL; F.W. $1.75 \times 2.5 \text{ mm}^2$).

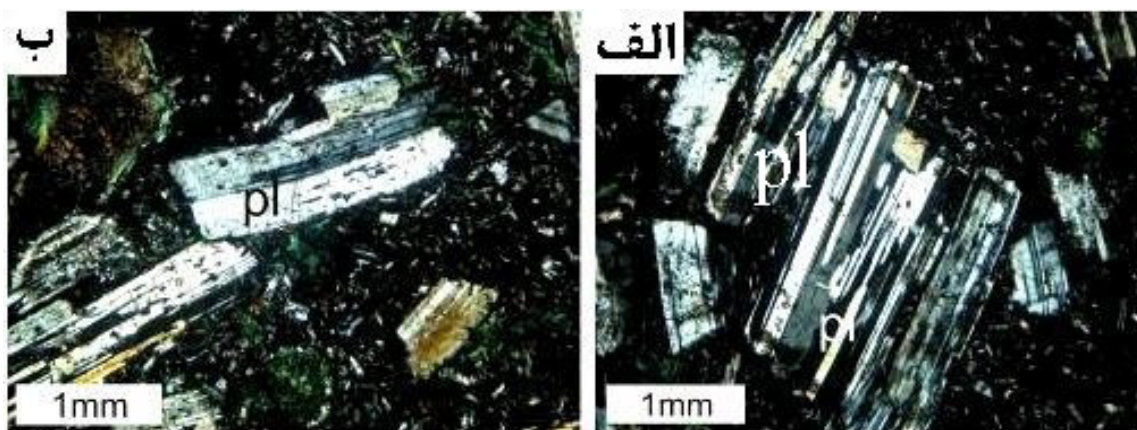


شکل ۷ الف) بافت بادامکی (ب) بافت میان دانه‌ای (پ) بافت پوئیکلیتیک (کلینوپیروکسن: cpx) (XPL; F.W. $1.75 \times 2.5 \text{ mm}^2$).

شده هستند. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و کهنسنگ دیده می‌شوند. اندازه‌ی آن‌ها ۳ - ۰/۱ سانتی‌متر است. بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۳۲-۴۰ درجه)، از نوع لابرادوریت هستند. که به صورت ردهای مکرر و کارلسباد (شکل ۸ الف) و گاهی دارای خمیدگی هستند (شکل ۸ ب). دگرسانی سوسوریتی در مرکز بلور نشان‌دهنده کلسیک‌تر بودن مرکز بلور است. بلورهای درشت فلدسپات پتاسیم (سانیدین) به صورت درشت‌بلور در سنگ حضور دارند و اندازه‌ی آن‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر است. کانی‌های پیروکسن به صورت درشت‌بلور و در زمینه وجود دارند و حدود ۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. میانگین اندازه‌ی آن‌ها ۰/۷-۰/۳ میلی‌متر و دارای رد دوتایی، منطقه‌بندی و شکستگی هستند. بر اساس زاویه‌ی خاموشی، درشت‌بلورها (۳۸-۴۳ درجه) و رنگ تداخلی صورتی، زرد و سبز سری دوم و کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریان، گلوپورفیری و ساب‌افیتیک هستند.

کانی‌شناسی بازالتیک تراکی آندزیت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون‌های دگرسان شده هستند. کانی پلاژیوکلاز به صورت ریزبلور و فنوکریست بوده که اندازه‌ی ریزبلورها ۰/۸-۰/۲ میلی‌متر و فنوکریست‌ها ۶/۵ - ۱ میلی‌متر است. بر اساس زاویه‌ی خاموشی فنوکریست‌ها (۲۷-۱۰ درجه)، پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز - آندزین هستند و دارای دگرسانی سوسوریتی ماکل مکرر یا ماکل مکرر - کارلسباد هستند. از جمله بافت‌های غیر تعادلی در اکثر فنوکریست‌ها بافت غربالی یا انحلالی است. کانی پیروکسن به صورت درشت‌بلور (۳۵-۲۰ میلی‌متر) و پرکننده فضای بین کانی‌های زمینه دیده می‌شود. با توجه به زاویه‌ی خاموشی درشت‌بلورها (۴۵-۳۸ درجه) و رنگ تداخلی نارنجی تا ارغوانی سری دوم، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت - دیوپسید هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریان، ریزدانه‌های بی‌نظم، دانه‌های منشوری درهم و گلوپورفیری باشند.

کانی‌شناسی تراکی بازالت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپات‌های پتاسیم‌دار، پیروکسن و گاهی الیون‌های دگرسان



شکل ۸ الف) رد پلی‌سنتیک در پلاژیوکلاز (pl) (ب) خمیدگی در بلور پلاژیوکلاز (pl) (XPL; F.W. $1.75 \times 2.5 \text{ mm}^2$).

تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی درشت‌بلورها از ۰/۱ تا ۱/۳ میلی‌متر و با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۴۴-۴۰ درجه) و رنگ تداخلی سری دوم، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوزیت- دیوپسید هستند. کانی‌های تیره آبدار به شدت تحت تأثیر فرآیند کدر شدن قرار گرفته‌اند و با توجه به شکل قالب‌ها از جنس آمفیبول و بیوتیت هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری، جریانی و گلوپورفیری هستند.

ژئوشیمی و سنگ‌زایی

با توجه به این که بخش زیادی از گدازه‌های منطقه دارای زمینه شیشه‌ای و بسیار ریزدانه‌اند، برای بررسی دقیق‌تر خاستگاه، از ترکیب شیمیایی سنگ کل استفاده کردیم (جدول ۱).

- کانی‌شناسی تراکی آندزیت: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار، از پیروکسن و کانی‌های تیره‌ی آبدار (آمفیبول و بیوتیت) تشکیل شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست، ریزبلور و در زمینه وجود دارند و در حدود ۵۰-۷۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی فنوکریست‌ها از ۰/۵ تا ۱/۷ میلی‌متر تغییر می‌کند و بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۱۷-۸ درجه)، از نوع پلاژیوکلاز الیگوکلاز- آندزین است. بیشتر فنوکریست‌ها تحت تأثیر فرآیندهای کلسیتی‌شدن و رسی شدن قرار گرفته‌اند، و دارای ردی کارلسباد و پلی‌سنیتیک، با بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی، حاشیه‌های واکنشی‌اند. کانی‌های پیروکسن به صورت درشت‌بلور و ریزبلور وجود دارند و کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ‌ها را

جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه (اکسیدها بر اساس درصد عناصر براساس ppm).

	Rock name	Sy	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total
۱	T-Andesite	●	HMR-3-2	۵۹٫۹	۱۶٫۲۵	۳٫۷۲	۳٫۲۵	۴٫۶۵	۱٫۷۴	۳٫۴۵	۳٫۲۱	۰٫۰۱	۰٫۸	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۲٫۱۵	۹۹٫۶
۲	Basalt	▲	HMR-6-2	۴۹٫۶	۱۸٫۲۵	۶٫۶۶	۳٫۸۴	۱۰٫۱	۴٫۱	۲٫۷۲	۱٫۴۴	۰٫۰۱	۰٫۹۹	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۱٫۷۶	۱۰۰
۳	Basalt	▲	HR-8-1	۴۸٫۳	۱۸٫۷۵	۵٫۹۱	۳٫۴۵	۹٫۹۹	۳٫۵۲	۴٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۳۶	۰٫۱	۰٫۰۱	۴٫۰۴	۹۹٫۸
۴	Basalt	▲	HR-11-1	۴۹٫۱	۱۷٫۲	۷٫۲۵	۳٫۶	۹٫۲۶	۶٫۷۹	۱٫۸۴	۰٫۷۷	۰٫۰۲	۰٫۸۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۳٫۰۴	۱۰۰
۵	B-T-Andesite	■	HRM-5-3	۵۲٫۴	۱۸٫۵	۵٫۲۱	۳٫۷۲	۷٫۵۹	۲٫۴۱	۳٫۴۵	۲٫۵۷	۰٫۰۱	۱٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۴۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۲٫۰۹	۹۹٫۸
۶	B-T-Andesite	■	HRZ-3-9	۵۲٫۵	۱۶٫۹	۶٫۰۱	۳٫۹۵	۸٫۷۶	۴٫۳۷	۳٫۳	۱٫۸۸	۰٫۰۱	۱٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۴۱	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۸	۱۰۰٫۵
۷	Basalt	■	HRZ-9-9	۵۱٫۹	۱۶٫۸	۶٫۱۶	۳٫۹۴	۹٫۶۷	۴٫۴۷	۳٫۲۱	۱٫۷۷	۰٫۰۱	۱٫۰۶	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۹۹	۱۰۰٫۵
۸	Basalt	▲	HRZ-10-2	۴۸٫۴	۱۶٫۷۵	۶٫۵۳	۳٫۴۲	۱۲٫۴	۴٫۸	۲٫۵۸	۰٫۸۳	۰٫۰۳	۰٫۹۵	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۳٫۵۳	۱۰۰٫۵
۹	T-basalt	✱	HRZ-11-2	۵۱٫۱	۱۹٫۸	۵٫۲۱	۳٫۴۳	۸٫۸۲	۲٫۸۱	۲٫۹	۲٫۵۷	۰٫۰۱	۱٫۰۸	۰٫۱۶	۰٫۳۴	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۲٫۰۴	۱۰۰٫۵
۱۰	Basalt	▲	HS-2-3	۵۰٫۲	۱۸	۷٫۱۸	۳٫۸۷	۸٫۶۸	۳٫۸۳	۳٫۱۳	۰٫۲۴	۰٫۰۱	۱٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۱٫۷۶	۹۸٫۶
۱۱	Basalt	▲	HS-3-10	۵۰٫۳	۱۷٫۵۵	۸٫۳۱	۴٫۳۴	۹٫۱۷	۴٫۱۶	۲٫۸۶	۰٫۲۳	۰٫۰۱	۱٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۱٫۳۸	۱۰۰
۱۲	Basalt	▲	HS-4-4	۴۹٫۶	۱۷٫۲۵	۷٫۰۵	۳٫۶۵	۹٫۴۸	۵٫۳۶	۲٫۴۴	۰٫۶۲	۰٫۰۲	۱٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۲۷	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۱٫۴۹	۹۸٫۷
۱۳	B-T-Andesite	■	HS-5-3	۵۶٫۲	۱۸٫۷	۳٫۹۹	۳٫۰۸	۶٫۱۸	۲٫۵	۳٫۶۶	۲٫۴۹	۰٫۰۱	۰٫۸۶	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۱٫۲۸	۹۹٫۵
۱۴	B-T-Andesite	■	HS-5-7	۵۵٫۱	۱۷٫۳۵	۴٫۷۳	۳٫۴۳	۷٫۷۵	۲٫۹۸	۲٫۹۸	۲٫۷۱	۰٫۰۱	۰٫۹۳	۰٫۱۵	۰٫۲۹	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۱٫۲۹	۹۹٫۸
۱۵	B-T-Andesite	■	HS-9-3	۵۴٫۴	۹٫۳	۴٫۵۳	۳٫۴۵	۶٫۷۴	۱٫۷۳	۳٫۹۴	۲٫۲۳	۰٫۰۱	۰٫۹۸	۰٫۱۵	۰٫۳۳	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۲٫۱۴	۱۰۰

ادامه جدول ۱

name	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Sn	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Tl	Pb
۱	۹۶	۲۰	۱۳	۵	۲۹	۱۰۵	۱۹٫۵	۷۹٫۲	۷۰٫۳	۳۱٫۱	۲۲۲	۱۱٫۲	۲	۱	۲	۵٫۳۳	۵۲۶	۲۷٫۵	۵٫۷	۰٫۸	۱	۰٫۵	۱۸
۲	۲۶۲	۴۰	۳۰٫۸	۲۰	۱۷	۱۰۶	۱۸٫۶	۳۰٫۵	۴۹۸	۲۱٫۶	۹۲	۴٫۷	۲	۱	۱	۲٫۱۷	۴۵۱	۱۵٫۴	۲٫۶	۰٫۳	۱	۰٫۵	۸
۳	۲۰۱	۶۰	۲۵٫۱	۲۶	۸۷	۱۰۸	۱۹٫۱	۱٫۷	۸۰٫۲	۲۶٫۸	۱۶۲	۹٫۳	۲	۱	۲	۱٫۵	۱۹۳٫۵	۲۶٫۳	۴	۰٫۶	۲	۰٫۵	۱۲
۴	۲۳۲	۱۲۰	۳۷٫۹	۵۴	۸۹	۹۶	۱۷٫۱	۱۱٫۳	۳۹۷	۱۸٫۲	۶۴	۳٫۳	۲	۱	۱	۶٫۴۸	۲۸۳	۹٫۱	۱٫۹	۰٫۲	۱	۰٫۵	۵
۵	۱۷۶	۲۰	۲۵	۸	۱۷۸	۱۱۸	۱۹٫۹	۷۱٫۸	۵۰٫۹	۳۵٫۳	۱۶۱	۷٫۷	۲	۱	۲	۱٫۱۷	۴۵۵	۲۵	۴٫۴	۰٫۵	۱	۰٫۵	۱۵
۶	۳۱۴	۵۰	۲۷٫۳	۲۲	۹۱	۱۱۳	۱۷٫۸	۵۴٫۹	۵۱۴	۲۶٫۳	۱۲۲	۷	۲	۱	۱	۲٫۷۶	۴۱۴	۲۰٫۲	۳٫۳	۰٫۵	۱	۰٫۵	۱۰
۷	۲۳۳	۶۰	۲۸٫۶	۲۲	۱۵۲	۱۰۱	۱۷٫۸	۵۰٫۲	۵۰٫۲	۲۳٫۸	۱۰۸	۶٫۲	۲	۱	۱	۱٫۶۴	۳۹۰	۱۸٫۶	۲٫۹	۰٫۴	۱	۰٫۵	۱۱
۸	۲۲۹	۱۸۰	۳۴٫۷	۶۵	۱۰۰	۹۱	۱۷٫۲	۱۸٫۵	۳۸٫۹	۲۰٫۴	۷۹	۳٫۹	۲	۱	۱	۰٫۸۴	۱۸۰	۱۱	۲٫۲	۰٫۳	۱	۰٫۵	۶
۹	۱۸۷	۲۰	۲۰٫۸	۱۱	۳۱	۱۰۵	۲۱٫۲	۷۲٫۴	۶۰٫۶	۲۹٫۶	۱۷۰	۹٫۵	۲	۱	۱	۲٫۳۶	۴۹۸	۲۴٫۹	۴٫۵	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۳
۱۰	۲۷۰	۲۰	۲۸٫۵	۱۱	۱۲۰	۱۲۳	۲۰٫۴	۳٫۱	۵۵۹	۲۶٫۷	۱۰۵	۶٫۱	۲	۱	۱	۰٫۶۹	۱۸۱٫۵	۲۰	۳	۰٫۴	۱	۰٫۵	۱۳
۱۱	۲۹۷	۱۰	۳۶٫۱	۹	۶۹	۱۳۹	۲۰٫۵	۱٫۹	۵۴۰	۲۷٫۱	۹۰	۴٫۴	۲	۱	۱	۰٫۹۹	۱۷۴	۱۲٫۱	۲٫۷	۰٫۳	۱	۰٫۵	۶
۱۲	۲۷۳	۱۱۰	۳۴٫۲	۴۰	۶۸	۱۱۳	۱۹٫۴	۷٫۳	۴۳۹	۲۵٫۶	۱۰۱	۴٫۷	۲	۱	۱	۲٫۲۸	۲۴۳	۱۳٫۲	۲٫۸	۰٫۳	۱	۰٫۵	۹
۱۳	۱۲۸	۲۰	۱۴٫۴	۶	۴۳۹	۹۷	۲۰٫۴	۵۹٫۱	۷۲۴	۲۹٫۶	۱۹۱	۱۰٫۵	۲	۱	۲	۳٫۷۲	۴۵۷	۲۵٫۷	۵٫۱	۰٫۷	۱	۰٫۵	۱۴
۱۴	۱۵۶	۵۰	۲۳	۲۱	۲۱	۱۰۷	۱۸٫۸	۷۳٫۱	۴۸۱	۲۹٫۳	۱۷۲	۹٫۲	۲	۱	۲	۳٫۴۷	۴۶۶	۲۴٫۲	۴٫۵	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۲
۱۵	۱۲۰	۱۰	۱۷	۵	۳۸	۱۰۵	۱۹٫۵	۴۶٫۲	۷۰٫۹	۲۹٫۵	۱۷۲	۹٫۹	۲	۱	۲	۵٫۴۷	۶۳۰	۲۷٫۶	۴٫۴	۰٫۶	۱	۰٫۵	۱۳

ادامه جدول ۱

name	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U
۱	۵۴٫۲	۶٫۵۶	۲۴٫۵	۵٫۰۵	۱٫۳۷	۵٫۶۶	۰٫۸۹	۵٫۶	۱٫۱۷	۳٫۶۲	۰٫۵۷	۳٫۶۳	۰٫۵۶	۱۳٫۱	۳٫۲۳
۲	۳۲	۴٫۱۹	۱۷٫۲	۳٫۸۴	۱٫۲۲	۴	۰٫۶۳	۴٫۰۴	۰٫۸	۲٫۴۲	۰٫۳۵	۲٫۳۶	۰٫۳۴	۳٫۳۲	۰٫۸۶
۳	۵۳٫۲	۶٫۵۷	۲۸٫۵	۵٫۳۲	۱٫۵۷	۵٫۴۶	۰٫۸۴	۴٫۸۶	۱٫۰۱	۲٫۹۸	۰٫۴۵	۲٫۹۳	۰٫۴۵	۷٫۳۷	۱٫۸۷
۴	۲۰٫۶	۲٫۹۱	۱۲٫۷	۳٫۰۶	۱٫۰۸	۳٫۳۲	۰٫۵۷	۳٫۵۱	۰٫۷۴	۲٫۱۷	۰٫۳۲	۲٫۰۸	۰٫۳	۲٫۲۱	۰٫۴۶
۵	۵۳٫۱	۶٫۹۶	۲۷٫۸	۶٫۲۷	۱٫۶۳	۶٫۶۴	۱٫۰۶	۶٫۳۸	۱٫۳۲	۳٫۹۲	۰٫۵۷	۳٫۷۴	۰٫۵۵	۸٫۳۲	۱٫۹
۶	۴۲	۵٫۴۲	۲۱٫۹	۴٫۷۸	۱٫۴۷	۵٫۰۴	۰٫۷۹	۴٫۷۵	۰٫۹۸	۲٫۹۳	۰٫۴۴	۲٫۷۸	۰٫۴۳	۵٫۴۷	۱٫۳۵
۷	۳۸٫۱	۴٫۸۴	۱۹٫۹	۴٫۴	۱٫۴۲	۴٫۶۹	۰٫۷۴	۴٫۵۳	۰٫۸۷	۲٫۶۹	۰٫۳۹	۲٫۷۸	۰٫۳۷	۴٫۵۶	۱٫۱۶
۸	۲۳٫۶	۳٫۲۶	۱۳٫۴	۳٫۱۸	۱٫۱	۳٫۴۹	۰٫۵۹	۳٫۷۱	۰٫۷۶	۲٫۳۶	۰٫۳۵	۲٫۷۸	۰٫۳۳	۱٫۷۷	۰٫۶
۹	۵۰٫۳	۶٫۲۴	۲۵	۵٫۲۹	۱٫۴۹	۵٫۴۹	۰٫۸۹	۵٫۳	۱٫۰۷	۳٫۳۴	۰٫۴۸	۲٫۷۸	۰٫۴۷	۸٫۰۵	۱٫۹۸
۱۰	۴۰٫۹	۵٫۳۲	۲۱٫۲	۴٫۷	۱٫۴۵	۴٫۹۶	۰٫۸	۵٫۰۲	۰٫۹۸	۳٫۰۴	۰٫۴۴	۲٫۷۸	۰٫۴۳	۵٫۳۱	۱٫۳۲
۱۱	۲۷	۳٫۷۴	۱۶٫۷	۴٫۲۴	۱٫۳۷	۴٫۶	۰٫۷۹	۴٫۹۶	۱٫۰۲	۳٫۰۷	۰٫۴۵	۲٫۷۸	۰٫۴۳	۲٫۹۳	۰٫۹۲
۱۲	۲۸٫۸	۳٫۸۷	۱۶٫۷	۴	۱٫۳۱	۴٫۲۳	۰٫۷۲	۴٫۵۵	۰٫۹۴	۲٫۷۹	۰٫۴۱	۲٫۷۸	۰٫۴۱	۳٫۰۲	۰٫۸۱
۱۳	۵۱	۶٫۲۷	۲۴٫۱	۵٫۱۹	۱٫۳۵	۵٫۴	۰٫۸۶	۵٫۲۴	۱٫۰۶	۳٫۲۸	۰٫۵	۲٫۷۸	۰٫۵۱	۹٫۳۴	۲٫۳۱
۱۴	۴۹٫۱	۶٫۱۸	۲۴٫۷	۵٫۱۹	۱٫۳۹	۵٫۲۸	۰٫۸۴	۵٫۳	۱٫۰۹	۳٫۳۳	۰٫۵۱	۲٫۷۸	۰٫۵	۸٫۱۴	۱٫۹۷
۱۵	۵۵٫۷	۷٫۰۲	۲۷٫۴	۵٫۷۲	۱٫۶۴	۵٫۸۶	۰٫۹	۵٫۵۴	۱٫۱۲	۳٫۴۲	۰٫۵۲	۲٫۷۸	۰٫۵	۷٫۹۳	۲٫۰۲

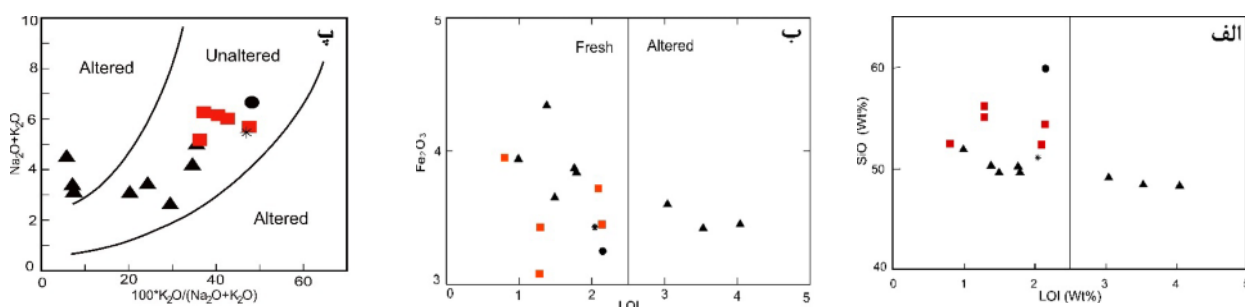
بیشترین حد خود بوده و با پیشرفت جدایش، بلوری این نسبت‌ها کم می‌شود. لذا بیشترین مقدار نیکل به‌وسیله کانی-های منیزیم‌دار با دمای، به خصوص الیوین و پیروکسن و بیشترین مقدار کبالت به‌وسیله الیوین، از ماگما خارج می‌شود [۱۲]. با پیشرفت جدایش، نسبت $\text{Rb}:\text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 (شکل ۱۲ پ) نیز زیاد می‌شود.

بر اساس نمودار Th/Yb , Ta/Yb [۱۳] (شکل ۱۳ الف) سنگ‌ها در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار AFM [۱۴]؛ سنگ‌ها در مرز سری آهکی-قلیایی و تولئیت دیده می‌شوند (شکل ۱۳ ب)، به علت غنی‌شدن بازالت‌ها از $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{T}}$ بیشتر به سمت Fe_2O_3 گرایش یافته و طیف جدایش از سمت بازالت‌ها به سمت تراکی‌آندزیت به خوبی نمایان است و گرایش گدازه‌ها به سمت $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار $\text{Y}-\text{Zr}$ [۱۳] (شکل ۱۴ الف) و نمودار $\text{Hf}/3-\text{Th}-\text{Ta}$ [۱۵] سنگ‌ها در ارتباط با قوس آتش-فشانی هستند (شکل ۱۴ ب). در نمودار $\text{Cr}-\text{Y}$ [۱۶] (شکل ۱۵ الف)، نمونه‌های مورد بررسی در منطقه‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی قرار دارند که غلظت‌های پایین Cr در بازالت-های قوس آتشفشانی نسبت به انواع دیگر بازالت‌ها در تعدادی از نمودارهای متمایز کننده برای تعیین بازالت‌های قوس آتش-فشانی به کار می‌روند [۱۷]. دامنه‌ی گسترده‌ی مقدار Cr در گستره‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی به صورت مؤثری از جدایش بلوری ناشی می‌شود و نشان می‌دهد که Cr شاخص جدایشی مناسبی در این سنگ‌هاست.

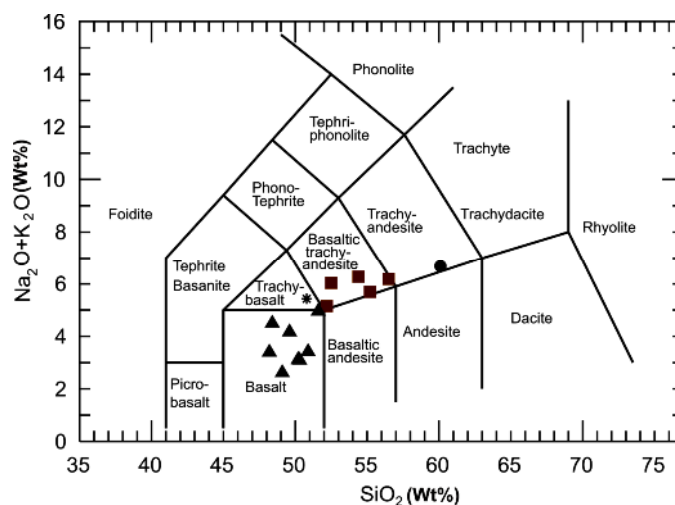
بر اساس بررسی‌های [۸] نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل L.O.I^1 [۸] (شکل ۹ الف)، نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل L.O.I (شکل ۹ ب) و نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر $100\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [۹] (شکل ۹ پ) ترسیم شده‌اند که بر این اساس نمودارها بیشتر در بخش دگرسان‌نشده‌ها قرار می‌گیرند. به جز چند نمونه بازالت که احتمالاً به دلیل دگرسانی آنهاست. در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ [۱۰] نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت، بازالتیک‌تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت و تراکی-بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مقدار ضریب انجماد نمونه‌ها $(I.S^2=100\text{MgO}/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [۱۱] (جدول ۲)، کمتر از ۳۵ است که نشان دهنده‌ی نوع جدا شده هستند. به منظور بررسی روند جدایش نمونه‌ها، رفتار ژئوشیمیایی عناصر نسبت به SiO_2 بررسی شد: MgO , CaO , Fe_2O_3 , FeO , MnO , TiO_2 و Na_2O , K_2O عناصر فرعی و کمیاب دیگر مانند $\text{Rb}-\text{Zr}-\text{Th}-\text{U}-\text{La}-\text{Yb}$ روند صعودی (شکل ۱۱)، از سمت بازالت به سمت تراکی‌آندزیت را نشان می‌دهند. از بررسی این روندها می‌توان استنباط کرد که به احتمال زیاد، گدازه‌ها طی جدایش^۳ از گدازه‌های بازالت الیوین‌دار ایجاد شده‌اند.

نسبت $\text{Ni}:\text{MgO}$ به SiO_2 (شکل ۱۲ الف) و نسبت $\text{Co}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ به SiO_2 (شکل ۱۲ ب) در اوایل جدایش ماگما در

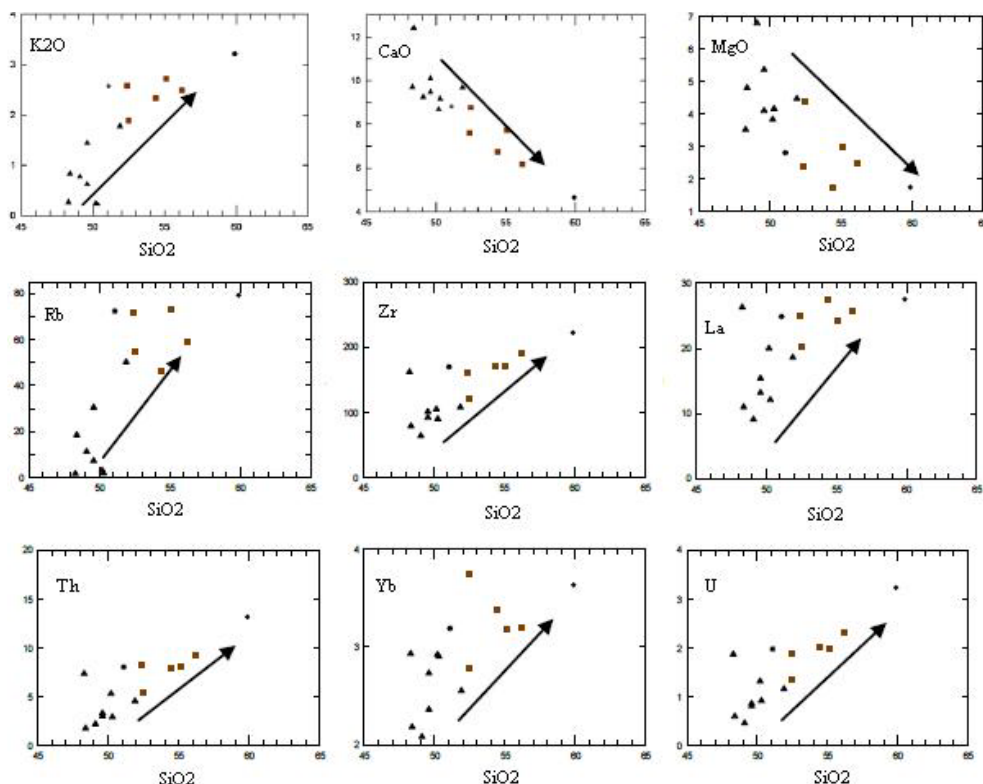
1- Loss on ignition
2- Solidification index
3 - Differentiation



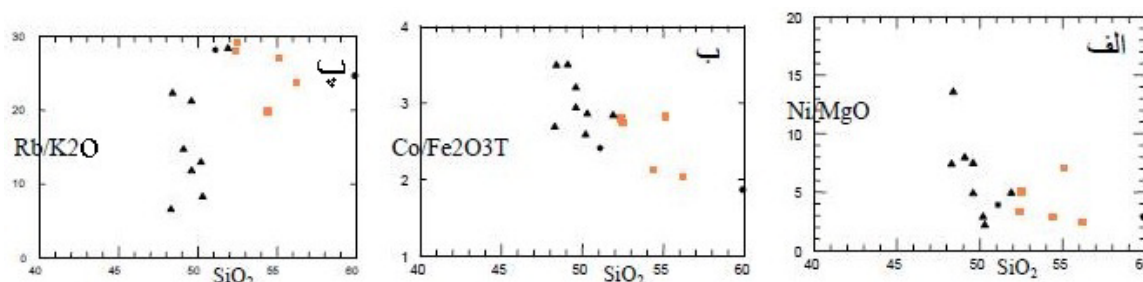
شکل ۹ الف) SiO_2 و ب) Fe_2O_3 در مقابل L.O.I. پ) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر $100\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (علائم طبق جدول ۱).



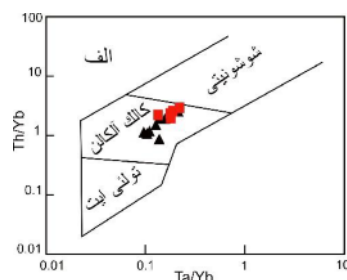
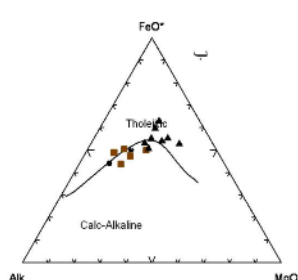
شکل ۱۰ موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار در تقسیم‌بندی [۱۰] (علائم مشابه جدول ۱).



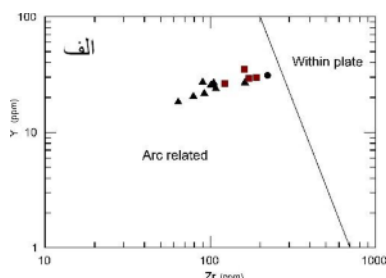
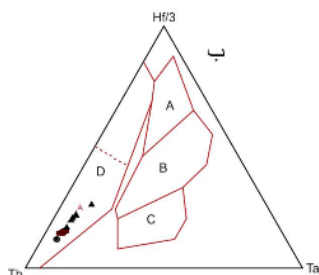
شکل ۱۱ تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در برابر درصد وزنی SiO_2 گدازه‌های منطقه (علائم مشابه جدول ۱)



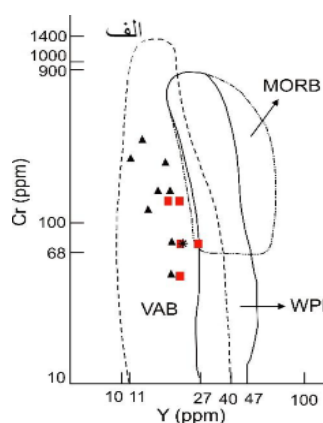
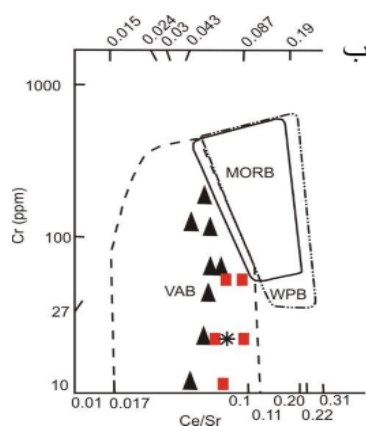
شکل ۱۲ الف) نسبت Ni/MgO در مقابل SiO_2 ب) نسبت $\text{Co/Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ در مقابل SiO_2 پ) نسبت $\text{Rb/K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 .



شکل ۱۳ الف) تعیین سری ماگمایی براساس نمودار Ta/Yb , Th/Yb و ب) براساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$.



شکل ۱۴ الف) تعیین موقعیت زمین‌ساختی بر اساس نمودار Y,Zr و ب) استفاده از نمودار Hf/3-Th-Ta MORB.A، نوع ^4N ؛ MORB.B، نوع ^6E و تولیت‌های درون صفحه‌ای؛ C، بازالت‌های قلیایی داخل صفحه‌ای؛ D، بازالت‌های قوس آتشفشانی.



شکل ۱۵ الف) تعیین موقعیت زمین‌ساختی با استفاده از نمودار Cr-Y گستره‌های MORB، بازالت‌های قوس آتشفشانی (^7VAB) و بازالت‌های درون صفحه‌ای (^8WPB) و ب) با استفاده از نمودار Cr-Ce/Sr (علائم مشابه جدول ۱).

4- Mid-Oceanic Ridge Basalt

5- Normal Type

6- Enriched Type

7- Volcanic Arc Basalt

8- Within Plate Basalt

جایگزین Ca در کانی‌های کلسیم‌دار می‌شود. Th, U غنی-شدگی یکسانی دارند که می‌تواند به دلیل جانشینی این عناصر با عنصر K در کانی‌های پتاسیم‌دار باشد.

در شکل ۱۷ نیز تعدادی از عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت هنجار شده‌اند. بجز Ti, Ta, Nb تمامی عناصر خاکی نسبت به عناصر مشابه خود در کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی سنگ خاستگاه اولیه نسبت به عناصر سبک و سنگین و نیز جدایش در ماگمای مادر می‌تواند عامل این غنی‌شدگی باشد. حالت خاص دیگر از جابجا شدن عناصر کمیاب، به آب‌زدایی صفحه‌ی اقیانوسی فروزانده وابسته است که می‌توانند باعث ایجاد ماگمای آهکی-قلیایی شود. [۲۴]، معتقد است که در چنین محیط‌هایی عناصر Sr, K, Rb, Ba, Th, P, Ce و Sm ممکن است به حرکت درآیند.

الگوی تغییرات REE¹⁴ در سنگ‌های بازالتی هنجار شده بر اساس کندریت ناکامورا¹⁵ [۲۵] در شکل ۱۸ نشان داده شد. الگوی ترسیم شده برای هر چهار نوع ترکیب سنگی مشابه هستند که نشان از خاستگاه مشترک آن‌ها دارد. در هر چهار گروه، درجات بالایی از غنی‌شدگی LREE¹⁶ نسبت به HREE¹⁷ وجود دارد و عناصر نادر سنگین تهی‌شدگی اندکی دارند که در ارتباط با جدایش بلورهای الیوین از ماگماست. الیوین ضریب نگهداری بالاتری از HREE را نسبت به LREE دارد. وجود فقیرشدگی HREE نسبت به LREE در الگوی هنجار شده این گدازه‌ها را می‌توان در ارتباط با درجات پایین ذوب‌بخشی¹⁸ و برجا ماندن گارنت در باقی‌مانده‌ی ذوب در خاستگاه آن‌ها دانست [۲۶]. زیرا ضرایب جدایش REE در این کانی اختلاف‌های زیادی باهم دارند. بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌ها می‌تواند نشان از جدایی بلورهای پلاژیوکلاز در این گدازه‌ها و یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن¹⁹ باشد [۲۷، ۲۸]. بی‌هنجاری Eu براساس $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N)(Gd_N)}$ از تبلور [۲۷] محاسبه شده است (جدول ۲) که $Eu/Eu^* < 1$ باشد

نمودار Cr-Ce/Sr [۱۶]، (شکل ۱۵ ب). سنگ‌ها را در گستره-ی بازالت‌های قوس آتشفشانی نشان می‌دهد. در شکل ۱۶ نمونه‌ها نسبت به گوشته‌ی اولیه⁹ [۱۸] و در شکل ۱۷ نسبت به کندریت¹⁰ [۱۹] هنجار شده‌اند. الگوی ارائه شده به طور کلی دارای شیب منفی و حالت‌های میخ مانند است. [۲۰]، معتقد است که سنگ‌های در ارتباط با قوس در مقایسه با سنگ‌های پشته‌های میان اقیانوسی و سنگ‌های دیگر اقیانوسی، بیشتر دارای چنین حالتی هستند.

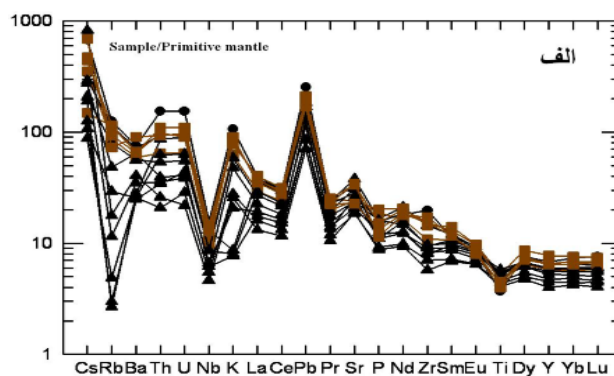
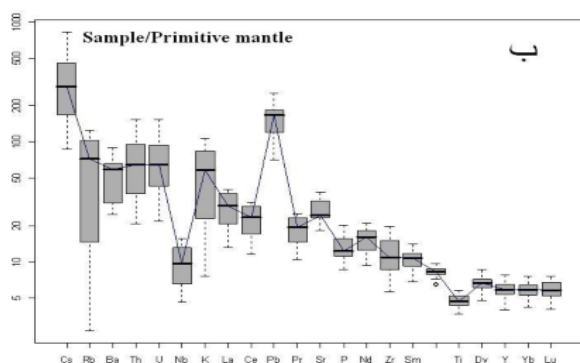
دلیل ایجاد چنین حالتی را در غنی‌شدگی بیشتر LILE¹¹، نسبت به HFSE¹² می‌داند. وی معتقد است که تهی‌شدگی بعضی عناصر مانند Ti, Nb, Ta باعث بیهنجاری منفی در سنگ‌های قوسی می‌شود. در شکل ۱۶ LILE نسبت به HFSE غنی‌شدگی بیشتری دارند و Ti, Nb نسبت به عناصر مجاور خود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تیتانیوم در سنگ‌های آذرین اصولاً به صورت ایلمنیت حضور دارند و می‌توانند جانشین Al در الیوین و دیوپسید شوند. Nb عنصری ناسازگار است، این عنصر می‌تواند به مقدار کم جانشین Ti در کانی روتیل شود. باقی ماندن چنین فاز دیر گدازی در خاستگاه می‌تواند باعث تهی‌شدگی Nb در ماگماهای وابسته به فرورانش شود. همچنین جذب انتخابی بیشتر Nb در شبکه آمفیبول باقی‌مانده، نسبت به فازهای دیگر گوشته‌ای می‌تواند عاملی برای ایجاد بی‌هنجاری منفی Nb باشد [۲۱]. اضافه شدن ترکیبات شاری فقیر از Nb و غنی از LILE به گوه‌ی گوشته‌ای¹³ باعث ایجاد گوشته دگرنهاد می‌شود و چنین الگویی را در ماگماهای در ارتباط با حاشیه‌ی همگرای صفحات داریم [۲۰]. تهی‌شدگی از Ce می‌تواند به دلیل دگرسانی و اکسایش باشد [۲۲]. وجود بی‌هنجاری منفی و نابهنجاری در Ce در سنگ‌های آذرین یا دگرگونی دگرسان نشده، ممکن است نشانگر دخالت مواد با خاستگاه فوق پوسته‌ای و فروزانده شده در خاستگاه باشد [۲۳]. غنی‌شدگی از عناصر Sr, Pb, Cs می‌تواند به دلیل جایگزینی این عناصر با K در کانی‌های پتاسیم‌دار، و Sr

14- Rare Earth Element
15- Nakamora chondrite
16- Light Rare Earth Element
17- Heavy Rare Earth Element
18- Fractional fusion
19- Fugacity Oxygen

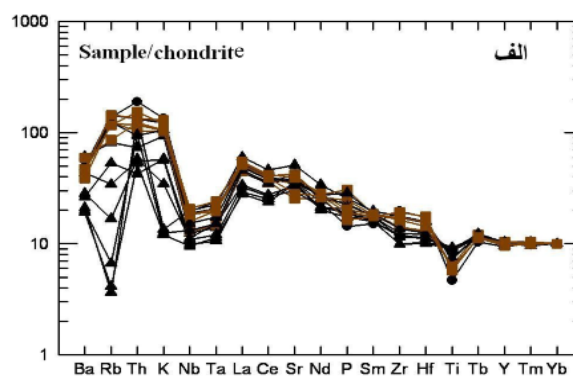
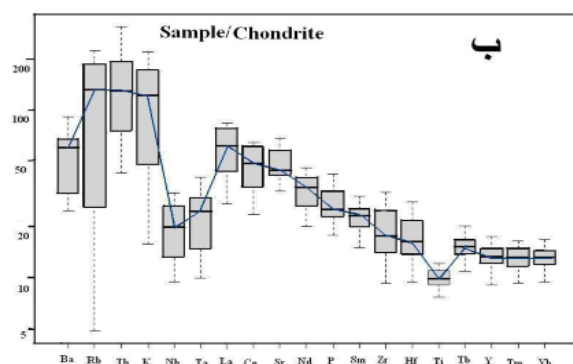
9- Primitive Mantle
10- Chondrit
11- Large Ione Litophile Element
12- High Field Strain Element
13- Mantle wedg

که نشان دهنده‌ی بی‌هنجاری منفی است. همچنین وجود بی-هنجاری منفی Eu در گدازه‌ها نشان از وجود نقش جدایی پلاژیوکلازها در ایجاد این سنگ‌ها دارد [۲۸]. نسبت $(La/Lu)_N$ در گدازه‌ها از ۲۸ تا ۵۹ تغییر می‌کند (جدول ۲) که گدازه‌های با میزان بالای K_2O دارای نسبت بالاتری از

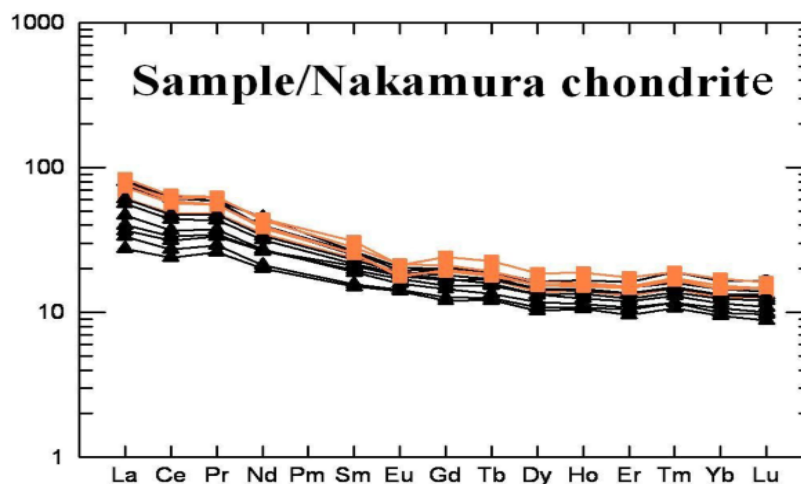
که نشان دهنده‌ی بی‌هنجاری منفی است. همچنین وجود بی-هنجاری منفی Eu در گدازه‌ها نشان از وجود نقش جدایی پلاژیوکلازها در ایجاد این سنگ‌ها دارد [۲۸]. نسبت $(La/Lu)_N$ در گدازه‌ها از ۲۸ تا ۵۹ تغییر می‌کند (جدول ۲) که گدازه‌های با میزان بالای K_2O دارای نسبت بالاتری از



شکل ۱۶ الف) نمودار تار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه. ب) نمودار بهنجار شده آن نسبت به گوشته‌ی اولیه.



شکل ۱۷ الف) نمودار تار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت. ب) نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت.



شکل ۱۸ نمودار بهنجار شده REE گدازه‌های منطقه هزار بر اساس کندریت ناکامورا.

جدول ۲ محاسبه‌ی I.S، بی‌هنجاری Eu، نسبت (La/Lu)_N و محاسبه‌ی شیب بازالت‌ها.

Sample	(Eu) _N	(Sm) _N	(Gd) _N	Eu/Eu*	(La) _N	(Yb) _N	(La/Yb) _N	(K ₂ O) _N	(Lu) _N	(La/Lu) _N	I.S
HMR-3-2	۱٫۳۷	۵٫۰۵	۵٫۶۶	۰٫۲۶	۲۷٫۵	۳٫۶۳	۷٫۵۸	۳٫۲۱	۰٫۵۶	۴۹٫۱۱	۱۱٫۳۲
HMR-6-2	۱٫۲۲	۳٫۸۴	۴	۰٫۳۱	۱۵٫۴	۲٫۳۶	۶٫۵۳	۱٫۴۴	۰٫۳۴	۴۵٫۲۹	۲۱٫۸۵
HR-8-1	۱٫۵۷	۵٫۳۲	۵٫۴۶	۰٫۲۹	۲۶٫۳	۲٫۹۳	۸٫۹۸	۰٫۲۶	۰٫۴۵	۵۸٫۴۴	۲۰٫۲۸
HR-11-1	۱٫۰۸	۳٫۰۶	۳٫۳۲	۰٫۳۴	۹٫۱	۲٫۰۸	۴٫۳۷	۰٫۷۷	۰٫۳	۳۰٫۳۳	۳۳٫۵۳
HRM-5-3	۱٫۶۳	۶٫۲۷	۶٫۶۴	۰٫۲۵	۲۵	۳٫۷۴	۶٫۶۸	۲٫۵۷	۰٫۵۵	۴۵٫۴۵	۱۳٫۸۸
HRZ-3-9	۱٫۴۷	۴٫۷۸	۵٫۰۴	۰٫۳	۲۰٫۲	۲٫۷۸	۷٫۲۷	۱٫۸۸	۰٫۴۳	۴۶٫۹۸	۲۲٫۴۰
HRZ-9-9	۱٫۴۲	۴٫۴	۴٫۶۹	۰٫۳۱	۱۸٫۶	۲٫۵۵	۷٫۲۹	۱٫۷۷	۰٫۳۷	۵۰٫۲۷	۲۲٫۸۶
HRZ-10-2	۱٫۱	۳٫۱۸	۳٫۴۹	۰٫۳۳	۱۱	۲٫۱۸	۵٫۰۵	۰٫۸۳	۰٫۳۳	۳۳٫۳۳	۲۶٫۴۳
HRZ-1-2	۱٫۴۹	۵٫۲۹	۵٫۴۹	۰٫۲۸	۲۴٫۹	۳٫۱۹	۷٫۸۱	۲٫۵۷	۰٫۴۷	۵۲٫۹۸	۱۶٫۶۱
HS-2-3	۱٫۴۵	۴٫۷	۴٫۹۶	۰٫۳	۲۰	۲٫۹۲	۶٫۸۵	۰٫۲۴	۰٫۴۳	۴۶٫۵۱	۲۰٫۹۹
HS-3-10	۱٫۳۷	۴٫۲۴	۴٫۶	۰٫۳۱	۱۲٫۱	۲٫۹	۴٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۴۳	۲۸٫۱۴	۲۰٫۹۰
HS-4-4	۱٫۳۱	۴	۴٫۲۳	۰٫۳۲	۱۳٫۲	۲٫۷۳	۴٫۸۴	۰٫۶۲	۰٫۴۱	۳۲٫۱۹	۲۸٫۰۳
HS-5-3	۱٫۳۵	۵٫۱۹	۵٫۴	۰٫۲۵	۲۵٫۷	۳٫۱۹	۸٫۰۶	۲٫۴۹	۰٫۵۱	۵۰٫۳۹	۱۵٫۹۰
HS-5-7	۱٫۳۹	۵٫۱۹	۵٫۲۸	۰٫۲۷	۲۴٫۲	۳٫۱۸	۷٫۶۱	۲٫۷۱	۰٫۵	۴۸٫۴	۱۷٫۷۱
HS-9-3	۱٫۶۴	۵٫۷۲	۵٫۸۶	۰٫۲۸	۲۷٫۶	۳٫۳۸	۸٫۱۷	۲٫۳۳	۰٫۵	۵۵٫۲	۱۰٫۸۳

برداشت

تنوع سنگ‌شناسی منطقه‌ی هزار، شامل سنگ‌های آتشفشانی (گدازه‌ها و نهشته‌های آذرآواری) و سنگ‌های رسوبی است. ماگما حین صعود در بخش‌هایی از پوسته توقف داشته و در اتاق‌های ماگمایی، تبلور کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن و مخصوصاً پلاژیوکلاز را در پی داشته است. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گدازه‌ها در گستره‌ی سری آهکی-قلیایی و در موقعیت قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند و نمودارهای هارکر، روند ترکیبی پیوسته را نشان می‌دهند که می‌تواند حاصل تبلور جدایشی کانی‌هایی نظیر الیوین باشد و نیز ماگمای اولیه‌ی سنگ‌های منطقه در مواردی دارای سرشت بازی قلیایی و غیر اشباع و پتاسیم‌دار است. در نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های منطقه، بی‌هنجاری‌های منفی HREE, HFSE, Nb, Ta, Ti و بی‌هنجاری‌های مثبت LREE, Cs, Sr به خوبی مشاهده می‌شود و مشابه ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش^{۲۰} بوده است. همچنین گدازه‌ها به حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته‌اند

شیب منفی نمودارها که بر اساس La_N/Yb_N از ۸٫۹۸ - ۴٫۱۷ مشخص می‌شود (جدول ۲) و نیز روند تقریباً موازی و افقی (شکل ۱۸) مبین جدایش گارنت طی ذوب‌بخشی و یا احیاناً جدایش است. غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE و مقادیر بالای $(La/Yb)_N$ نشان می‌دهند که گدازه‌ی به‌وجود آورنده این گدازه‌ها از ذوب‌بخشی گوشته در گستره‌ی پایداری گارنت به عنوان فاز باقی‌مانده از ذوب در خاستگاه است [۲۹]. عنصر La به‌عنوان یک عنصر بسیار ناسازگار، حین ذوب، تحت تأثیر کانی‌شناسی گوشته (گارنت و اسپینل) قرار نمی‌گیرد [۳۰، ۳۱]، تشکیل بازالت‌های با $Yb > 2\text{ppm}$ را در گستره‌ی پایداری گارنت می‌داند. در بازالت‌های منطقه، میزان Yb بیشتر از ۲ ppm (جدول ۲) است. میزان Yb در گدازه‌ها تحت تأثیر کانی‌شناسی موجود در خاستگاه است [۳۲]. همچنین مقادیر پایین نسبت Al_2O_3/TiO_2 به همراه مقادیر بالای Ba و K_2O وابسته به وجود مقادیر بیشتر گارنت در خاستگاه آن‌ها یا عمق بیشتر ذوب باشد [۳۳].

[11] Kuno H., "Origin of Cenozoic petrologic provinces of Japon and surrounding areas", Bull. Volcano(1959). 20, 37-76p.

[۱۲] مر ف.، شرفی ا.، (ترجمه). "اصول ژئوشیمی"، انتشارات دانشگاه شیراز(۱۳۷۳). ۱۶۶ص.

[13] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous and associated gold-copper mineralization", Springer-verlage, (1997) 241p.

[14] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can. J. Earth, (1971) Sci,8: 523-548p.

[15] Wood C.A., "Morphometric evolution of scoria cones", J. Volcanol.Geotherm. Res (1980). 7, 387-413p.

[16] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), Andesites. John wiley and sons, Chichester", (1982) 525-548p.

[17] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Geol. Soc. Spec.Publ. (1977), 7, 14-24p.

[18] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.P., Norry, M.J. (eds.), Magmatism in the ocean basins", Geol. Soc. London, Spec. Publ. (1989) 42, 313-345p.

[19] Thompson R.N., "British Tertiary volcanic province", Scoot. J. Geol. (1982) 18, 49-107p.

[20] Best M., "Igneous and metamorphic petrology", Black, (2003) 729p.

[21] Green T.H., "Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite", 465 – 87 in Thorpe (1982).

[22] Rollinson H., "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, interpretation. Longman", (1993) Sngapor , 352p.

[23] Meen J., "Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and laramide granitoids, southwestern Montana, U.S.A. J. chem", (1990) Geol 81, 191-207p.

[24] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma edcvgenesis at active continental margins", In: Hawkesworth, C.J.,

و همهی آن‌ها خاستگاه مشترکی دارند. شواهد مختلف نشان می‌دهند که گدازه‌ها بایستی در ارتباط با فرورانش پوسته‌ی اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان اتوسن رخ داده باشند، و محصول جدایش ماگمایی هستند که از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای غنی شده در بالای منطقه‌ی فرورانشی در گستره‌ی پایداری گارنت ایجاد شده‌اند.

مراجع

[1] Forster H., Feselfeldt, K., Kursten M., "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt", 24th. Inter. Geol. Cong. 1972. 198-210p.

[2] Dimitrijevic M.D., "Geology of Kerman region", Geol. Surv. Iran, Yu/52, (1973) 334p.

[۳] آقا نباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، (۱۳۸۵). ۲۴۰ص.

[4] Fisher R.V., "Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks", Geol. Soc. Am. (1961a). Bull 72, 1409-1414p.

[5] Kuritani T., "Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri volcano, northern Japan", J.volcano. Geotherm, Res. (1999) 88, 77-97p.

[6] Wilson M., "Igneous petrogenesis. Harpercollins Academic, UK", (1991) 466p.

[7] Loomis T.P., Welber P.W., "Crystallization processes in the compositional zoning of plagioclase", Contrib. Mineral. Petrol (1982)., 81: 230-239p.

[8] Le Maitre, R.W. et all., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell . Oxford , (1989) . 193 p.

[9] Hughes C.J., "Spilites, kratophyres and the igneous spectrum", Geol. Mag(1972), 109, 513-527p.

[10] Le Bas M.J. Le Maitre R.W., Streckeisen A., zanttin B., "A chemical classification of volcanic rocks basd on the total alkali-silica digram", J.Petrol. (1986) 27, 745-750.

- [30] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirwall M.F., Mitchell J.G., "*Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", *J. Volcanol. Geotherm.*, Res. (2000), 102, 67-95p.
- [31] Hildreth W., Moorbath S., "*Crustal contribution to arc magmatism in the Andes Central of Chile*", *Contrib. Mineral. Petrol.* (1988) 98, 455-498p.
- [32] Tielk J., Kastl B., Otgonhuu J., "*Genesis and evolution of Tertiary lavas of the central Hangay mountains, Mongolia*", *Zoth Annual Keck Symposium*; (2007).
- [33] Green T.H., "*Significance of Nb/Ta as a indicator of geochemical processes in the crust-mantle system*", *Chem. Geol.* (1995) 120, 347-359p.
- Norry, M.J. (Eds.), "*Continental Basalts and Mantle Xenoliths*", Shiva. Cheshire, Uk (1983), 230-249p.
- [25] Nakamura N., "*Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", *Geochim. Cosmochim.*, (1974), 38 – 757 – 775p.
- [26] Wittke J.H., Mack L.E., "*OIB-like mantle source for continental alkali rock of the Bacones province, Texas: trace elements and isotopic evidence*", *J. Geology*. (1993) 101, 333-344p.
- [27] Taylor S.R., McLennan S.M., "*The continental crust, its composition and evolution*", Blackwell scientific Publication, Oxford. (1985) 312p.
- [28] Gill J.B., "*Orogenic and esites and plate tectonic*", Springer-Verlag, Berlin. (1981) 390p.
- [29] Verma S.P., "*Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas Volcanic field, Mexico*", *J. Earth Sci.* (2006) 95, 788-901p.