

## مروری بر ماگماتیسم پالئوزوئیک در بخشی از ایران مرکزی

فریمه آیتی<sup>۱</sup>، موسی نقره ئیان<sup>۲</sup>، محمود خلیلی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، شهرکرد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

(دریافت مقاله: ۸۸/۸/۷، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۲۴)

**چکیده:** برای بررسی ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزوئیک در ایران مرکزی، برنوردهای آتشفشانی مناطق ابیانه، زفره-باقرآباد و دالمه برای و با مناطق مشابهی همچون جهق و پل خواند مقایسه شدند. افق‌های آتشفشانی که طی چند فاز پیاپی فوران کرده‌اند، به صورت جریانی از گدازه با ساخت توده‌ای و بالشی و به صورت میان لایه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها و رسوب‌های کربناتی رخمون دارند. نمودارها و شواهد مختلف حاکی از ماهیت انتقالی ماگما (تولیتی با گرایش به سمت قلبایی) و جایگاه تشکیل درون صفحه‌ای قاره‌ای است که با وجود حرکت‌های کششی در ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک سازگار است. پیدایش سنگ‌های نفوذی کربونیفر در باقرآباد و زفره شواهدی از رخداد ضعیف ماگماتیسم ناشی از حرکت‌های محلی کششی-فشاری در صفحه‌ای ایران مرکزی است. در مقیاس جهانی این حرکت‌ها با کوهزایی هرسی نین قابل مقایسه است.

**واژه‌های کلیدی:** ماگماتیسم، پالئوزوئیک، ایران مرکزی.

### روش بررسی

بررسی‌های زمین‌شناسی مناطق مورد نظر شامل بررسی‌های صحرائی، سنگ‌نگاشتی، آنالیزهای XRF و ICP-MS (دانشگاه اصفهان و آزمایشگاه Amdel استرالیا) و آنالیزهای ریز پردازشی (دانشگاه اکلاهما سیتی آمریکا) است. داده‌های شیمیایی نمونه‌ها روی نمودارهای مختلف پردازش و نتایج حاصل با یکدیگر مقایسه شدند. داده‌های به کار رفته در این پژوهش از منابع [۸، ۹، ۴۹] گرفته شده‌اند.

### زمین‌شناسی مناطق مورد بررسی

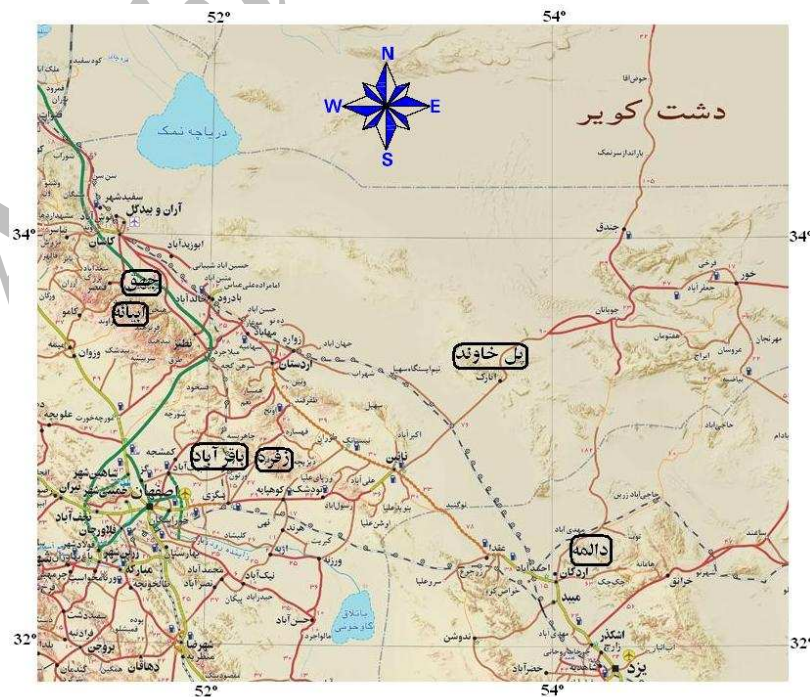
منطقه‌ای ابیانه (سُه) در جنوب کاشان و در ۱۴۰ کیلومتری شمال اصفهان در گستره‌ی طول‌های جغرافیایی ۱۹°، ۵۱° و ۵۰°، ۵۱° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°، ۳۸° و ۳۳°

### مقدمه

اطلاعات پیرامون ماگماتیسم پالئوزوئیک در صفحه‌ای ایران به دلیل گسترش کم آن ناچیزند. شاید فقدان نسبی سنگ‌های نفوذی پالئوزوئیک ناشی از تشدید فعالیت‌های کافتی درون قاره‌ای در ایران باشد. به منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در گستره‌ی ایران مرکزی، برنوردهای این سنگ‌ها در منطقه‌ی ابیانه، زفره-باقرآباد و دالمه بررسی و با مناطق مشابهی چون جهق و پل خواند (شکل ۱) مقایسه شدند. بررسی و مقایسه‌ی سنگ‌شناسی بازالت‌های پالئوزوئیک در این مناطق، می‌تواند مکمل اطلاعات موجود در خصوص سرگذشت زمین‌شناسی و رژیم زمین‌ساختی - ماگمایی حاکم بر ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک باشد.

سلطانیه (اینفراکامبرین) و سازند میلا جای گرفته‌اند (شکل ۲). آتشفشانی‌ها به صورت جریان‌های از گدازه‌ی تیره رنگ با بافت افانتیک، ساخت توده‌ای و بالشی به چشم می‌خورند. وجود ساخت بالشی و بادامکی نشانگر تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی است. همزمانی آتشفشانی‌ها با رسوبها (شکل ۳) حاکی از وجود حرکت‌های کششی است که نمودی از عملکرد جنبش‌های کوهزایی و زمین‌ساختی کالدونین در ایران است. آثار دگرگونی ضعیف در همه‌ی سنگ‌های آتشفشانی سیلورین وجود دارد که به احتمال نتیجه‌ی عملکرد فاز کالدونین است، هرچند حرکت‌های جوان‌تر نیز موثر بوده‌اند. حرکت‌های کالدونین در ایران از نوع خشکی‌زایی است [۲]. در این مرحله بخش بزرگ ایران از آب خارج بوده است در صورتی که در ایران مرکزی و درسیلورین پسین و دونین پیشین، رسوب‌های ماسه سنگی سرخ و ژئیس (سازند پادها) برجای گذاشته شده است. همزمان با به وجود آمدن خشکی کالدونین ایران در سیلورین، فاز انبساطی و کششی وابسته به رخداد کالدونی در شرق و شمال شرق و بخشی از مرکز ایران، باعث به وجود آمدن شکاف‌هایی شد که روند آن‌ها شمال غربی - جنوب شرقی است. به این ترتیب سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط که در ناحیه‌ی رباط قره بیل، خاور سمنان، جنوب کاشان و نیز ازبک کوه و انارک وجود دارند تشکیل شده‌اند [۳].

شمالی قرار دارد. بخش بزرگ سنگ‌های آتشفشانی که در این منطقه گسترش دارند به سنگ‌های آذرآواری ائوسن با ترکیب عمومی توف، توف آندزیتی، داسیت، ریوداسیت، توف برشی و لاپیلی وابسته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن از توف و گدازه-های داسیتی که روی رسوب‌های الیگومیوسن قرار گرفته‌اند شروع شده و به گدازه‌های آندزیتی که به آخرین فعالیت آتشفشانی ناحیه وابسته‌اند ختم می‌شوند [۱]. در زمان پلیوسن، منطقه‌ی سه و نواحی مجاور آن شاهد یک فعالیت شدید آتشفشانی همراه با تزریق ماگمای اسیدی (توده‌ی گراندیوریتی قهرود) بوده است. بخش دیگر سنگ‌های آتشفشانی منطقه با گستردگی کمتر، بین رسوب‌های پالئوزوئیک پراکنده است. این سنگ‌های بازالتی به شدت دگرسان شده‌اند. در کل بیشتر روانه‌های آتشفشانی پالئوزوئیک فرسایش یافته‌اند و اگر آثاری از گدازه‌ها باقی مانده باشد، یا با رسوب‌های جوانتر پوشیده شده و یا پدیده‌ی دگرسانی در آنها به حد زیادی پیشرفت کرده است. سنگ‌های بازالتی در سازند کهر قدیمی‌ترین فعالیت آتشفشانی منطقه را نشان می‌دهد. دومین فعالیت در دوران اول با سنگ‌های بازالتی مشخص می‌شود. سنگ‌های اخیر با سن حدود ۴۵۸ میلیون سال [۱] به صورت لایه در شروع سازند نیور (سیلورین) قرار گرفته و یا به صورت افق‌های آتشفشانی بین رسوب‌های ماسه‌سنگی و دولومیت‌های



شکل ۱ موقعیت مناطق مورد بررسی روی نقشه‌ی راه‌های ایران (مقیاس ۱/۳۰۰۰۰۰).



شکل ۲ برون ریزی مواد آتشفشانی سیلورین روی کربنات سازند میلا.



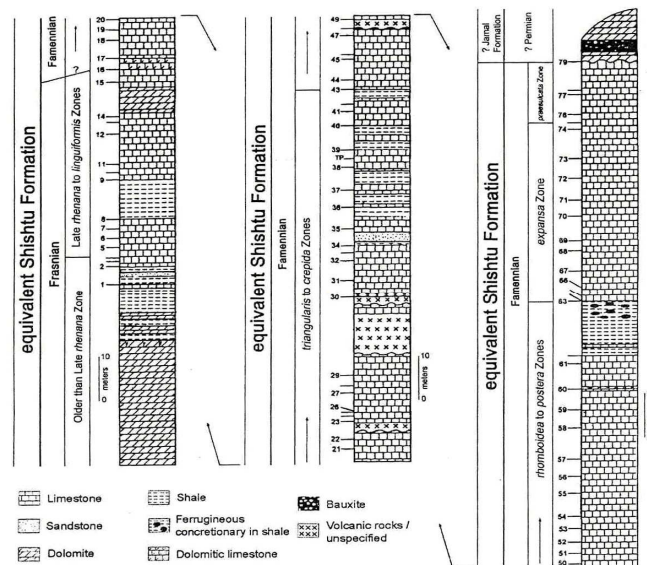
شکل ۳ افق های آتشفشانی وابسته به هم در قاعده رسوب های سازند نیور.

کرده‌اند درحالی‌که در سنگ‌های رسوبی پرمین روی آن‌ها اثری از این توده‌ها دیده نمی‌شود بلکه با رسوب‌های پرمین به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند و این حاکی از حضور حرکت‌های هرسی‌نین در این بخش از ایران مرکزی است. دمای ماگمای نفوذی تقریباً در همه جا به صورت دگرگونی مجاورتی ضعیف ولی واضح در سنگ‌های رسوبی همراه، قابل رویت است که با تبلور و مرمری شدن کربنات‌ها جلوه می‌کند. گاهی قطعات آهکی مرمری شده در توده‌های نفوذی مشاهده می‌شوند. دیگر منطقه‌ی مورد بررسی، منطقه‌ی دالمه در ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اردکان یزد (با عرض جغرافیایی ۳۲°۴۱' شمالی و طول جغرافیایی ۵۴°۲۵' شرقی) است، در این منطقه سنگ‌های پرکامبرین متشکل از فیلیت - میکاشیست و گنیس وابسته به سازند تاشک بیرون زدگی دارند. سنگ‌های یاد شده قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه‌اند [۵]. روی سنگ‌های یاد شده، سری ریزو قرار دارد که مخلوطی از سنگ‌های دولومیت سلطانیه، گچ و ریولیت است. روی آن‌ها پس از یک نبود چینه‌شناسی از اردوئین تا دونین میانی، یک سری رسوبی متشکل از آهک، دولومیت، شیل و ماسه سنگ قرار می‌گیرند که معادل سازند شیشتو در شرق ایران در نظر گرفته می‌شود. سری رسوبی آخر دقیقاً بررسی و به صورت نمودار ستونی نمایش

زفره و باقرآباد: در مناطق شمال و شمال شرقی اصفهان رسوب-های دونین با گسترش زیاد، قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه راتشکیل می‌دهند. از مناطق مورد بررسی، یکی در ۵ کیلومتری جنوب غربی دهکده زفره (با عرض جغرافیایی ۳۲°۵۴' شمالی و طول جغرافیایی ۱۷°۵۲' شرقی) و ۶۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان و دیگری در غرب دهکده باقر آباد، در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی اصفهان (با عرض جغرافیایی ۳۲°۵۰' شمالی و طول جغرافیایی ۵۹°۵۱' شرقی) قرار دارند. در هر دو منطقه، کوارتزیت‌های روشن معادل سازند پادها در قاعده و سازند بهرام شامل آهک و دولومیت‌های تیره روی آن‌ها قرار گرفته‌اند. این سنگ‌های کربناتی با یک دنباله-ی رسوبی شامل شیل، آهک و مارن پوشیده شده‌اند (معادل سازند شیشتو در شرق ایران با سن دونین فوقانی تا کربونیفر تحتانی). با نبود چینه‌شناسی در کربونیفر، رسوب‌های پرمین به صورت هم شیب روی سازند شیشتو قرار گرفته‌اند. نبود چینه‌شناسی یاد شده بین دونین فوقانی و پرمین ناشی از حرکت‌های اپیروژنی تحت تاثیر ذوب یخ‌ها در کربونیفر فوقانی است [۴]. رگه‌ها و توده‌های نفوذی کوچکی (سنگ‌های بازی هیپ آبیسال) با ترکیب گابرو تا دیوریت در هر دو ناحیه مشاهده می‌شود که در سنگ‌های رسوبی دونین فوقانی نفوذ

افق آتشفشانی نامبرده که به شدت دگرسان شده‌اند به موازات لایه‌بندی بوده و در برخی از آن‌ها ساخت بالشی به طور کاملاً واضح قابل تشخیص است. همچنین تأثیر گرمای ماگما در لایه کربناتی زیرین کاملاً مشخص بوده که باعث تشکیل لایه نازک مرمر شده است درحالی‌که در لایه‌های رویی اثری از آن مشاهده نمی‌شود. حضور ساخت بالشی و وجود بافت بادامکی دلیلی بر رخداد آتشفشان زیردریایی همزمان با رسوبگذاری است. افق-های پنجگانه فعالیت‌های آتشفشانی در دامنه که همزمان با رسوب‌های کربناتی دونین پسین است و نفوذ ماگمای کربونیفر در این رسوب‌ها نشان دهنده حرکت‌های ضربه‌ای کششی - فشارشی در پوسته‌ی ایران زمین است و در مقیاس جهانی این حرکت‌های با رخداد فاز کوهزایی هرسی نین در ایران قابل مقایسه است. تکرار روانه‌های بازالتی می‌تواند نشان‌دهنده تکرار فازهای کششی باشد.

داده شده است (شکل ۴). به طوریکه از این نمودار ستونی برداشت می‌شود، ۵ افق بازالتی بین رسوب‌های یاد شده قابل تشخیص‌اند (شکل ۵). سن این آتشفشان‌ها به کمک کنودونت-های موجود در سنگ‌های کربناتی همراه، فامنین زیرین تامیانی تشخیص داده شده است [۶]. اولین و دومین افق آتشفشانی به ترتیب با ضخامت ۱/۸ و ۸/۸ متر و سومین و چهارمین افق که با یک نوار نازک آهکی به ضخامت ۷/۲ متر از هم جدا شده‌اند، به زمان فامنین تحتانی وابسته‌اند. آخرین افق آتشفشانی با ۲ متر ضخامت دارای سن فامنین است. بنابر بررسی‌های تحقیقات [۶]، ماگماتیسیم هرسی نین در سازند بهرام به صورت همزمان و ضربه‌ای عمل کرده است، به طوریکه به صورت ۵ مرحله‌ی آتشفشانی زیردریایی به ضخامت تقریباً یکسان حین رسوبگذاری به جای گذاشته شده است و نشان دهنده‌ی سن قدیمی‌تر آتشفشان اردکان نسبت به زفره است، هر چند که هر دو به فاز هرسی نین نسبت داده می‌شود. تمام ۵



شکل ۴ نمودار ستونی منطقه‌ی دامنه [۶].



شکل ۵ قرار گیری پی در پی مواد آتشفشانی (افق اول و دوم) با لایه‌های رسوبی دونین در منطقه.

### سنگ نگاری

سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از نوع بازالت و بازالت آندزیتی با بافت‌های پورفیری، اینترسرتال، میکرولیتیک و بادامکی هستند. نمونه‌ها حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیون همراه با آثاری از کلینوپیروکسن‌اند. این بلورها در خمیره‌ای متشکل از پلاژیوکلاز و مقادیری کانی‌های ثانوی از نوع کربنات، کلریت و اکسید آهن قرار گرفته‌اند. کانی‌های کدر مانند مگنتیت، هماتیت و ایلمنیت و کانی‌های کلسیت، کوارتز، زئولیت و کلریت به عنوان کانی‌های ثانوی و به صورت پرکننده‌ی درز و شکستگی-ها مشاهده می‌شوند. کانی مهم تشکیل دهنده‌ی بازالت‌ها، پلاژیوکلاز با بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است (فنوکریست و میکرولیت). پلاژیوکلازهای کلسیک کم و بیش سوسوریتی شده‌اند. تعدادی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌ی تحلیل رفته و گرد شده‌اند. گرم شدن پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر از دمای خط گذار باعث حل شدن این فنوکریست‌ها و گرد شدن آنها می‌شود. این حالت یا تحت تاثیر کاهش ناگهانی فشار و یا در اثر اختلاط ماگمایی رخ می‌دهد. به علت عدم وجود شواهدی مبنی بر رخداد اختلاط ماگمایی، کاهش فشار هنگام خروج ماگما را می‌توان عامل ایجاد این حاشیه‌های گرد شده در نظر گرفت. حضور فلدسپات‌های سدی تازه تشکیل، و نیز حضور کانی‌های آبدار همچون کلریت و اپیدوت حاکی از رخداد اسپیلیتی شدن است. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل الیون بدون حاشیه‌ی واکنشی که از ویژگی‌های بازالت‌های قلیایی است و می‌توان **ایدنگسیتی** شدن را در آنها مشاهده کرد در مقاطع به چشم می‌خورند. فنوکریست‌های پیروکسن به صورت منشورهای کوتاه، شکل‌دار تا نیمه‌شکل به رنگ سبز روشن مایل به زرد و به تعداد محدود مشاهده می‌شوند. تعدادی از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن اورالیتی شده‌اند که حضور آمفیبول سبز همراه با کلریت و اپیدوت محصول این نوع دگرسانی است. آتشفشان‌های مورد بررسی خصوصاً در مناطق ابیانه، دالمه و پل خاوند در تناوب با رسوب‌ها و نوارهایی از ماسه سنگ و آهک‌های ماسه‌ای هستند. از آنجا که کنگلومراها و ماسه سنگ‌ها در محیط‌های دریایی با عمق کم و شیل‌ها و آهک‌ها در محیط‌های دریایی با اعماق بیشتر تشکیل می‌شوند، جنس رسوب‌هایی که در لابه‌لای بازالت‌های یاد شده دیده می-

جهق: در منطقه‌ی جهق (با طول جغرافیایی  $31^{\circ} 51'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $41^{\circ} 33'$  شمالی) قدیمی‌ترین واحد شامل دولومیت‌های زرد آجری و شیل‌های ماسه‌ای سبز رنگ با شیستوزیته محلی و گاهی دگرسان است که در هسته‌ی مرکزی تاقیس جهق دیده می‌شوند. این واحد با سنگ‌های آتشفشانی پوشیده شده است. بر اساس دنباله‌های چینه شناسی [۷] این واحد به اردوویسین وابسته است. رخنمون سنگ‌های سیلورین در قهرو و جهق شامل واحد آتشفشانی در قاعده و ماسه سنگ سرخ با ضخامت ناچیز در بخش فوقانی بوده که با یکدیگر سازند نیور را می‌سازند. آتشفشان‌های قاعده-ی سیلورین در این منطقه مورد بررسی قرار گرفته است [۸]. این واحد به تدریج به سازند پادها تبدیل شده است. و بالاخره به سازند بهرام تبدیل می‌شود. روی این سازند، دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیتی، سیلیسی شده که معادل سازند جمال (پرمین بالایی) است، قرار گرفته است. گسترش این سازندها در جنوب دره‌ی ابیانه بیشتر است و دنباله‌ی و توالی نسبتاً خوبی دارد. آتشفشان‌های جهق به صورت توده‌ای با ستبرای زیادند و دارای ساخت توده‌ای، ستونی و گاهی بالشی هستند. به طور کلی سنگ‌های منطقه‌ی جهق بازی تا نیمه بازی بوده و بر اساس بررسی‌های سنگ نگاشتی می‌توان آنها را در سه دسته‌ی تراکی بازالت الیون‌دار، تراکی آندزیتی بازالت و آندزیتی بازالت رده‌بندی کرد [۸]. دیگر منطقه‌ی مورد بررسی، منطقه‌ی انارک (پل خاوند) در شمال شرقی شهرستان نایین است (با عرض جغرافیایی  $18^{\circ} 33'$  شمالی و طول جغرافیایی  $41^{\circ} 53'$  شرقی). بازالت‌های موجود در منطقه‌ی پل خاوند (کوه عبدالحسین) که مورد بررسی‌های سنگ‌شناختی قرار گرفته است [۹] دارای ضخامت ۱۰۰-۱۲۰ متر است و در تناوب با ماسه سنگ‌های کوارتزی قرار گرفته‌اند. این تناوب ۹ مرتبه تکرار شده است. این واحد سنگی همراه با ماسه سنگ‌ها جزء سازند پادها محسوب می‌شوند که بین دو سازند نیور و سیبزار واقع شده‌اند. در کوه عبدالحسین دنباله‌ی نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک از اردوویسین تا پرمین مشاهده می‌شود [۹]. سن این واحد سنگی با توجه به قرار گرفتن آن بین سازند نیور (سیلورین) در پایین و سازند سیبزار (دونین میانی) در بالا، دونین زیرین است.

عنوان وسیله‌ای برای شناسایی محیط پارینه زمین ساخت ماگمای خروجی و تشخیص نوع ماگمای مادر به کار برده می‌شود [۱۰]. نتایج آنالیز ریز پردازشی گروهی از پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آمده‌اند. شکل ۶ [۱۱] نشان‌دهنده ترکیب اوزیت برای پیروکسن‌هاست. در نمودار  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  [۱۲] بیشتر نمونه‌های مورد بررسی در میدان شبه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۷). در شکل ۸ و ۹ [۱۳، ۱۲] نمونه‌های مورد نظر در گستره‌ی تولییتی قرار گرفته‌اند. نمودار ۱۰ بازالت‌های قلیایی، تولییت‌ها و بازالت‌های آهکی - قلیایی را از هم جدا می‌کند [۱۴]. در این نمودار نمونه‌ها به سمت قلیایی تمایل بیشتری نشان می‌دهند. بر پایه بررسی‌های انجام شده، بازالت‌های مناطق مورد بررسی را می‌توان جزء سری دگرگونی (تولییتی با تمایل به سمت قلیایی) در نظر گرفت.

شوند (ماسه سنگ) یک محیط رسوبی کم ژرفا و یا دریاچه‌ای را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی رسوب‌های آواری، به ویژه ماسه سنگ‌ها به خاستگاه و موقعیت زمین ساختی آنها بستگی دارد. آثاری از کانی‌های سنگین همچون زیرکن و تورمالین همراه با فلدسپات‌های پتاسی سرسیتی شده در مقاطع ماسه‌سنگی به چشم می‌خورند که سرشتی ماسه سنگ‌های مربوط به نواحی ریفتی درون قاره‌ای است. کانی شناسی رسوب‌های آواری، حضور افق‌های آتشفشانی و میان‌لایه‌بودن آتشفشانی‌هایی با رسوب‌ها، نشان از محیط ریفتی و وجود حرکت‌های کششی است.

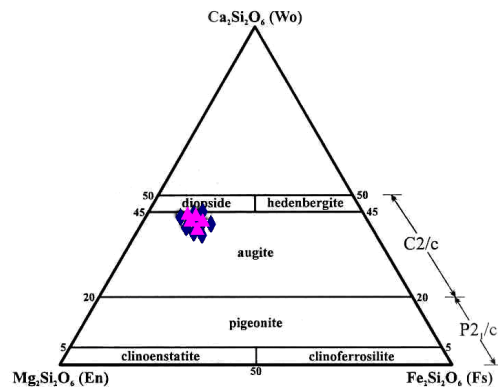
### شیمی پیروکسن

ترکیب پیروکسن در سنگ‌هایی که دستخوش دگرگونی با درجه‌ی پایین شده‌اند چندان تغییر نمی‌کند و شیمی آن به

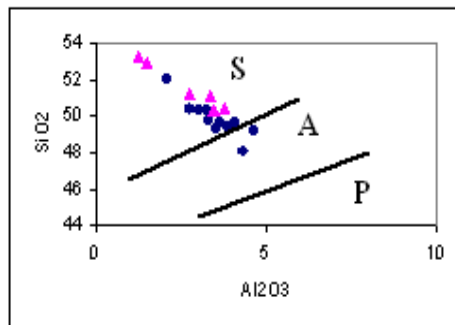
جدول ۱. نتایج آنالیز ریز پردازشی چند درشت بلور کلینوپیروکسن در ولکانیک‌های مناطق مورد بررسی (A: ابیانه، P: پل خوانند)

PX	درصد وزنی										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Tot
Px-A1	۴۹٫۳۳	۱٫۱۹	۳٫۵۶	۳٫۹۶	۲٫۹	۰٫۱۲	۱۵٫۷۶	۲۱٫۵۷	۰٫۲۸	۰	۹۸٫۶۸
Px-A2	۴۹٫۷۴	۱٫۰۵	۳٫۳	۳٫۱۴	۳٫۰۱	۰٫۱	۱۶٫۲۶	۲۱٫۱۴	۰٫۲۷	۰	۹۸
Px-A3	۵۰٫۳۱	۰٫۹۶	۳٫۰۶	۲٫۶	۳٫۶۲	۰٫۱۳	۱۶٫۱۳	۲۱٫۳۵	۰٫۲۵	۰	۹۸٫۴۳
Px-A4	۵۰٫۴۱	۰٫۸۶	۲٫۷۴	۳٫۴۸	۲٫۸۸	۰٫۱۲	۱۶٫۴۸	۲۱٫۴	۰٫۲۵	۰	۹۶٫۷
Px-A5	۴۹٫۳۳	۱٫۵۳	۴٫۶۳	۳٫۶۴	۴٫۷۸	۰٫۱۳	۱۵٫۵	۲۰٫۵۷	۰٫۲۹	۰	۹۹٫۲۷
Px-A6	۴۹٫۲۲	۰٫۷	۲٫۰۸	۰٫۰۷	۵٫۷	۰٫۱۳	۱۶٫۴۲	۲۰٫۹۸	۰٫۲	۰	۹۸٫۲۸
Px-A7	۵۲٫۵۳	۰٫۶۶	۱٫۸۳	۰	۵٫۸۲	۰٫۱۴	۱۶٫۹۳	۲۰٫۴۶	۰٫۲۱	۰	۹۸٫۵۸
				FeO*							
Px-p1	۵۳٫۲۷	۰٫۷۵	۱٫۲۶	۹٫۸۲		۱۶٫۰۳	۱۸٫۷۵	۰٫۳۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۱۰۰٫۵۴
Px-p2	۵۱٫۲۱	۰٫۹۵	۲٫۷۸	۷٫۸۶		۱۵٫۹۸	۱۸٫۸۱	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۹۸٫۸۴
Px-p3	۵۲٫۹۶	۰٫۵۱	۱٫۵	۷٫۷۳		۱۷٫۳۳	۱۸٫۱۲	۰٫۲۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۹۹٫۲۲
Px-p4	۵۱٫۱۷	۱٫۰۱	۳٫۳۸	۹٫۱۶		۱۳٫۸۱	۲۰٫۷۷	۰٫۳۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۱۰۰٫۰۲
Px-p5	۵۰٫۴۵	۱٫۰۳	۳٫۷۸	۹٫۲		۱۳٫۶۵	۲۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۹۹٫۲۹
Px-p6	۵۰٫۲۶	۱٫۹۲	۳٫۴۸	۸٫۲۹		۰٫۱۶	۱۴٫۴۵	۲۰٫۷۳	۰٫۳۷	۰٫۰۱	۹۹٫۸۵

PX	تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۶ اکسیژن										
	Si	Ti	Al <sub>IV</sub>	Al <sub>VI</sub>	Fe <sup>3+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	Mn	Mg	Ca	Na	Tot
Px-A1	۱٫۸۳	۰٫۰۳۳	۰٫۱۵۷	۰	۰٫۱۱۱	۰٫۰۹۱	۰٫۰۰۴	۰٫۸۷۷	۰٫۸۶۳	۰٫۰۲۱	۴
Px-A2	۱٫۸۶۳	۰٫۰۳۰	۰٫۱۳۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۸۸	۰٫۰۹۴	۰٫۰۰۳	۰٫۹۰۸	۰٫۸۵۸	۰٫۰۲	۴
Px-A3	۱٫۸۷	۰٫۰۲۷	۰٫۱۲۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۷۳	۰٫۱۱۳	۰٫۰۰۴	۰٫۸۹۸	۰٫۸۵۴	۰٫۰۱۸	۴
Px-A4	۱٫۸۷	۰٫۰۲۴	۰٫۱۲	۰	۰٫۰۹۷	۰٫۰۹	۰٫۰۰۴	۰٫۹۱۴	۰٫۸۵۶	۰٫۰۱۸	۴
Px-A5	۱٫۸۲۹	۰٫۰۴۳	۰٫۱۷۱	۰٫۰۳۲	۰٫۰۷۴	۰٫۱۴۸	۰٫۰۰۴	۰٫۸۵۹	۰٫۸۱۹	۰٫۰۲۱	۴
Px-A6	۱٫۹۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵۹	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰۲	۰٫۱۷۶	۰٫۰۰۴	۰٫۹۱۳	۰٫۸۳۹	۰٫۰۱۵	۴
Px-A7	۱٫۹۵	۰٫۰۱۹	۰٫۰۵۰	۰٫۰۳۰	۰	۰٫۱۸۱	۰٫۰۰۴	۰٫۹۳۷	۰٫۸۱۴	۰٫۰۱۵	۳٫۹۹
			Al								
Px-p1	۱٫۹۷	۰٫۰۲		۰٫۰۶	۰	۰٫۲	۰٫۰۱	۰٫۸۸	۰٫۷۴	۰٫۰۲	۴
Px-p2	۱٫۹۱	۰٫۰۳		۰٫۱۲	۰	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۰٫۸۹	۰٫۷۵	۰٫۰۲	۴
Px-p3	۱٫۹۶	۰٫۰۱		۰٫۰۷	۰	۰٫۲۴	۰٫۰۱	۰٫۹۶	۰٫۷۲	۰٫۰۲	۴٫۰۱
Px-p4	۱٫۹۱	۰٫۰۳		۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰٫۲۸	۰٫۰۱	۰٫۷۷	۰٫۸۳	۰٫۰۳	۴٫۰۲
Px-p5	۱٫۸۹	۰٫۰۳		۰٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۲۸	۰٫۰۱	۰٫۷۶	۰٫۸۲	۰٫۰۳	۴٫۰۱
Px-p6	۱٫۸۷	۰٫۰۵		۰٫۱۵	۰٫۰۲	۰٫۲۴	۰٫۰۱	۰٫۸	۰٫۸۳	۰٫۰۳	۵

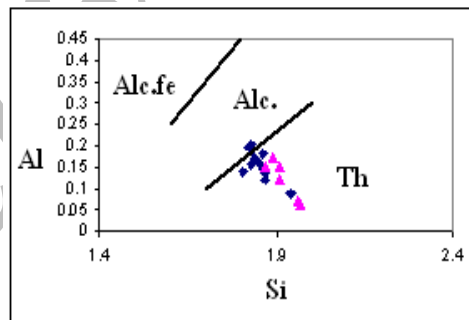


شکل ۶ نمودار مثلثی  $CaSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$  [۱۱].



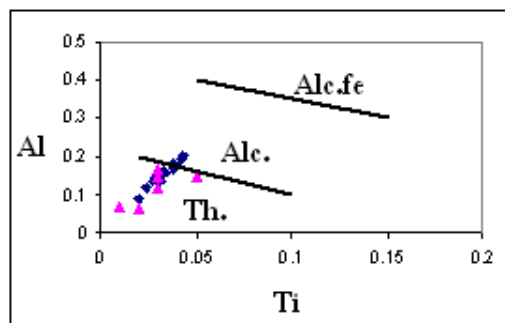
شکل ۷ تصویر ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار  $SiO_2/Al_2O_3$  [۱۲]

S: subalkaline, A: alkaline, P: peralkaline

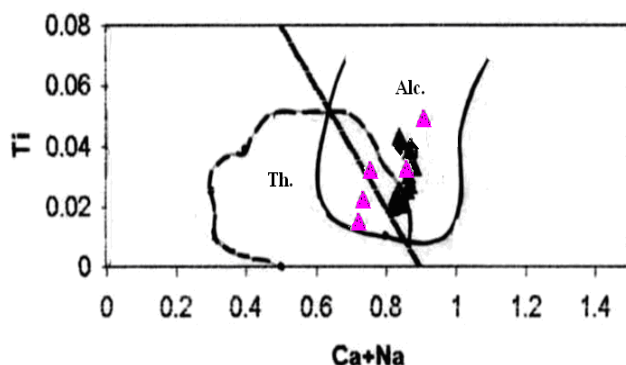


شکل ۸ تصویر ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Al/Si [۱۲]

Alkalin feldspatoid (Alc.fe), Th: Tholeiite, Alc: Alkalin (ایبانه ♦، پل خاوند ▲)



شکل ۹ تصویر ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Al/Ti [۱۳]



شکل ۱۰ نمودار Ti/Ca+Na ویلات نمونه‌های مورد بررسی در آن [۱۴]

### بررسی ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌ها

بررسی بازالت‌ها به عنوان ماگمای اولیه منجمد شده یا ماگمای اولیه کمی تغییر یافته، می‌تواند دریچه‌ای برای پی بردن به ترکیب شیمیایی و چگونگی فیزیکی حاکم برگرفته باشد. نتایج بدست آمده از تجزیه شیمیایی عناصر (جدول ۲) نشان دهنده درصد بالای  $P_2O_5$  و  $TiO_2$  در نمونه هاست که بیشتر با سری ماگمایی قلیایی همخوانی دارد. توزیع بیشتر سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در قلمرو بازالت و بازالت آندزیتی [۱۵] قرار دارند (شکل ۱۱) و تعدادی از نمونه‌ها به دلیل افزایش  $SiO_2$  تحت تاثیر فرایندهای دگرسانی به سمت آندزیت گرایش پیدا کرده‌اند. همچنین تعدادی از نمونه‌ها در محدوده نفلیت وارد شده‌اند که به دلیل افزایش عناصر

قلیایی به ویژه سدیم در اثر شکافته شدن است. لذا از این نمودار می‌توان برای نشان دادن تاثیر دگرسانی استفاده کرد. این سنگ‌ها بر اساس شکل ۱۲ [۱۶] به دلیل بالا بودن میزان Nb/Y در گستره‌ی بازالت قلیایی قرار می‌گیرد و در شکل ۱۳ در گستره قلیایی با گرایش به سمت شبیه قلیایی دیده می‌شوند. نمودارهای ۱۴، ۱۵ و ۱۶ [۱۶-۱۸] طبیعت شکل‌گیری نمونه‌ها را نشان می‌دهند. نمونه‌ها در نمودار AFM [۱۹] روند غنی‌شدگی از آهن و تمایل تولییتی از خود به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۷). در مراحل اولیه و اصلی جدایش بازالت‌های تولییتی، روند غنی‌شدگی از آهن دیده می‌شود ولی در ماگماهای آهکی-قلیایی چنین روندی وجود ندارد [۲۰].

جدول ۲ نتایج آنالیز شیمیایی تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی (XRF).

Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Tot
Abyan1	۵۰٫۱۶	۱٫۹۹	۱۲٫۹۳	۱۲٫۶۵	۰٫۱۴	۷٫۵	۱۰٫۴۶	۱٫۱۳۵	۱٫۵۹	۰٫۱۹۷	۹۸٫۷۵۲
Abyan2	۵۳٫۰۲	۲٫۵۳۸	۱۷٫۳۷	۱۱٫۱۹	۰٫۰۷۹	۴٫۶	۳٫۲۲	۲٫۴۸	۲٫۶۴	۰٫۳۴۷	۹۷٫۴۸۴
Abyan3	۵۱٫۲	۲٫۷۶۳	۱۵٫۸۲	۱۲٫۲۳	۰٫۱۲۱	۴٫۲۷	۴٫۴	۳٫۷۱	۰٫۹۴	۰٫۳۴۲	۹۵٫۷۹۶
Abyan4	۵۰٫۳۹	۲٫۴۵۸	۱۶٫۲۷	۱۲٫۰۵	۰٫۲۰۲	۵٫۳۸	۵٫۴۷	۲٫۷۴	۰٫۹	۰٫۳۶۲	۹۶٫۲۲۲
Abyan5	۵۹٫۴۹	۲٫۸۰۵	۱۶٫۸۱	۱۱٫۶۲	۰٫۰۴	۱٫۴۳	۱٫۸۹	۳٫۰۸	۲٫۳۲	۰٫۴۵	۹۹٫۹۳۵
Abyan6	۵۵٫۲۷	۳٫۰۶۳	۱۴٫۸۹	۱۱٫۸۹	۰٫۱۲۳	۱٫۷۹	۵٫۷۲	۲٫۸۵	۱٫۴۱	۱٫۲۵	۹۸٫۲۵۶
Abyan7	۵۲٫۳۷	۲٫۶۸۱	۱۷٫۱۱	۱۳٫۶۸	۰٫۰۸	۴٫۰۳	۴٫۰۸	۳٫۵۳	۱٫۸۶	۰٫۳۵۱	۹۹٫۷۷۲
Abyan8	۵۲٫۹	۲٫۷۵۳	۱۷٫۰۱	۱۲٫۷۲	۰٫۰۲۱	۳٫۲۱	۱٫۳۳	۳٫۴	۱٫۲	۰٫۶۲۶	۹۵٫۱۷
Dalmeh1	۴۰٫۰۳	۲٫۷	۱۴٫۵۹	۱۳٫۹۶	۰٫۱۵۲	۷٫۸۶	۴٫۸۲	۲٫۵۶	۲٫۸۱	۰٫۳۱۴	۸۹٫۷۹۶
Dalmeh 2	۴۲٫۵۶	۲٫۸۲	۱۶٫۳۷	۱۴٫۳۱	۰٫۱۴	۴٫۵۶	۵٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۷۷		۹۰٫۵
Zefreh	۵۳٫۷۷	۲٫۲۲۳	۱۵٫۰۱	۱۳٫۷۶	۰٫۲۲۳	۶٫۴۳	۲٫۸۲	۲٫۸۱	۰٫۸۹	۰٫۲۷۲	۹۸٫۲۰۸
Zefreh	۵۶٫۳۳	۲٫۸۵	۱۶٫۴۸	۱۱٫۵۸	۰٫۱۵	۳٫۶	۲٫۶۴	۳٫۸۵	۲٫۶۲		۱۰۰
Bagherabad	۵۲٫۲۲	۲٫۰۸	۱۶٫۰۹	۱۳٫۰۱	۰٫۲۱	۳٫۴۹	۳٫۹۲	۳٫۷۵	۱٫۶	۰٫۴۷	۹۷٫۱۴
Jahagh1	۴۹٫۶۸	۲٫۸۳۶	۱۸٫۱۲۳	۱۴٫۱۸۳	۰٫۱۷۲	۵٫۱۵۶	۳٫۲۶	۴٫۷۳۱	۰٫۱۶۹	۰٫۴۳۳	۹۸٫۷۴۳
Jahagh2	۴۶٫۴۲۷	۳٫۴۸۶	۱۸٫۳۶۹	۱۳٫۳۸۳	۰٫۲۰۷	۵٫۴۷۱	۲٫۸۶۸	۵٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۶۶۷	۹۶٫۳۶۸
Jahagh3	۴۸٫۲۸۲	۳٫۴۳۶	۱۹٫۲۷۶	۱۲٫۴۲۴	۰٫۱۳	۴٫۸۰۸	۵٫۰۹۳	۴٫۷۹۸	۰٫۶۰۱	۰٫۳۶۹	۹۹٫۲۱۷
p/Kh1	۴۳٫۹۵	۱٫۴	۱۴٫۴۳	۱۰٫۷۵	۰٫۰۸	۲٫۳۶	۹٫۳۳	۵٫۶۱	۲٫۰۴	۰٫۲۹	۹۰٫۲۴
p/Kh2	۴۵٫۶۹	۱٫۲۷	۱۳٫۳۹	۱۲٫۴۱	۰٫۱	۶٫۸۸	۸	۳٫۹۱	۱٫۲۱	۰٫۱۶	۹۳٫۰۲
p/Kh3	۴۱٫۱۵	۱٫۰۹	۱۴٫۳۸	۱۲٫۴۹	۰٫۰۹	۴٫۶۷	۶٫۸۸	۴٫۶۵	۱٫۹۷	۰٫۲۵	۸۷٫۶۲
p/Kh4	۴۷٫۸۳	۱٫۷۲	۱۴٫۲۱	۱۱٫۵	۰٫۱	۸٫۴	۶٫۸	۴٫۹۶	۰٫۶۵	۰	۹۶٫۱۷
p/Kh5	۴۶	۱٫۹	۱۴٫۰۳	۱۰٫۰۳	۰٫۱۲	۳٫۹۸	۹٫۲۶	۳٫۶	۲٫۲	۰٫۲۴	۹۱٫۳۶

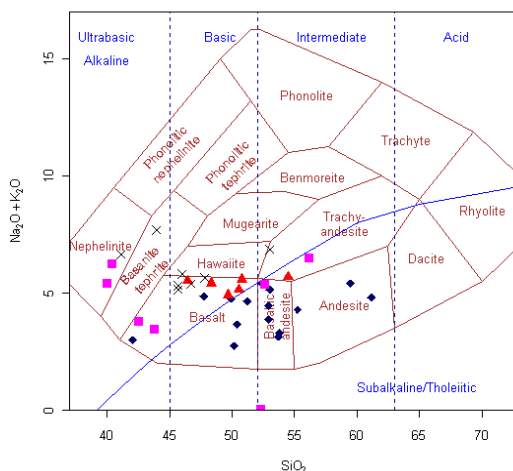


ادامه جدول ۲ نتایج آنالیز شیمیایی تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی (ICP-MS).

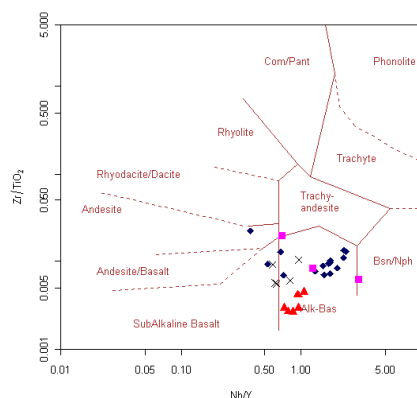
Sample	Ba	Sr	Ga	Nb	Hf	Zr	Y	U	Cr	Ni	V	Co	Cu	Pb	zn	Rb
Abyan1	۲۱۲	۴۱۵	۱۰	۴۴	۸	۱۸۷	۲۶	۸	۶۱۰	۱۵۳	۲۸۴	۵۵	۱۳۲	۷۹	۲۹۲	۳۷
Abyan2	۳۰۶	۱۰۵		۲۵		۱۹۷	۱۹	۱	۴۴	۴۱	۲۹۱	۳۷	۲	۸	۲۰۳	۴۱
Abyan3	۱۸۱	۱۷۸		۲۵		۱۹۴	۱۶	۱	۲۳	۲۹	۳۳۲	۳۲	۲	۶	۲۱۴	۲۰
Abyan4	۱۳۱	۱۴۸		۳۷		۲۵۲	۲۱	۲	۱۹	۲۸	۲۳۰	۳۶	۱	۴	۲۷۵	۱۷
Abyan5	۲۹۸	۹۸		۳۴		۲۳۶	۱۷	۵	۳	۱	۲۹۲	۱۲	۱	۸	۷۵	۳۹
Abyan6	۲۵۴	۱۴۵		۳۵		۲۷۲	۲۳	۱	۱	۲	۲۶۵	۱۹	۱	۸	۱۱۰	۲۷
Abyan7	۲۲۶	۱۱۳		۲۸		۱۹۴	۱۶	۳	۲۸	۲۹	۳۲۸	۳۳	۲	۱۱	۱۳۲	۲۹
Abyan8	۱۵۹	۲۸۰		۴۳		۳۰۳	۱۹	۵	۱	۲۵	۲۷۸	۵۰	۱	۲	۳۶	۲۱
Dalmeh1	۶۵۰	۳۴۵	۲۳	۱۵	۵	۲۲۲	۱۲		۱۴۲	۱۴۴	۲۸۵	۳۰	۵۰	۸	۱۱۲	۴۲
Dalme2		۹۹۵	۸		۴,۸۴	۲۰۰		۱	۹۹		۲۷۸	۴۴			۱۴۵	۶۴
Zefreh	۴۸۱	۲۵۰			۵,۴۷	۱۳۱		۱,۰۸	۴۸	۸۵	۱۶۳	۴۰	۰,۰۳		۱۴۶	۷۵
Zefreh	۳۶۱	۱۵۳		۲۸		۲۱۴	۱۶	۲	۶۸	۳۷	۲۸۳	۴۰	۳	۸	۲۳۰	۱۳
Bagherabad	۴۰۲	۲۷۳			۶,۹۵	۲۳۰	۲۶	۴	۱۵۱	۶۵	۱۷۵	۴۴		۳	۱۶۶	۶۵
Jahagh1	۴۴,۵	۲۷۰		۲۷,۱	۰,۵	۷۶	۳۴,۶	۰,۷۸	۵۶	۳۱	۱۷۸	۴۷,۷	۷,۸	۱,۱	۲۰۰	۲,۱
Jahagh2	۵۲,۴	۲۳۰		۳۴,۹	۰,۶	۱۰۲	۴۸,۱	۰,۸۹	۲۳	۹	۱۷۳	۳۶,۸	۹,۷	۱,۱	۱۷۳	۲
Jahagh3	۱۱۶	۵۴۹		۲۴,۳	۰,۶	۱۰۱	۲۵,۴	۰,۷۱	۶۰	۴۹	۲۲۵	۵۴	۱۰,۶	۴,۶	۱۴۲	۸,۶
p/Kh1	۲۴۶,۲	۱۹۳,۱	۱۵,۹	۱۶,۲	۴	۱۴۶,۵	۱۶,۸	۰,۶		۱۰۱	۱۶۶	۲۲,۸	۲۲,۶	۱۴,۹	۵۳	۲۱,۵
p/Kh2	۱۷۰,۵	۳۷۴,۶	۱۶	۱۳,۹	۲	۷۶,۴	۱۷,۱	۰,۴		۱۴۴,۶	۱۸۱	۴۱,۸	۵,۹	۵,۸	۵۸	۲۷,۸
p/Kh3	۱۸۴,۵	۲۲۶,۱	۱۵,۱	۱۱,۳	۲,۶	۱۰۰,۸	۱۹,۵	۰,۳		۱۰۲,۳	۱۶۳	۳۳,۸	۱۲,۵	۵	۵۰	۲۸,۱
p/Kh4	۱۵۰	۲۲۱	۱۴		۱,۳۸	۲۰۰		۰,۵			۱۹۵	۴۶			۱۰۵	۲۵

(ابیان، دالمه ، زفره-باقرآباد): [۴۹] ( پل خوانند (P/Kh): [۹] (جهق (Jehagh): [۸]

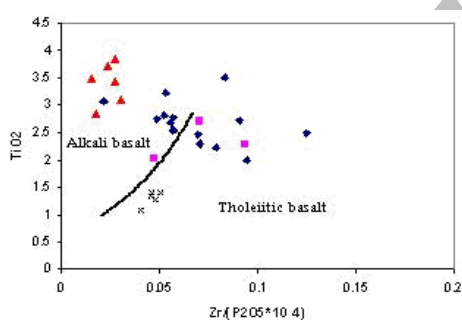
Sample	La	Ce	Nd	Pr	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Abyan1	۵۱,۶	۱۰۸	۶۲,۸	۱۵,۴	۱۶,۸	۳,۹	۱۴,۴	۱,۹۳	۹,۶۹	۱,۳۲	۳,۲۷	۰,۳۷	۲	۰,۲۶
Abyan2		۴۵												
Abyan3														
Abyan4		۳۴												
Abyan5		۷۴												
Abyan6	۵۴,۲	۱۱۶	۷۲,۷	۱۷,۱	۱۹,۶	۳,۶۳	۱۷,۱	۲,۲۸	۱۱,۸	۱,۶۹	۴,۵۳	۰,۵	۲,۶۶	۰,۳۱
Abyan7		۷۶												
Abyan8	۱۵,۷	۳۶,۹	۲۷,۹	۵,۹۲	۱۰,۶	۱,۷۵	۸,۱۹	۰,۹۸	۴,۴۳	۰,۵۷	۱,۴۹	۰,۱۶	۰,۸	۰,۱
Dalmeh1														
Dalmeh 2	۲۵	۵۰	۳۵	۸	۱۵	۲,۱۲	۸	۱,۱۲	۵,۱۳	۰,۸۵			۱,۵	۰,۲
Zefreh	۲۹	۵۵	۳۸	۹,۵	۱۲	۲,۲	۷,۵	۱,۲	۴,۸۵	۱,۰۵			۲,۰۹	۰,۲۲
Zefreh		۵۵												
Bagherabad														
Jahagh1	۲۵	۴۸,۸	۶,۳	۱,۱۸	۱,۴	۰,۶۵	۱,۵۸	۰,۲۳	۱,۰۵	۰,۲۳	۰,۴۵	۰,۰۷	۰,۲۶	۰,۰۴
Jahagh2	۳۹	۸۰,۵	۸,۵۴	۱,۶۳	۱,۹۲	۰,۸۴	۲,۳۳	۰,۳۳	۱,۴۵	۰,۳۱	۰,۵۸	۰,۰۹	۰,۳۴	۰,۰۵
Jahagh3	۲۶	۴۰,۳	۴,۶۶	۰,۹۱	۰,۹۵	۰,۳۵	۱,۰۹	۰,۱۶	۰,۷۲	۰,۱۶	۰,۳۲	۰	۰,۲۱	۰,۰۳
p/Kh1	۲۱,۴	۴۴,۶	۲۰,۳	۵,۳۵	۴,۲۴	۱,۲۴	۳,۵۵	۰,۶۳	۳,۲۷	۰,۵۸	۱,۶۷	۰,۲۵	۱,۴۱	۰,۲۱
p/Kh2	۱۲,۵	۲۵,۴	۱۲,۳	۳,۱۱	۳	۰,۹۸	۳,۲۱	۰,۵۷	۳,۱	۰,۵۹	۱,۶۴	۰,۲۶	۱,۳۹	۰,۱۹
p/Kh3	۱۴,۲	۳۱	۱۵,۶	۳,۹۴	۳,۵	۱,۰۹	۳,۷۱	۰,۶۷	۳,۶۶	۰,۶۵	۱,۹	۰,۲۶	۱,۵۹	۰,۲۵
p/Kh4	۱۱,۳	۲۰,۳۲	۷	۷	۳,۰۶	۰,۹۹	۳,۸۱	۰,۴۷	۳,۵۲	۰,۵	۷	۰,۳۲	۱,۲۴	۰,۱۸



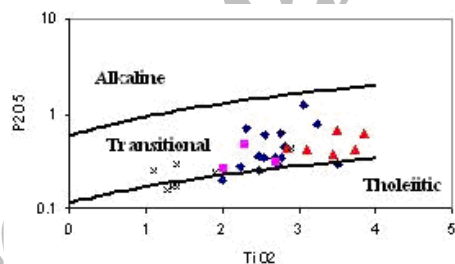
شکل ۱۱ نمودار نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی و جدایش سری سنگ‌های نیمه قلیایی از قلیایی [۱۵].



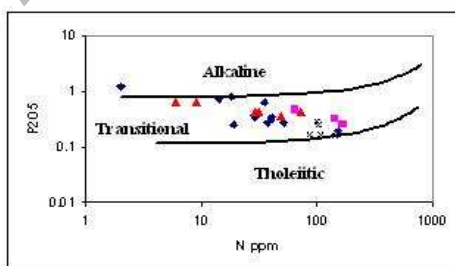
شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار  $Zr/TiO_2-Nb/Y$  [۱۶] (ایبانه  $\blacklozenge$ ، دالمه - زفره  $\blacksquare$ ، جهق  $\blacktriangle$ ، انارک (پل خاوند)  $\times$ ).



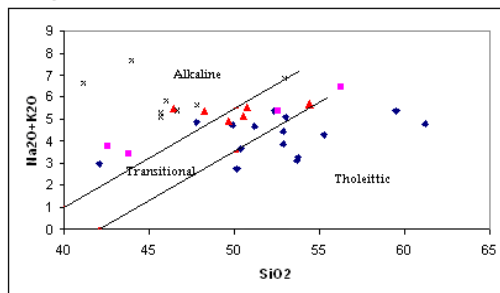
شکل ۱۳ نمودار جدا کننده بازالت‌ها بر اساس  $TiO_2-Zr/P_2O_5*10^4$  [۱۶].



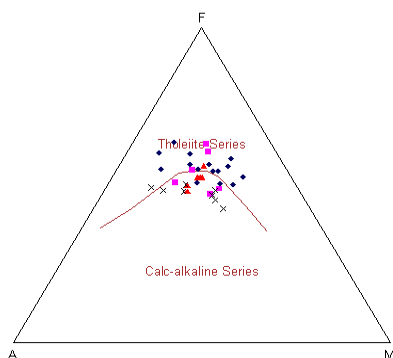
شکل ۱۴ نمودار  $P_2O_5/TiO_2$  و موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد نظر در آن [۱۶].



شکل ۱۵ نمودار  $P_2O_5/Ni$  و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آن [۱۷].



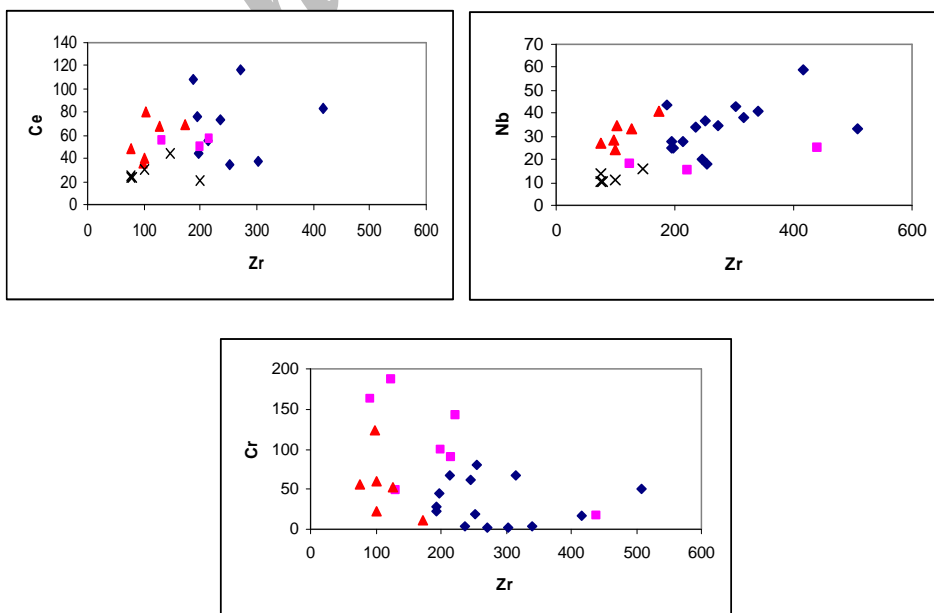
شکل ۱۶ نمودار  $Na_2O+K_2O/SiO_2$  و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آن [۱۸].



شکل ۱۷ نمودار AFM (A = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, F = FeO, M = MgO) [۱۹].

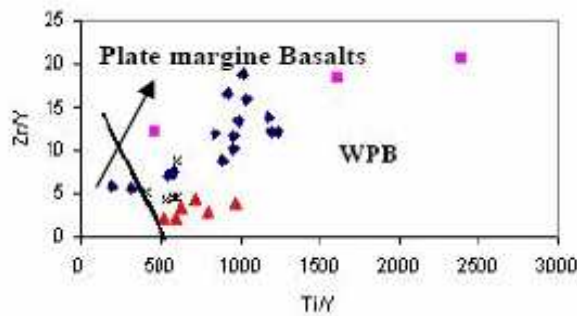
[۲۳]. بر این اساس تمامی نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار و سازگار نمونه‌های سنگی منطقه (شکل ۱۸) نشان دهنده‌ی شکل‌گیری آن‌ها از خاستگاه کم و بیش مشترک و نیز نقش اساسی تبلور جدایشی در تشکیل آن‌هاست. اکنون این مسئله مطرح می‌شود که این بازالت‌ها به کدام مناطق تکتونوماگمایی تعلق دارند. نمودار ۱۹ [۲۴] نمونه‌های مورد بررسی را در گستره‌ی بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهد. میزان بالای Y,Zr و نسبت بالای Zr/Y (بین ۲ تا ۲۰) [۲۵] بیانگر یک محیط درون صفحه‌ای برای این سنگ‌های آتشفشانی هاست. نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی بازالت‌های انتقالی تا قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۲۰).

نمونه‌های مورد بررسی دارای ترکیب کم و بیش یکنواخت بوده و بیشتر بازالت‌اند. با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور جدایشی و ذوب بخشی ممکن است در ایجاد ارتباط ژنتیکی و زایشی بین سنگ‌ها موثر باشند، لذا برای تشخیص نقش و تاثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیده‌ی بسیاری از سنگ‌شناسان اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبداء مختصات بگذرد و نیز در نمودار عناصر سازگار- ناسازگار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می‌توان فرایند اصلی وابسته به تشکیل سنگ‌های سری یادشده را تبلور جدایشی دانست [۲۱-۲۰].

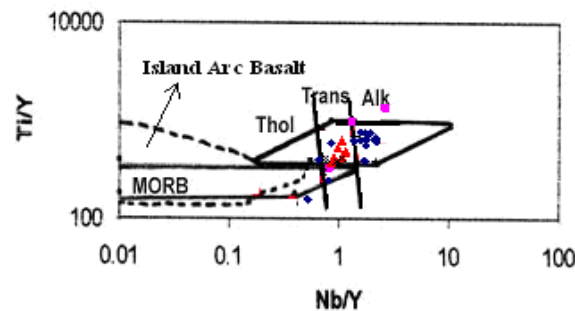


شکل ۱۸ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و ناسازگار \_ سازگار نمونه‌های مورد بررسی.

(ایبانه ♦، دالمه - زفره ■، جهق ▲، انارک (پل خاوند) ×)



شکل ۱۹ نمودار جدا کننده‌ی بازالت‌ها براساس  $Zr/Y-Ti/Y$  [۲۵].



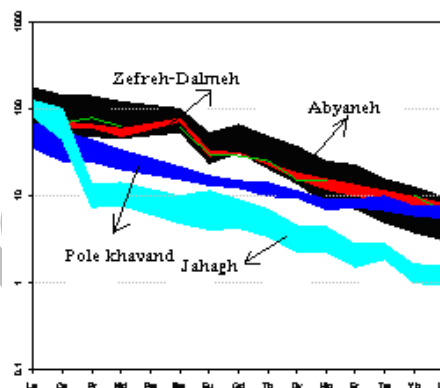
شکل ۲۰ نمودار جداکننده‌ی بازالت‌ها براساس  $Ti/Y-Nb/Y$  [۲۴].

REE بهنجار شده بر حسب کندریت، MORB و گوشته‌ی اولیه حاکی از غنی شدگی LREE نسبت به HREE هستند. موازی بودن تقریبی الگوی عناصر در سنگ‌های مناطق مورد بررسی در این نمودارها تایید کننده‌ی نتایج به دست آمده از بخش‌های قبلی مینی بر خاستگاه کم و بیش مشترک این سنگ‌ها و نقش تبلور جدایشی به عنوان ساز و کار اصلی تشکیل این سنگ‌هاست. کاهش HREE در این بازالت‌ها با خاستگاه گارنت لرزولیتی سازگار است. از آنجا که یکی از شرایط لازم برای تشکیل گارنت عمق مناسب است، لذا در سنگ‌هایی که میزان عناصر کمیاب سبک آن‌ها در مقایسه با عناصر کمیاب سنگین غنی شدگی نشان می‌دهد، به نظر می‌رسد که ماگمای اولیه این سنگ‌ها از اعماق ریشه گرفته است. از طرفی درجه‌ی ذوب بخشی پایین این گوشته‌ی گارنت لرزولیتی باعث تشکیل ماگمای قلیایی غنی از عناصر ناسازگار [۳۰] و باقی ماندن HREE در گارنت و غنی شدگی LREE نسبت به HREE [۳۱] می‌شود. از آنجا که هر محصول ماگمایی مشتق شده از یک خاستگاه گوشته‌ای تهی شده، بدون آلودگی پوسته‌ای، باید الگویی از عناصر ناسازگار مسطح از خود نشان دهد [۳۲]، غنی شدگی در عناصر ناسازگار و عناصر

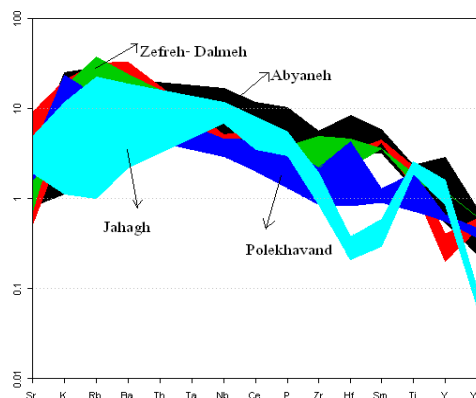
در بررسی کلی نتایج آنالیز نشان از غنی بودن بیشتر نمونه‌ها از تیتان است. به همین ترتیب بازالت‌های غنی از تیتان ( $TiO_2 > 2\%$ ) را به سری قلیایی ریفته‌های قاره‌ای نسبت می‌دهند. از دیگر موارد قابل توجه، فراوانی نسبی اکسیدهای آهن در نمونه‌هاست. در نتیجه به این نمونه‌ها می‌توان اصطلاح فروبازالت را هم اطلاق کرد. حضور فروبازالت‌های وابسته به سری تحولی، غنی بودن نمونه‌ها از  $TiO_2$ ، استفاده از نمودارهای متعدد، پیدایش فازهای خشکی‌زائی همراه با مواد آتشفشانی بازی در پالئوزوئیک و تشکیل فروافتادگی‌های متعدد در ایران [۲، ۲۶-۲۸] نشان از تشکیل ریفته‌های قاره‌ای در پهنه‌ی ایران در این زمان است. در بررسی مسائل تکتونوماگمایی بازالت‌های گستره‌ی مورد بررسی از نمودارهای عنکبوتی استفاده شد. در شکل‌های ۲۱ تا ۲۳ الگوی نمودار عنکبوتی و نمودار فراوانی عناصر کمیاب (بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته‌ی اولیه، مورب) [۲۹] نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود الگوی REE در بازالت‌های مورد بررسی کم و بیش شبیه به الگوی REE وابسته به بازالت‌های قلیایی وابسته به شکاف‌های قاره‌ای است. البته به دلیل دگرگونی‌ها و دگرسانی‌های رخ داده، یکنواختی چندان زیادی نشان نمی‌دهند ولی در کل، مقادیر

زیادی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود، می‌تواند به ناسازگاری این عناصر در سنگ خاستگاه و ورود آنها به ماگمای سازندهی سنگ‌های آتشفشانی در طول ذوب بخشی کم باشد. نهنجاری نسبتاً منفی Nb نیز نشانگر تاثیر کم آرایش ماگما با مواد پوسته ایست. در نمونه‌های ابیانه، دالمه و زفره بی هنجاری نسبتاً منفی در Eu مشاهده می‌شود. بی هنجاری‌های Eu اغلب با فلدسپات‌ها کنترل می‌شود. بی هنجاری منفی Eu می‌تواند ناشی از دگرسانی و آلبیتی شدن پلاژیوکلازها باشد، زیرا Eu به جانشین شدن Ca در پلاژیوکلازها تمایل زیادی دارد. از طرفی وجود بیهنجاری منفی این عنصر در نمونه‌ها می‌تواند نشانه‌ی جدایش پلاژیوکلاز در فشارهای کم باشد [۳۴]. در نمونه‌های منطقه‌ی جهق، Eu تقریباً فاقد بی هنجاریست. عدم حضور بی هنجاری Eu را می‌توان به تبلور همزمان پیروکسن با پلاژیوکلاز و از طرفی به بالاتر بودن گریزندگی اکسیژن نسبت داد.

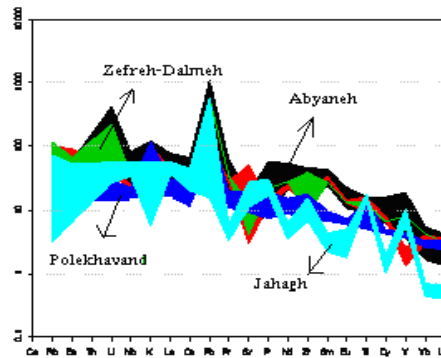
LILE در نمونه‌های مورد بررسی تا حدودی نتیجه‌ی آلودگی آبگون با پوسته‌ی قاره‌ای است. به عقیده‌ی [۳۳]، نسبت‌های Ce/Y و Zr/Y در طول تبلور جدایشی نسبتاً ثابت و بدون تغییر باقی می‌مانند، ولی در طول درجات بالای آرایش پوسته-ای به مقدار زیاد تغییر می‌کنند. مقادیر این پارامترها در سنگ‌های مناطق مورد بررسی برابر ۱/۴ تا ۵ برای Ce/Y و ۲/۱ تا حدود ۱۸ برای Zr/Y است. لذا می‌توان گفت که آرایش پوسته‌ای کم و بیش (نه چندان زیاد) موثر بوده است. وجود یک رشته بی‌نظمی (بی هنجاری مثبت و منفی) در مقادیر عناصر Sr, K, Rb در این نمودارها، بیشتر به دگرسانی رخ داده در سنگ‌های آذرین مناطق مورد بررسی و تحرک بالای این عناصر نسبت داده می‌شود. میزان REE در نمونه‌های ابیانه نسبت به نمونه‌های جهق و پل خاوند، غنی‌شدگی نسبتاً بیشتری نشان می‌دهد. شاید فراوانی بیشتر پیروکسن و الیون در نمونه‌های منطقه جهق سبب تهی‌شدگی عناصر REE شده است [۸]. بی هنجاری مثبت در عناصر Zr, Ti و Y که در تعداد



شکل ۲۱ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب ولکانیک‌های منطقه برحسب کندریت [۲۹]



شکل ۲۲ فراوانی عناصر کمیاب در ولکانیک‌های مورد مطالعه بهنجار شده برحسب مورب [۲۹]



شکل ۲۳ فراوانی عناصر کمیاب ولکانیک‌های منطقه بهنجار شده برحسب گوشته‌ی اولیه [۲۹].

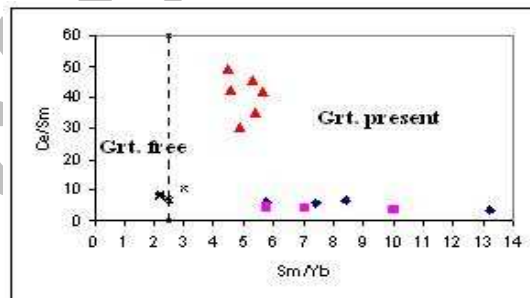
### پتروژنز

امروزه پذیرفته شده است که ماگمای بازالتی از ذوب گوشته به وجود می‌آید. چنانچه فرض شود که گوشته‌ی زمین خشک است (در حالت اشباع از آب)، پدیده‌ی ذوب در دما و فشار بالای سنگ‌های رویی رخ می‌دهد و هرگونه کاهش فشار (مثلاً به دلیل شکستگی) در ناحیه‌ی پوسته و یا زیر پوسته، نه تنها باعث ذوب بخشی می‌شود بلکه مجرای برای حرکت ماگما به سمت بالا فراهم می‌شود. احتمالاً ترکیب گوشته، در عمق تقریباً ۱۰۰ کیلومتری در زیر اقیانوس‌ها، گارنت پریدوتیت است که از ذوب بخشی آنها نخست بازالت و در ادامه ماگمایی با ترکیب بازالت غنی از الیوین و در نهایت ماگمای پریدوتیتی به وجود می‌آید. ترکیب ماگمای ناشی از ذوب بخشی گوشته به فشار بستگی دارد [۳۵]. نمونه‌هایی که دارای Zr و Y بالا هستند نشان دهنده‌ی ماگمای قلیایی هستند. چون Zr ناسازگار است بنابراین در هنگام ذوب بخشی سریعتر وارد فاز مذاب می‌شود. حساسیت توزیع REE ها نسبت به حضور گارنت در سنگ خاستگاه باقی مانده، احتمالاً نقش مهمی در ایجاد روندهای جدایشی REE بازی می‌کند [۳۶]. بر همین اساس نمودارهایی بر اساس نسبت عناصر نادر برای بررسی سنگ خاستگاه ارائه شده اند. نسبت Sm/Yb در مذاب‌های بخشی گوشته در حضور گارنت نسبت به حالتی که گارنت حضور ندارد سریع تر افزایش می‌یابد، همان طور که نسبت Ce/Sm در جدایش به طور نسبی افزایش می‌یابد [۳۷]. نمودار ۲۴ برای بررسی حضور و عدم حضور گارنت در خاستگاه گوشته ارائه شده است. در این نمودار که از نسبت‌های عنصری Ce/Sm و Sm/Yb استفاده شده است نسبت  $Sm/Yb = 2.5$  ملاک جدایش دو گستره‌ی

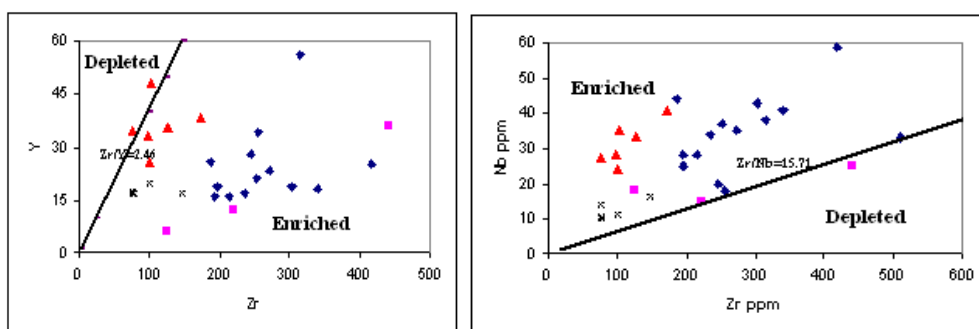
گارنت و عدم حضور گارنت است. ناهمگنی‌های ناچیز ترکیب گوشته‌ی بالایی از تغییرات عناصر HFS و نسبت‌های عناصر ناسازگار دیگر، تغییرات روشنی در حاصلخیزی گوشته و اثرهای آلیش سنگ دیواره مشخص می‌شود. حساسیت توزیع REE ها نسبت به گارنت در سنگ خاستگاه ماگمای باقی مانده، پاسخی برای افزایش نسبت Sm/Yb است [۳۶]. با توجه به شکل ۲۴ موقعیت سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در گستره‌ی با مقدار Sm/Yb بیش از ۲/۵ قرار گرفته که بازتاب دهنده‌ی تعادل آنگون با گارنت لرزولیت است. به منظور تشخیص میزان غنی شدگی محل خاستگاه (جدایی خاستگاه-های غنی شده از تهی شده) سنگ‌های آذرین منطقه، از نسبت های عناصر ناسازگار Zr/Nb و Y/Zr ارائه شده توسط [۲۹] استفاده شده است. این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجه‌های بالای دگرسانی، برای تفسیرهای سنگ زایی نمونه‌های دگرسان بسیار مفیدند [۳۸]. بر این اساس تمامی نمونه‌های مناطق مورد بررسی در گستره‌ی گوشته‌ی غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۲۵). در این نمودارها کمی پراکندگی مشاهده می‌شود. از آنجا که تبلور جدایشی نمی‌تواند تغییرات بنیادی در نسبت‌های عناصر ناسازگار نظیر Zr/Nb و Zr/Y ایجاد کند [۲۳] و از طرفی میزان تغییرات در مقدار Nb نمونه‌های مورد بررسی نیز کم است، می‌توان گفت که این تغییرات ناشی از تفاوت در درجه‌ی ذوب بخشی در یک خاستگاه همگن [۳۹] و یا ناشی از ناهمگنی محل خاستگاه باشد [۴۰]. در نمودار Zr/Nb نسبت به La/Nb [۴۰] نمونه‌های مورد بررسی بیشتر به سمت گستره‌ی گوشته‌ی غنی شده (EM) تمایل نشان می‌دهند. این نمودار خود تاییدی بر نتایج

[۴۵،۴۴] و ماگماهای قلیایی از ذوب کمتر از ۱۰ درصدی [۴۶] پریدوتیت‌های گوشته‌ی فوقانی حاصل می‌شوند. مقایسه‌ی درجه ذوب بخشی خاستگاه نمونه‌های مورد بررسی (جهق کمتر از ۱۰ درصد و سایر نمونه‌ها ۱۰ تا ۱۶ درصد) با مقادیر وابسته به بازالت‌های قلیایی و نیمه قلیایی (به ترتیب کمتر از ۱۰ درصد و بیشتر از ۱۵ درصد) نشان از ماهیت قلیایی (خصوصاً نمونه‌های وابسته به جهق [۸]) تا نیمه‌قلیایی (ماهیت انتقالی) ماگمای منطقه است. به عقیده‌ی [۲۲]، بازالت‌های قاره‌ای در مراحل اولیه‌ی کافت‌زایی بیشتر ماهیت قلیایی دارند ولی زمانی که نرخ کشش پوسته‌ی زیاد باشد، این احتمال وجود دارد که انواع بازالت‌های حدواسط یا انتقالی نیز دیده شوند. تمایل سنگ‌های مناطق مورد بررسی به سمت انتقالی، می‌تواند نشانی از ادامه نازک‌شدگی پوسته در این مناطق از ایران مرکزی طی پالئوزوئیک باشد. حضور سنگ‌های آذرین با ترکیب قلیایی به سمت دگرگونی یکی از ویژگی‌های پالئوزوئیک زیرین در ایران مرکزی است که رخنمون‌های آن‌ها در مناطقی همچون تروود [۴۷]، کاشان-سه [۴۹،۴۸]، جام [۵۱،۵۰] و شیرگشت [۴۲] گزارش شده است.

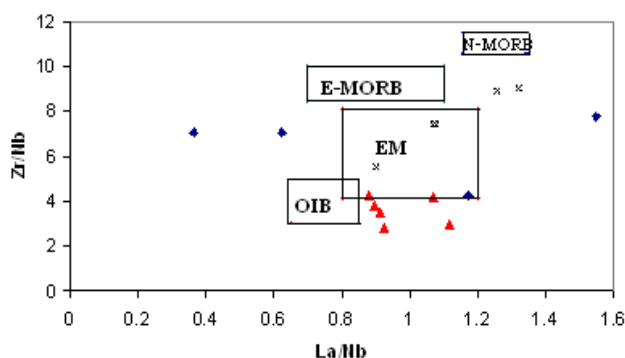
نمودارهای قبلی و لذا نشان از غنی‌شدگی محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌هاست (شکل ۲۶). به عقیده‌ی برخی از سنگ‌شناسان اگر ترکیب بازالت‌های درون قاره‌ای به ترکیب بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) شباهت داشته باشد، در این صورت بازالت‌های درون قاره‌ای از گوشته استنوسفری ریشه گرفته‌اند [۴۱]. از طرفی بنابر نظر [۳۳] اگر مقادیر Zr/Nb و La/Nb در نمونه‌های سنگی مشابه مقادیر OIB باشند، ماگمای تشکیل دهنده‌ی آنها دارای خاستگاه استنوسفری است [۴۲]. در شکل ۲۶، چنانکه ملاحظه می‌شود، هیچ کدام از نمونه‌ها در گستره‌ی OIB قرار نگرفته‌اند و لذا نشان از عدم ریشه‌گیری ماگمای آنها از استنوسفر است. برای تعیین درجه‌ی ذوب بخشی سنگ خاستگاه از نمودار Dy/Yb نسبت به La/Yb [۴۳] استفاده شد. با توجه به نمودار ۲۷، نمونه‌های مناطق مورد بررسی (غیر از نمونه‌های جهق) روی منحنی ۱۰ تا ۱۶ درصدی از ذوب بخشی یک خاستگاه گارنت پریدوتیتی قرار گرفته‌اند. چنانکه شکل نشان می‌دهد، نمونه‌های وابسته به منطقه‌ی جهق، درصد ذوب بخشی بسیار کمی را نشان می‌دهند. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند که ماگماهای بازالتی نیمه قلیایی از ذوب ۱۵ تا ۳۰ درصد



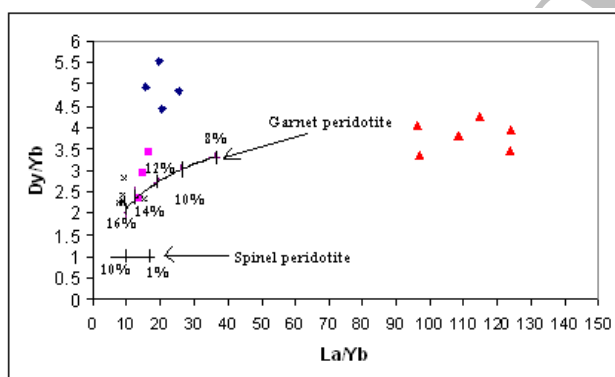
شکل ۲۴ موقعیت سنگ‌های آتشفشانی مناطق مورد بررسی در نمودار Ce/Sm نسبت به Sm/Yb [۳۶].



شکل ۲۵ نمودارهای جدایش خاستگاه غنی شده و تهی شده با استفاده از نسبت‌های Nb/Zr و Y/Zr [۳۸].



شکل ۲۶ نمودار تعیین سرشت خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مناطق مورد بررسی [۴۰].



شکل ۲۷ تعیین درجه‌ی ذوب بخشی محل خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مناطق مورد بررسی [۴۳].

(ایبانه -♦، دالمه -■، جهق -▲، انارک (پل خاوند) -×)

## برداشت

برای بررسی بیشتر چگونگی زمین‌شناسی پالئوزوئیک ایران مرکزی، سنگ‌های آتشفشانی در مناطق مختلف مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. سنگ‌های نمونه برداری شده کم و بیش یکنواخت و غالباً از نوع بازالت‌اند. غنای این بازالت‌ها از تیتان، گسترش زیاد و ضخامت قابل توجه و میان لایه بودن این افق‌های آتشفشانی و رسوب‌ها نشان دهنده‌ی ارتباط آن‌ها به یک رژیم زمین‌ساختی کششی از نوع ریفت درون قاره‌ایست. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان از طبیعت تولییتی متمایل به قلیایی (تحولی) ماگماتیسم و یکسان بودن تقریبی شرایط پروژنز و ماهیت آتشفشان و خاستگاه آن‌هاست. الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نمودارهای عنکبوتی حاکی از درجه‌های نسبتاً کم آرایش ماگمایی است. ماهیت انتقالی تا قلیایی و درجه‌ی ذوب بخشی محاسبه شده نشان از نازک شدگی پوسته‌ای در طی پالئوزوئیک زیرین و ارتباط آن با یک محیط کششی درون قاره‌ای در این زمان است. تاکنون تصور می‌شد که جنبش‌های هرسی نین در ایران تنها با خشکی‌زایی همراه بوده است. پیدایش سنگ‌های نفوذی در شمال شرقی اصفهان

(زفره - باقرآباد) بیانگر رخداد ضعیف ماگماتیسم ناشی از حرکت‌های محلی در پوسته‌ی ایران زمین هنگام رخداد این جنبش‌ها بوده است.

## قدردانی

از جناب آقای دکتر علی همدانی، دکتر قدرت‌ترابی و دکتر محسن طباطبایی‌منش (اعضاء هیئت علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان) به خاطر اینکه اطلاعات و داده‌های گرانبهای خود را در اختیار نویسندگان مقاله گذاردند، نهایت سپاس و قدردانی را می‌نماییم.

## مراجع

- [۱] زاهدی م.، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سه، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، چاپ سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۱).
- [2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", A review; American Association Petrol. Geology 7 (1968) 1229-1258.
- [۳] نبوی م. ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.



- [17] Floyd P. A., Winchester J. A., "Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements", *Earth planet Science Letters* 27 (1975) 211-218.
- [18] Piccirillo E.M., Justin-Visentin E., Zanettin B., Joron J.L., Treuil M., "Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics", *Neues Jahrb, Geol. Palaeontology Abstract* 158 (1979) 139-179.
- [19] Irvin, T.N., Baragar W.K.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8 (1971) 523-548.
- [20] Nocklds S. R., Allen R., "The geochemistry of some igneous rock series", *Geochim Cosmochim Acta* 4 (1954) 42-105.
- [21] Rogers J.J.W., Rayland P.C., "Trace elements in continental margins magmatism", Part I. *Society American Bulliten* 91 (1980) 196-198.
- [22] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", published by the Academic Division of Unwin Hyman Ltd (1989) 421 p.
- [23] Alvaro J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Riberiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., "The early Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco, Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", *Journal of African Earth Science*, 44 (2006) 396-410.
- [24] Pearce J. A. Norry M. J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69 (1979) 33-47.
- [25] Pearce J. A., "Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries", In: Thorpe, R. S. (ed.), *Andesites*, Wiley, Chichester (1982) 525-548.
- [26] Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia", *Mem. Ser. Soc. Geol. France* 8 (1977) 333-353.
- [27] Assereto R., 1963, "The Paleozoic formations in central Elbourz (Iran)", Preliminary note; *Riv. Ital. Paleontology Stratigraphy* 4 (1963) 505- 543.
- [28] Gansser A., "New aspects of the Geology in central Iran (with discussion)", *World Petrol. Congress 4th, Rome* 1 (1995) 278-300.
- [29] McDonough W. F., Sun S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology*, 120 (1995) 223-254.
- [30] Sun S., Hanson G.N., "Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalt", *Geology* 3 (1975) 297-302.
- [۴] کبریائی زاده م.ر.، "بیواستراتیگرافی کنودونت های دونین پسین در ناحیه زفره، شمال شرق اصفهان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۶) ۱۲۲ صفحه.
- [۵] حقی پورا، واله ن.، پلیس ح. و داودزاده م.، "چهارگوش زمین شناسی اردکان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۹۷۷) ۱۲۱ صفحه.
- [۶] هایراپطیان و.، "بیواستراتیگرافی سنگهای دونین زیرین در ناحیه دالمه، شمال شرق اردکان بر اساس کنودونتها و بقایای مهره داران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۸) ۱۴۱ صفحه.
- [۷] خلعت بری جعفری م.، علایی مهابادی، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، برگه نطنز، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۷).
- [۸] میرلوحی ا.، "پترولوژی و خاستگاه ژئوتکتونیک بازالت های پالئوزوئیک زیرین دره جهق (جنوب کاشان)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷) ۱۵۳ صفحه.
- [۹] هاشمی ف.، "پترولوژی بازالت های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۵۲ صفحه.
- [10] Nisbet E. G., Pearce, J. A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 63 (1977) 149-160.
- [11] Morimoto N., "Nomenclature of Pyroxenes", *Canadian Mineralogist* 27 (1988) 143-156.
- [12] Le Bas M. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260 (1962) 267-288.
- [13] Kushiro J., "Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks", *American Journal of Science* 258 (1960) 548-554.
- [14] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P.G., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 139-154.
- [15] Cox K. G., Bell, J. D., Pankhurst, "The interpretation of igneous rocks", London, Allen & Unwin, (1979) 450 p.
- [16] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element", *Chemical Geology* 20 (1977) 325-343.

آدرین پالئوزوئیک زیرین در منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۲۰۷-۲۲۴

[43] Kuepoue G., Tchouankoue J.P., Nagao T., Sato H., "Transitional tholeiitic basalts in the tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon line", Journal of African Earth Science 45 (2006) 318-332.

[44] Green D.H., Ringwood A.E., "Genesis of the calcalkaline igneous rock suite", Contribution to Mineralogy and Petrology 18 (1968) 105-162.

[45] Green D.H., "Experimental mantle composition under water saturated and water unsaturated conditions", Earth and planetary science letters 19 (1973) 37-53.

[46] Hirschmann M.M., Ghiorse M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., "Calculation of Peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, I. Methode and composition to experiment", Journal of Petrology 39 (1998) 1091-1115.

[۴۷] هوشمند زاده ع.، علوی نایینی م.، حقی پور، تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه تروود (پرکامبرین تا عهد حاضر)، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۹۷۸) ۱۳۸ صفحه.

[۴۸] زاهدی م.، بررسی زمین شناسی ناحیه سه، جنوب کاشان، گزارش شماره ۲۷ سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۷۱) ۱۹۷ صفحه.

[۴۹] آیتی ف.، خلیلی م.، نقره نیان م.، پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم پالئوزوئیک زیرین در دره ابیان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۳).

[50] Alavi Naini M., "Etude geological de la region de jam", Geological Survey of Iran, (1972) 44P.

[۵۱] ناجی ا.، قاسمی ح.، پتروژنز سنگ های آدرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش هایی از ایران مرکزی، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۸۳).

[31] Wass S.Y., Rogers N.W., "Mantle metasomatism – precursor to alkaline continental volcanism", Geochim Cosmochim Acta 44 (1980) 1811-1823.

[۳۲] کریم زاده ثمرین ع.، کاربرد داده های ژئوشیمیایی، تالیف رولینسون، (۱۹۹۲)، انتشارات دانشگاه تبریز، (۱۳۸۱) ۵۵۷ صفحه.

[33] Conly A. J., Brenan J. M., Bellon H., Scott S.D., "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico", Journal of volcanology and Geothermal Research 142 (2005) 303-341.

[34] Jung S., Hoernes S., "The major and trace element and isotope geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhona area: petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere lithosphere interactions", Journal of volcanology and geothermal research 99 (2000) 27-53.

[35] Hall A., "Igneous petrology", Longman publishing (1990) 552p.

[36] Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between Eastern, Central and Western Anatolia", Earth-Science Reviews 80 (2007) 219-238.

[37] Hawkesworth C.J.K., Gallagher I.M., Herget F., McDermott, "Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation", Lithos, 33 (1994) 169-188.

[38] Widdowson M., Pringle M. S., Fernandez O.A., "A post K-T boundary (early Paleocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India", Journal of petrology 41 (2000) 1177-1194.

[39] Rao D.R., Rai H., "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India", A geochemical study, Gondwana Research 9 (2006) 512-523.

[40] Weaver B. L., Tarney J., "The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle", Contribution to Mineralogy and Petrology 78 (2001) 175-188.

[41] Allichi P., Temel A., Gourguad A., "Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension – related alkaline volcanism: a case study of Kula region", Journal of Volcanology and Geothermal Research 115 (2002) 487-510.

[۴۲] قاسمی ح.، درختی م.، کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگ های