

## پتروولوژی بازالت آکالن تویره، شاهدی بر ولکانیسم الیگوسن درون صفحه قاره‌ای در شمال غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی، جنوب غرب جندق

ثمینه رجبی و قدرت ترابی \*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

### چکیده

در شمال غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی (CEIM) در جنوب غرب جندق، بازالت آکالن تویره به سن الیگوسن با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی تا شرقی-غربی رخنمون دارد. این آکالی بازالت با بافت پورفیریتیک، پویی کیلیتیک و میکرولیتیک پورفیریتیک دارای کانی‌های اولیه الیوین (کریسولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید-اوپتیت)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت) و اسپینل و کانی‌های ثانویه مگنتیت تیتان دار، سرپانتین و زئولیت است. این بازالت از عناصر آکالی  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ،  $\text{TiO}_2$ ، LILE (Ba, Cs, Rb) و HFSE (Zr و Ti, Nb, Hf) غنی و دارای نسبت بالای LREE/HREE ( $\text{La/Yb} = 9/64$  تا  $12/68$ ) است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بیانگر آن است که ماگمای سازنده بازالت آکالن تویره حاصل ذوب بخشی یک گارنت‌لرزلولیت کربناته در گوشته آستوسفری است. موقعیت زمینی‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که فرورانش صفحه اقیانوسی اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ از تریاس تا ائوسن عامل متازوماتیزم کربناته و باروری گوشته شده است. وجود زئولیت و زئوکریست فراوان و بافت‌های واکنشی آنها در این آکالی بازالت بیانگر سرعت بالای صعود آن است. عملکرد گسل‌های کویر بزرگ و تویره در یک رژیم کششی درون صفحه قاره‌ای می‌تواند عامل ولکانیسم آکالن الیگوسن در شمال غرب CEIM باشد.

واژه‌های کلیدی: بازالت آکالن، الیگوسن، زئوکریست، جندق، خردقاره شرق-ایران مرکزی

### مقدمه

ترکیب گوشته منشأ در اختیار قرار می‌دهد (Hofmann, 1997). این بازالت‌ها در جزایر اقیانوسی و ریفت‌های قاره‌ای گزارش شده‌اند (Turner and Hawkesworth, 1995). غنی‌شدگی از  $\text{TiO}_2$ ، عناصر آکالی  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ ، LILE و HFSE و همچنین، نسبت بالای LREE/HREE و عدم وجود آنومالی منفی Eu از ویژگی بازالت‌های آکالن جزایر اقیانوسی است. بررسی‌ها

ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی، ماگمای اولیه و یا با تغییرات اندک است که در اثر ذوب سنگ‌های پریدوتیتی در شرایط گوشته تشکیل می‌شود. بازالت‌های آکالن حاصل تبلور ماگمایی است که بدون تفریق در خور توجه با سرعت صعود بالا به سطح زمین رسیده‌اند (Spera, 1984) و از این رو اطلاعات زیادی در خصوص

و جنوب غرب توسط گسل دهشیر-بافت و در جنوب توسط گسل بشاگرد) محدود می‌شود (Almasian 1997؛ Davoudzadeh, 1997؛ Rajabi, 2010؛ Shirdashtzadeh *et al.*, 2011؛ Torabi, 2010؛ Rajabi and Torabi, 2012؛ Torabi *et al.*, 2011). بازالت کوه تویره که در این پژوهش بررسی می‌شود در حاشیه شمال غربی CEIM قرار دارد (شکل ۱). این سنگ‌ها با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی تا شرقی غربی با عرض ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر و طول حدود ۲۵۰۰ متر (شکل ۲) بر روی ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای ائوسن-لیگوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳). تعیین سن این بازالت‌ها با روش K-Ar سن ۳۳ میلیون سال را نشان می‌دهد که بیانگر اوایل لیگوسن است (Aistov *et al.*, 1984). بررسی زمین‌شناسی منطقه تویره تاکنون محدود به پروژه تکنواکسپورت بوده است. گسل کویر بزرگ و در جنوب غرب آن گسل تویره مهمترین و نزدیک‌ترین گسل‌ها به منطقه بررسی شده است (شکل ۲) که نقش مؤثری را در خروج بازالت تویره ایفا نموده‌اند. در شمال شرق منطقه بررسی شده سازند فلیشی پیس کوه رخنمون دارد. سنگ‌های ولکانیک ائوسن (Aistov *et al.*, 1984) در جنوب پیس کوه (کوه گودار سیاه) و همچنین، شمال شرق کوه تویره قرار دارد (شکل ۲). Mahmoodabadi (۲۰۰۹) با بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک ائوسن در کوه گودار سیاه نشان داده است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارد و حاصل فوران در یک کمان ولکانیکی است. Torabi (۲۰۱۰) نفوذ دایک‌های لامپروفیری لیگوسن (Aistov *et al.*, 1984) با روند تقریبی شمالی-جنوبی را در سازند پیس کوه و ولکانیک‌های کوه گودار سیاه گزارش نموده است (شکل ۲). گراندیوریت‌های ائوسن بالایی نیز در شمال شرق کوه تویره مشاهده می‌شود (شکل ۲).

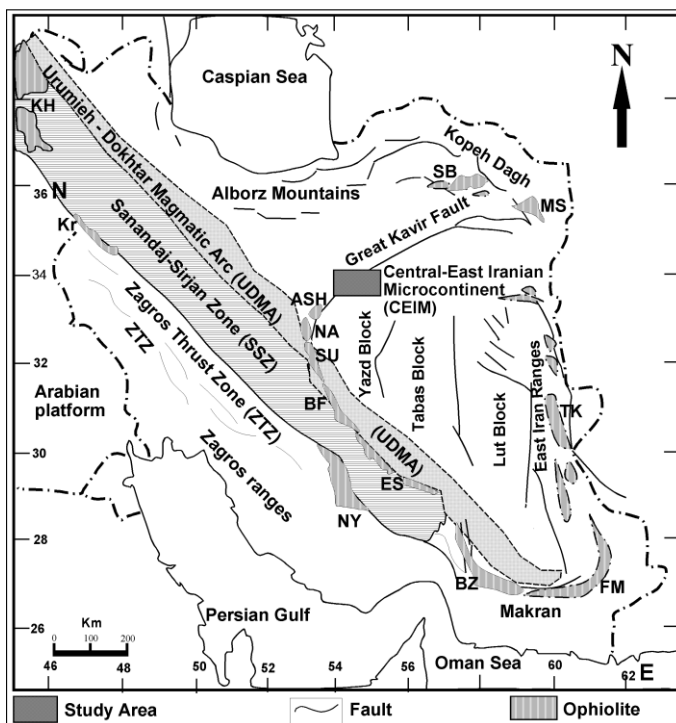
نشان داده است که بازالت‌های آلکان قاره‌ای نسبت به هم‌رزهای اقیانوسی تنوع ترکیبی بیشتری دارد. این ویژگی ناشی از تأثیر لیتوسفر قاره‌ای در مسیر رسیدن ماگما به سطح زمین است (Yan and Zhao, 2008). منشأ بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای به ذوب گوشته آستوسفری، لیتوسفری و یا تأثیر هر دو نسبت داده شده است (Yan and Zhao, 2008). صعود سریع بازالت‌های آلکان باعث می‌شود که قطعاتی از سنگ‌های مسیر خود را از گوشته و پوسته به صورت زنولیت و زنوکرست با خود حمل نماید و به سطح زمین برساند. این قطعات پنجره‌ای مستقیم در ارزیابی ماهیت پوسته و گوشته و شرایط صعود ماگمای میزبان آنها است (Mc Griffin *et al.*, 1999؛ Donough, 1990). در شمال شرق استان اصفهان (کوه تویره، جنوب غرب جندق) و حاشیه شمال غربی خردقاره شرق-ایران مرکزی (CEIM) بازالت‌های آلکان لیگوسن (با روش K-Ar؛ Aistov *et al.*, 1984) رخنمون دارد. این بازالت‌ها زنولیت‌های گوشته و زنوکرست‌های پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن با بافت‌های واکنشی در اطرافشان دارد. بررسی این بازالت‌ها در تعیین ماهیت ولکانیسم لیگوسن شمال غرب CEIM و نحوه صعود ماگمای سازنده آنها کارآمد است. در پژوهش حاضر، برای نخستین بار به بررسی ماهیت این بازالت و زنوکرست‌های موجود در آنها پرداخته می‌شود.

### زمین‌شناسی منطقه

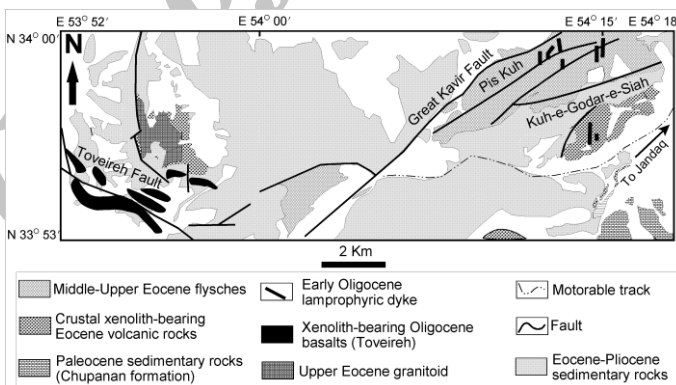
مهمترین واحدهای ساختاری ایران عبارتند از: پهنه زاگرس، پهنه سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، خردقاره شرق-ایران مرکزی، البرز، کپه داغ، شرق ایران و مکران (شکل ۱). CEIM از مهمترین واحدهای ساختاری ایران است که از اطراف توسط افیولیت‌های مزوزوئیک-ترسیر، که بقایای اقیانوس نئوتتیس است و گسل‌های اصلی (از طرف شمال توسط گسل کویر بزرگ، به سمت غرب

شکل ۱- واحدهای ساختاری مهم ایران (بر گرفته از Ramezani و Tucker (۲۰۰۳) با تغییرات) و موقعیت منطقه بررسی شده. مخفف‌های به کار رفته برای نام افیولیت‌ها مطابق زیر است:

KH: Khoys; KR: Kermanshah; NY: Neyriz; BZ: Band Ziarat; NA: Naein; BF: Baft; ES: Esfandagheh; FM: Fanuj-Maskutan; TK: Tchehel Kureh; MS: Mashhad; SB: Sabzevar; ASH: Ashin; SU: Surk.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جنوب غرب جندق. کوه تویره با اغراق نشان داده شده است.



شکل ۳- (A) تصویر صحرایی از موقعیت قرارگیری بازالت آلکان تویره روی ماسه سنگ‌های ائوسن-الیگوسن. (B) تصویری از زئولیت درون بازالت.

## روش انجام پژوهش

به منظور بررسی ماهیت بازالت کوه تویره پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، مقاطع نازک برای کانی‌شناسی و بررسی پتروگرافی و از نمونه‌های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه شد و با دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل (WDS) JXA-8800 دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kv و جریان ۲۰ na آنالیز شد که نتایج آن در پیوست‌های ۱ و ۲ آورده شده است. در محاسبه مقدار  $Fe^{3+}$  برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها و روش‌های اریه شده توسط Droop (۱۹۸۷) و Spear (۱۹۹۵) استفاده شد. مقدار  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$ ،  $Mg\# = 100 Mg / (Mg+Fe^{2+})$  و  $Fe^{3+}\# = 100 Cr / (Cr+Al)$ ،  $(Fe^{2+}+Mg)$  برای دستیابی به ترکیب عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ کل نمونه‌های با دگرسانی کمتر انتخاب و با روش‌های ICP-MS و ISP-AES (به ترتیب: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry و Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) در آزمایشگاه Als Chemex کانادا آنالیز شد. برای حذف تأثیر زئولیت‌ها و زئوکریست‌های موجود در این سنگ‌ها قبل از انجام آنالیز این قطعات از نمونه‌های پودر شده جداسازی شد. در آنالیز انجام شده میزان آهن این سنگ‌ها به صورت  $Fe_2O_3^*$  ارایه شده است. به منظور تفکیک  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  از روابط ارایه شده توسط Le Maitre (۱۹۷۶) استفاده شده است. نتایج آنالیز سنگ کل در پیوست ۳ آورده شده است. علایم اختصاری به کار رفته برای نام کانی‌ها بر گرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

## پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

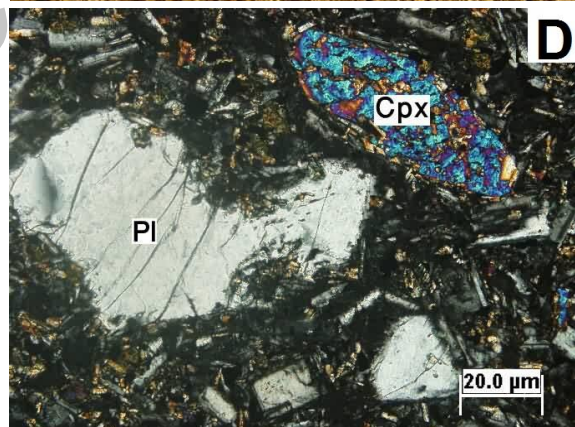
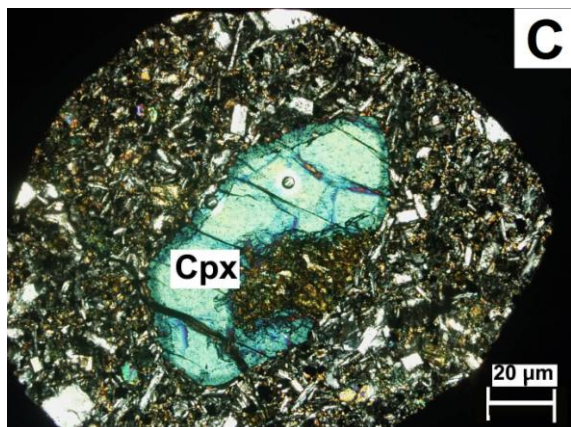
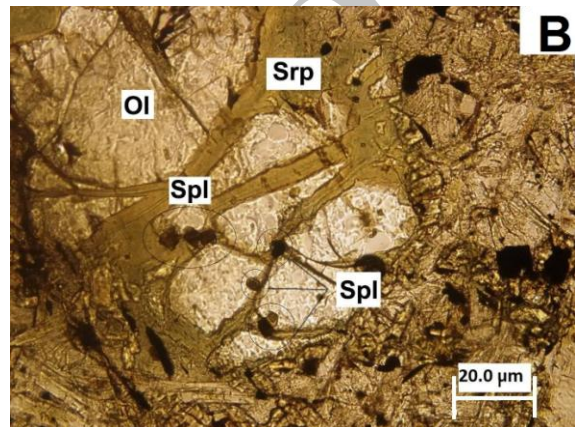
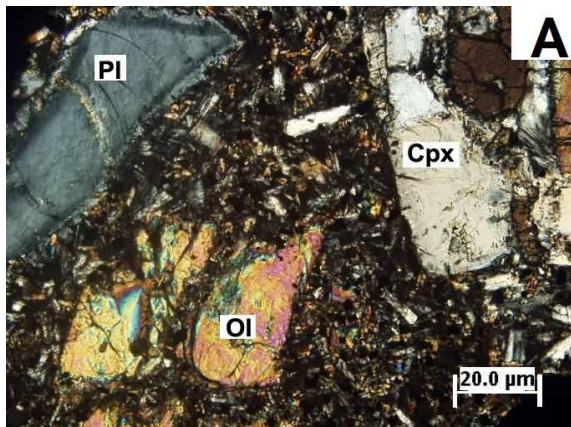
## بازالت آلكالن

بازالت تویره دارای فنوکریست‌های الیوین، با ادخال‌هایی از اسپینل قهوه‌ای رنگ، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است که در میکرولیت‌هایی از همین کانی‌ها و کانی‌های ثانویه سرپانتین، زئولیت (ناترولیت و مزولیت) و مگنتیت تیتان دار قرار گرفته‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیریتییک، میکرولیتییک پورفیریتییک و پوی کیلیتییک است (شکل ۴-۴ تا D). بلورهای قهوه‌ای رنگ شکل دار تا نیمه شکل دار اسپینل به صورت ادخال در فنوکریست‌های الیوین مشاهده می‌شود (شکل ۴-۴). این اسپینل‌ها ترکیب اسپینل-هرسینیت دارد و دارای  $Al_2O_3$  (۲۸/۳۰ تا ۶۶/۴۸)،  $Mg\#$  (۵۷ تا ۷۵) و مقادیر در خور  $Cr_2O_3$  (۹۱/۱۵ تا ۵۵/۳۴) است (پیوست ۱). در بسیاری از بخش‌ها این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت تبدیل شده است. فنوکریست‌های الیوین شکل دار تا نیمه شکل دار به صورت بخشی یا کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۴). میانگین محتوای  $CaO$  و  $Fe\#$  این اسپینل‌ها به ترتیب ۲۲/۰ wt% تا ۳۰ است و ترکیب کریسولیت دارد. در حالی که الیوین‌های موجود در زمینه ترکیب کریسولیت-هیالوسیدریت دارد و مقدار  $CaO$  بیشتر و  $Fe\#$  کمتر از فنوکریست‌های الیوین دارد (به ترتیب ۳۶/۰ wt% و ۱۸ تا ۳۸) (پیوست ۱). این ویژگی‌ها با تبلور فنوکریست‌های الیوین در عمق بیشتر و تبلور میکرولیت‌ها در بخش‌های کم عمق‌تر سازگار است (Kohler and Brey, 1990). فنوکریست‌های کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار و دارای زونینگ است (شکل ۴-۴). بررسی نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی نشان می‌دهد



(پیوست ۱). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و با حاشیه‌های فرورفته مشاهده می‌شود (شکل ۴-D). نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی نشان می‌دهد که فنوکریست‌ها (۴۴ تا ۶۶ An%) و همچنین، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (۳۴ تا ۶۹ An%) عمدتاً ترکیب لابرادوریت دارد (پیوست ۱).

که در بخش‌های مرکزی ترکیب اوژیت و به سمت حاشیه دیوپسید دارد (پیوست ۱). تغییر در ترکیب فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیانگر تغییر در شرایط تبلور حین فوران و صعود ماگما است. ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در زمینه سنگ دیوپسید غنی از Al و Ti و شبیه به ترکیب حاشیه فنوکریست‌های کلینوپیروکسن است



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از بازالت آکالن توپره، همه تصاویر در نور پلاریزه است.

صورت مشاهده می‌شود: دسته اول مگاکریست‌هایی با ابعاد حدود ۵ سانتی‌متر و حاشیه‌های گرد شده، فرورفته و بافت غربالی است (شکل ۵-A). آنالیز نقطه‌ای این دسته از زونکریست‌ها نشان می‌دهد که از مرکز به حاشیه مقدار CaO آنها افزایش می‌یابد به گونه‌ای که در مرکز ترکیب آندزین (۳۷ An%) و به سمت حاشیه ترکیب لابرادوریت (۶۸ An%) دارد (پیوست ۲). اندازه، شکل و متفاوت بودن

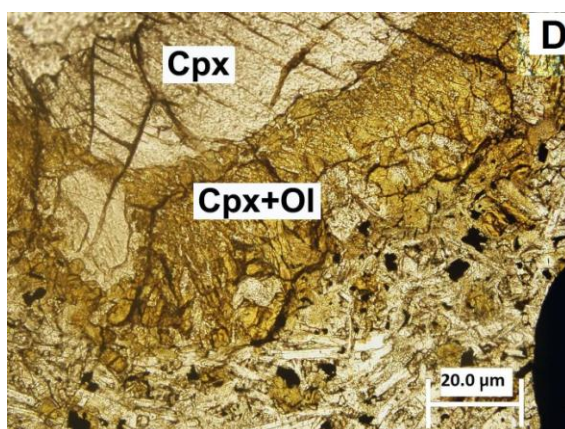
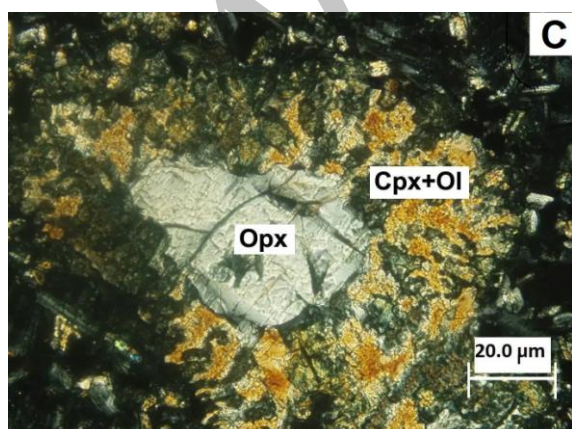
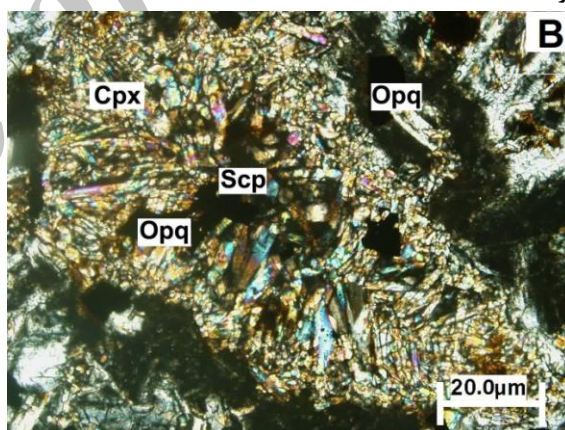
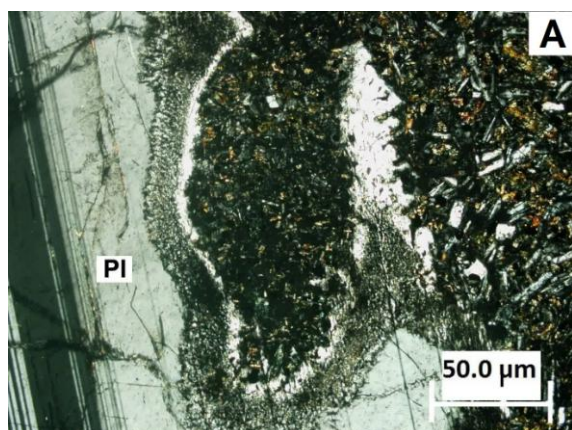
### زونکریست‌ها

پتروگرافی بازالت کوه توپره نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها حین صعود بلورهای بیگانه‌ای از پلاژیوکلاز و ارتوپیروکسن را از مسیر حرکت با خود حمل نموده، به سطح زمین آورده است. ترکیب این زونکریست‌ها و بافت‌های واکنشی اطراف آنها دلیلی بر بیگانه بودن آنها با بازالت آکالن حامل است. زونکریست‌های پلاژیوکلاز به دو



ارتوپایروکسن: در بسیاری از بخش‌های بازالت آلکالن تویره قطعاتی از ارتوپایروکسن با حاشیه‌ای واکنشی وجود دارد (شکل ۵-C). این ارتوپایروکسن‌ها غنی از آهن (۲۴ درصد  $\text{FeO}$ ) و فقیر از  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱/۲ تا ۱/۵ wt%) است و ترکیب انستاتیت دارد (پیوست ۲). حاشیه واکنشی اطراف این ارتوپایروکسن‌ها را کانی‌های الیوین و کلینوپایروکسن تشکیل داده‌اند. این کلینوپایروکسن‌ها ترکیب اوژیت دارد و به شدت فقیر از  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۰/۲۵ تا ۰/۴۵ wt%) و  $\text{TiO}_2$  (۰/۲۷ تا ۰/۴۰ wt%) است (پیوست ۲). الیوین موجود در این مجموعه‌ها دارای  $\text{Fe}^\#$  (۲۷ تا ۳۰) و ترکیب کریسولیت دارد و در اثر دگرسانی به کلریت و سرپانتین تبدیل شده است.

ترکیب این مگاکریست‌ها با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیانگر بیگانه بودن آنها با بازالت آلکالن میزبان است (Laughlin *et al.*, 1974). دسته دوم فنوکریست‌های پلاژیوکلازی است که در اطراف آنها کلینوپایروکسن‌های سوزنی‌شکل با چیدمانی شعاعی به همراه مگنتیت و ایلمنیت وجود دارد (شکل ۵-B). این پلاژیوکلازها اغلب فقیر از مؤلفه آنورتیت است (۳ تا ۴۵ An%) و در بیشتر بخش‌ها در اثر دگرسانی به اسکاپولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-B و پیوست ۲). کلینوپایروکسن‌های سوزنی اطراف این پلاژیوکلازها ترکیب دیوپسید داشته، برخلاف انواع موجود در زمینه بازالت آلکالن فقیر از  $\text{TiO}_2$  (۰/۱۲ تا ۱/۴۲ wt%) و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۰/۱ تا ۵/۵ wt%) است (پیوست ۲).

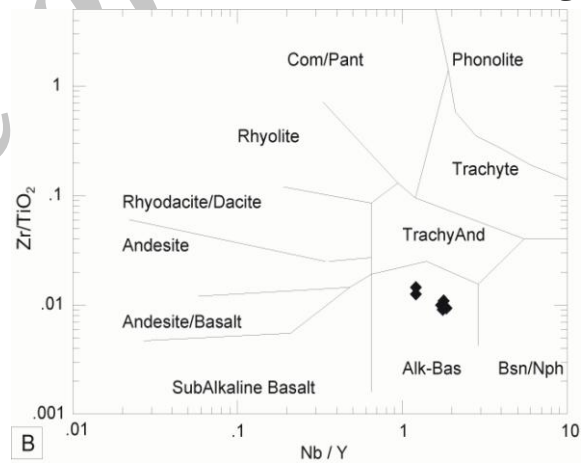
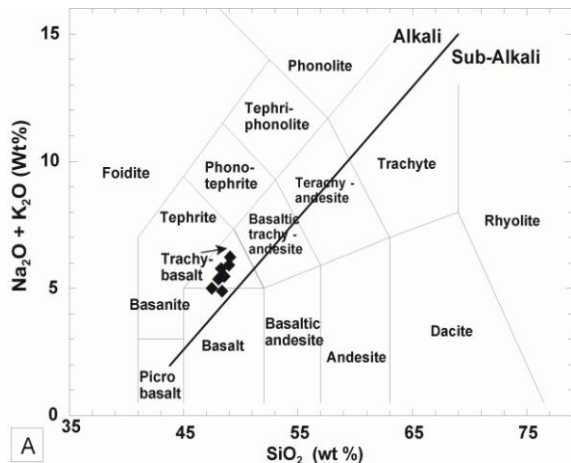


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از فنوکریست‌ها و بافت‌های واکنشی آنها در بازالت آلکالن تویره، تصاویر A، B و C در نور پلاریزه و تصویر D در نور طبیعی است.

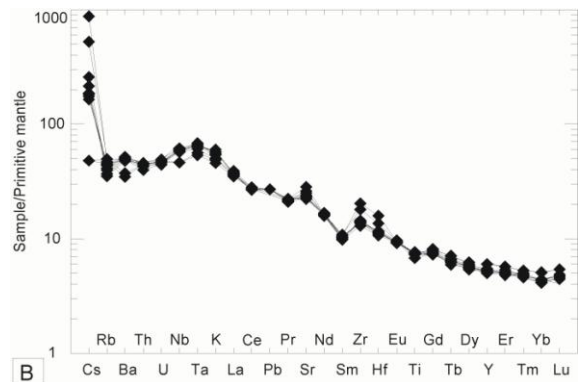
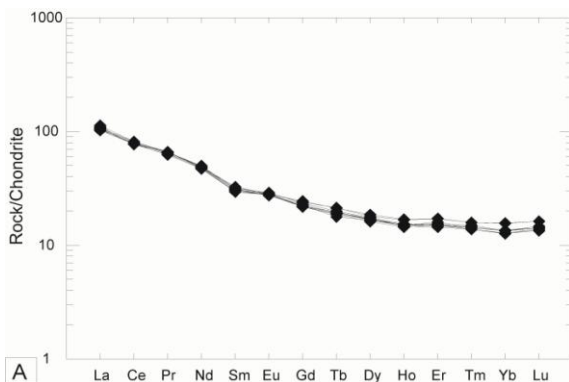
(Winchester Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y و (Le Maitre, 2002) and Floyd, 1977) نمونه‌های بررسی شده به ترتیب در محدوده تراکی‌بازالت و بازالت‌های آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۶). در کلیه نمونه‌ها نسبت LREE/HREE بالا (۹/۶۴ تا ۱۲/۶۸) است و نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت منفی دارد که نشان‌دهنده آلکالن بودن بازالت‌های مورد بررسی است (شکل ۷-۱). در نمودار عناصر ناسازگار بهنجار شده به گوشته اولیه، LILEs (Ba, Cs, Rb) نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد و HFSEs (Zr, Ti, Nb, Hf) تهی‌شدگی ندارد (شکل ۷-۲). ویژگی‌های پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و سنگ کل نمونه‌های بررسی شده بیانگر آلکالن بودن ماگماتیسم الیگوسن در شمال غرب CEIM در کوه تویره است.

### ژئوشیمی

بازالت آلکالن تویره دارای SiO<sub>2</sub> (۴۷/۴۰ تا ۴۹/۰ wt%)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۱۶/۶۵ تا ۱۷/۷۰ wt%) و TiO<sub>2</sub> (۱/۴۷ تا ۱/۶۶ wt%) است. مجموع عناصر آلکالی در این سنگ‌ها (۴/۹ تا ۶/۵ wt%) و همواره نسبت Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O > ۱ است. مقدار در خور توجه TiO<sub>2</sub> و عناصر آلکالی بیانگر ماهیت آلکالن و سدیک بودن بازالت‌های مورد بررسی است (پیوست ۳). مقدار LOI این سنگ‌ها ۳/۵ تا ۴/۶ wt% اندازه‌گیری شده که ناشی از وجود کانی‌های ثانویه آبدار نظیر: زئولیت و سرپانتین است. با توجه به مقدار نسبتاً بالای LOI این سنگ‌ها در نامگذاری و بررسی‌های پتروژنتیکی علاوه بر عناصر اصلی از عناصر ناسازگار و نادر خاکی نیز استفاده می‌شود. در نمودارهای Total Alkalis-SiO<sub>2</sub>, TAS



شکل ۶- نامگذاری سنگ‌های ولکانیک کوه تویره، (A) در نمودار Total Alkalis-SiO<sub>2</sub>, TAS (Le Maitre, 2002) و (B) نمودار Zr/TiO<sub>2</sub>-Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۷- نمودار بهنجار شده به کندریت (A) و گوشته اولیه بازالت آلکالن تویره. داده‌های کندریت (Mc Donough and Sun, 1995) و داده‌های گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)

## بحث

بررسی تحولات زون کریست‌های موجود در بازالت  
آلکان تویره

بررسی زون کریست‌های موجود در بازالت آلکان تویره گویای تحولاتی است که حین صعود ماگما به وقوع پیوسته‌اند.

**تشکیل کلینوپیروکسن‌های سوزنی در اطراف پلاژیوکلاز:** در یک مذاب بازالتی که دارای فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز است حین صعود ماگما در اثر کاهش فشار سریع، پلاژیوکلاز و الیوین مطابق با واکنش زیر با یکدیگر واکنش می‌دهد و کلینوپیروکسن و اسپینل تشکیل می‌شود (Mc Birney, 1973):



این واکنش تا مصرف کامل الیوین ادامه می‌یابد. بررسی‌ها نشان داده است که مؤلفه آنورتیت پلاژیوکلاز نسبت به مؤلفه آلبیت آن در واکنش بیشتر مصرف می‌شود. در نهایت تحت تأثیر دگرسانی این پلاژیوکلازها به اسکاپولیت و اسپینل‌ها به کانی‌های اپاک (مانند: مگنتیت و ایلمنیت) تبدیل می‌شود. در بازالت آلکان تویره پلاژیوکلاز موجود در بخش میانی این مجموعه‌ها فقیر از مؤلفه آنورتیت است (۲/۹ تا ۳/۷ An%) و ترکیب سانیدین و به ندرت الیگوکلاز (۲۰ تا ۴۵ An%) دارد. اسکاپولیت حاصل از دگرسانی این پلاژیوکلازها نیز غنی از سدیم است (پیوست ۲). وجود این مجموعه‌ها در بازالت بررسی شده گویای وقوع تحولات ساب‌سالیدوس حین صعود سریع ماگما است (McBirney, 1973).

**حاشیه واکنشی اطراف ارتوپیروکسن:**

بررسی‌ها نشان داده است که ارتوپیروکسن موجود در زونلیت‌های اولترامافیک و پریدوتیتی که توسط بازالت‌های آلکان حمل می‌شود در فشارهای پائین

با بازالت میزبان واکنش داده و حاشیه‌ای از کلینوپیروکسن و الیوین تشکیل می‌دهد. Shaw و همکاران (۱۹۹۸) تشکیل الیوین در این مجموعه را به دو فرآیند ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و همچنین، اختلاط ماگمای بازالتی با مذاب حاصل از ذوب ارتوپیروکسن نسبت می‌دهند. تشکیل کلینوپیروکسن نیز ناشی از انتشار عناصر Ca, Al, K و Na از سمت بازالت میزبان به سمت حاشیه واکنشی ارتوپیروکسن است (Shaw et al., 1998). تشکیل این قبیل حاشیه‌های واکنشی در اطراف زون کریست‌های ارتوپیروکسن در بازالت‌های آلکان یکی از محصولات واکنش‌های متازوماتیزم گوشته است که در فشارهای پائین اتفاق می‌افتد (Arai and Abe, 1995). در این مجموعه‌ها اسپینل و مذاب اشباع از  $\text{SiO}_2$  نیز می‌تواند وجود داشته باشد که متأثر از ترکیب ارتوپیروکسن است. این ارتوپیروکسن‌ها قطعاتی از پریدوتیت‌های گوشته‌اند که بازالت میزبان آنها را از مسیر حرکت خود جدا، حمل و به صورت زون کریست به سطح زمین آورده است (Arai and Abe, 1995).

**منشأ و تکامل بازالت آلکان تویره**

بررسی‌ها نشان داده است که افزایش محتوای Al و Ti در فازهای مافیک سنگ‌های آلکان متأثر از کاهش فشار و صعود ماگما است (Delor and Rock, 1991). از این رو می‌توان گفت بخش‌های میانی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در فشار و اعماق بیشتر تشکیل شده‌اند در حالی که کلینوپیروکسن‌های زمینه و حاشیه فنوکریست‌ها در اعماق و فشار کمتر متبلور شده‌اند. افزایش  $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$  از حاشیه به مرکز فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نیز مؤید این ویژگی است (شکل ۸). مقادیر بیشتر  $\text{Al}^{\text{VI}}$  در مرکز کلینوپیروکسن‌ها با مقادیر کمتر CaO در بخش‌های میانی فنوکریست‌های الیوین و عمق بیشتر تبلور آنها



(Powell, 1974) موجود در این بازالت‌ها دمای ۱۰۱۵ تا ۱۰۲۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. فشارسنجی کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز (Ellis, 1980) فشار ۴/۵ تا ۶/۵ کیلو بار را برای زمینه سنگ و فشار ۶/۳ تا ۱۶/۹۳ کیلو بار را برای فنوکریست‌ها نشان می‌دهد که بیانگر عمق بیشتر تبلور فنوکریست‌ها نسبت به میکروولیت‌های موجود در زمینه است.

### محیط نکتونیک

در نمودارهای Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) و Zr-Zr/Y (Pearce and Norry, 1979) بازالت آلكالن تويره در محدوده بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). غنی‌شدگی از LREE، LILE، نوسانات نسبت Cs/Rb و متازوماتیزم کربناته به وجود یک صفحه اقیانوسی فرورونده و سیالات آزاد شده از آن نسبت داده می‌شود (Tonarini *et al.*, 2001؛ Shaw *et al.*, 2003). بررسی زمین‌شناسی منطقه گویای وجود دو پهنه فرورانش در منطقه است: ۱- فرورانش به سمت شمال شرق نئوتتیس در امتداد پهنه درز زاگرس از تریاس تا ائوسن (Torabi, 2009, 2010)؛ ۲- فرورانش به سمت جنوب شرق پوسته اقیانوسی اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ از تریاس تا ائوسن (Torabi, 2003)؛ Shirdashtzadeh *et al.*, 2009). بقایای این اقیانوس به صورت مجموعه‌های افیولیتی نائین، سورک و عشین در حاشیه غربی CEIM رخنمون دارد (Torabi, 2003؛ Rajabi, 2010؛ Torabi, 2010؛ Rajabi and Torabi, 2012).

با توجه به موقعیت زمین‌شناسی بازالت‌های بررسی شده می‌توان گفت فرورانش اقیانوس اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ نزدیک‌ترین پهنه فرورانش به منطقه است. ولکانیسم آلكالن

مطابقت دارد (Nimis, 1999). همچنین، خروج و کاهش فشار سریع ماگما منجر به ذوب بخش‌های حاشیه‌ای پلاژیوکلازها و ایجاد خلیج‌های خوردگی می‌شود (Vernon, 2004). اسپینل موجود در سنگ‌های ولکانیک یکی از شاخص‌های پتروژنیک در ارزیابی ترکیب اولیه ماگمای سازنده آن است (Arai, 1992). در نمودار Cr# اسپینل در مقابل محتوای Fo الیوین همزیست آن نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بازالت‌های آلكالن و در نزدیک محدوده OSMA (Olivine-Spinel Mantle Arey) قرار می‌گیرد (شکل ۹-۱). این ویژگی بیانگر تمایل آلكالی بازالت‌ها به حمل زئولیت‌های گوشته‌ای در مسیر صعودشان است (Arai, 1987).

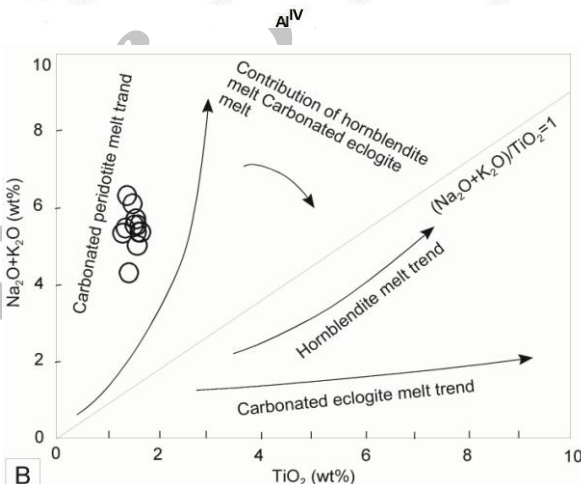
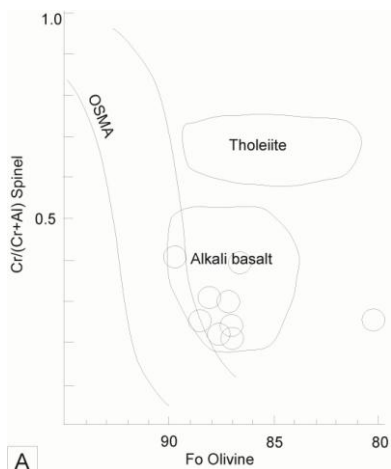
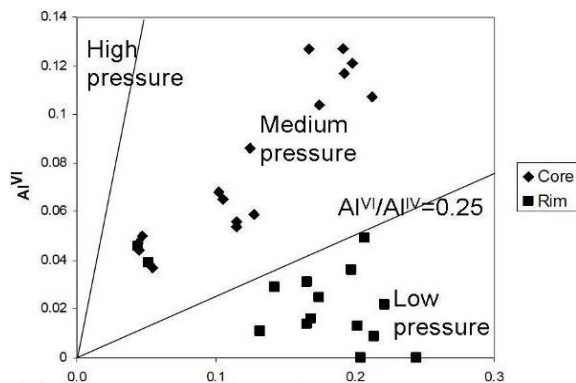
وجود تهی‌شدگی از HREE نسبت به LREE و نسبت (Tb/Yb)<sub>N</sub> در این بازالت‌ها (۱/۳۴ تا ۱/۵۲) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها حاصل ذوب گارنت‌لرزلولیت بوده است (Frey *et al.*, 1991؛ Mc Kenzie and O'Nions, 1995). عدم وجود تهی‌شدگی از HFSEs و مقادیر بالای La/Nb (۱/۳ تا ۱/۷) در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تأثیر گوشته آستنوسفری بر سنگ منشأ مولد این بازالت‌ها است (Abdel-Fattah *et al.*, 2004). مقدار در خور توجه TiO<sub>2</sub> (۱/۵۸ تا ۱/۶۶)، نسبت بالای Zr/Hf (۴۳/۳ تا ۴۸/۰) و نوسانات مقدار Cs نشان می‌دهد که سنگ منشأ مولد بازالت آلكالن تويره تحت تأثیر متازوماتیزم کربناته ناشی از سیالات آزاد شده از یک صفحه اقیانوسی فرورونده قرار داشته است (شکل ۹-۲) (Zeng *et al.*, 2002؛ Salters *et al.*, 2010). بر این اساس می‌توان گفت ولکانیسم اليگوسن در شمال غرب CEIM حاصل ذوب بخشی یک گارنت‌لرزلولیت در گوشته آستنوسفری است که تحت تأثیر متازوماتیزم کربناته قرار داشته است.

دماسنجی کلینوپیروکسن-الیوین (Powell and

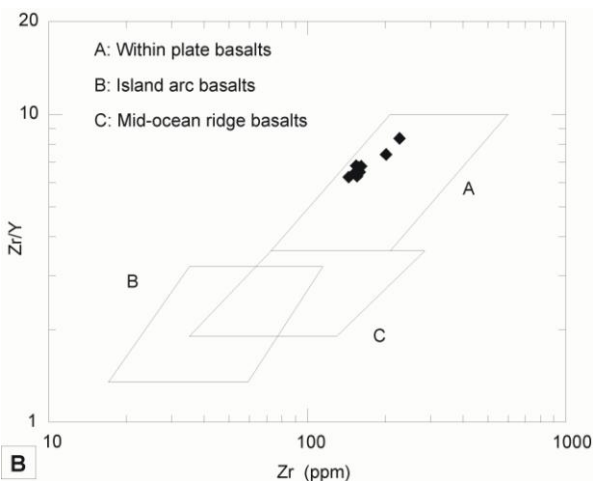
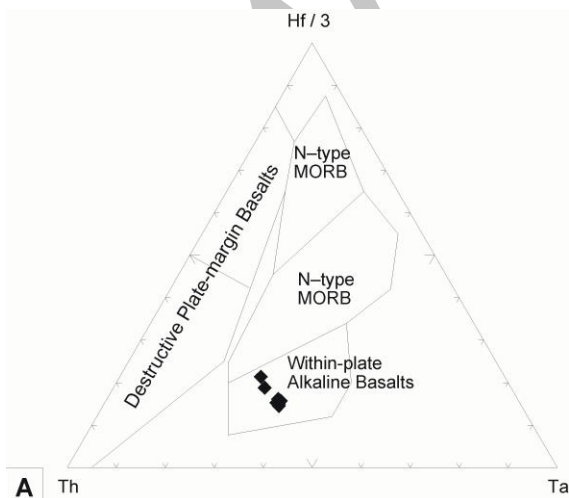
به سزایی در کاهش فشار و صعود سریع ماگمای بازالت آلكان و حمل زنولیت‌ها و زونوریست‌ها از مسیر حرکت ماگما داشته‌اند.

الیگوسن در کوه تویره حاصل تأثیر یک رژیم کششی درون صفحه قاره در شمال غرب CEIM است. عملکرد گسل‌های کویر بزرگ و تویره نقش

شکل ۸- نمودار  $Al^{IV}-Al^{VI}$  برای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن موجود در بازالت آلكان تویره. محدوده‌های مشخص شده برای فشار است (Aoki and Shiba, 1973).



شکل ۹- (A) موقعیت آلكالی بازالت تویره در نمودار Fo-Cr# (Arai, 1992)، (B) قرار گیری نمونه‌های بازالت آلكان تویره در نمودار  $TiO_2$ -Total Alkalies (Zeng et al., 2010).



شکل ۱۰- موقعیت بازالت آلكان در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیک: (A) نمودار Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980) و (B) نمودار  $Zr/Y-Zr$  (Pearce and Norry, 1979).

## نتیجه‌گیری

امتداد گسل کویر بزرگ نسبت داده می‌شود. وجود زنولیت و زونوکریست فراوان در این آلكالی بازالت بیانگر سرعت بالای صعود ماگما در یک پهنه کششی است. موقعیت قرارگیری این بازالت‌ها و گسل‌های کویر بزرگ و توپره نشان‌دهنده تأثیر عملکرد این گسل‌ها در ایجاد یک پهنه کششی درون صفحه قاره‌ای در بخش شمال غربی CEIM، کاهش فشار و صعود سریع ماگما است.

## سیاسگزاری

نویسندگان مقاله از حمایت‌های معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

بازالت آلكالن الیگوسن (کوه توپره) منطقه مناسبی برای مطالعه ماهیت ولکانیسم الیگوسن در شمال غرب CEIM است. نتایج بررسی‌های پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و سنگ کل و همچنین، نتایج دما-فشارسنجی نشان می‌دهد که تبلور کانی‌ها طی دو مرحله در فشار بالا و سپس حین صعود ماگما انجام گرفته است. این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی یک گارنت‌لرزنولیت در گوشته آستونوسفری است که تحت تأثیر متازوماتیزم کربناته قرار داشته است. این غنی‌شدگی گوشته به تأثیر فرورانش اقیانوس محاط کننده CEIM از تریاس تا ائوسن در

## منابع

- Abdel-Fattah, M., Abdel-rahman, A. M. and Nassar, P. E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine* 141: 545-63.
- Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B. and Morozov, L. (1984) Geology of the Khur area, Central Iran. Report no. 20, Geological Survey of Iran, Tehran
- Almasian, M. (1997) Tectonics of the Anarak area (central Iran). PhD thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.
- Arai, S. (1987) An estimation of the least depleted spinel peridotites on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 8: 347-354.
- Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine* 56: 173-184.
- Arai, S. and Abe, N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist* 80: 1041-1047.
- Davoudzadeh, M. (1997) Geology of Iran. In: *Encyclopedia of Asian and European Regional Geology* (eds. Moores, E. M. and Fairbridge, R. W.) 384-405. Chapman and Hall, London.
- Delor, C. P. and Rock, N. M. S. (1991) Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (east Antarctica): Primitive magmas of deep mantle origin. *Antarctic Science* 3: 419-432.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Ellis, D. J. (1980) Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the

- deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74: 201-210.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96: 14347-14375.
- Griffin, W. L., O'reilly, S. Y. and Ryan, C. G. (1999) The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation* (Eds. Fei, Y., Berka, C. and Mysen, B.O.) Stony Brook, N. Y.: 13-45. The Geochemical Society, London.
- Hofmann, A. W. (1997) Mantle geochemistry-the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-229.
- Kohler, T. P. and Brey, G. P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 Kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2375-2388.
- Laughlin, A. W., Manzer, G. K. and Carden, L. R. (1974) Feldspar megacrysts in alkali basalts. *Geological Society of America Bulletin* 85: 413-416.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*, 2<sup>nd</sup> edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Le Maitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17: 589-637.
- Mahmoodabadi, L. (2009) Petrography and petrology Eocene volcanics from southwest of Jandaq (northeast Isfahan). MSc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Mc birney, A. R. (1973) Factors governing the stability of plagioclase at high pressures as shown by spinel-gabbro xenoliths from the Kerguelen Archipelago. *American Mineralogist* 58: 271-276.
- Mc Donough, W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 1-18.
- Mc Donough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Mckenzie, D. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-160.
- Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77: 19-26.
- Nimis, P. (1999) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 62-74.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Powell, M. and Powell, R. (1974) An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 249-263.
- Rajabi, S. (2010) Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the Surk ophiolitic melange (the Yazd province). MSc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Rajabi, S. and Torabi, G. (2012) Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from Central Iran (Surk area, Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 265/1: 49-78.



- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.
- Salters, V. J. M., Longhi, J. E. and Bizimis, M. (2002) Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3(7):1-23.
- Shaw, A. M., Hilton, D. R., Fischer, T. P., Walker, J. A. and Alvarado, G. E. (2003) Contrasting He-C relationships in Nicaragua and Costa Rica: insights into C cycling through subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 214: 499-513.
- Shaw, C. S. J., Thibault, Y., Edgar, A. D. and Lloyd, F. E. (1998) Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 354-370.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2009) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 3: 255-275.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2011) Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan province, Central Iran). *Ofioliti* 36(2): 191-205.
- Spear, F. S. (1995) *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, America.
- Spera, F. J. (1984) Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 217-232.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders A. D. and Norry M. J.) Special Publications 42: 313-45. Geological Society, London.
- Tonarini, S., Armienti, P., D'Orazio, M. and Innocenti, F. (2001) Subduction-like fluids in the genesis of Mt. Etna magmas: evidence from boron isotopes and fluid mobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 471-83.
- Torabi, G. (2009) Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargooshi area, West of the Yazd province, Iran). *Turkish Journal of Earth Science* 18: 583-613.
- Torabi, G. (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc* 19: 277-291.
- Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S. and Koepke, J. (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 261(1): 129-150.
- Torabi, Gh. (2003) *Petrology of Anarak area ophiolites (central Iran, NE of Isfahan Province)*. PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran,
- Turner, S. and Hawkesworth, C. (1995) The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology* 120: 295-314.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) *Abbreviations for names of rock-forming minerals*.

- American Mineralogist 95: 185-187.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 1-30.
- Yan, J. and Zhao J-X. (2008) Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere-sthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 33: 106-121.
- Zeng, G., Chen, L-H., Xu, X-Sh., Jiang, Sh-Y. and Hofmann, A. W. (2010) Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology* 273: 35-45.

Archive of SID

پيوست ۱- نتايج آناليز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اسپينل، اليوين، کليئوپيروکسن، پلاژیوکلاز، مگنتيت تيتان‌دار، سرپانتين و زئوليت موجود در بازالت آلكالن تويره، شمال غرب CEIM.

Mineral abbreviation: Spl: Spinel, Ol: Olivine, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Srp: Serpentine

Mineral	Spl in Ol phenocryst	Spl in Ol phenocryst	Mineral	Core of the Cpx phenocryst	Rim of the Cpx phenocryst	Cpx of matrix	Mineral	Ol phenocryst	Ol of matrix
SiO <sub>2</sub>	0.1	0.08	SiO <sub>2</sub>	52.37	48.87	46.46	SiO <sub>2</sub>	40.26	36.6
TiO <sub>2</sub>	0.55	0.64	TiO <sub>2</sub>	0.34	2.29	3.38	TiO <sub>2</sub>	0	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42.96	30.28	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.21	5.37	6.29	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.91	34.55	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.23	0.04	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0
FeO*	25.92	19.86	FeO*	11.69	7.58	9.22	FeO*	10.46	32.89
MnO	0.28	0.21	MnO	0.49	0.16	0.19	MnO	0.15	0.77
MgO	13.57	14.2	MgO	13.41	13.41	12.03	MgO	48.63	30.16
CaO	0.02	0.01	CaO	18.75	22.28	21.42	CaO	0.24	0.4
Na <sub>2</sub> O	0	0.01	Na <sub>2</sub> O	0.9	0.52	0.62	Na <sub>2</sub> O	0	0.02
K <sub>2</sub> O	0	0	K <sub>2</sub> O	0	0	0.01	K <sub>2</sub> O	0	0
NiO	0.1	0.16	NiO	0	0	0.02	NiO	0.31	0.02
Total	99.41	100	Total	100.16	100.71	99.68	Total	100.08	100.94
Oxygen	32	32	Oxygen	6	6	6	Oxygen	4	4
Si	0.003	0.002	Si	1.953	1.803	1.746	Si	0.991	0.997
Ti	0.012	0.014	Ti	0.01	0.064	0.096	Ti	0	0.001
Al	1.435	1.055	Al <sup>IV</sup>	0.047	0.197	0.254	Al	0.001	0.001
Cr	0.356	0.807	Al <sup>VI</sup>	0.05	0.036	0.025	Cr	0	0
Fe <sup>3+</sup>	0.18	0.105	Cr	0	0.007	0.001	Fe <sup>2+</sup>	0.215	0.749
Fe <sup>2+</sup>	0.435	0.386	Fe <sup>3+</sup>	0.042	0.064	0.082	Mn	0.003	0.018
Mn	0.007	0.005	Fe <sup>2+</sup>	0.322	0.169	0.208	Mg	1.785	1.224
Mg	0.573	0.626	Mn	0.015	0.005	0.006	Ca	0.006	0.012
Ca	0	0	Mg	0.746	0.737	0.674	Na	0	0.001
Na	0	0	Ca	0.749	0.881	0.863	K	0	0
K	0	0	Na	0.065	0.037	0.045	Ni	0.006	0.001
Total	3	3	K	0	0	0	Total	3.007	3.004
Mg#	56.863	61.865	Ni	0	0	0.001	Fe#	11	38
Fe#	43.137	38.135	Total	4	4	4	Mg#	89	62
Cr#	19.898	43.356	WO	39.961	47.423	47.071			
Fe <sup>3+</sup> #	9.111	5.343	EN	39.766	39.715	36.783			
			FS	20.273	12.863	16.145			

Mineral	Pl phenocryst	Pl of matrix	Mineral	Titano-Magnetite	Mineral	Srp	Mineral	Natrolite	Mesolite
SiO <sub>2</sub>	51.41	50.99	SiO <sub>2</sub>	0.07	SiO <sub>2</sub>	53.34	SiO <sub>2</sub>	46.84	46.87
TiO <sub>2</sub>	0.1	0.06	TiO <sub>2</sub>	25.58	TiO <sub>2</sub>	0.02	TiO <sub>2</sub>	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.27	31.15	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.61	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29.89	29.18
FeO*	0.55	0.46	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	FeO*	0	0.01
MnO	0	0.01	FeO*	66.95	FeO*	14.74	MnO	0	0
MgO	0.06	0.05	MnO	1.33	MnO	0.07	MgO	0	0
CaO	13.7	14.22	MgO	0.03	MgO	22.36	CaO	0.69	5.54
Na <sub>2</sub> O	3.67	3.41	CaO	0.21	CaO	0.23	Na <sub>2</sub> O	13.55	7.87
K <sub>2</sub> O	0.33	0.25	Na <sub>2</sub> O	0	Na <sub>2</sub> O	0.12	K <sub>2</sub> O	0.02	0
Total	100.09	100.6	K <sub>2</sub> O	0.04	K <sub>2</sub> O	0.02	Total	91	89.47
Oxygen	8	8	Total	95.82	NiO	0.13	Oxygen	12	38
Si	2.344	2.314	Oxygen	4	Total	91.04	Si	2.958	8.692
Ti	0.003	0.002	Si	0.003	Oxygen	7	Ti	0	0
Al	1.625	1.664	Ti	0.734	Si	2.678	Al	2.32	6.378
Fe <sup>2+</sup>	0.021	0.017	Al	0.072	Ti	0.001	Fe <sup>+3</sup>	0.002	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0	0	Cr	0	Al	0.002	Fe <sup>+2</sup>	0	0
Mn	0	0	Fe <sup>+3</sup>	0.457	Fe <sup>3+</sup>	0	Mn	0	0
Mg	0.004	0.003	Fe <sup>+2</sup>	1.679	Fe <sup>2+</sup>	0.619	Mg	0	0
Ca	0.669	0.691	Mn	0.043	Mn	0.003	Ca	0.164	1.101
Na	0.324	0.3	Mg	0.002	Mg	1.673	Na	1.556	2.829
K	0.019	0.014	Ca	0.009	Ca	0.012	K	0.001	0
Total	5.009	5.005	Na	0	Na	0.012	Total	7.001	19.001
Ab	32	29.9	K	0.002	K	0.001			
An	66.1	68.8	Total	3.001	Total	5.001			
Or	1.9	1.4							

پیوست ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری زئوکریست‌ها و کانی‌های واکنشی اطراف آنها در بازالت آکالن تویره، شمال غرب A. CEIM. ترکیب مگاکریست پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه و ترکیب زئوکریست فلدسپار، کلینوپیروکسن‌های سوزنی شکل واکنشی اطراف آن و اسکاپولیت حاصل از دگرسانی آن.

## A

Type of xenocryst				Feldspar xenocryst with reactionic needle-shape clinopyroxene and secondary scapolite					
Type of xenocryst		Plagioclase megacryst		Mineral	Sanidine	Mineral	Needle Cpx	Mineral	Scp
Mineral	Megacryst of Pl Core to Rim			Mineral	Sanidine	Mineral	Needle Cpx	Mineral	Scp
SiO <sub>2</sub>	58.85	54.35	50.6	SiO <sub>2</sub>	65.7	SiO <sub>2</sub>	51.61	SiO <sub>2</sub>	53.16
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.06	0.08	TiO <sub>2</sub>	0.09	TiO <sub>2</sub>	1.28	TiO <sub>2</sub>	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.65	28.48	30.81	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.66	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.02
FeO*	0.2	0.48	0.54	FeO*	0.27	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	FeO*	0.13
MnO	0	0.01	0	MnO	0	FeO*	6.42	MnO	0.01
MgO	0.02	0.03	0.06	MgO	0	MnO	0.18	MgO	0.11
CaO	7.53	11.27	13.97	CaO	0.7	MgO	14.9	CaO	0.22
Na <sub>2</sub> O	6.51	4.85	3.42	Na <sub>2</sub> O	5.15	CaO	22.7	Na <sub>2</sub> O	10.36
K <sub>2</sub> O	0.93	0.43	0.23	K <sub>2</sub> O	9	Na <sub>2</sub> O	0.5	K <sub>2</sub> O	0.03
Total	99.7	99.96	99.71	Total	100.4	K <sub>2</sub> O	0	Total	92.04
Oxygen	8	8	8	Oxygen	8	NiO	0.02	Oxygen	16
Si	2.641	2.461	2.316	Si	2.957	Total	100.52	Si	5.11
Ti	0	0.002	0.003	Ti	0.003	Oxygen	6	Ti	0
Al	1.356	1.519	1.661	Al	1.034	Si	1.895	Al	3.174
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	Fe <sup>3+</sup>	0	Ti	0.035	Fe <sup>+3</sup>	0
Fe <sup>2+</sup>	0.008	0.018	0.021	Fe <sup>2+</sup>	0.01	Al	0.115	Fe <sup>+2</sup>	0.011
Mn	0	0	0	Mn	0	Cr	0.008	Mn	0.001
Mg	0.001	0.002	0.004	Mg	0	Fe <sup>3+</sup>	0.052	Mg	0.016
Ca	0.362	0.547	0.685	Ca	0.034	Fe <sup>2+</sup>	0.145	Ca	0.022
Na	0.567	0.426	0.304	Na	0.449	Mn	0.005	Na	1.931
K	0.053	0.025	0.013	K	0.517	Mg	0.815	K	0.004
Total	4.988	5	5.007	Total	5.004	Ca	0.893	Total	10.269
Ab	57.7	42.7	30.3	Ab	44.9	Na	0.036		
An	36.9	54.8	68.4	An	3.4	K	0		
Or	5.4	2.5	1.3	Or	51.7	Ni	0.001		
						Total	4		
						WO	46.725		
						EN	42.675		
						FS	10.6		

ادامه پیوست ۲- (B) ترکیب زئوکریست ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و الیوین واکنشی اطراف آن و کلریت حاصل از دگرسانی.

## B

Orthopyroxene xenocryst with reactionic clinopyroxene and olivine and secondary chlorite						
Mineral	Opx	Cpx	Mineral	Ol	Mineral	Chl
SiO <sub>2</sub>	52.1	54.08	SiO <sub>2</sub>	37.78	SiO <sub>2</sub>	39.49
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.27	TiO <sub>2</sub>	0.02	TiO <sub>2</sub>	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	0.25	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	FeO*	24.47	FeO*	16.29
FeO*	23.95	11.75	MnO	0.45	MnO	0.25
MnO	0.53	0.44	MgO	37.33	MgO	13.57
MgO	20.47	19.18	CaO	0.4	CaO	2.71
CaO	1.14	14.15	Na <sub>2</sub> O	0	Na <sub>2</sub> O	1.2
Na <sub>2</sub> O	0.07	0.33	K <sub>2</sub> O	0	K <sub>2</sub> O	1.46
K <sub>2</sub> O	0	0	NiO	0.05	Total	91.82
NiO	0	0	Total	100.5	Oxygen	28
Total	100.09	100.46	Oxygen	4	Si	8.465
Oxygen	6	6	Si	0.991	Ti	0.039
Si	1.956	1.981	Ti	0	Al <sup>IV</sup>	0
Ti	0.005	0.007	Al	0	Al <sup>VI</sup>	4.193
Al	0.073	0.011	Fe <sup>2+</sup>	0.537	Fe <sup>3+</sup>	0
Cr	0	0	Mn	0.01	Fe <sup>2+</sup>	2.92



Orthopyroxene xenocryst with reactionic clinopyroxene and olivine and secondary chlorite						
Mineral	Opx	Cpx	Mineral	OI	Mineral	Chl
ادامه پیوست ۲- ...						
Fe <sup>3+</sup>	0.009	0.036	Mg	1.459	Mn	0.045
Fe <sup>2+</sup>	0.743	0.325	Ca	0.011	Mg	4.337
Mn	0.017	0.014	Na	0	Ca	0.622
Mg	1.145	1.047	K	0	Na	0.499
Ca	0.046	0.556	Ni	0.001	K	0.399
Na	0.005	0.024	Total	3.009	Total	21.519
K	0	0	Fe#	27	Fe#	40
Ni	0	0	Mg#	73	Mg#	60
Total	4	4				
WO	2.335	28.103				
EN	58.446	52.988				
FS	39.218	18.91				

## پیوست ۳- نتایج آنالیز سنگ کل بازالت آلكالن کوه تويره، شمال غرب CEIM

Name	B406	B407	B408	B409	B411	B416	B416-1	B417	B418	B419
SiO <sub>2</sub>	49.00	48.90	48.30	48.40	48.20	47.40	48.30	48.50	47.98	48.11
TiO <sub>2</sub>	1.58	1.61	1.60	1.60	1.60	1.47	1.60	1.62	1.66	1.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.60	17.70	17.70	17.50	17.45	16.65	17.45	17.50	17.54	17.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8.61	8.59	8.50	8.55	8.84	8.33	8.67	8.88	8.63	8.44
MnO	0.15	0.15	0.18	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15
MgO	5.86	5.80	6.95	6.60	6.87	5.78	6.61	6.85	6.72	6.67
CaO	7.38	7.67	8.39	7.90	7.96	7.71	8.04	8.09	8.10	7.84
Na <sub>2</sub> O	4.86	4.46	3.09	3.99	4.29	3.36	3.78	3.85	3.69	3.72
K <sub>2</sub> O	1.38	1.46	1.81	1.52	1.50	1.65	1.73	1.63	1.68	1.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.45	0.47	0.48	0.47	0.43	0.49	0.50	0.49	0.46
LOI	4.05	3.85	4.26	3.68	3.98	4.66	4.08	3.70	3.50	3.81
Total	100.93	100.64	101.25	100.38	101.31	97.6	100.91	101.28	100.16	99.93
Cr	140	140	210	200	200	210	210	210	214	204
Co	39.10	38.70	38.20	39.80	43.90	40.40	44.90	41.40	39.54	42.12
Ni	76	72	106	114	109	111	108	112	118	115
V	185	186	187	186	187	191	190	192	185	194
Rb	29.70	31.50	28.60	22.30	23.40	28.70	27.60	26.10	25.18	28.04
Cs	6.91	4.14	0.38	1.70	2.04	1.30	1.44	1.47	1.38	1.45
Ba	243	261	341	335	343	361	346	352	345	358
Sr	489	597	549	469	477	530	476	477	505	496
Ta	2.20	2.30	2.60	2.80	2.50	2.80	2.70	2.80	2.65	2.73
Nb	33.00	33.00	41.60	42.60	40.80	43.80	42.80	43.90	42.18	41.06
Hf	4.90	4.20	3.60	3.40	3.30	3.50	3.50	3.60	3.46	3.54
Zr	228	202	158	153	145	160	158	156	155	162
Th	3.80	3.74	3.63	3.86	3.39	3.87	3.72	3.90	3.76	3.82
Y	27.30	27.30	23.50	23.70	23.20	24.60	24.10	24.80	22.79	23.88
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	-	-
U	0.98	1.01	0.97	0.98	0.94	0.98	0.93	1.03	0.99	0.97
La	24.10	24.60	24.80	25.70	24.90	26.70	26.00	26.80	25.09	25.56
Ce	47.60	48.60	47.30	47.50	47.20	49.90	48.00	49.60	48.11	49.52
Pr	5.98	6.13	5.78	6.15	5.82	6.13	6.09	6.07	5.91	6.14
Nd	22.10	22.40	21.50	22.20	21.40	22.60	22.10	22.80	21.73	21.90
Sm	4.78	4.82	4.40	4.60	4.36	4.57	4.58	4.67	4.42	4.51
Eu	1.59	1.60	1.58	1.59	1.56	1.58	1.54	1.63	1.55	1.56
Gd	4.85	4.74	4.33	4.50	4.40	4.37	4.35	4.65	4.47	4.38
Tb	0.76	0.77	0.67	0.70	0.69	0.71	0.68	0.72	0.64	0.71
Dy	4.58	4.42	3.98	4.24	4.13	4.12	4.14	4.31	4.08	4.15
Ho	0.92	0.91	0.79	0.82	0.80	0.83	0.81	0.84	0.83	0.83
Er	2.75	2.74	2.41	2.55	2.31	2.42	2.40	2.40	2.46	2.37
Tm	0.39	0.39	0.34	0.35	0.34	0.35	0.34	0.35	0.37	0.36
Yb	2.50	2.51	2.03	2.17	2.06	2.17	2.05	2.18	2.16	2.15
Lu	0.40	0.40	0.34	0.36	0.34	0.35	0.33	0.35	0.36	0.35

## **Petrology of Toveireh alkaline basalt an evidence of within-plate Oligocene volcanism in the northwest of Central-East Iranian Microcontinent, southwest of Jandaq**

**Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi \***

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

### **Abstract**

In the northwest of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), southwest of Jandaq, the Toveireh Oligocene alkaline basalt with NW-SE to W-E trend is outcropped. This alkaline basalt with porphyritic, poikilitic and microlithic porphyritic textures have olivine (chrysolite), clinopyroxene (diopside and augite), plagioclase (labradorite) and spinel as primary minerals and titanomagnetite, serpentine and zeolite as secondary phases. The rock in question is enriched in alkalis ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ),  $\text{TiO}_2$ , LILE (Cs, Rb and Ba), HFSE (Ti, Nb, Hf and Zr) with high ratio of LREE/HREE (Light Rare Earth Elements/Heavy Rare Earth Element) ( $\text{La}/\text{Yb}=9.64\text{-}12.68$ ). The chemical composition of these rocks indicates that the primary magma of the Toveireh alkaline basalt is produced by partial melting of carbonated garnet lherzolite of asthenospheric mantle. The geological situation of the study area suggests that the subduction of oceanic crust along the Great Kavir Fault from the Triassic to the Eocene caused carbonate metasomatism and mantle enrichment. The presence of abundant xenoliths, xenocrysts and the reaction textures show fast magma rising. The activity of Great Kavir and the Toveireh faults in an extensional system in the NW of CEIM can be accounted for the Oligocene alkaline magmatism.

**Key words:** Alkaline basalt, Oligocene, Xenocryst, Jandaq, Central-East Iranian Microcontinent