

## سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و دما-فشارسنجی سنگ‌های آتشفشانی محدوده‌ی ابارق - حرمک، باختر په‌نه لوت، ایران مرکزی

حبیب بیابانگرد\*، علی احمدی<sup>۱</sup>، شهناز ریماز<sup>۱</sup>

۱- دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۴/۲۹

### چکیده

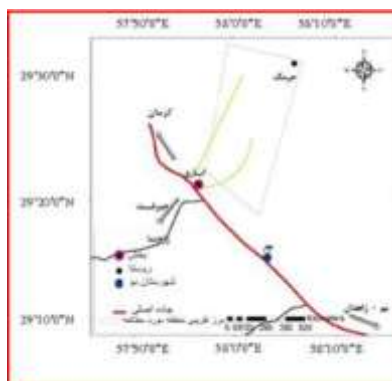
سنگ‌های آتشفشانی ابارق - حرمک در کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر و نوار ماگمایی دهج - ساردوئیه قرار گرفته‌اند. این مجموعه به سن ائوسن شامل بازالت، تراکی‌بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، ایگنمبریت، داسیت، ریولیت و سنگ‌های آذرآواری از قبیل لیتیک توف و توف‌های آندزیتی و داسیتی است. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند و مقدار کمی الیوین می‌باشد. داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن هستند و در عناصر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نسبت به مرجع کندریت دارند. نسبت‌های  $34/5$  تا  $5/76$   $Ce/Yb$ ،  $Zr/Y$  بالا (۴ تا ۱۴)، غنی‌شدگی LILE و آنومالی Eu در اندازه‌های مورد مطالعه بیانگر ماگماتیسم کالک آلکالن وابسته به فرورانش است. از سوی دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی نظیر نسبت  $La/Yb = 1/78 - 18/5$ ، محتوای پایین Rb به همراه نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی وابستگی آن‌ها را به محیط‌های فرورانش نشان می‌دهد. بررسی شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی منطقه نشان می‌دهد که ترکیب آن‌ها به ترتیب اوژیت و لابرادوریت است. دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها در مرحله تبلور (مرحله اینتراتلوریک) گستره دمایی بین ۹۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۵ کیلوبار را نشان می‌دهد. شیمی کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک دارای ماهیت کالک‌آلکالن و در ارتباط با محیط‌های کوهزایی هستند. همچنین میزان آهن فریک آن‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن ماگماست.

**واژه‌های کلیدی:** ابارق - حرمک، ارومیه - دختر، بم، دما- فشارسنجی، گدازه‌های بازالتی.

## مقدمه

نظر سنی در ردیف بازالت‌های جنوب خاور ایران از جمله بازالت‌های نایبند و لامپروئیت‌های راین به حساب آورده و از نظر سنی آن‌ها را متعلق به دوره کواترنری می‌دانند. مطالعه دایک‌های منطقه ابارق توسط زاهدی (۱۳۸۴) انجام شده است وی ترکیب آن‌ها را آندزیت تا آندزیت بازالت مشخص نمود که در طول گسل‌های منطقه با روند شمالی-جنوبی، رخنمون دارند، مطالعات زمین‌شناسی مشابهی هم توسط علی‌دادی سلیمانی (۱۳۹۴) بر روی این دایک‌ها و سنگ‌های خروجی صورت گرفته است. میرعالی (۱۳۹۲) با مطالعه منطقه خاور خانه خاتون در شمال بزم این منطقه را یک کمربند آتشفشانی با ترکیب اسیدی معرفی نمود که از آذرآواری‌های اسیدی و جریان‌های گدازه داسیتی و آندزیتی تشکیل شده است. مطالعات حسین پور (۱۳۹۲) در منطقه ابارق نشان داد که بیشتر سنگ‌های این منطقه مربوط به زمان ائوسن با ترکیب غالب آندزیتی تا داسیتی است. مطالعات قبلی منحصر به منطقه ابارق صرفاً سنگ‌شناسی بوده و سنگ‌های محدوده حرمک مورد بررسی قرار نگرفته است. در این پژوهش سعی بر آن است که سنگ‌شناسی، شیمی کانی و شرایط تشکیل سنگ‌های محدوده ابارق-حرمک مشخص شود (شکل ۱).

محدوده مورد بررسی در مختصات جغرافیایی  $57^{\circ}55'$  تا  $58^{\circ}$  طول خاوری و  $29^{\circ}$  تا  $36'29^{\circ}$  عرض شمالی و در ۴۰ کیلومتری شمال باختر شهرستان بزم (جنوب خاوری استان کرمان) واقع شده است. بهترین راه دسترسی به این منطقه جاده آسفالت زاهدان- بزم می‌باشد، پس از طی حدوداً ۴۰ کیلومتر از شهرستان بزم به کرمان در جاده اصلی و بعد از عبور از روستای دارزین با ورود به جاده خاکی منطقه مطالعاتی شروع می‌گردد (شکل ۱). از لحاظ زمین‌شناسی این منطقه در زون ایران مرکزی، کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه قرار دارد. جریان‌های گدازه‌ای بازالتی تا داسیتی همراه با هم ارزهای آذرآواری آنها به‌طور متناوب در محدوده ابارق تا حرمک قرار دارند که در برخی از مطالعات زمین‌شناسی انجام شده به شرح زیر به آن‌ها اشاره شده است. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خانه خاتون (Dimitrijevic, 1973) و ۱:۲۵۰۰۰۰ بزم (حسینی و همکاران، ۱۹۹۳) ترکیب سنگی این واحدها مشخص شده است. به اعتقاد ژيرو و کنراد، ۱۹۷۶ تشکیل گدازه‌های ابارق و خانه خاتون مرتبط با فعالیت گسل‌های بزرگ و شکستگی‌های عمیق پوسته‌ای در منطقه است. آن‌ها این سنگ‌ها را از



شکل ۱: راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی (اقتباس از اطلس گیتاشناسی با تغییرات، ۱۳۹۵).

## مواد و روش‌ها

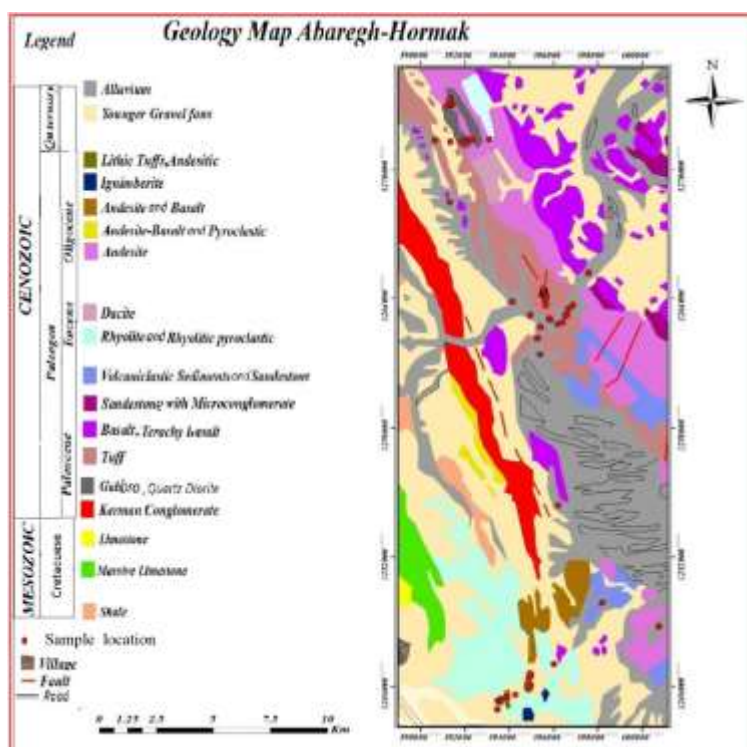
پس از مطالعات اولیه صحرایی و بازدید از منطقه، تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف منطقه برداشت شد و تعداد ۱۱۰ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد مطالعه دقیق سنگ‌شناسی قرار گرفتند. سپس تعداد ۱۴ نمونه با کمترین دگرسانی از سنگ‌های منطقه گزینش و جهت آنالیز عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICPMS به مرکز فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) ارسال و مورد آنالیز قرار گرفتند. برای بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، تعداد ۲ نمونه حاوی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز انتخاب شدند و بر روی این کانی‌ها ۳۵ نقطه مورد تجزیه ریزپردازش الکترونی در محل فوق صورت گرفت. دستگاه تجزیه ریز کاو الکترونی مورد استفاده از نوع EPMA-SX100 و با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kv، شدت جریان ۱۵ nA

و اندازه اشعه ۵ میکرون است. سپس با استفاده از نرم‌افزارهای معمول زمین‌شناسی و نمودارهای مربوطه پردازش و تفسیر داده‌ها صورت گرفت.

## نتایج

### زمین‌شناسی منطقه

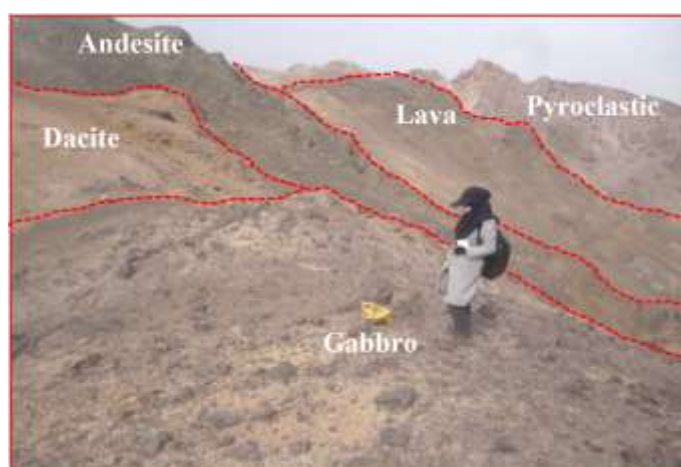
براساس نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه ابارق-حرمک، برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بم (حسینی و همکاران، ۱۹۹۳)، (شکل ۲) واحدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید عبارتند از: شیل، ماسه‌سنگ، سنگ آهک و کنگلومرای کرمان، سنگ‌های گابروی و کوارتزدیوریت پورفیری، سنگ‌های خروجی خصوصاً توف‌ها، بازالت‌ها، تراکی بازالت‌ها، آندزیت-ها و داسیت‌ها با مقدار زیادی مواد آذرآواری (ائوسن) و نهشته‌های کواترنری (شکل ۳ و ۴).



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه ابارق-حرمک (نقشه پایه از حسینی و همکاران، ۱۹۹۳ با تغییرات).



شکل ۳: تناوب جریان‌های گدازه‌ای و آذرآواری‌ها منطقه مطالعاتی (دید به سمت خاور).



شکل ۴: تصویر صحرائی جریان‌های گدازه‌ای و آذرآواری‌ها منطقه مطالعاتی (دید سمت به شمال خاور).

### سنگ‌نگاری

عمده واحدهای خروجی منطقه ترکیب سنگی از بازالت تا داسیت به شرح زیر دارند:

**بازالت‌ها:** کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن است. زمینه این سنگ‌ها (۲۰ درصد) از شیشه و کانی‌های ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. کانی پیروکسن بین ۳۵-۳۰ درصد حجمی را شامل و به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل (شکل ۵ A) و معمولاً از نوع اوژیت می‌باشد که به صورت فنوکریست در زمینه‌ای ریز بلور تا شیشه‌ای قرار دارد. پلاژیوکلاز در حدود ۵۰-۶۰ درصد حجمی از کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل داده است و به صورت شکل‌دار

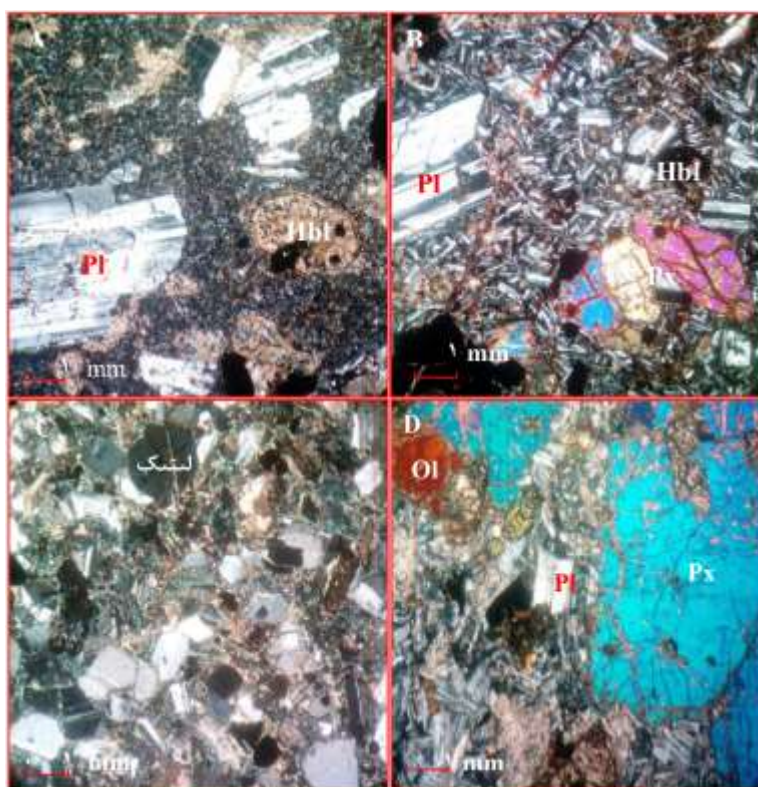
(یوهدرال) تا نیمه شکل‌دار (ساب هدرال) است. این کانی به صورت میکرولیت و درشت بلور نیز دیده می‌شود. دارای ماکل‌های دوتایی و پلی-سنتتیک هستند و گاه منطقه‌بندی دارند (شکل ۵ A). ترکیب این سنگ‌ها از بازالت، تراکی بازالت و آندزیت بازالت متغیر است. آندزیت‌ها: این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز ساخته شده‌اند. این کانی‌ها به صورت درشت بلور و ریزبلور و حدوداً ۸۰-۷۰ درصد حجمی از کانی‌های سازنده سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اکثراً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و معمولاً ماکل دارند. بسیاری از این کانی‌ها در آندزیت‌ها به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳ B).

حجمی کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل داده و به صورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. این کانی بیشتر به صورت فنوکریست و گاهی میکرولیت با شکستگی‌های فراوان می‌باشد (شکل ۵ D). کانی الیوین موجود در این سنگ‌ها به‌طور متوسط ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی از کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد.

توف‌ها: توف‌های موجود در محدوده ابارق-حرمک ترکیب آندزیتی و داسیتی دارند. در مقاطع میکروسکوپی هم به‌طور غالب از کانی‌های پلاژیوکلاز ساخته شده‌اند. بافت این سنگ‌ها ناهمگن و از بخش‌های قطعات سنگی و کانیایی تشکیل شده‌اند (شکل ۵ C).

هورنبلندهای موجود در آندزیت‌ها ۱۵ درصد حجمی سنگ را شامل و به صورت سوزن‌های کشیده سبز تا قهوه‌ای رنگ‌اند و در بعضی از سنگ‌ها حالت سوخته شده را نشان می‌دهند (شکل ۵ B).

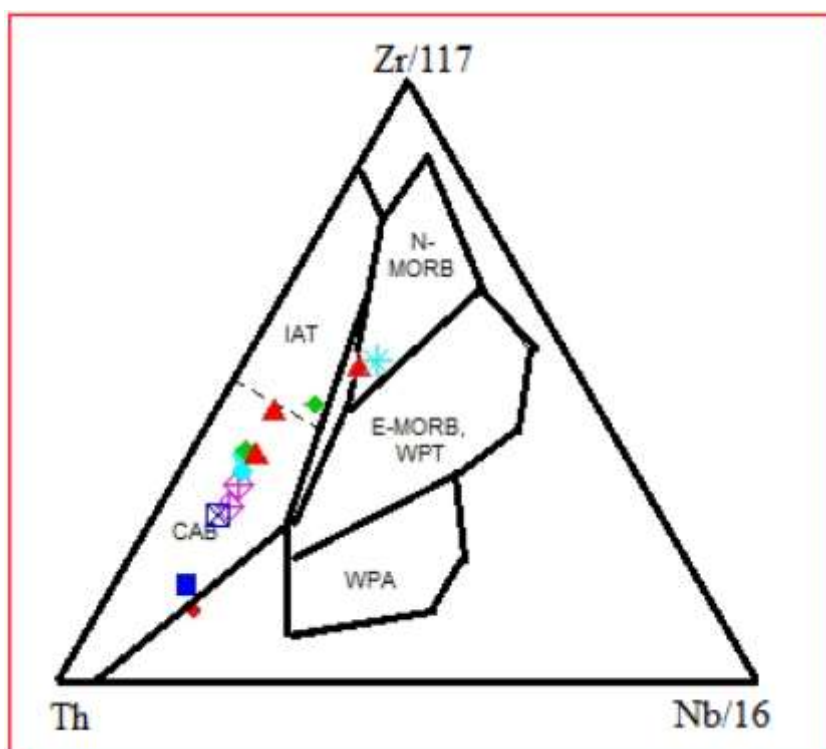
گابروها: این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کم الیوین می‌باشند. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها ۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل داده و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و درشت بلور و میکرولیتی هستند. کانی‌های پلاژیوکلاز دارای ماگل پلی سنتتیک و منطقه-بندی بوده و بعضی از آن‌ها سریسیتی و کربناتی شده‌اند. کانی پیروکسن در حدود ۳۰-۴۰ درصد



شکل ۵: گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های منطقه ابارق-حرمک (A) بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز (درشت و ریزبلور) و هورنبلند، (B) درشت بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز، (C) قطعات لیتیک موجود در توف‌ها با ترکیب آندزیتی و داسیتی در زمینه‌ای شیشه‌ای و ریزبلور، (D) درشت بلورهای پیروکسن، بلورهای کوچک الیوین و پلاژیوکلاز (Cpx= کلینوپیروکسن، Pl= پلاژیوکلاز، Hbl= هورنبلند و Ol= الیوین)، (Whitney and Evans, 2010).



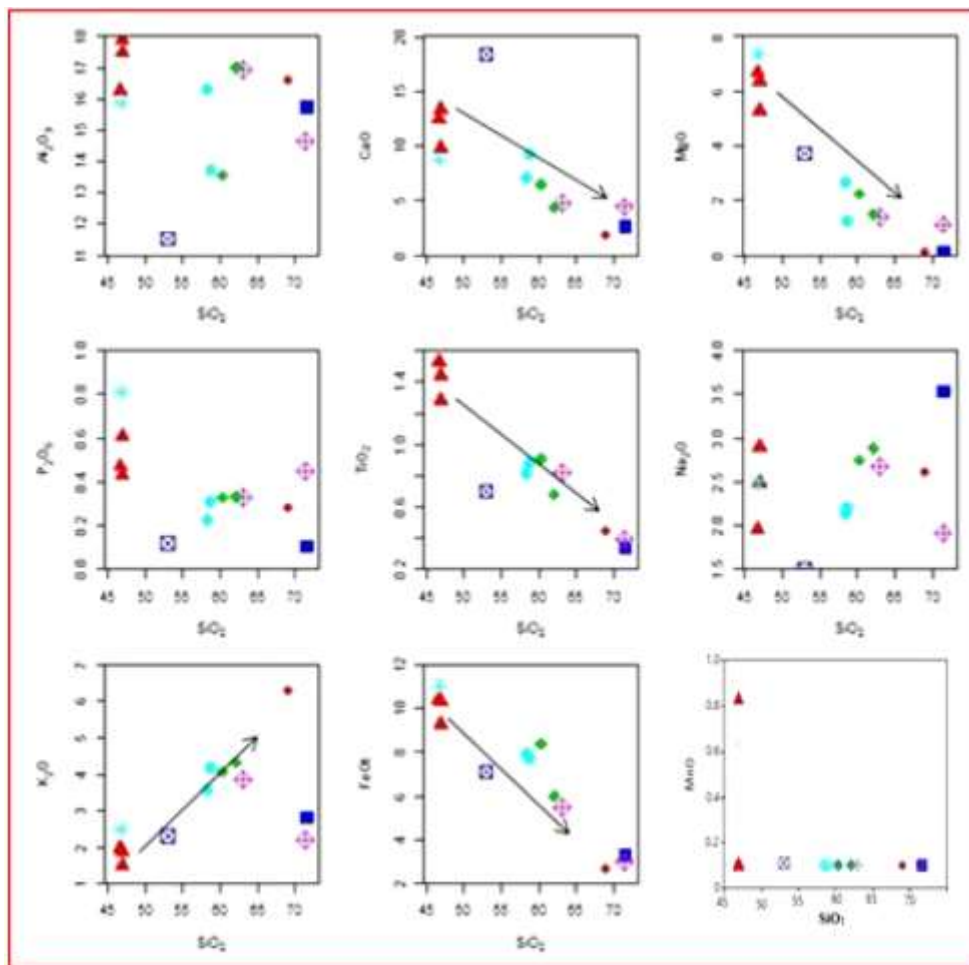




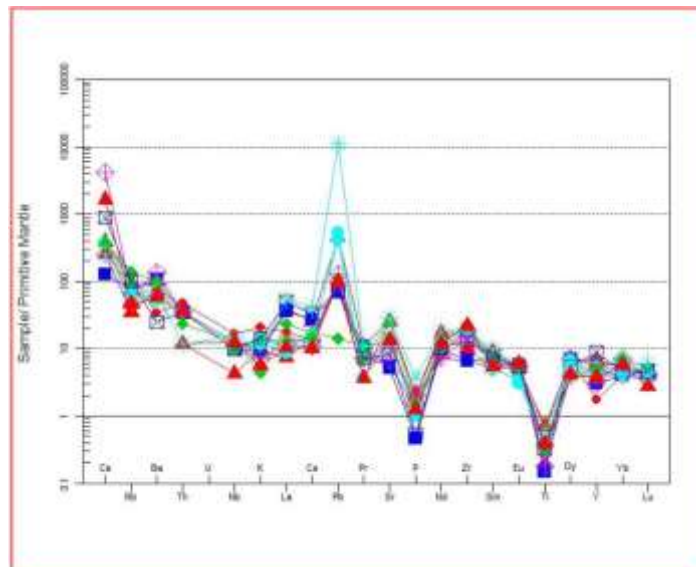
شکل ۸: موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایزی محیط‌های تکتونوماگمایی Th-Zr-Nb (Wood, 1980)، نمونه‌ها اغلب در محدوده‌ی بازالت‌های کالک آلکان قرار می‌گیرند.

روند تغییرات اکسیدهای اصلی  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  از سنگ‌های بازالتی به آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها روند نسبتاً افزایشی (شکل ۹) و اکسیدهای  $\text{CaO}$  و  $\text{FeO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{MgO}$  دارای روند نسبتاً کاهشی با افزایش اکسید سیلیسیم می‌باشند که با روند عمومی تفریق و تبلور ماگما مطابقت دارد (شکل ۹)، هر ند این روند در برخی از این اکسیدها پراکنده و الگوی منظمی ندارد. این روندها با مطالعات پتروگرافی سنگ‌ها نیز همخوانی دارند. بدیهی است در سنگ‌های که مقدار کانی‌های پلاژیوکلاز بیشتر است مقادیر اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  بیشتر و در سنگ‌های که مقدار کانی‌های الیوین و پیروکسن بیشتر است مقادیر اکسیدهای  $\text{MgO}$  و  $\text{FeO}$  بالاتر است. عناصر فرعی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و عناصر کمیاب نسبت به مرجع کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شدند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). مشاهده می‌شود الگوی عناصر فرعی و کمیاب مشابه همدیگر و مشابه با بازالت‌های مناطق فرورانش است. ضمن اینکه عناصر ناسازگار غنی‌شدگی و عناصر سازگار تهی‌شدگی را نشان می‌دهند. عنصر  $\text{Pb}$  آنومالی مثبت و عناصر  $\text{Ti}$  و  $\text{P}$  آنومالی منفی دارند که این تغییرات معمولاً معلول آرایش پوسته‌ای و تفریق ماگمایی است (Reichew et al, 2004; Kurkcuoglu et al, 2008). عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری دارند. تمام عناصر تقریباً الگو و شیب مشابه و منفی دارند که نشانگر این است که سنگ‌های مورد مطالعه منشأ مشابهی دارند.

پژوهشهای دانش زمین

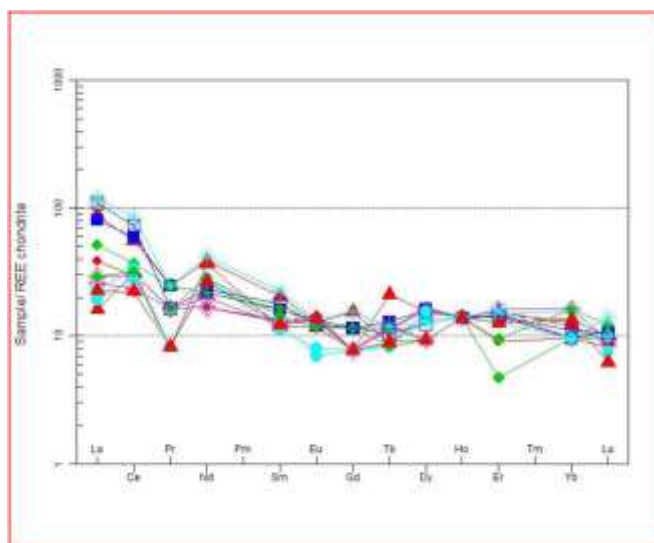


شکل ۹: نمودارهای هارکر تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$ ، در سنگ‌های مورد مطالعه، نمودارهای پایه از (Harker, 1909).



شکل ۱۰: نمودار عنکبوتی عناصر فرعی بهنجار شده در برابر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



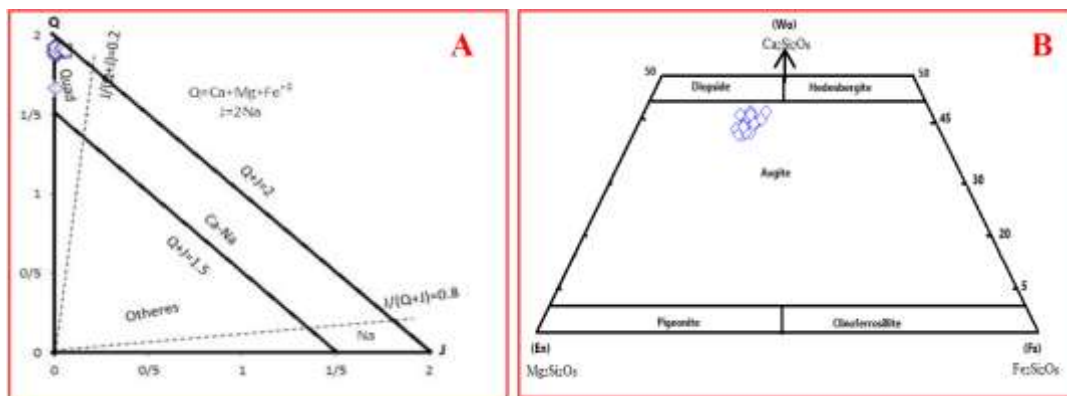


شکل ۱۱: نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده در برابر کندریت (Boynton, 1984).

### شیمی کانی

نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی پیروکسن در نمونه-های بازالتی در (جدول ۱) آمده است. فرمول عمومی پیروکسن‌ها به صورت  $M_2M_1T_2O_6$  است. کاتیون‌های  $Ti^{+4}$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$  و  $Cr^{+3}$  و  $Al^{+3}$  در موقعیت  $M_1$ ، در موقعیت  $M_2$  کاتیون‌های  $Na^+$ ,  $Li^+$ ,  $Mn^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$  و  $Ca^{+2}$  و کاتیون‌های  $Al^{+3}$  و  $Si^{+4}$  در موقعیت T قرار می‌گیرند. پیروکسن از جمله کانی‌های مهم و شاخص است که ترکیب شیمیایی آن اطلاعات ارزشمندی را در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد که به مواردی نظیر خاستگاه ماگما، سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساخت آن، فشار، دما و فشار بخشی اکسیژن می‌توان اشاره کرد (Le Bas, 1962; Nisbet and pearce, 1977; Schweitzer, 1979; Lindsley, 1983; Beccaluva et al, 1981; Sun and Bertrand, 1991; Soesoo, 1997; Nimis and Taylor, 2000; Putrika, 2008)، به منظور دستیابی به شرایط فشار و دمای تشکیل سنگ‌های بازالت، در ابتدا به طبقه‌بندی پیروکسن‌ها پرداخته و سپس فرمول دقیق آن‌ها تعیین شد. پیروکسن‌ها بر طبق نمودار Q-J به چهار رده الف) پیروکسن‌های سدیک، ب)

پیروکسن‌های سدیک-کلسیک، پ) پیروکسن-های آهن-منیزیم-کلسیک، ت) پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند (Morimoto et al, 1988). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های منطقه مورد بررسی در محدوده‌ی پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ A). لازم به ذکر است که نمودار Q-J براساس دو شاخص  $Q=Ca+Mg+Fe+2$  و  $J=2Na$  است و نمونه‌ها در این نمودار در قسمت Quad قرار گرفتند، لازم است که برای تعیین دقیق ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و تعیین مقدار عضوهای انتهایی تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها از نمودار مثلثی Wo-En-Fs استفاده شود که با توجه به این نمودار پیروکسن‌ها در محدوده‌ی اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ B). براساس فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها (جدول ۱) ترکیب اعضای نهایی کلینوپیروکسن-های مورد بررسی برابر است با:  $42/80$  -  $38/22$  Wo،  $32/40$  -  $83/49$  En،  $24/50$  -  $19/66$  Fs و  $Mg\#$  در گستره ۴۴ تا ۵۴ درصد است.

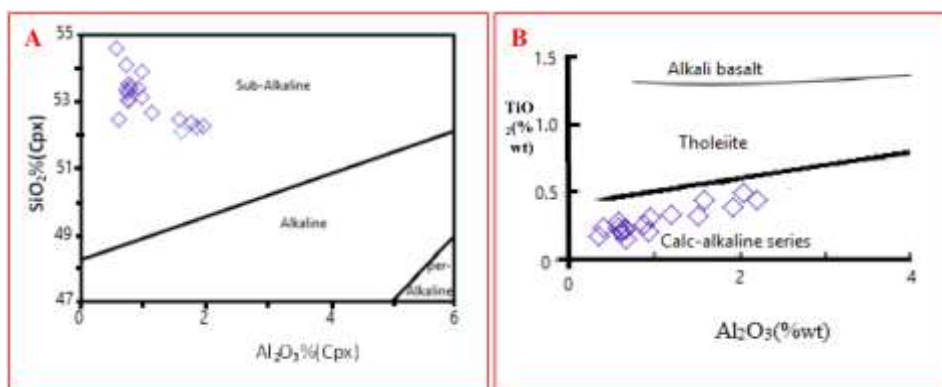


شکل ۱۲: A) موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک در نمودارهای طبقه‌بندی (Q-J) و (B) نمودار مثلثی (Wo-En-Fs) پیروکسن‌ها (Morimoto et al, 1988).

توان سه دسته ماگمایی پرآلکالن، آلکالن و ساب آلکالن را از یکدیگر جدا کرد (شکل ۱۳ A) و براساس نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  موجود در این کانی سه دسته ماگمایی آلکالن، تولئیتی و کالک‌آلکالن از یکدیگر قابل تفکیک هستند (شکل ۱۳ B). لذا با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های پیروکسن در نمودارهای ذکر شده، می‌توان بیان کرد که ترکیب ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد بررسی در قلمرو دسته‌های ساب-آلکالن و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۱۳ A و B).

### تعیین سری ماگمایی

پژوهشگرانی مثل (Nisbet and Le Bas, 1962) معتقدند که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان آن‌هاست و این امر بر اهمیت و ضرورت کاربرد کانی کلینوپیروکسن در تعبیر و تفسیرهای پترولوژیکی می‌افزاید. به عقیده له باس (۱۹۶۲)، عناصری نظیر  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  نقش تعیین کننده‌ای در سرشت و نوع ماگما دارند زیرا مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن درجه آلکالینیته بستگی دارد. لذا براساس مقادیر  $Al_2O_3$  در برابر  $SiO_2$  موجود در کلینوپیروکسن‌ها می-

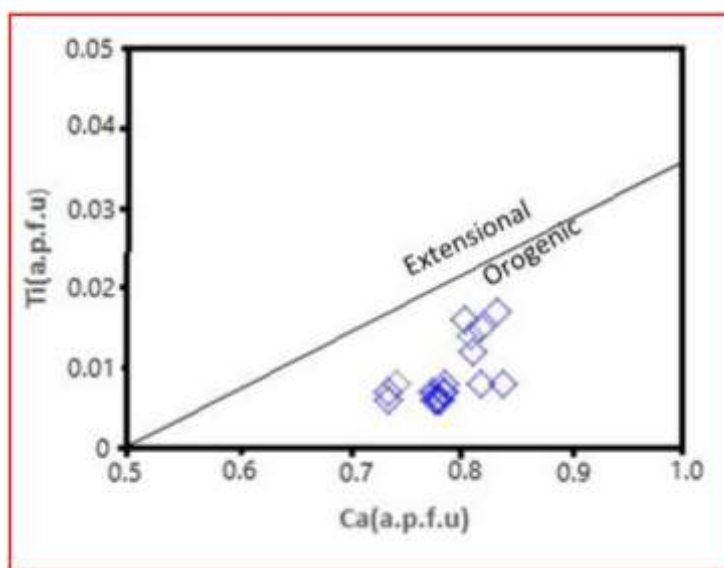


شکل ۱۳: A و B) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها بر روی نمودارهای  $Al_2O_3$  در مقابل  $SiO_2$  و  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  برای سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک (Le Bas, 1962).

### تعیین موقعیت زمین ساختی

یکی دیگر از کاربردهای کانی کلینوپیروکسن، استفاده از آن در تعیین موقعیت زمین ساختی سنگ‌های میزبان آن است. پژوهشگران از ترکیب کانی کلینوپیروکسن به روش‌های مختلف برای این امر استفاده کردند. سان و برتراند (Sun and Bertrand, 1991)، نموداری ارائه کردند که براساس مقادیر Ca و Ti در کلینوپیروکسن پایه-

گذاری شده است. در این نمودار، نمونه‌های با مقادیر بالای Ti در محدوده کششی و نمونه‌های دارای مقادیر بالای Ca در محدوده محیط‌های کوهزایی قرار می‌گیرند. که در این نمودار سنگ-های مورد مطالعه در محیط‌های کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).



شکل ۱۴: تعیین موقعیت زمین ساختی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک (Sun and Bertrand, 1991).

### دما سنجی

پژوهشگرانی مانند Lindsley (1983) و Soesoo (1997) و Nimis and Taylor (2000) و Soesoo (2008) برای دماسنجی کانی پیروکسن روش‌هایی را ارائه داده‌اند. روش‌های دماسنجی پیروکسن‌ها بعضی بر اساس تک کانی کلینوپیروکسن و بعضی هم براساس هم‌زیستی با کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن است. در این پژوهش، از روش تک کانیایی کلینوپیروکسن استفاده شده است. در روش ارائه شده توسط Soesoo (1997)، برای ارزیابی دما، محاسبه دو

شاخص XPT و YPT با توجه به داده‌های آنالیز نقطه‌ای ضروری است و این دو شاخص به صورت رابطه ۱ تعیین می‌شوند:

رابطه (۱)

$$\begin{aligned} XPT &= [(0.446 \times SiO_2) + (0.187 \times TiO_2) - \\ & (0.404 \times Al_2O_3) + (0.346 \times FeO_t) - \\ & (0.052 \times MnO) + (0.309 \times MgO) + \\ & (0.431 \times CaO) - (0.446 \times Na_2O)] \\ YPT &= [(-0.369 \times SiO_2) + (0.535 \times TiO_2) - \\ & (0.317 \times Al_2O_3) + (0.323 \times FeO_t) + \\ & (0.235 \times MnO) - (0.516 \times MgO) - (0.167 \times \\ & CaO) - (0.153 \times Na_2O)] \end{aligned}$$

جدول ۱: نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های ابارق-حرمک و فرمول ساختاری آن‌ها براساس ۶ اتم اکسیژن.

Point N.	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Position.	Core					Rim	Core		
SiO <sub>2</sub>	53.4	53.4	53.07	53.37	54.1	53.05	54.62	53.9	52.36
TiO <sub>2</sub>	0.2	0.26	0.24	0.27	0.25	0.22	0.21	0.23	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.93	0.78	0.73	0.73	0.75	0.57	0.97	1.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0.01	0.04	0.01	0	0	0.01	0
FeO	12.5	12.1	12.39	12.99	12.33	13.04	13.53	13.34	12.72
MnO	0.8	0.75	0.75	0.76	0.87	0.73	0.76	0.75	0.41
MgO	13.7	14.16	13.03	13.5	14.1	13.27	12.71	12.2	12.22
CaO	19.4	19.47	19.45	18.48	18.52	19.49	18.45	19.48	20.38
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.05	0.04	0	0.01	0.03	0.08	0.09
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.	101.1	100.4	100.1	100.1	100.5	100.9	100.9	100.7
Si	1.99	1.983	2	2.002	2.007	1.990	2.032	2.011	1.963
Al <sup>IV</sup>	0.04	0.017	0.03	0.033	0.023	0.046	0.01	0.034	0.037
Al <sup>VI</sup>	0	0.024	0.31	0	0.008	0	0.014	0.008	0.041
Fe(iii)	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0.001	0	0	0	0	0
Ti	0.06	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.006	0.006	0.015
Fe(ii)	0.39	0.377	0.393	0.410	0.385	0.410	0.426	0.420	0.399
Mn	0.02	0.024	0.024	0.024	0.025	0.023	0.024	0.024	0.013
Mg	0.76	0.784	0.732	0.755	0.780	0.472	0.705	0.679	0.683
Ca	0.77	0.775	0.785	0.743	0.736	0.783	0.735	0.779	0.818
Na	0.01	0.001	0.004	0.003	0	0.001	0.002	0.006	0.028
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	3.98	3.991	3.980	3.978	3.973	3.989	3.956	3.968	3.998
Fe <sup>2+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	1.10	1.08	1.17	1.18	1.24	1.09	1.35	1.26	1.02
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup> )	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg#	52	54	51	51	53	50	48	48	50
Wol	39.7	39.53	40.53	38.39	38.22	39.97	38.85	40.84	42.15
En	38.9	40.01	37.78	39.02	40.49	37.87	37.25	35.59	35.17
Fs	21.2	20.43	21.50	22.24	21.29	22.12	23.78	23.27	21.22

ادامه جدول ۱.

Point N.	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Position			Rim	Core			Rim	Core		Rim
SiO <sub>2</sub>	52.26	52.46	52.48	53.47	53.54	53.14	53.28	52.68	52/25	52.1
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.44	0.25	0.29	0.24	0.29	0.23	0.3	0.6	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.96	1.57	0.61	0.8	0.77	0.98	0.75	1.14	1.86	1.62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0	0
FeO	12.59	12.07	13.42	13.8	13.54	14.04	12.7	12.72	12.9	13.17
MnO	0.37	0.37	1.08	0.78	0.69	0.84	0.75	0.4	0.3	0.32
MgO	12.53	13.36	13.51	11.7	12.52	11.26	13.36	12.24	12.42	12.61
CaO	20.06	20.32	19.15	19.49	19.62	20.49	19.44	20.82	20.80	20.15
Na <sub>2</sub> O	0.34	0.38	0.07	0.05	0.07	0.04	0.02	0.3	0.31	0.41
K <sub>2</sub> O	0	0	0.07	0	0	0	0	0	0	0
Total	100.7	100.9	100.6	100.4	100.9	101.1	100.5	100.6	100.4	100.9
Si	1.958	1.957	1.976	2.013	2.002	1.999	1.995	1.980	1.949	1.955
AllV	0.044	0.026	0.003	0.014	0	0.003	0	0.030	0.030	0.027
AlVI	0.044	0.026	0.003	0.049	0.036	0.043	0.028	0.030	0.030	0.027
Fe(iii)	0	0.029	0.022	0	0	0	0	0	0.015	0.029
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ti	0.016	0.012	0.007	0.008	0.007	0.008	0.006	0.008	0.017	0.014
Fe(ii)	0.395	0.347	0.400	0.439	0.426	0.445	0.399	0.400	0.387	0.383
Mn	0.012	0.012	0.034	0.025	0.022	0.027	0.024	0.013	0.009	0.010
Mg	0.700	0.743	0.759	0.657	0.698	0.632	0.746	0.686	0.691	0.705
Ca	0.805	0.812	0.773	0.786	0.786	0.818	0.780	0.838	0.833	0.810
Na	0.025	0.027	0.005	0.004	0.005	0.003	0.001	0.022	0.022	0.030
K	0	0	0.003	0	0	0	0	0	0	0
Total	3.996	4.009	4.006	3.967	3.979	3.975	3.985	3.998	4.004	4.009
Fe <sup>+2</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> )	1.03	0.92	0.95	1.26	1.16	1.19	1.13	1.02	0.96	0.93
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup> )	0	0.08	0.05	0	0	0	0	0	0.04	0.07
Mg#	50	52	50	46	48	44	51	49	49	49
Wol	41.58	41.23	38.87	41.16	40.58	42.51	39.99	42.80	42.56	41.17
En	36.14	37.72	38.07	34.38	36.04	32.83	38.24	35.01	35.28	35.85
Fs	21	19.66	22.90	24.26	23.12	24.51	21.70	21.07	21.01	21.47

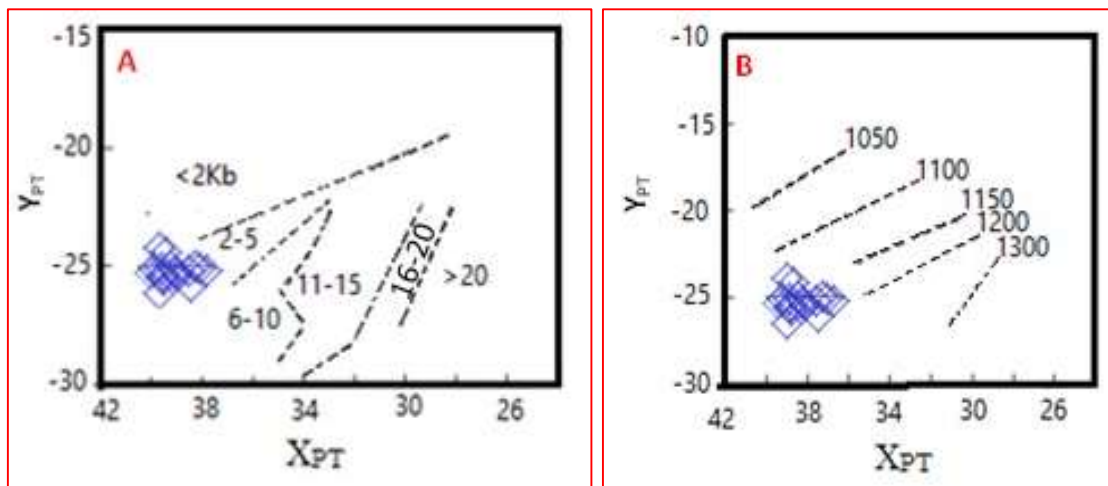
نبود لزوم حضور دو پیروکسن برای داماسنجی و (۲) قابلیت استفاده برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار. براساس این روش، دمای تشکیل کلینوپيروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه، حدود ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۳۹/۳۲ تا ۴۰/۵۵ و مقدار YPT در گستره ۲۴/۲۶ تا ۲۶/۲۴- است (شکل ۱۵ B). این روش به دلیل مزیت‌های که دارد در اولویت استفاده قرار می‌گیرد و از جمله مزیت‌های آن عبارتند از: (۱)



فشارهای مشابه با اوژیت دانست. این شرایط حاکی از توقف ماگمای تشکیل‌دهنده بازالت‌های منطقه و تبلور آن‌ها در درون آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی در اعماق کم پوسته (کمتر از ۲۳ کیلومتر) است. بافت‌های پورفیری در این سنگ‌ها موید این امر می‌باشد (شکل ۱۵ A و B).

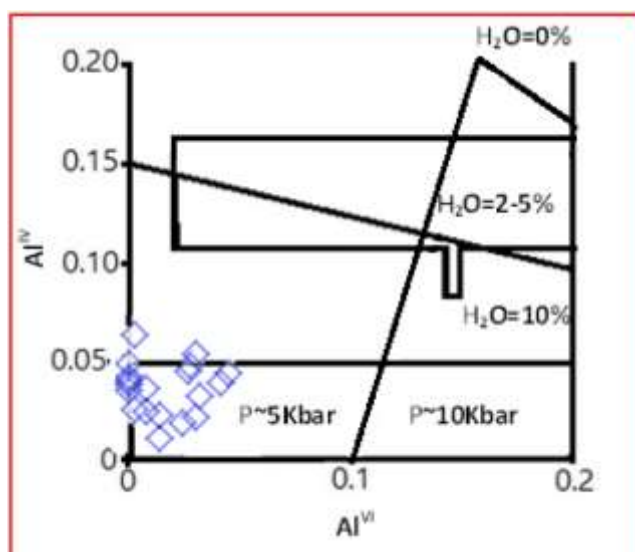
نیز فشار کمتر از ۶ کیلوبار را نشان می‌دهند. از آنجایی که کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت کانی‌های اصلی بازالت‌های منطقه را تشکیل داده و روابط بافتی در آن‌ها حاکی از همپوشانی وسیع در بازه‌ی زمانی رشد این دو کانی روی منحنی کوتکتیک است، می‌توان تبلور پلاژیوکلازها را نیز در



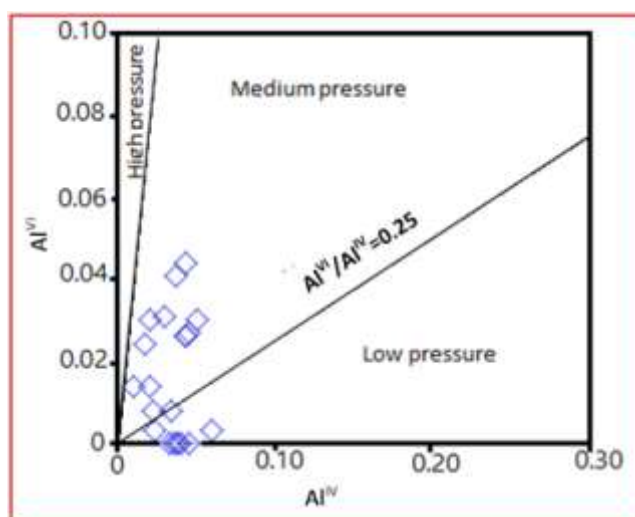
شکل ۱۵: A) تعیین فشار و B) دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997).

نمودار  $Al^{VI}$  در مقابل  $Al^{IV}$ ، پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک در محدوده فشار حدود ۵ کیلوبار و میزان آب در حدود ۱۰ درصد قرار می‌گیرند (شکل ۱۶). همچنین براساس نمودار ارائه شده توسط (Aoki and Shiba, 1973)، پیروکسن‌های مورد بررسی در فشارهای کم تا متوسط تشکیل شده‌اند و این بیانگر آن است که تبلور پیروکسن‌ها در هنگام صعودی از اعماق به طرف بالا صورت گرفته است (شکل ۱۷).

تعیین مقدار آب ماگما و فشار با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن ارزیابی فشار حاکم بر تشکیل سنگ‌های دارای کلینوپیروکسن از روش‌های متعددی امکان‌پذیر است که می‌توان از روش‌های سوئسو (Soesoo, 1997)، نیمیس و تیلور (Nimis and Taylor, 2000) و پاتریکا (Putrika, 2008) نام برد. چگونگی توزیع Al در موقعیت‌های اکتاهدی و تتراهدی روشی مناسب برای تخمین میزان آب ماگما و فشار است (Helz, 1973)، به عقیده او، هر چه میزان  $Al^{IV}$  افزایش یابد مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. لکن براساس



شکل ۱۶: توزیع Al در موقعیت‌های اکتاهدری در ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک، به تناسب مقدار درصد بخار آب (Helz, 1973).



شکل ۱۷: موقعیت کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک، بر روی نمودار  $Al^{IV}-Al^{VI}$  (Aoki and Shiba, 1973).

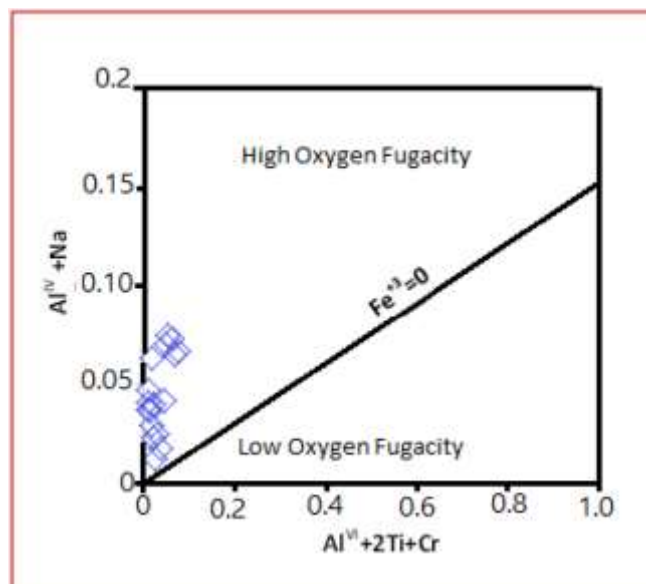
برای تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما توسط محققان ارائه شده است که عبارتند از: الف) نسبت  $Fe^{+3}/Fe^{+2}$  سنگ کل (Cramichael and Ghiorso, 1986; Blevin, 2004)، ب) تعادل کانی‌ها که معمول‌ترین آن‌ها جفت کانی مگنتیت - ایلمنیت، تعادل در پیروکسن‌ها (Andersen et al, 1993)، پ) عناصر نادر خاکی در سنگ‌ها (Lepage, 2003).

#### تعیین فوگاسیته اکسیژن

پژوهشگران بسیاری معتقدند که فوگاسیته اکسیژن عاملی مؤثر در کنترل فرآیندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است، چرا که فوگاسیته اکسیژن در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور تأثیر بسیاری دارد (France et al, 2010). روش‌های گوناگونی

تابع موازنه Al در دو موقعیت تتراهدری و اکتاهدری است. بنابراین هر اندازه که Al تتراهدری افزایش یابد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز Al مانند Fe به موقعیت اکتاهدری بیشتر می‌شود، لکن پیروکسن‌هایی که در نمودار مربوطه در بالای خط  $Fe^{+3}=0$  قرار گرفته‌اند، در شرایط فشار بخشی بالای اکسیژن متبلور شده‌اند و هر اندازه فاصله قرارگیری نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد، بیانگر تبلور نمونه‌ها در فوگاسیته بالاتری از اکسیژن است (Cameron and Papike, 1981). هرچند در نمونه‌های کانایی مورد بررسی مقادیر کروم در حد صفر است لیکن به دلیل تمایز آلومینیوم تتراهدرالی از اکتاهدralی از این نمودار جهت تعیین فوگاسیته اکسیژن می‌توان استفاده نمود. موقعیت قرارگیری پیروکسن‌های مورد بررسی بر این نمودار، بر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور آن‌ها دلالت دارد (شکل ۱۸).

و کانی‌ها (Burnham and Berry, 2014) و ترکیب شیمیایی نسبی سنگ کل که در این روش از عناصر کمیاب غیر وابسته به توانایی اکسیداسیون-احیا مثل Sc و Yb استفاده می‌شود (Laubier et al, 2014). به اعتقاد پژوهشگران، مقدار  $Fe^{+3}$  محیط تشکیل سنگ‌ها به فشار بخشی اکسیژن وابسته است و میزان آن توسط نمودار تغییرات  $Al^{IV}+Na$  در مقابل  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  تعیین می‌شود (Ottonello et al, 2001; Moretti, 2005; Botcharnikov et al, 2005). بنابراین برای تعیین مقدار فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های حاوی کلینوپیروکسن، از نمودار  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  در مقابل  $Al^{IV}+Na$  ارائه شده توسط (Schweitzer et al, 1979)، استفاده شد. این نمودار براساس موازنه Al تتراهدری و Al و Cr اکتاهدری تنظیم شده است. آهن در ترکیب پیروکسن‌ها می‌تواند جایگزین عناصری نظیر Al، Ti و Cr در موقعیت اکتاهدری شود، لذا فراوانی آهن در پیروکسن‌ها به میزان Al بستگی دارد و



شکل ۱۸: تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک، با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن (Schweitzer et al, 1979).

## نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفشانی محدوده ابارق-حرمک طیفی از انواع سنگ‌های آذرین بازی تا اسیدی، بازالت، آندزیت، داسیت، انواع آذرآواری وابسته به آن‌ها و کمتر سنگ‌های نفوذی نظیر دیوریت و گابرو را شامل می‌شوند که مشخصات سنگ‌شناختی مشابه با دیگر سنگ‌های موجود در نوار ماگمایی ارومیه-دختر را دارند و در نمودارهای تکتونوماگمایی وابستگی به محیط‌های فرورانشی حاشیه قاره را نشان می‌دهند. لذا به نظر می‌رسد ماگمای سازنده این سنگ‌ها در نتیجه فرورانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران در ناحیه ارومیه-دختر تشکیل شده باشند. شیمی سنگ کل، نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب نشان از وابستگی این سنگ‌ها به مناطق فرورانشی دارد از شیمی

کانی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی ابارق-حرمک دارای ماهیت کالک-آلکالن و در ارتباط با محیط‌های کوهزایی هستند. توزیع آلومینیوم در ساختار این کانی‌ها بیانگر تبلور آن‌ها از یک ماگمای آبدار با فشار بخار آب در حد ۱۰ درصد با فوگاسیته بالای اکسیژن (میزان آهن فریک در کلینوپیروکسن‌ها) است. ۹۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد) است و فشار (۲ تا ۵ کیلوبار) بیانگر تبلور آن‌ها در طی صعود ماگما و در آشیانه‌های ماگمایی کم عمق می‌باشد.

## سپاس‌گزاری

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه سیستان و بلوچستان تشکر و قدردانی می‌نمایند.

## منابع

- حسین پور، م.، ۱۳۹۲. بررسی خطر زلزله بم و روند بازسازی شهر بم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- حسینی، ز.، افشارزاده، ا.م. و چایچی، ز.، ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی بم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
- زاهدی، ا.، ۱۳۸۴. پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی گدازه‌ها و دایک‌های آندزیتی منطقه ابارق، در شمال باختر شهرستان بم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه باهنر کرمان.
- علیدادی سلیمانی، ح.، ۱۳۹۴. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال باختر شهرستان بم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه آزاد زرنند.
- میرعالی، س.ف.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال شهرستان بم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه هرمزگان.
- Andersen, D.J., Lindsley, D.H. and Davidson, P.M., 1993. A Pascal program to access equilibria among Fe-Mg- Mn- Ti oxides, pyroxenes, olivine and quartz, Computers and Geosciences, v. 19, p. 1333-1350.
- Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from Lherzolite inclusions of Itinome- Gata, Japan, Lithos, v. 6, p. 41-51.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator, Chemical Geology, v. 77, p. 165-182.
- Blevin, P.L., 2004. Redox and compositional parameters for

- interpreting the granitoid metallogeny of Eastern Australia: Implications for gold-rich ore system, *Resource Geology*, v. 54(3), p. 241-252.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 5071-5085.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, p. 63-114.
- Burnham, A.D. and Berry, A.J., 2014. The effect of oxygen fugacity, melt composition, temperature and pressure on the oxidation state of cerium in silicate melts, *Chemical Geology*, v. 366, p. 52-60.
- Cameron, M. and Papike, J.J., 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes, *American Mineralogist*, v. 66, p. 1-50.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks, *George Allen and Unwin.*, 450 p.
- Cramichael, I.S.E. and Ghiorso, M.S., 1986. Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 78, p. 200-210.
- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region, *Geological Survey of Iran, Report 52*, 334 p.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 189, p. 340-346.
- Girod, M. and Conrad, G., 1976. Les formations volcaniques recentes du sud de l'Iran (Kouh-e-Shahsavaran): donnees petrologiques preliminaires; implication structural, *Bulletin of Volcanology*, v. 39, p. 493-511.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*, Methuen, London. 348 p.
- Hasse, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram, *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting ranges at  $H_2O=5\text{kb}$  as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases, *Journal of Petrology*, v. 14, p. 249-302.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 235-458.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T. and Hanan, B., 2008. Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey, *Lithos*, v. 101, p. 416-434.
- Laubier, M., Grove, T.L. and Langmuir, C.H., 2014. Trace element mineral/melt partitioning for basaltic and basaltic andesitic melts: An experimental and laser ICP-MS study with application to the oxidation state of mantle source regions, *Earth and Planetary Science-Letters*, v. 392, p. 265-278.
- Le Bas, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage,



- American Journal of Science, v. 260, p. 267-288.
- Le Bas, M.J., LE Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, v. 27, p. 375-377.
- Lepage, L.D., 2003. An excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry, *Computers and Geosciences*, v. 29, p. 673-678.
- Lindsley, I., 1983. Pyroxene thermometry, *American Mineralogist*, v. 68, p. 477-493.
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts, *Geophysics*, v. 48, p. 583-608.
- Morimoto, N., 1988. The nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, v. 52, p. 535-550.
- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites, Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 139, p. 541-554.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 149-160.
- Otonello, G., Moretti, R., Marini, L. and Zuccolini, M.V., 2001. Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model, *Chemical Geology*, v. 174, p. 157-179.
- Putrika, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 61-120.
- Reichew, M.K., Saunders, A.D., White, R.V. and Al M-Ukhamedov, A.I., 2004. Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia, *Lithos*, v. 79, p. 425-452.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts, *American Journal of Sciences*, v. 64, p. 501-513.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization P-T estimations, *Geological Society of Sweden*, v. 119, p. 55-60.
- Sun, C.M. and Bertrand, J., 1991. Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan province, China): Petrogenetic and geotectonic implications, *Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen*, v. 71, p. 243-259.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.) *Magmatic in ocean basins*, Geological Society Special Publication London, v. 42, p. 313-345.
- Takanashi, K., Shuto, K. and Sato, M., 2011. Origin of Late Paleogene to Neogene basalts and associated coeval felsic volcanic rocks in Southwest Hokkaido, northern NE Japan arc: Constraints from Sr and Nd isotopes and major and trace-element chemistry, *Lithos*, v. 125, p. 368-392.

-Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming

minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p. 185-187.

-Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of

tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 50, p. 11-30.