

مطالعه ژئوشیمی و سنگ‌نگاری گدازه‌های غرب کمپلکس آتشفشانی هزار، راین (استان کرمان)

زهرا خواجه‌جواریان^{۱*}، عباس مرادیان^۲

۱- کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: Khajehjavarani.z@gmail.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۳/۹/۱، پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۲/۲

چکیده

آخرین فاز آتشفشانی ائوسن در استان کرمان مجموعه آتشفشانی هزار است که تنوع سنگ‌شناسی آن شامل گدازه (بازالت، تراکی‌بازالت، بازالتیک-تراکی‌آندزیت و تراکی‌آندزیت)، مواد آذرآواری و سنگ‌های رسوبی (در انتهای بخش شرقی) است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، جریان‌های گدازه‌ای دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون، کانی‌های فرعی و کانی‌های ثانویه هستند. این گدازه‌ها اغلب بافت پورفیری دارند و در زمینه بافت جریان‌ی را نشان می‌دهند. بلورهای درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن به میزان کمتر دگرسانی پیدا کرده‌اند و پلاژیوکلازها اغلب دارای بافت‌های ماند بافت غربالی، منطقه‌بندی و دارای خورده‌شدگی هستند و گاهی به‌شدت خرد شده‌اند. این شواهد نشانگر ایجاد شرایط در نتیجه کاهش فشار ماگما در حین صعود به سطح زمین است. علت تشکیل بلورهای درشت پلاژیوکلاز، تبلور بلورها در ماگما در حین توقف ماگما در انباشتگاه ماگمایی و هم در حین صعود ماگما در مجرای صعود است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، گدازه‌های منطقه مربوط به سری ماگمایی کلسیمی-قلیایی و در ارتباط با کمان آتشفشانی هستند و منشأ گدازه‌ها از ذوب بخشی گوشته در محدوده پایداری گارنت است.

واژه‌های کلیدی: راین، مجموعه آتشفشانی هزار، آتشفشان ائوسن، ژئوشیمی، کلسیمی-قلیایی

۱- مقدمه

شد و پس از مطالعات سنگ‌نگاری ۱۵ نمونه از سنگ‌های مختلف را که دچار کمترین دگرسانی شده‌اند، برای تجزیه شیمیایی به‌روش اکسیدهای اصلی ME-ICP06 و برای عناصر کمیاب و فرعی به روش ME-MS81، از طریق شرکت کان‌پژوه تهران به کانادا ارسال شد (جدول ۱).

Forster et al., (1972)، با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی نشان دادند که اغلب سنگ‌های کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر در سری قلیایی و کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند و در ارتباط با فرورانش هستند. آنها ماگماتیسیم ناحیه بین کرمان و یزد را نیز مطالعه کرده و آتشفشان‌های آن را متعلق به پالنوسن معرفی کردند که حاصل تفریق از یک ماگمای بازالت الیون‌دار، ناشی از ذوب‌بخشی است و فوران آن را در تقاطع گسل‌هایی با روند شمال‌غرب-جنوب شرق و شمال شرقی-جنوب غربی می‌دانند.

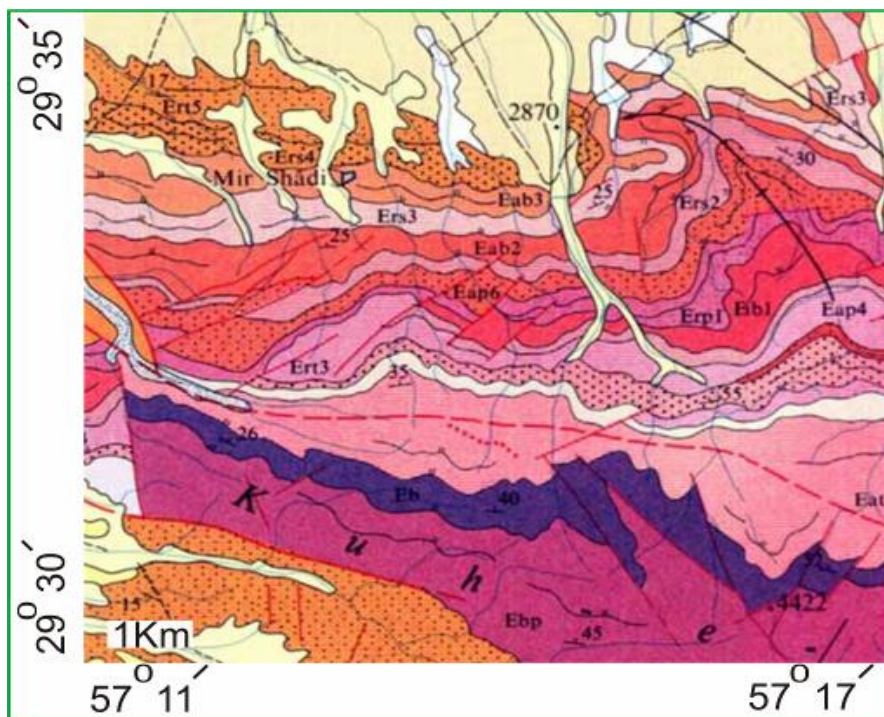
Schroeder, (1944)، زمین‌ساخت ایران به‌ویژه ایران مرکزی را مورد مطالعه قرار داد و برای اولین بار نام ارومیه-دختر را برای کمربند آتشفشانی ایران مرکزی به کار برده است که در آن مجموعه‌های سنگی از جمله آندزیت، تراکی‌بازالت، داسیت، تراکیت، اینگمبیریت، آذرآواری، گرانودیوریت، گابرو و بازالت به چشم می‌خورد (Berberian, 1983)، نیز با بررسی زمین‌ساخت ایران مرکزی این کمربند را در ارتباط با فرورانش معرفی کرده است.

سبزه‌ای، (۱۳۶۳) با بررسی‌هایی که در مورد کراترهای قلعه حسنعلی راین انجام داده است، آنها را نوعی مآر می‌داند که در اثر انفجارهای فراتوماگمایی حاصل شده‌اند و تشکیل سنگ‌های اولترامافیک را شبیه به

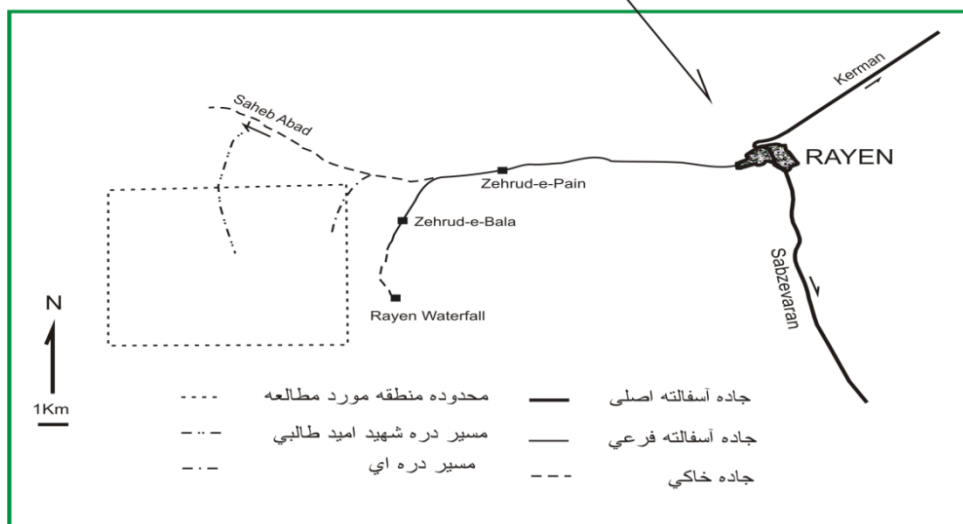
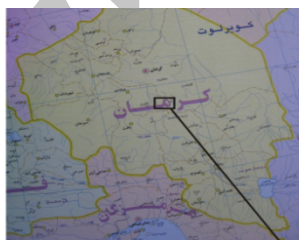
منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق زون ایران مرکزی، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و جنوب‌شرق نوار دهج-ساردوئیه در ۱۱۶ کیلومتری جنوب شهر کرمان و ۶ کیلومتری جنوب‌غربی راین واقع است (شکل ۱). در نقشه ۱:۲۵۰/۰۰۰ بم با شماره ۱۰۲ و نقشه ۱:۱۰۰/۰۰۰ راین با شماره‌ی ۷۴۴۹ است. بخش مرکزی راین با طول جغرافیایی ۵۷°۲۶'، عرض جغرافیایی ۲۹°۳۶' و ارتفاع ۲۲۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. بلندترین ارتفاعات این منطقه ۴۴۶۵ متر (Dimitrijevic, 1973) از سطح دریاست. وسعت کوه هزار ۹۰۰ کیلومتر مربع و شامل کوه‌های سربنه، سرمشک، لاله‌زار و بحرآسمان است.

این منطقه در ائوسن بالایی توسط آتشفشان‌های ائوسن ایجاد شده و بعد از طی دوره‌ی آتشفشانی تحت‌تأثیر فازهای زمین‌ساختی بعد از الیگوسن پایانی به‌شدت چین خورده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). به‌طور کلی مجموعه‌های سنگی منطقه عبارتند از گدازه‌های جریان‌ی، آذرآواری‌های ریزشی و جریان‌ی، ماسه‌سنگ‌های آتشفشانی. از جمله راه‌های ارتباطی برای دستیابی به منطقه مورد مطالعه می‌توان به جاده کرمان-راین و سپس راین-ظهرود پایین-ظهرود بالا - صاحب‌آباد اشاره کرد (شکل ۲). نمونه‌برداری‌ها به‌صورت آزاد صورت گرفته است. حدود ۴۰۰ نمونه جمع‌آوری شد، به گونه‌ای که تقریباً کل منطقه را تحت پوشش قرار داده است. از بین نمونه‌های جمع‌آوری شده، ۱۰۰ نمونه برای مقطع نازک انتخاب

سنگ‌های کافت‌های کنونی شرق آفریقا می‌دانند. هدف از این پژوهش، مطالعه دقیق بخش غربی کمپلکس آتشفشانی هزار در جنوب‌غربی راین (در استان کرمان) است. در این مطالعه سعی بر این است با مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه شیمیایی سنگ کل، منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مشخص گردد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ راین با شماره ۷۴۴۹

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های منطقه (اکسیدها بر اساس درصد و عناصر براساس ppm)

| | Rock name | Sym | 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 | ۹/۶۹ | 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 | ۲/۳۳ | 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 | ۷۰۳ | ۳/۱۱ | 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 | ۸۰۲ | 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 | ۷/۱۸ | ۵۰۹ | ۳۵/۳ | ۱۶۱ | ۷/۷ | ۲ | ۱ | ۲ | ۱/۱۷ | ۴۵۵ | ۲۵ | ۴/۴ | ۰/۵ | ۱ | ۰/۵ | ۱۵ |
| ۶ | ۲۱۴ | 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 | ۵۰۲ | 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 | ۳۸۹ | 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 | ۶۰۶ | 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 | ۶۵۹ | 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 | ۷۰۹ | ۲۹/۵ | ۱۷۲ | ۹/۹ | ۲ | ۱ | ۲ | ۵/۴۷ | ۶۳۰ | ۲۷/۶ | ۴/۴ | ۰/۶ | ۱ | ۰/۵ | ۱۳ |

۲- بحث و بررسی

۲-۱- جریان‌های گدازه‌ای

جریان‌های گدازه منطقه مورد بررسی دارای ویژگی‌های زیر هستند:

(الف) ستون‌های منشوری: این ساختارها زمانی به وجود می‌آیند که پوسته بیرونی گدازه پس از انجماد، منقبض شده و باعث ایجاد شکاف در سطح گدازه می‌شود. این شکاف‌ها عمود بر سطح همدما هستند و به تدریج از سطح به اعماق گدازه ادامه می‌یابند و به هم رسیدن این شکاف‌ها سبب پیدایش ساختارهای ستونی یا ساختار منشوری می‌شود. ارتفاع این منشورها در منطقه تا ۱/۵ متر است. بسیاری از این منشورها شش گوش هستند (شکل

b, ۳a). ایجاد شکاف‌ها در سطوح بالایی سریع‌تر از سطح قاعده است. در سطح قاعده نیز شکاف‌ها بر سطح تکیه‌گاه عمودند اما به سبب این که دیرتر سرد می‌شوند منشورهای ضخیم‌تر و در عوض کوتاه‌تر به وجود می‌آورند. به دلیل این که درون گدازه‌ها دیرتر سرد می‌شود و بر اثر حرکت گدازه‌ها، ستون‌های میانی تا اندازه‌ای در جهت حرکت گدازه متمایل می‌شود که از روی آن می‌توان به جهت حرکت گدازه پی برد. در ادامه مطالب به بررسی گدازه‌ها می‌پردازیم.

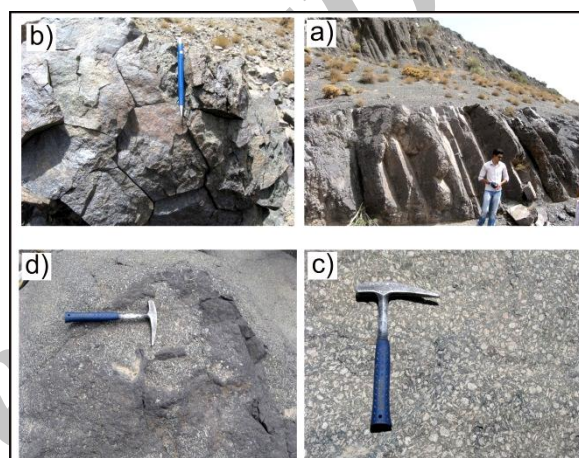
(ب) درشت‌شدگی پلاژیوکلازها: تبلور درشت بلورهای موجود در ماگماهای بازالتی هم می‌تواند در حین توقف ماگما در انباشتگاه‌های ماگمایی و هم در حین صعود ماگما در مجرای صعود صورت پذیرد (Anderson, 1984; Lipman, 1985; Kuritani, 1999). در این صورت، هم اندازه

گسترش یابند. با توجه به زاویه خاموشی (۳۲-۲۰ درجه) در حد آندزین تا لابرادوریت هستند و تغییرات آنورتیت آنها در حدود ۳۸ تا ۵۸ درصد است. بعضی از پلاژیوکلازها دارای میانبارهایی از کلینوپروکسن هستند که نشان‌دهنده رشد همزمان این دو کانی و یا تبلور زودتر کلینوپروکسن است (شکل ۴b, c). فرایند تشکیل منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها در بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های بازالت و بازالتی‌تراکی‌آندزیت این منطقه مشاهده می‌شود. نظریه‌های متفاوتی در مورد تشکیل این فرایند وجود دارد، که در زیر به آنها اشاره می‌شود:

الف) افزایش H_2O سبب پایین‌آمدن منحنی‌های لیکیدوس و سالییدوس پلاژیوکلازها می‌شود. آب به تنهایی می‌تواند منحنی‌ها را حدود چند صد درجه سانتی‌گراد پایین آورد و شکل منحنی‌ها را تغییر دهد. در هنگام رشد بلور پلاژیوکلاز، غلظت H_2O در محیط اطراف این بلور افزایش می‌یابد و در نتیجه منحنی‌های سالییدوس و لیکیدوس سیر نزولی پیدا می‌کنند. تغییرات متناوب در میزان مواد فرار موجود در کنار بلورها باعث تراکم مداوم این جریان‌های همرفتی شده و در نتیجه باعث ایجاد نوسان در پلاژیوکلازها می‌شود (Loomis, 1982).

ب) Hass et al., (1980) وجود منطقه‌بندی نوسانی را در بلورهای پلاژیوکلاز به سرعت انتشار عناصر در مایع و سرعت رشد بلور ربط می‌دهند. ج) بر اساس عقیده Shelley, (1993)، معمولاً تشکیل منطقه‌بندی نوسانی را به فرایندهایی مانند آمیختگی ماگمایی، تغییرات فشار بخار آب و اثرات موضعی تبلور مربوط می‌دانند. در منطقه مورد مطالعه، منطقه‌بندی نوسانی ایجاد شده در بلورهای پلاژیوکلاز، به احتمال زیاد مربوط به تغییرات فشار H_2O است. ایجاد بافت غربالی و حواشی انحلالی بر اساس تبلور ناتعادلی توجیه می‌شود، به گونه‌ای که گرم‌شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از لیکیدوس باعث حل شدن این درشت‌بلورها و گردش آنها می‌شود (Tsuchiyama, 1985). پروکسن به صورت درشت‌بلور و همچنین در زمینه وجود دارد و از شکل‌دار تا بی‌شکل متغیر است. میانگین اندازه آنها ۰/۰۵ تا ۵/۳ میلی‌متر است، به طور متوسط ۳۰-۱۵ درصد حجمی سنگ‌ها را اشغال کرده‌اند و دارای انواع دوقلویی‌های ساده، دوتایی، ساعت شنی (به طور ضعیف) و میانبارهای پلاژیوکلاز، آپاتیت، کانی‌های مات و زون‌بندی نوسانی هستند. بر اساس زاویه‌ی خاموشی (۴۵-۴۰ درجه) و رنگ تداخلی (سری دوم)، کلینوپروکسن‌ها از نوع اوژنیت-دیوپسید هستند. تحقیقات (Dobosi, 1991)، حاکی از وجود مقادیر متفاوتی از عناصر آهن، تیتان، آلومینیم و کروم در بخش‌های مختلف بلور پروکسن با منطقه‌بندی بخشی است. معمولاً منطقه‌بندی بخشی، زمانی در بلور گسترش می‌یابد که رشد بلور نسبتاً سریع باشد (Shelley, 1993). کانی‌یون به صورت درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقطع نازک وجود دارند و بین ۸-۰ درصد حجمی سنگ را در بر گرفته‌اند. به شدت تحت‌تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و شکل‌های دروغین بولنزیت، ایدنگزیت، سرپانتین، کلریت و اپاک در قالب این بلورها دیده می‌شود (شکل ۵). الیون به‌عنوان اولین کانی تبلور یافته در ماگماهای بازالتی به سادگی به‌وسیله سیالات آبدار دگرسان می‌شود. بافت‌های موجود در بازالت‌ها عبارتند از بافت گلمروپورفیری که کانی‌های فرومنیزین به‌صورت گردهمایی در این سنگ‌ها حضور دارند، اغلب این گردهمایی‌ها از نوع کلینوپروکسن و یا کلینوپروکسن-پلاژیوکلاز

دانه‌ها و هم شکل آنها نیز تحت تأثیر عوامل مؤثر بر تبلور از تنوع بالایی برخوردار هستند (Kuritani, 1999; Jakson, 1981). پلاژیوکلاز فاقد دگرسانی و گاهی میانبارهایی از کانی‌های مات را در بر می‌گیرد. تشکیل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز متأثر از ترکیب شیمیایی ماگما و احتمالاً تبلور در فشار کم و تعداد هسته‌بندی کم در ماگما بوده است (Wilson, 1991). درشت‌شدگی در بازالت معمولاً از نوع بلورهای الیون و پروکسن و در سنگ‌های اسیدی و حدواسط عمدتاً پلاژیوکلاز هستند. در منطقه مورد مطالعه آندزیت‌ها دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز هستند. ابعاد این بلورها تا ۳ سانتی‌متر می‌رسد. (شکل ۳c). در بخش‌هایی از منطقه، ورود گدازه‌های بازالتی به درون گدازه‌های آندزیتی مشاهده شده است (شکل ۳d).



شکل ۳- a, گدازه‌های منشوری، c, درشت‌شدگی پلاژیوکلازها، d, ورود گدازه بازالتی به تراکی‌آندزیت

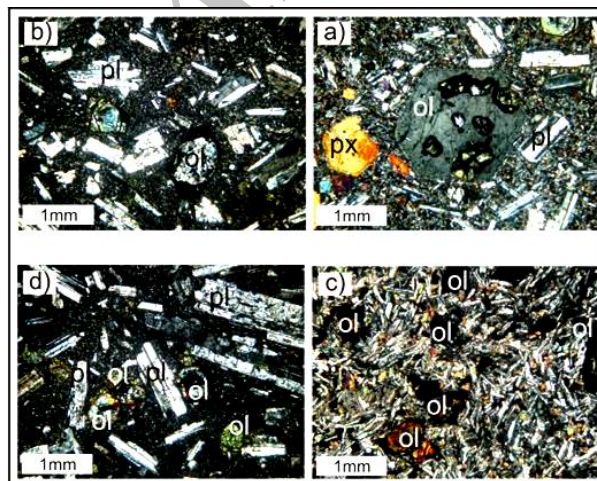
۲-۲- سنگ‌نگاری سنگ‌های منطقه

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و رده‌بندی TAS جریان‌های گدازه‌ای منطقه‌ی مورد مطالعه به چهار گروه تقسیم می‌شود: بازالت، تراکی‌بازالت، بازالتی‌تراکی‌آندزیت و تراکی‌آندزیت. جریان‌های گدازه در منطقه مورد مطالعه روند شرقی- غربی دارند. کمترین و بیشترین ضخامت رخنمون در این نوع سنگ‌ها در منطقه حدود ۲ تا ۵۰ متر (گاهی فوران‌های متوالی در بازالت‌ها سبب می‌شود که ضخامت آنها تا ۵۰ متر نیز برسد) است. در زیر به اختصار درباره گدازه‌ها توضیح داده می‌شود.

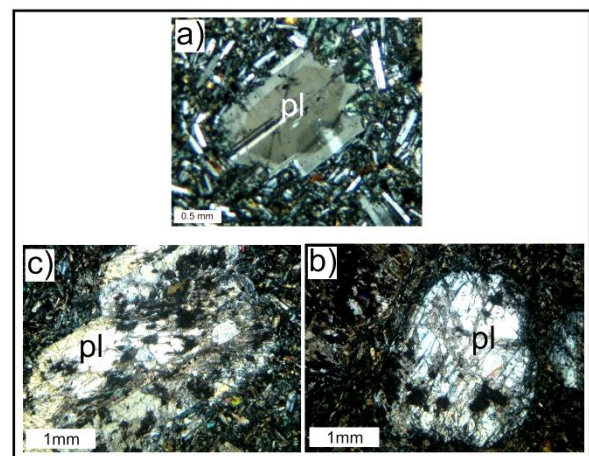
کانی‌شناسی بازالت‌ها: کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده شامل پلاژیوکلازها، پروکسن و گاهی الیون‌های دگرسان‌شده هستند. در این سنگ‌ها بافت عمده پورفیری است. پلاژیوکلاز به‌صورت میکروولیت و درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و بافت‌های اینترسرتال و بین‌دانه‌ای را نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها حدود ۶۰ درصد از حجم سنگ را در بر گرفته‌اند و اندازه آنها ۵/۸-۰/۳ میلی‌متر است، دارای دوقلویی مکرر و یا مکرر- کارلسیاد و منطقه‌بندی نوسانی هستند (شکل ۴a). Vance, (1961) معتقد است که ممکن است دوقلویی‌های ساده، توسط سینوس یا شناور شدن دو بلور همراه در ماگما و متصل شدن آنها در یک جهت دوقلویی

در سنگ حضور دارند و اندازه آنها بین ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر متغیر است. بلورها تحت دگرسانی سریسیتی قرار گرفته و دارای دوقلوبی کارلسباد هستند. کانی پیروکسن به‌صورت درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و همچنین در زمینه وجود دارد. حدود ۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. متوسط اندازه آنها ۰/۷-۰/۳ میلی‌متر و دارای دوقلوبی دوتایی، منطقه‌بندی و شکستگی هستند. براساس زاویه خاموشی درشت‌بلورها (۴۳-۳۸ درجه) و رنگ تداخلی صورتی، زرد و سبز درجه دوم، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت-دیوپسید است. بافت‌های موجود در تراکی‌بالت‌ها عبارتند از پورفیری، جریان، گلوومروپورفیری و ساب‌افتیک. کانی‌شناسی تراکی‌اندزیت: کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم‌دار، پیروکسن و کانی‌های تیره آبدار (آمفیبول و بیوتیت) است. کانی‌های پلاژیوکلاز به‌صورت درشت‌بلور، میکروولیت هستند و در زمینه وجود دارند و اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. حدود ۷۰-۵۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و اندازه درشت‌بلورها از ۰/۵ تا ۱/۷ میلی‌متر متغیر است. براساس زاویه خاموشی (۱۷-۸ درجه)، نوع پلاژیوکلاز الیگوکلاز-آندزین است. بیشتر درشت‌بلورها تحت تأثیر فرایندهای کلسیتی شدن و رسی شدن قرار گرفته‌اند. از دیگر مشخصات پلاژیوکلازها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: داشتن دوقلوبی کارلسباد و پلی‌سنیتیک، بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی، حاشیه‌های واکنشی. علت تشکیل بافت ناتعادلی در پلاژیوکلازها بیشتر فوگاسیته آب است که به دلیل وجود کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و بیوتیت در سنگ است. کانی‌های پیروکسن به‌صورت درشت‌بلور و میکروولیت وجود دارند و اغلب منشوری نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند، کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و اندازه درشت‌بلورهای آن از ۰/۱ تا ۱/۳ میلی‌متر متغیر است. با توجه به زاویه خاموشی (۴۴-۴۰ درجه) و رنگ تداخلی سری دوم، کلینوپیروکسن‌ها احتمالاً از نوع اوژیت-دیوپسید هستند. کانی‌های تیره آبدار به‌شدت تحت تأثیر فرایند اپاسیته شدن قرار گرفته‌اند و با توجه به شکل قالب‌ها، از جنس آمفیبول و بیوتیت هستند. بافت‌های موجود در تراکی‌اندزیت‌ها عبارتند از پورفیری، جریان و گلوومروپورفیری.

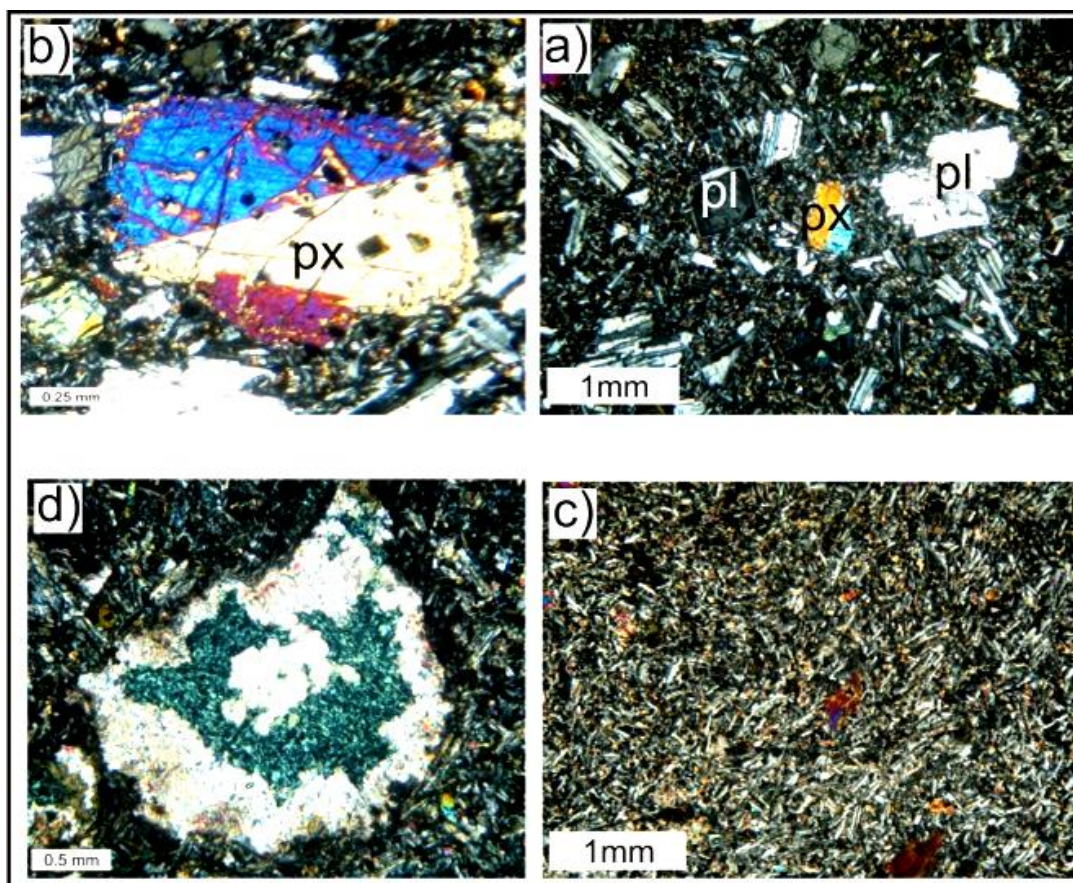
است، بافت پورفیری (شکل ۶a)، بافت پوئی‌کلیتی (شکل ۶b)، بافت اینترسرتال، بافت بین‌دانه‌ای (شکل ۶c) و بافت بادامکی (شکل ۶d). کانی‌شناسی تراکی‌اندزیت بازالتی: کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین‌های دگرسان شده هستند. کانی پلاژیوکلاز به‌صورت ریزبلور و درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده که اندازه ریزبلورها ۰/۸-۰/۲ میلی‌متر و درشت‌بلورها ۶/۵-۱ میلی‌متر است. بر اساس زاویه خاموشی (۲۷-۱۰ درجه)، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز-آندزین هستند. دگرسانی سوسوریتی در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. دوقلوبی مکرر یا دوقلوبی مکرر-کارلسباد، دوقلوبی عمده این کانی‌هاست. از جمله بافت‌های ناتعادلی در بیشتر درشت‌بلورها بافت غربالی یا انحلالی است، در حالی که هیچ‌گونه بافت ناتعادلی در ریزبلورها دیده نمی‌شود. کانی پیروکسن به دو صورت درشت‌بلور و پرکننده فضای بین کانی‌های زمینه دیده می‌شود. اندازه درشت‌بلورها ۳/۵-۰/۲ میلی‌متر و اندازه ریزبلورها ۰/۲-۰/۱ میلی‌متر است و درشت‌بلورها ۱۵-۰ درصد و ریزبلورها ۳۵-۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. در درشت‌بلورها با توجه به زاویه خاموشی (۴۵-۳۸ درجه) و رنگ تداخلی نارنجی تا ارغوانی سری دوم، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت-دیوپسید هستند. بافت‌های موجود در تراکی‌اندزیت بازالتی عبارتند از پورفیری، جریان، پویکیلیتیک، پیلوتاکستیک و گلوومروپورفیری. کانی‌شناسی تراکی‌بالت: کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، فلدسپارهای پتاسیم‌دار، پیروکسن و گاهی الیوین‌های دگرسان شده هستند. اصلی‌ترین کانی در تراکی‌بالت‌ها، پلاژیوکلاز است که به دو صورت درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و میکروولیت دیده می‌شود. اندازه آنها ۳-۰/۱ سانتی‌متر است. براساس زاویه خاموشی (۴۰-۳۲ درجه)، از نوع لابرادوریت هستند. دارای دوقلوبی‌های پلی‌سنیتیک و کارلسباد هستند (شکل ۷a) و در برخی مقاطع، خمیدگی در آنها دیده می‌شود (شکل ۷b). دگرسانی سوسوریت در مرکز بلور بیشتر دیده می‌شود که نشان‌دهنده کلسیمی تر بودن مرکز بلور است. بلورهای درشت فلدسپار پتاسیم (سانیدین) حاوی کانی‌های تداخلی (رشد سایر کانی‌ها در بلور فلدسپار پتاسیم) از نوع کانی‌های فرومنیزین هستند که به‌صورت درشت‌بلور



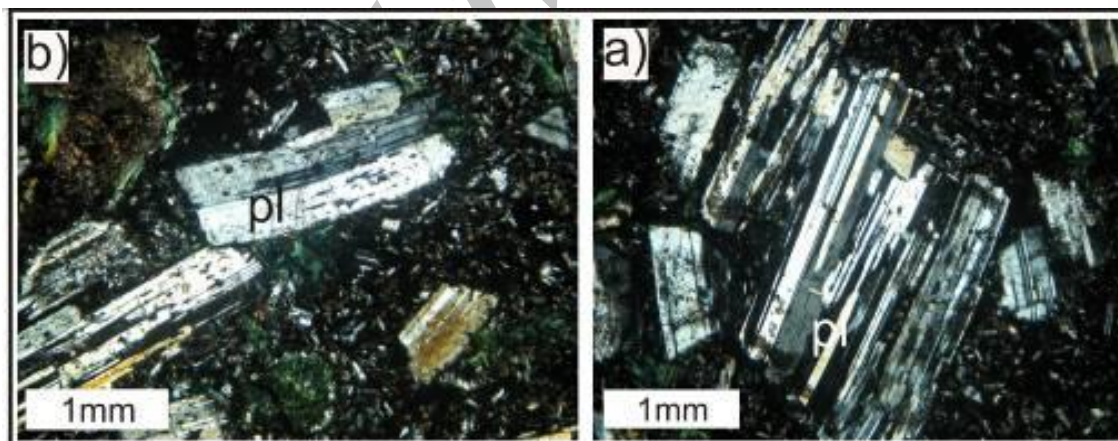
شکل ۵- دگرسانی در الیوین‌ها (ol)، a، دگرسانی به اپیدوت و کلریت b، دگرسانی به کانی‌های کدر و کوارتز c، دگرسانی به ایدینگزیت d، دگرسانی به ایدنگزیت و سرپانتین



شکل ۶- a، منطقه‌بندی نوسانی و خوردگی در پلاژیوکلاز (pl) b، c میانبارهای کلینوپیروکسن در پلاژیوکلاز



شکل ۶- a، بافت پورفیری در گدازه‌های بازالتی، b، بافت پویکلیتیک در گدازه‌های بازالتی، c، بافت بین‌دانه‌ای در گدازه‌های بازالتی، d، بافت بادامکی در گدازه‌های بازالتی



شکل ۷- a، دوقلویی پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز (pl)، b، خمیدگی در بلور پلاژیوکلاز

۳-۲- بررسی هیستوگرام‌ها

عنصر در طی روند تفریق و تبلور ماگما، تمایل به باقی‌ماندن در مایع سیلیکاتی دارند و در انتهای تفریق سدیم وارد ساختار پلاژیوکلازهای سدیم‌دار و پتاسیم وارد ساختار فلدسپارهای قلیایی می‌شود (شکل ۸-۱). بیشترین مقدار CaO در بازالت‌هاست، که به دلیل تمرکز CaO در پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و به میزان کمتر در کلینوپیروکسن (به‌ویژه دیوپسید) است (شکل ۸-۲). MgO در ابتدای تبلور در کانی‌های الیون و پیروکسن متمرکز می‌شود. تبلور این کانی و جدایش آن از ماگما، سبب

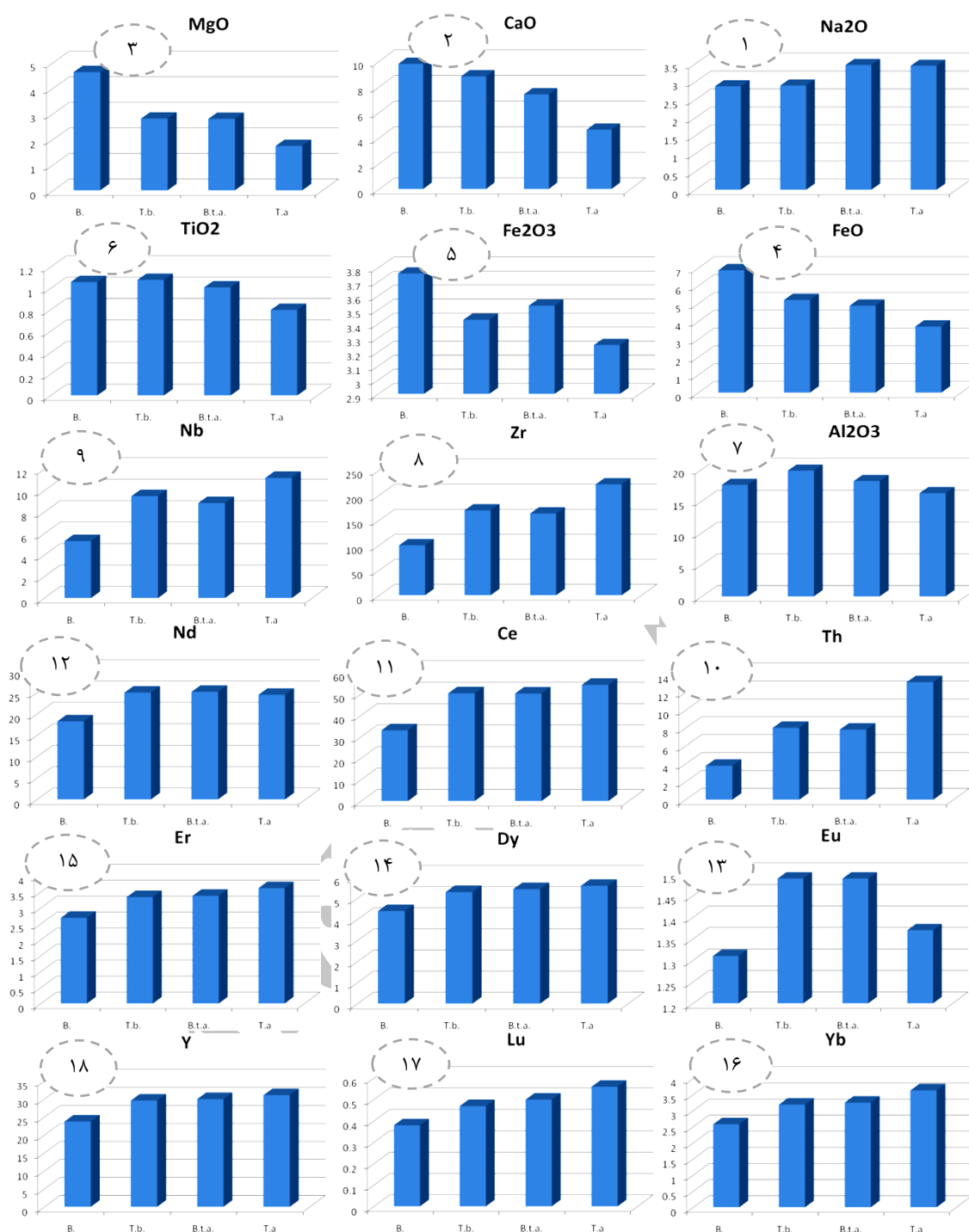
به‌منظور بررسی فراوانی اکسیدها و عناصر موجود در سنگ از نمودارهای هیستوگرام استفاده شده است که در ادامه به بررسی برخی از آنها می‌پردازیم. اکسیدهای پتاسیم و سدیم (K_2O , Na_2O) در حین تفریق ماگمایی، روند افزایشی را نشان می‌دهند که با در نظر گرفتن ماهیت ناسازگاری این دو عنصر قابل بررسی است (Price et al., 1991). این دو

است، اغلب جایگزین Zr در کانی‌های زیرکیم‌دار می‌شود، کانی مستقلاً را تشکیل نمی‌دهد (Siegel, 1979) و طی تفریق روند افزایشی دارد. عناصر تانتالم (Ta) و نیوبیم (Nb) و توریم (Th) و اورانیم (U) به دلیل اختلاف زیاد در شعاع یونی و بار الکتریکی، جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند. این عناصر براساس غلظت پایین در ماگمای اولیه معمولاً در محلول باقی مانده و در اواخر تبلور ماگمایی به صورت غنی شده در مایعات بازمانده دیده می‌شوند. تانتالم به جای Ti در کانی‌های تیتان‌دار و به جای Zr در زیرکون جانشین می‌شود (Siegel, 1979). نیوبیم عنصری ناسازگار است که جایگزین Ti در اکسیدهای حاوی تیتان (ایلمنیت، روتیل، کاسیتريت) و گاهی نیز در ساختار اسفن، زیرکون، بیوتیت و هورنبلند وارد می‌شود (Bounjor and Dabard, 1991) (شکل ۸-۹). توریم، عنصری ناسازگار که جایگزین Ti در شبکه اسفن و Zr در شبکه زیرکون می‌شود (شکل ۸-۱۰). اورانیم به صورت UO_2 است و تمایل دارد در آخر تفریق کانی اورانینیت ($UO_2-U_3O_8$) را تشکیل دهد (Siegel, 1979). لانتانیدها که جزء عناصر کمیاب خاکی هستند. بار و شعاع نسبتاً بزرگ عناصر کمیاب خاکی ($La=1.06$ و $Lu=0.85$ آنگسترم) توأم با غلظت پایین نشان می‌دهد که این عناصر تمایل نسبتاً پایینی برای جانشینی عناصر اصلی در طول تبلور ماگمایی دارند. بنابراین در یک سامانه ماگمایی که در حال سرد شدن است این عناصر در مذاب باقی می‌مانند و با افزایش تفکیک بلوری غلظت آنها به طور مستمر در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد. به همین دلیل ماهیت ناسازگار دارند. مقداری از کلسیم موجود در کانی‌های آپاتیت، اسفن و آلانیت به وسیله این عناصر جانشین می‌شوند (معین‌وزیری، ۱۳۸۳) (شکل ۸-۱۱ تا ۱۷). Eu نسبت به عناصر خاکی کمیاب تفاوت‌هایی نشان می‌دهد که در ادامه در مورد آن بحث خواهد کرد. ایتريم (Y) از نظر شیمیایی شبیه لانتانیدها است و عنصری ناسازگار که طی تفریق روند افزایشی دارد و در کانی‌های تیتانیت و آپاتیت یافت می‌شود (شکل ۸-۱۸). میانگین تمرکز برای Y و لانتانیدها در سنگ‌های گرانیتی ۲۹۰ ppm است که سه برابر تمرکز آنها در بازالت‌هاست (Siegel, 1979). در جدول ۲ جانشینی عناصر جزئی و کمیاب در چند کانی آورده شده است.

کاهش MgO در ماگما می‌شود (Carn and Pyle, 2001) (شکل ۸-۳). Fe^{+2} عنصری سازگار و در ابتدای تفریق در ساختار کانی‌های دیرگداز الیون و پیروکسن و گاهی ساختار مگنتیت وارد شده و میزان آن در مراحل آخر تفریق رو به کاهش می‌گذارد (شرفی و مر، ۱۳۷۳). بیشترین مقدار FeO در بازالت‌ها است علت این امر وجود مگنتیت به صورت کانی‌های مات و همچنین کانی‌های آهن‌دار مانند الیون و دیوپسید است (شکل ۸-۴). Fe^{+3} در فشار جزئی نسبتاً بالای اکسیژن، به صورت مگنتیت از مایع خارج و مایع باقیمانده از سیلیس غنی می‌شود. از سوی دیگر، در فشار اکسیژن نسبتاً پایین، Fe^{+3} مورد نیاز برای تشکیل مگنتیت یا در مقادیر جزئی حضور دارد یا اصلاً حضور ندارد (شرفی و مر، ۱۳۷۳). افزایش Fe^{+3} به دلیل حضور الیون و مگنتیت و کانی‌های مات است. میزان متفاوت Fe_2O_3 در نمودار را می‌توان به تفاوت در شدت دگرسانی نمونه‌ها به کانی‌های ثانویه حاوی آهن دانست (شکل ۸-۵). تمرکز TiO_2 بیشتر در الیون و دیوپسید است. بیشترین مقدار TiO_2 در گدازه‌های بازالتی مخصوصاً بازالت‌های الیون‌دار است (شکل ۸-۶). تبلور کانی پلاژیوکلاز و جدایش آن از ماگما، سبب کاهش آلومینیم در ماگما می‌شود. بر این اساس کمترین و بیشترین میزان اکسید آلومینیم، به ترتیب در نمونه‌های تراکی آندزیت و تراکی بازالت وجود دارند. کاهش درصد وزنی Al_2O_3 در گدازه‌ها می‌تواند به دلیل تفریق درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در ماگماهای بازالتی مورد مطالعه باشد که می‌تواند سبب تغییرات معنی‌دار در سری‌های تبلوری آذرین شود. شرایط تبلوری مناسب برای تشکیل درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در ماگمای به وجود آورنده این سنگ‌ها، وجود داشته است و پلاژیوکلاز یک فاز تأخیری نیست. بنابراین سنگ‌های با ترکیب بازالتی دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز هستند. در نتیجه وجود پلاژیوکلاز به صورت درشت‌بلور و در نتیجه تفریق آنها در حین تبلور و تفریق ماگمایی می‌توان کاهش Al_2O_3 را انتظار داشت. زیرکیم به علت بار الکتریکی بالا و شعاع نسبتاً بزرگ از عناصر اصلی سنگ‌های آذرین جدا می‌شود و وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود بلکه در فاز خاصی (معمولاً زیرکون) متمرکز و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فراوانی یافت می‌شود (شکل ۸-۸). هافنیم از نظر شیمیایی شبیه Zr

جدول ۲- جانشینی عناصر جزئی و کمیاب در چند کانی (کریم‌پور، ۱۳۷۲)

| کانی | عناصر اصلی | کتوردیناسیون | عناصر جزئی و کمیاب |
|--------------|----------------------|--------------|----------------------------------|
| فلدسپار | Ca-Na-K Al-Si | 6-9 4 | Ba-Eu-Pb-Rb-Sr Ge |
| الیون | Mg-Fe Si | 6 4 | Co-Cr-Mn-Ni Ge |
| کلینوپیروکسن | Ca-Na Mg-Fe Si | 8 6 4 | Ge-La-Mn- Co-Cr-Ni-Sc-V Ge |
| میکا | K Al-Mg-Fe Si | 12 6 4 | Ba-Cs-Rb Co-Cr-Li-Mn-Sc Ge |
| زیرکون | Zr Si | 8 4 | Ce-La-Hf-Lu-Th-Yb P |



شکل ۸- هیستوگرام برخی از عناصر موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

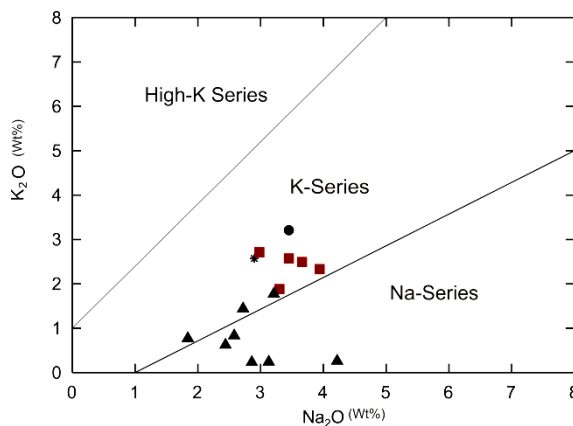
در مرز مشترک سری سدیم‌دار و پتاسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۱۰) و گرایش خاصی به سمت سری پتاسیم و یا سدیم نشان نمی‌دهند، بجز نمونه‌های HR-8-1 و HS-3-10 و HS-2-2 که به دلیل دگرسانی رسی شدن در محدوده سری سدیم‌دار قرار گرفته‌اند. نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - $\text{FeO}-\text{MgO}$ (Irvine, 1971): از معمول‌ترین نمودارهای سه‌تایی است که در تفکیک سری‌های ماگمایی کلسیمی-قلیایی و تولیتی به کار می‌رود

۴-۲- تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

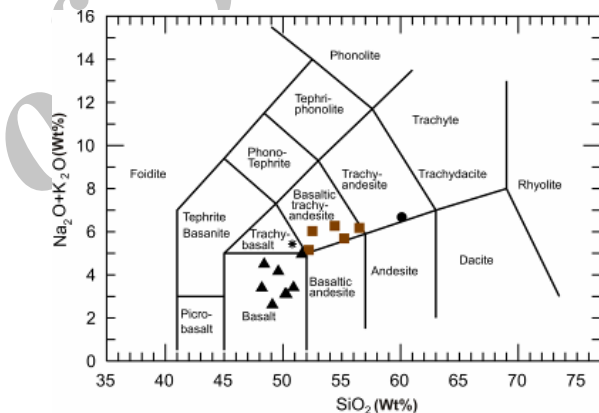
بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Le Bas et al., 1986) اغلب نمونه‌های گدازه در محدوده بازالت و تراکی‌اندزیت بازالتی و تعدادی نیز در محدوده‌های تراکی‌اندزیت و تراکی‌بازالت واقع می‌شوند (شکل ۹). بر اساس نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (Middlemost, 1975): نمونه‌های سنگی،

و به نمودار AFM نیز مشهور است (Rollinson, 1993). بر این اساس گدازه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده مرز سری کلسیمی-قلیایی و سری تولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۱)، به علت غنی‌شدن بازالت‌ها از Fe_2O_3 اکثراً به سمت Fe_2O_3 گرایش یافته‌اند. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود طیف تفریق از سمت بازالت‌ها به سمت تراکی آندزیت به خوبی مشخص است و گرایش گدازه‌ها به سمت Na_2O+K_2O را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین تولیت، کلسیمی-قلیایی و شوشونیت‌ها با استفاده از نسبت‌های Ce/Yb , Ta/Yb (Muller and Groves, 1997) (شکل ۱۲) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. بیشتر گدازه‌های منطقه بازالتی‌اند، بازالت‌ها فراوان‌ترین و اولین سنگ‌های تشکیل‌دهنده پوسته زمین بوده و در همه محیط‌های زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند (Hall, 1996). با تفسیر نمودارهای سری ماگمایی مشخص گردید که گدازه‌های مورد بررسی مربوط به محدوده کلسیمی-قلیایی هستند. در این جا به موقعیت زمین‌ساختی این گدازه‌ها پرداخته می‌شود. با به‌کارگیری نمودار لگاریتمی Zr/Al_2O_3 -

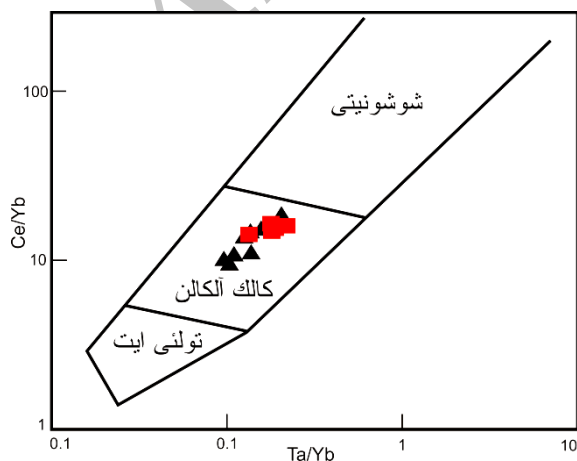
زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه را مشخص کرد. بر اساس این نمودار سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در محدوده مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۱۳). در نمودار $Y/15-La/10-Nb/8$ (Cabanis, 1989) (شکل ۱۴)، سه محدوده مشخص شده است: محدوده ۱- شامل بازالت‌های کمان آتشفشانی، محدوده ۲- بازالت‌های قاره‌ای و محدوده ۳- بازالت‌های اقیانوسی است. تقسیم‌بندی محدوده‌ها به صورت زیر است: 1A، بازالت‌های کلسیمی-قلیایی؛ 1C، تولیت‌های کمان آتشفشانی؛ 1B، منطقه همپوشانی بین 1A و 1C؛ 2A، بازالت‌های قاره‌ای؛ 2B، بازالت‌های حوضه پشت‌کمانی؛ 3A، بازالت‌های قلیایی کافتی بین قاره‌ای؛ 3B و 3C، MORB نوع E (3B غنی‌شده و 3C کمتر غنی‌شده)؛ 3D، MORB نوع N. در این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی کلسیمی-قلیایی واقع می‌شوند. بر اساس نمودارهای محیط زمین‌ساختی، سنگ‌های این منطقه مربوط به کمان آتشفشانی و دارای ترکیب کلسیمی-قلیایی هستند.



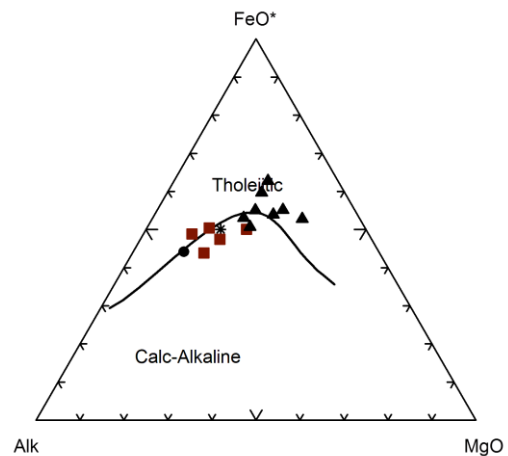
شکل ۱۰- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار راین بر اساس نمودار K_2O-Na_2O (Middlemost, 1975)



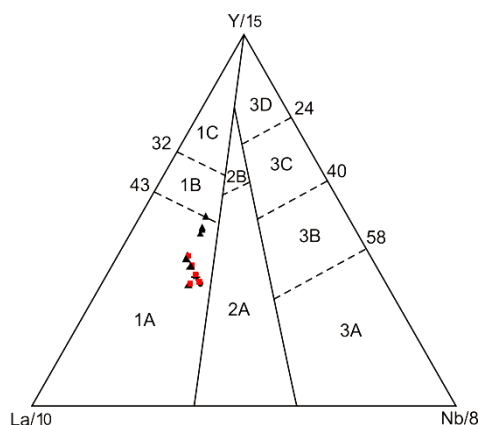
شکل ۹- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار رده‌بندی Le Bas et al., (1986)



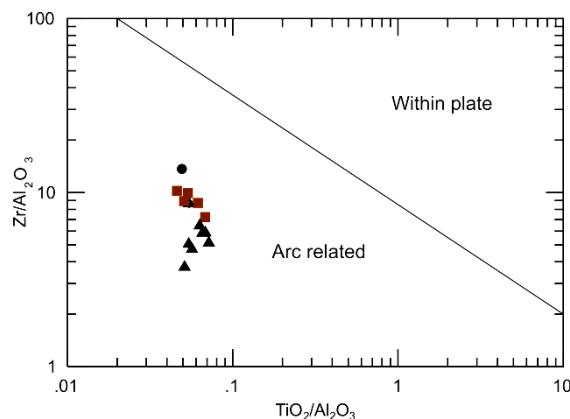
شکل ۱۲- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار راین بر اساس نمودار $Ce/Yb, Ta/Yb$ (Muller, 1997)



شکل ۱۱- تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار راین بر اساس نمودار $Na_2O+K_2O-FeO-MgO$ (Irvine, 1971)



شکل ۱۴- تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار راین با استفاده از نمودار (Cabani, 1989) Y/15-La/10-Nb/8

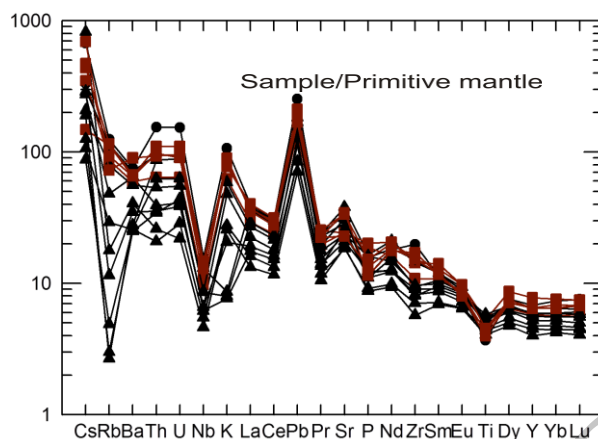


شکل ۱۳- تعیین موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه هزار راین بر اساس نمودار (Muller and Groves, 1997) Zr/Al₂O₃-TiO₂/Al₂O₃

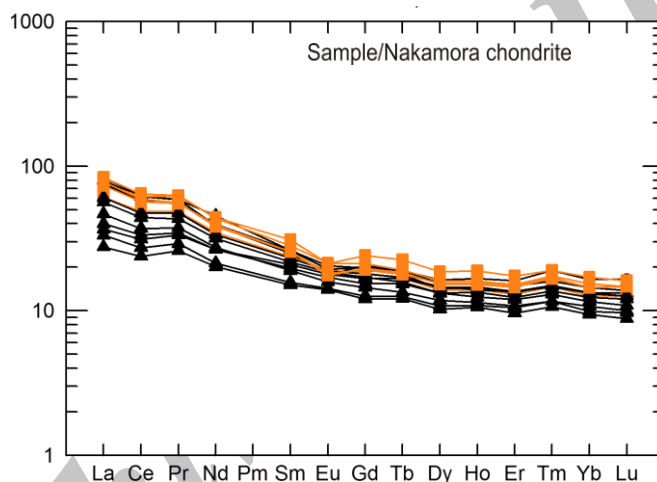
LREE دارد. وجود فقیرشدگی HREE نسبت به LREE در الگوی بهنجار شده این گدازه‌ها را می‌توان در ارتباط با درجات پایین ذوب‌بخشی و برجا ماندن گارنت در باقی‌مانده ذوب در منشأ به‌وجودآورنده آنها دانست (Wittke, 1993; Sun, 1989). زیرا ضرایب جدایش REE در این کانی اختلافات زیادی دارند. بی‌هنجاری منفی Eu در سنگ‌های این منطقه می‌تواند نشان از تفریق بلورهای پلاژیوکلاز در این گدازه‌ها و یا پایین‌بودن فوگاسیته اکسیژن باشد (Taylor and Taylor and McLennan, 1985; Gill, 1981). بی‌هنجاری Eu بر اساس فرمول $Eu/Eu^* = EuN/\sqrt{(SmN)(GdN)}$ از (Taylor and McLennan, 1985) محاسبه شده است (جدول ۳). اگر $Eu/Eu^* > 1$ باشد، بی‌هنجاری Eu مثبت و اگر $Eu/Eu^* < 1$ باشد، بی‌هنجاری Eu منفی است. همان‌گونه که مشاهده می‌کنید (جدول ۳) بی‌هنجاری در این نمونه‌ها منفی است. همچنین وجود بی‌هنجاری منفی Eu در گدازه‌ها نشان از وجود نقش تفریق پلاژیوکلازها در ایجاد این سنگ‌ها دارد (Gill, 1981). درشت بلورهای پلاژیوکلاز در طی تفریق بلورین و تغییر ترکیب شیمیایی نقش دارند و وجود بی‌هنجاری منفی Eu در نمودار عناصر خاکی کمیاب گدازه‌ها بر اساس کندریت نیز تأییدی بر این موضوع است. غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE و مقادیر بالای $(La/Yb)N$ در بازالت‌های منطقه هزار نشان می‌دهد که مذاب به‌وجودآورنده این گدازه‌ها از ذوب بخشی گوشته در محدوده پایداری گارنت به‌عنوان فاز باقیمانده از ذوب در منشأ به جای مانده است (Kay, 1973; Nelson, 1995; VanWestrenen, 2001; Verma, 2006). عنصر La به‌عنوان یک عنصر بسیار ناسازگار، در حین ذوب تحت‌تأثیر کانی‌شناسی گوشته (گارنت و اسپینل) قرار نمی‌گیرند (Aldanmaz, 2000; Dampare, 2008). Hildreth and Moor bath, (1988) تشکیل بازالت‌های با $Yb > 2ppm$ را در محدوده پایداری گارنت می‌دانند. در بازالت‌های این منطقه میزان Yb بیشتر از ۲ است. Yb در گدازه‌ها تحت‌تأثیر کانی‌شناسی موجود در منشأ است (Aldanmaz, 2000; Tielk, 2007). همچنین مقادیر پایین نسبت Al_2O_3/TiO_2 به همراه مقادیر بالای Ba و K_2O مربوط به وجود مقادیر بیشتر گارنت در منشأ آنها یا عمق بیشتر ذوب باشد (Jennr, 1993; Green, 1995; Polat, 1997).

۲-۵- تفسیر نمودارهای عنکبوتی

در شکل ۱۵ نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه (Sun, 1989) بهنجار شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود عنصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی‌شدگی بیشتری دارند و نسبت Ti, Nb نسبت به عناصر مجاور خود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تیتانیوم در سنگ‌های آذرین اصولاً به‌صورت ایلمنیت حضور دارد و می‌تواند جانشین Al در الیوین و دیوپسید شود. Nb عنصری ناسازگار است، این عنصر می‌تواند به مقدار کم جانشین Ti در کانی روتیل شود. باقی‌ماندن چنین فاز دیرگذاری در منبع می‌تواند باعث تهی‌شدگی Nb در ماگماهای مربوط به فرورانش شود. جذب انتخابی بیشتر Nb در شبکه آمفیبول باقی‌مانده، نسبت به فازهای دیگر گوشته‌ای می‌تواند عاملی برای ایجاد بی‌هنجاری منفی این عنصر باشد (Green, 1982). اضافه‌شدن ترکیبات سیال فقیر از Nb و غنی از LILE به گوه گوشته‌ای باعث ایجاد گوشته متاسوماتیزه می‌شود و چنین الگویی در ماگماهای مرتبط با حاشیه همگرای صفحات وجود دارد (Green, 1982; Best, 2003). تهی‌شدگی از Ce می‌تواند به دلیل دگرسانی و اکسایش باشد (Rollinson, 1993). وجود بی‌هنجاری منفی و بی‌هنجاری در Ce در سنگ‌های آذرین یا دگرگونی دگرسان نشده، ممکن است نشانگر دخیل‌بودن مواد با منشأ فوق‌پوسته‌ای و فرورانده‌شده در ناحیه منشأ باشد (Meen, 1990; یعقوب‌پور, ۱۳۸۰). غنی‌شدگی از عناصر Sr, Pb, Cs می‌تواند به دلیل جایگزینی این عناصر با K در کانی‌های پتاسیم‌دار باشد، همچنین Sr جایگزین Ca در کانی‌های کلسیم‌دار نیز می‌شود. Th, U غنی‌شدگی یکسانی دارند که می‌تواند به دلیل جانشینی این عناصر با عنصر K در کانی‌های پتاسیم‌دار باشد. الگوی تغییرات عناصر REE در سنگ‌های بازالتی بهنجار شده براساس کندریت ناکامورا (Nakamura, 1974) در شکل ۱۶ نشان داده شده است. الگوی رسم‌شده برای هر چهار نوع ترکیب سنگی (تراکی‌بازالت، بازالت، تراکی‌آندزیت بازالتی و تراکی‌آندزیت) مشابه هستند که نشان از منشأ یکسان آنها دارد. در هر چهار گروه سنگی درجات بالایی از غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE وجود دارد و عناصر کمیاب سنگین تهی‌شدگی اندکی دارند که در ارتباط با جدایش بلورهای الیوین از ماگما است، زیرا این بلورها در تراکی‌آندزیت به چشم نمی‌خورد و گارنت ضریب نگهداری بالاتری از عناصر HREE را نسبت به



شکل ۱۵- نمودار عنکبوتی مربوط به کمپلکس هزار، هنجارشده نسبت به گوشته اولیه (Sun, 1989)



شکل ۱۶- نمودار بهنجارشده REE گدازه‌های منطقه هزار بر اساس کندریت ناکامورا (Nakamura, 1974)

جدول ۳- محاسبه بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از فرمول Taylor and McLennan, (1985)

| Sample | (Eu) _N | (Sm) _N | (Gd) _N | Eu/Eu* |
|---------|-------------------|-------------------|-------------------|--------|
| HMR-3-2 | 1.37 | 5.05 | 5.66 | 0.26 |
| HMR-6-2 | 1.22 | 3.84 | 4 | 0.31 |
| HR-8-1 | 1.57 | 5.32 | 5.46 | 0.29 |
| HR-11-1 | 1.08 | 3.06 | 3.32 | 0.34 |
| HRM-5-3 | 1.63 | 6.27 | 6.64 | 0.25 |
| HRZ-3-9 | 1.47 | 4.78 | 5.04 | 0.3 |
| HRZ-9-9 | 1.42 | 4.4 | 4.69 | 0.31 |
| HRZ-0-2 | 1.1 | 3.18 | 3.49 | 0.33 |
| HRZ-1-2 | 1.49 | 5.29 | 5.49 | 0.28 |
| HS-2-3 | 1.45 | 4.7 | 4.96 | 0.3 |
| HS-3-10 | 1.37 | 4.24 | 4.6 | 0.31 |
| HS-4-4 | 1.31 | 4 | 4.23 | 0.32 |
| HS-5-3 | 1.35 | 5.19 | 5.4 | 0.25 |
| HS-5-7 | 1.39 | 5.19 | 5.28 | 0.27 |
| HS-9-3 | 1.64 | 5.72 | 5.86 | 0.28 |

rm. Res. 102, P.67-95.

Anderson, A.T., 1984, "Probable relation between plagioclase zoning and magma dynamics Fuego volcano, Guatemala. Am. Mineral", 69, P.660-676.

Best, M., 2003, "Igneous and metamorphic petrology", Black, P.729.

Bonjour, J.L., Dabard, M.P., 1991, "Ti/Nb ratio of clastic terrigenous sediments used as an indicator of provenance", J. Chem. Geol. 91, P.257-267.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989, "Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: Unoutil pour la discrimination crustal", C.R. Acad. Sci. Ser., II, 309, P.2023-2029.

Carn, S.A., Pyle, D.M., 2001, "Petrology and geochemistry of the Longman volcanic field, east Java, Indonesia: Primitive Sunda arc magmas in an extensional tectonic Setting", J. Pet. Vol. 42. Num 9, P.1643-1683.

Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Osae, S., Banoeng-Yakubo, B., 2008, "Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti Volcanic belt, Ghana: Petrogenetic and tectonic setting imply-cation", *Percambrian Res.* 162, P.403-423.

Berberian, M., 1983, "The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", *Canada. J. Sci.*, V. 20, P.163-183.

Dimitrijevic, M.D., 1973, "Geology of Kerman region", *Geol. Surv. Iran, Yu/52*, P.334.

Dobosi, G., Schulz-Giuttler, R., Kurat, G., Kracher, A., 1991, "Pyroxene chemistry and Evolution of Alkali Basaltic Rocks from Burgenland and Styria, Austria", *J. Mineral. Petrol.* 43, P.275-292.

Forster H., Fesefeldt, K., and Kursten, M., 1972, "Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt", *24th. Inter. Geol. Cong.*, P.198-210.

Gill, J.B., 1981, "Orogenic and esites and plate tectonic", *Springer-Verlag, Berlin*. P.390.

Green, T.H., 1982, "Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite", P. 465 in *Thorpe*.

Green, T.H., 1995, "Significance of Nb/Ta as a indicator of geochemical processes in the crust-mantle system", *Chem. Geol.* 120, P.347-359.

Hall, A., 1996, "Igneous petrology", *Second edition, Longman, London*, P.537.

Hass, C.S., Chadam, J., Feinn, D., and Ortoleva, P., 1980, "Oscillatory zoning in plagioclase feldspar", *Science.*, 209: P.272-274.

Hildreth, W., Moorbath, S., 1988, "Crustal contribution to arc magmatism in the Andes Central of Chile", *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, P.455-498.

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: P.523-548.

Jakson, M., 1981, "Basaltic volcanism on the terrestrial planets", P.1200.

نتیجه‌گیری

وسعت کوه هزار ۹۰۰ کیلومتر مربع است و شامل واحدهای گدازه‌ای با ترکیب آندزیت تا بازالت، واحدهای آذرآواری، ماسه‌سنگ‌های آتشفشانی است و همچنین در بخش غربی منطقه سنگ‌های رسوبی مانند آهک و شیل‌های مدادی مشاهده می‌شود. این واحدها در تناوب با یکدیگر تکرار می‌شوند و در بعضی بخش‌ها دایک‌های بازالتی این واحدها را قطع کرده‌اند. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و رده‌بندی TAS (Le Bas, 1986) جریان‌های گدازه‌ای منطقه مورد مطالعه، به چهار گروه تقسیم شده است: بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت بازالتی و تراکی‌آندزیت. بازالت‌ها در نمونه دستی دارای رنگ تیره خاکستری و یا سبز مایل به خاکستری هستند. کانی‌های اصلی دیده‌شده در بازالت‌ها پلاژیوکلازها، پیروکسن و الیون‌های دگرسان‌شده و مهم‌ترین کانی‌های فرعی، کانی‌های مات و آپاتیت هستند. نمودارهای تعیین‌کننده سری ماگمایی، سنگ‌های منطقه را بیشتر در محدوده سری کلسیمی - قلیایی نشان می‌دهد. نمودارهای زمین‌ساختی - ماگمایی سنگ‌های منطقه را در موقعیت کمان آتشفشانی قرار می‌دهد. با بهره‌گیری از نمودارهای عنکبوتی حاصل از بهنجارسازی عناصر جزئی و خاکی کمیاب مشخص شد که گدازه‌های منطقه الگوی موازی و منظمی را نشان می‌دهند که این مسئله بیانگر منشأ مشترک آنها از یک ماگمای گوشته گارنت‌دار است. همچنین غنی‌شدگی قابل توجه از عناصر LIL (عناصر متحرک: Eu, Sr, Ba, K, Rb, Cs) و فراوانی مشخص پایین عناصر HFS (عناصر کم‌متحرک: Ta, Nb, Ti, Zr, Hf, y) در این سنگ‌ها، همراه با استفاده از نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی، مبین تشکیل آنها در محیط کمان آتشفشانی است. با توجه به سن این گدازه‌ها چنین نتیجه‌گیری می‌شود که این گدازه‌ها بایستی در ارتباط با فرورانش اقیانوس نوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان ائوسن ایجاد شده باشند.

مراجع

- آقائباتی، ع. ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۴۰ صفحه.
- سبزه‌ئی، م. ۱۳۶۳، "پایانی بر افسانه‌ی فرورانش (Subduction) در ایران، نمونه‌ی اختصاصی فرورانش در استعداد زون شکستگی زاگرس" چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹ صفحه.
- کریم‌پور، م. ۱۳۷۲، "پترولوژی و سنگ‌های آذرین و کانسارهای ماگمایی" انتشارات مشهد، ۳۴۳ صفحه.
- معین وزیری، ح.، احمدی، ع. ۱۳۸۳، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین" انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۴۴ صفحه.
- مر، ف. شرفی، ا. ۱۳۷۳، "اصول ژئوشیمی" انتشارات دانشگاه شیراز، ۱۶۶ صفحه.
- یعقوب‌پور، ع. ۱۳۸۰، "کانی‌های خاک‌های کمیاب" مرکز نشر دانشگاهی تهران، ۴۱۲ صفحه.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000**, "Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey", *J. Volcanol. Geothe-*

- Jennr, G.A., Foley, S.F., Jackson, S.E. Green, T.H., Fryer, B.J., Longerich, H.P., 1993**, "Determination of partition coefficients for trace element in high pressure-temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICP-MS)", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, P.5099-5103.
- Kay, R.W., Gast, P.W., 1973**, "The rare earth content and origin of alkali-rich basalts", *J. Geol.* 81, P.653-682.
- Kuritani, T., 1999**, "Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri volcano, northern Japan", *J. volcano. Geotherm. Res.* 88, P.77-97.
- Le Bas M.J. Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanetti, B., 1986**, "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", *J. Petrol.* 27, P.745-750.
- Lipman, P.W., Anks, N.G., Rhodes, J.M., 1985**, "Degassing induced crystallization of basaltic magma and effects on Lava rheology", *Nature*. 317, P.604-607.
- Loomis, T.P., Welber, P.W., 1982**, "Crystallization processes in the compositional zoning of plagioclase", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: P.230-239.
- Meen, J., 1990**, "Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and laramide granitoids, southwestern Montana, U.S.A. J. chem", *Geol* 81, P.191-207.
- Middlemost, E.A.K., 1975**, "The basalt clan", *Earth Sci. Rev* 11, P.337-364.
- Muller, D. and Groves, D.I., 1997**, "Potassic igneous and associated gold-copper mineralization", *Springer-verlage*, P.241.
- Nakamura, N., 1974**, "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites *Geochim. Cosmochim.*, Acta, P.38-757-775.
- Nelson, S.A., Gonzalez-Caver, E., Kyser, T.K., 1995**, "Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico", *Contrib Mineral petrol*, 122, P.191-211.
- Polat, A., Kerrich, R., Casey, J.F., 1997**, "Geochemistry of Quaternary basalt erupted along the east Anatolian and Dead Sea fault zones of southern Turkey: implication for mantle sources", *Lithos*. 40, P.55-68.
- Price, R.C., Gray, C.M., Wilson, R.E., Frey, F.A., Taylor, S.R., 1991**, "The effect of weathering on rare earth element, Y and Ba abundances in Tertiary bary basalts from southeastern Australia", *J. Chem. Geol* 93, P.245-265.
- Rollinson, H., 1993**, "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, interpretation. Longman", *Sngapor*, P.352.
- Schroeder, J. W., 1944**, "Essai sur la structure de l'Iran", *Eclog. Geol. Helv.*, V. 37, No.1, P. 37-81.
- Shelley, D., 1993**, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", *Chapman & Hall, University press, Cambridge, Great Britain*, P.445.
- Siegel, F.R., 1979**, "Review of research on modern problems in geochemistry unesco": *Earth sciences/No.16*, P.290.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989**, "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.* 42, P.313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985**, "The continental crust, its composition and evolution", *Blackwell scientific Publication, Oxford*. P.312.
- Tielk, J., Kastl, B., Otgonhuu, J., 2007**, "Genesis and evolution of Tertiary lavas of the central Hangay mountains, Mongolia", *Zoith Annual Keck Symposium; http://keck.wooster.edu/publications*. P. 215-217.
- Tsuchiyama, A., 1985**, "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites", *Contrib. Mineral. Petrol* 89, P.1-16.
- Van Westrenen, W., Blundy, J.D., Wood, B.J., 2001**, "High field strength element/rare in earth", *P.* 412.
- Vance, J.A., 1961**, "Polysynthetic twinning in plagioclase", *Am. Min.*, 46, P.1097-119.
- Verma, S.P., 2006**, "Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas Volcanic field, Mexico", *J. Earth Sci.*, 95, P.788-901.
- Wilson, M., 1991**, "Igneous petrogenesis", *Harpercollins Academic, UK*. P.466.
- Wittke, J.H., Mack, L.E., 1993**, "OIB-like mantle source for continental alkaline rock of the Bacones province, Texas: trace elements and isotopic evidence", *J. Geology.*, 101, P.333-344.