

## ژئوشیمی، شیمی کانی و ترموبارومتري سنگ‌های آتشفشانی تحت اشباع از سیلیس در منطقه دخان (غرب ساوه)

نیره شامخی<sup>۱</sup>، علی اصغر سپاهی‌گرو<sup>۲\*</sup> و مهسا طهماسبی<sup>۳</sup>

۱- کارشناس ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

۳- دانشجوی دکترا پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

نویسنده مسئول: \*sepahi@basu.ac.ir

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۱/۱۰/۴

دریافت: ۱۴۰۱/۶/۲۸

### چکیده

منطقه دخان در غرب نوبران (ساوه)، در حدفاصل دو پهنه ارومیه - دختر و سنندج - سیرجان واقع شده است. در این پژوهش ژئوشیمی سنگ کل و شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، الیوین و نفلین در سنگ‌های آتشفشانی کواترنری این منطقه مطالعه شده است. از نظر سنگ‌نگاری، سنگ‌های مورد مطالعه اغلب ملانفلینیت و الیوین ملانفلینیت هستند. ترکیب شیمیایی سنگ‌ها شامل فوئیدیت، تفریت و بازانیت است. این سنگ‌ها به طور نسبی غنی از CaO و MgO و فقیر از  $SiO_2$  و  $Al_2O_3$  هستند. الیوین آن‌ها از نوع کریزولیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است. ماگمای والد این سنگ‌ها از یک گوشته گارنت لرزولیتی متاسوماتیزه شده حاصل شده است که با لیتوسفر قاره‌ای مقداری آلیش یافته است. دما- فشارسنجی این سنگ‌ها با استفاده از ترکیب کانی‌ها دمای ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها احتمالاً در یک محیط درون قاره‌ای پس از فرورانش نئوتتیس و برخورد قاره‌های آفریقا - عربستان و اورازیا تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ارومیه - دختر، دیوپسید، کریزولیت، گارنت لرزولیت، ملانفلینیت

### پیشگفتار

فعالیت این کمان در ائوسن بوده است و پس از یک دوره خاموشی، طی میوسن بالایی تا پلیوکواترنری مجدداً فعال شده است (امرانی و همکاران، ۲۰۰۸). موقعیت تکتونیکی و شیمی خاص سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان موجب توجه زمین‌شناسان و انجام چندین مطالعه در این منطقه شده است. از سوی (وحدتی دانشمند، ۱۳۵۴) سنگ‌های آتشفشانی کواترنر منطقه دخان بازالت نامیده شده است. پس از آن (کالیت و همکاران، ۱۹۷۸) گدازه‌های نفلینیتی را بازانیت معرفی کرده است. در گزارش سازمان زمین‌شناسی تحت عنوان ملیت بازالت‌های دوران چهارم ذکر شده است (عابدینی، ۱۳۶۰). مطالعات دیگری هم در این منطقه صورت گرفته است (مانند اصفهانی‌نژاد، ۱۳۷۸؛ بغدادی، ۱۳۵۹؛ مرادقلی، ۱۳۷۱؛ اصفهانی‌نژاد، ۱۳۷۷؛ حیدرزاده، ۱۳۸۴؛ یزدانی، ۱۳۸۵؛ ملوندی، ۱۳۸۸؛ النجار، ۱۳۹۰؛ اسماعیلی، ۱۳۹۰؛ خدایپرست، ۱۳۹۱؛ موسی ظفرآباد، ۱۳۹۵؛ آقاویردی، ۱۳۹۶؛ دلاوری، ۱۳۹۶؛ رحیم زاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ لوسترینو و همکاران، ۲۰۲۱)

منطقه مورد مطالعه در ۸۴ کیلومتری غرب شهر ساوه و ۱۸ کیلومتری غرب نوبران از توابع استان مرکزی است (شکل‌های ۱ و ۲). از منظر پهنه‌های ساختاری این منطقه در حدفاصل دو پهنه سنندج - سیرجان و کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر واقع است. فلات ایران در منطقه فشارشی حاصل از نزدیک شدن دو ورقه عربی و اوراسیا قرار دارد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). به طوری که شروع برخورد بین صفحات عربستان و اوراسیا از کرتاسه پسین تا پلیوسن است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). از برخورد صفحه عربستان با فلات ایران زون‌های ساختاری کمر بند ماگمایی ارومیه دختر، پهنه ماگمایی - دگرگونی، سنندج - سیرجان و پهنه رسوبی زاگرس طی کوهزاد زاگرس شکل گرفته‌اند (استوکلین، ۱۹۶۸؛ حسن‌زاده و ورنیک، ۲۰۱۶). کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر طی ائوسن تا کواترنری در اثر فرورانش نئوتتیس به زیر خرد ورقه ایران مرکزی شکل گرفته است (معین‌وزیری و همکاران، ۱۳۸۷). اوج

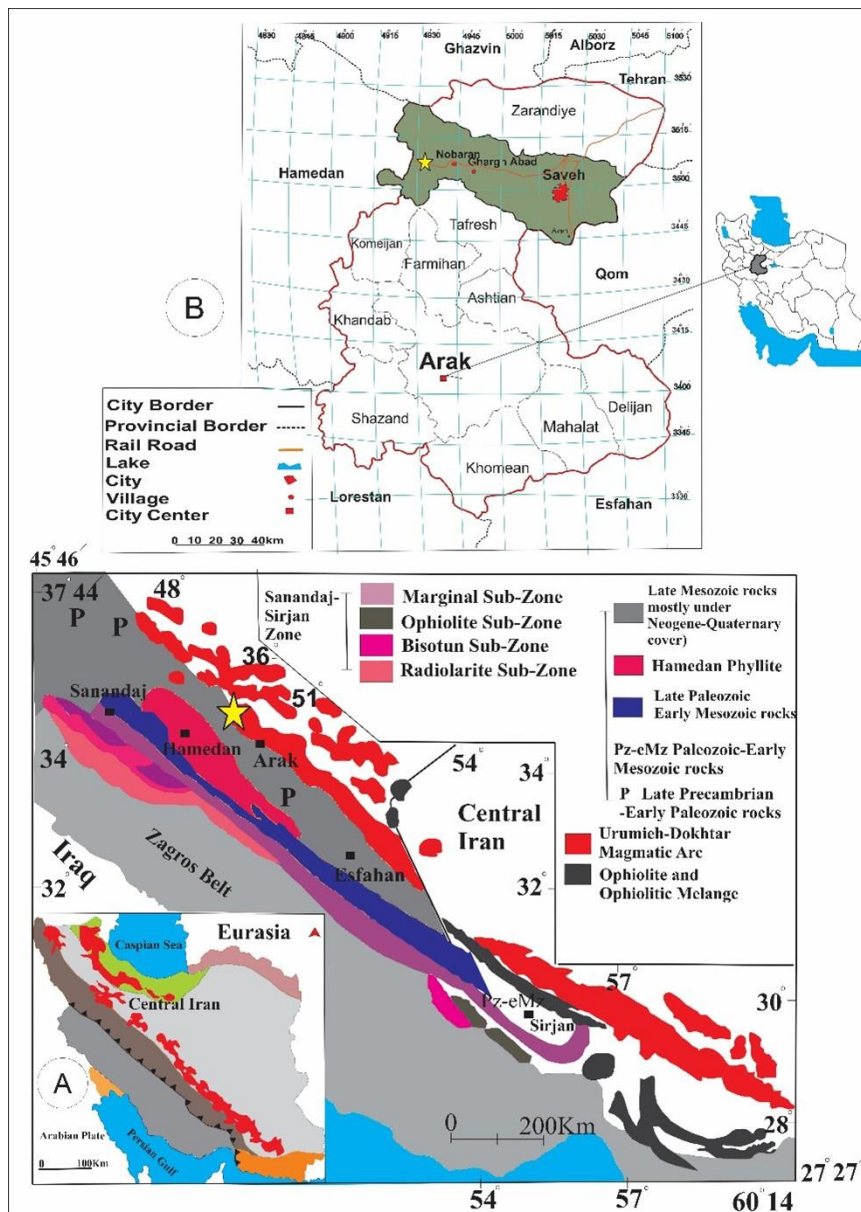
بخش جنوب شرق آن تا اواخر میوسن فعالیت آتشفشانی را در خود ثبت کرده است. دوره سکون ماگمایی این پهنه در ارتباط با برخورد اورازیا- عربستان از میوسن پسین تا کواترنر و با سنگ‌های التراپتاسیک شناخته می‌شود. به علاوه ولکانیسم کواترنری شمال پهنه سنندج - سیرجان جزئی از مجموعه گسترده ماگماتیسم هم‌زمان با برخورد در شرق مدیترانه و فلات ایران است (خیرخواه، ۱۳۹۴).

منطقه دخان توسط گسل‌های بزرگ تفرش، ایندس و تلخاب احاطه شده است و تقریباً تمامی ساختارها در آن روند شمال غرب- جنوب شرق دارد.

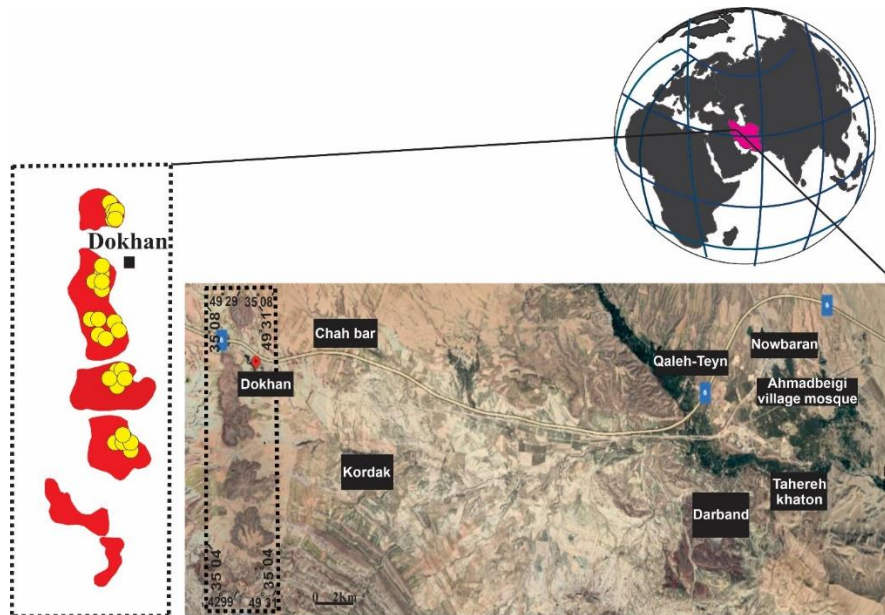
هستند). در این مقاله نتایج مطالعات صحرایی و آنالیزهای ژئوشیمی سنگ‌های منطقه دخان جهت تعیین ماهیت ماگما و محیط تکتونیکی سنگ‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

### موقعیت زمین‌شناسی

منطقه دخان در محل اتصال پهنه ارومیه - دختر با سنندج - سیرجان قرار دارد. اوج فعالیت آتشفشانی کمربند ارومیه دختر مربوط به ائوسن است. در بخش‌های مختلف این کمربند رخداد ماگماتیسم در زمان‌های مختلف متفاوت بوده است، به طوری که بخش مرکزی آن تا میوسن میانی و



شکل ۱. (A) موقعیت منطقه دخان بر روی نقشه پهنه‌های ساختاری ایران نقشه زمین‌شناسی تکتونیکی ساده شده ایران برگرفته از (محجل و همکاران، ۲۰۱۳). منطقه دخان با ستاره مشخص شده است و (B) موقعیت منطقه دخان در نقشه استان مرکزی در غرب محدوده سبز رنگ است.



شکل ۲. تصویر ماهواره‌ای از منطقه دخان اقتباس از گوگل‌ارث. نقاط نمونه‌برداری به صورت شماتیک در کنار تصویر نشان‌داده شده است.

واحد پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های قدیمی پوشیده شده است. مجموعه دخان بر روی تراس‌های جوان آبرفتی، تراس‌های قدیمی گراولی و در بخش جنوبی دخان روی دو عضو سازند قم (شامل مارن و تناوب مارن و آهک نازک تا ضخیم لایه) فوران کرده‌اند. هیچ آبرفت یا واحد دیگری روی این آتشفشان‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۳).

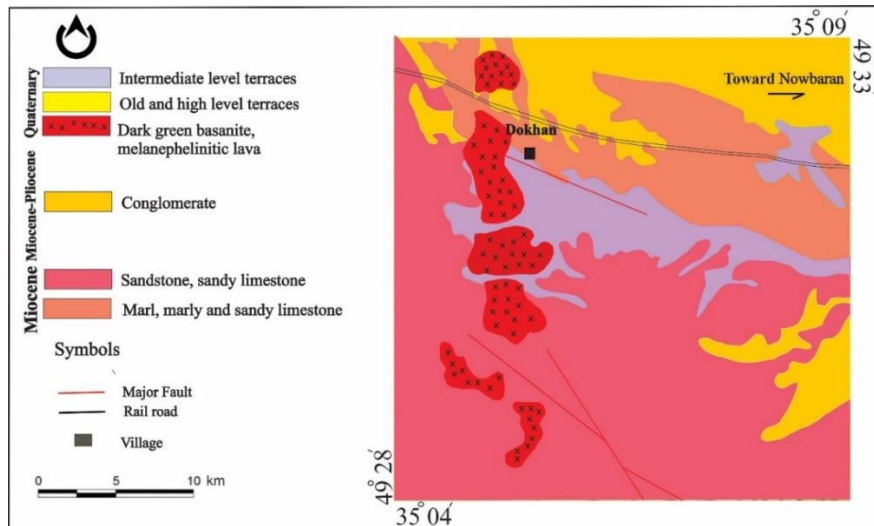
### روش پژوهش

در این پژوهش سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان در طی دو بخش مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی مطالعه شده است. در طی بررسی صحرایی بیش از ۱۰۰ نمونه برداشت شد. از این نمونه‌ها ۵۰ مقطع نازک تهیه و در آزمایشگاه پتروگرافی دانشگاه بوعلی سینا مطالعه شد. به منظور انجام مطالعات ژئوشیمی تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های خروجی آتشفشان دخان برای آنالیز و عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS توسط دستگاه Perken9000 و XRF توسط دستگاه Agilent انتخاب و در آزمایشگاه شرکت زر آزما در تهران آنالیز شدند. در این راستا، نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۵ مش خردایش شدند و توسط آسیاب تنگستن کاربرد به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۲۰۰ مش پودر شدند. آنگاه حدود ۲۰ گرم از پودر تهیه شده با حداقل آلودگی، جهت تعیین میزان عناصر اصلی، نادر و کمیاب خاکی به آزمایشگاه ارسال شد. میزان LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها طی ۲ ساعت دمای

در ناحیه مطالعه شده ۶ مرکز مجزای آتشفشانی در راستای شمالی - جنوبی و با وسعت ۸/۵ کیلومترمربع قرار دارد. منشأ این سنگ‌های آتشفشانی لایه غنی شده گوشته در نظر گرفته شده است (امامی، ۱۳۷۹) (شکل ۳). مرکز اصلی آتشفشان در غرب ساوه است که تا دخان ادامه دارد. آتشفشان از نوع هاوایی و استرومبولی است (شکل ۴ A) و ۱ کیلومتر قطر دارد. در اطراف مخروط گدازه بازانیت، سنگ‌های بازالتی به مساحت ۷ کیلومترمربع را تشکیل داده که تراس‌های کواترنر را پوشانده است. واحدهای چینه‌ای منطقه بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه (هوشمندزاده و نوگل‌السادات، ۱۳۶۴) از قدیم به جدید عبارت‌اند از: واحد شیل و سیلتستون اسلیتی-فیلیتی شده خاکستری تیره تا گرمی رنگ، در چهارگوش کبودرآهنگ، باتوجه به قطعات آمونیت درون آن‌ها و با توجه به آهک‌های اربیتولین کرتاسه زیرین روی آن‌ها، این واحد را تریاس بالایی ژوراسیک در نظر گرفته است. واحد دیگر آهک اربیتولین‌دار سیاه تا خاکستری که این واحد، در باختر روستای خلیفه کندهی و شمال باختری ورکه، گسترده شده است و بخشی از ارتفاعات منطقه را در برمی‌گیرد و شامل آهک‌های بیومیکریتی اربیتولین‌دار خاکستری تیره است. بر پایه بررسی‌های میکرو فسیل‌های یافت شده سن این واحد به آپسین - آلبین نسبت داده شده است. این واحد زیر واحد آهک بیومیکریتی رس‌دار سیلتی خاکستری تیره، جای گرفته و بخش زیرین آن، توسط

و کمیاب حاکی حدود ۲ تا ۳ درصد بوده است. مطالعات میکروپروب در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج با دستگاه مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه با شدت جریان ۲۰ na و استاندارد فلز مس و زمان شمارش به طور متوسط ۱۵ ثانیه برای هر عنصر انجام شد.

۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. جهت تجزیه به روش XRF برای عناصر اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده تهیه شد. سپس حدود ۰/۲ گرم از نمونه در ترکیب لیتیوم متابرات / تترا برات ذوب و سپس در اسید نیتریک جهت تعیین میزان عناصر کمیاب و کمیاب حاکی توسط دستگاه ICP-MS حل شد. میزان دقت برای عناصر کمیاب



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه دخان برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۴)

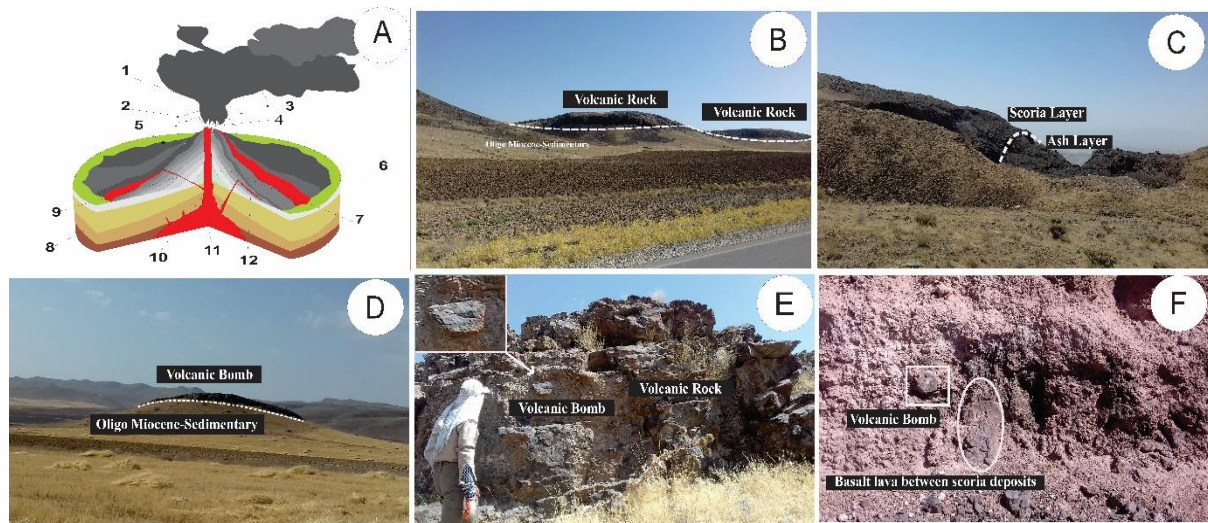
### مشاهدات صحرائی و سنگ‌نگاری

هستند (شکل ۵ F,D). منطقه‌بندی قطعی یا بخشی که به صورت ساعت‌شنی در کانی دیده می‌شود (شکل ۵D)، نشانه تفاوت در میزان رشد و میزان انتشار کاتیون‌ها در شبکه بلور است و موقعی پدید می‌آید که سطوح با ترکیب مختلف در یک بلور رشد کنند (شلی، ۱۹۹۳). زونینگ پدیده غالب بلورهای کلینوپیروکسن است و حاکی از آمیختگی ماگمایی است (شکل ۵ B,D) (مارش، ۱۹۹۸). بلورهای الیوین گاهی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد از حجم سنگ را می‌سازد. الیوین‌ها در مقاطع مطالعه شده به سه شکل دیده شدند. با هضم شدگی یا اشکال بلوری منظم یا با پدیده قابل‌ذکر ایدنگزیتی شدن در حاشیه بلور، (شکل ۵ C) که به سبب منطقه‌بندی ترکیبی در این بلور است. ایدنگزیت حاصل متاسوماتیسم هیدروترمال الیوین توسط گازهای آتشفشانی در دماهای بالا است که بانفوذ یون هیدروژن به ساختمان الیوین صورت می‌گیرد (لی ماتری و همکاران، ۱۹۶۸) از طرفی تفاوت شدت ایدنگزیتی شدن بین بلورها می‌تواند در ارتباط با میزان آهن در این بلورها باشد و به نظر می‌رسد که مرکز بلور الیوین به‌خاطر غنی

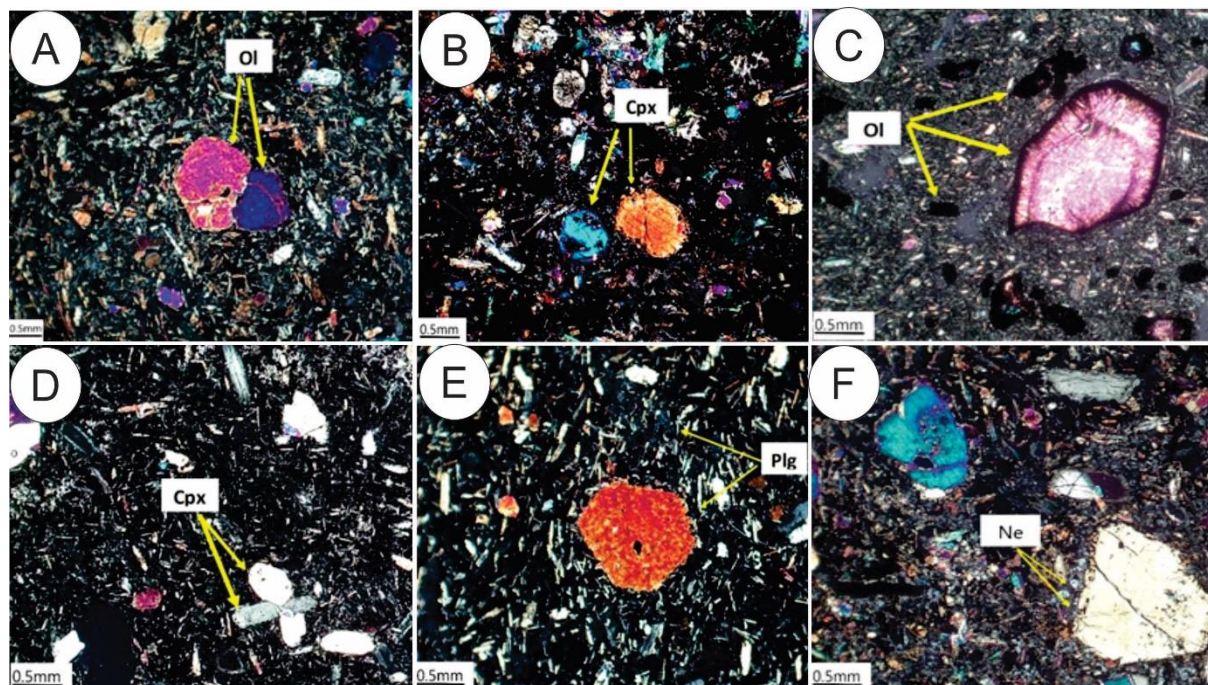
پرتابه‌های دخان عمدتاً بمب، برش آتشفشانی و آگلومرا است (شکل ۴A-F). در نمونه‌دستی دانه‌ریز، متراکم، ملانوکرات با ساخت پورفیری و حفره‌دار هستند. در مطالعات میکروسکوپی زمینه‌ای میکرولیتی با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و الیوین و نفلین هستند و کانی‌های فرعی شامل پلاژیوکلاز، کانی‌های اپاک، فلوگوپیت و کانی‌های ثانویه ایدنگزیت و کلسیت است (شکل ۵). غالباً فضای بین کانی‌ها از شیشه پر شده است. بلورهای کلینوپیروکسن با اندازه تقریباً ۲ میلی‌متر و به میزان ۲۰ تا ۳۰ درصد در زمینه سنگ دیده می‌شوند. رایج‌ترین فنوکریست در گدازه‌های منطقه دخان را دیوپسیدها تشکیل می‌دهند و به‌اندازه تقریباً ۲ میلی‌متر در زمینه سنگ دیده می‌شوند. در نور پلاریزه، قهوه‌ای روشن یا خاکستری تا بی‌رنگ هستند و به‌طور کلی ۲۰ تا ۳۰ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. بافت غالب سنگ‌ها هیالومیکروپورفیری، میکرولیتیک پورفیری و حفره‌دار است و فضای بین حفرات از کلسیت پر شده است. دیگر بافت‌های مشاهده شده گلوموپورفیری و غربالی

دیده می‌شود (شکل ۵ E). بافت‌های پورفیری نیمه‌جریانی، پورفیری تدریجی و بافت گلوپورفیری از جمله بافت‌های مشاهده شده هستند (شکل ۵ D,E,F).

بودن از منیزیم کمتر ایدنگزیتی می‌شود. نفلین نیز در برخی از زمینه‌های سنگ منطقه دیده می‌شود (شکل ۵ F). به‌علاوه پلاژیوکلاز با فراوانی کمتر از ۵ درصدی گاهی



شکل ۴. A) طرح شماتیک از ساختمان آتشفشان استرومبولی ۱-Eruption column، ۲-Lapili، ۳-Ash، ۴-Lava duct، ۵-Bomb، ۶-Sill، ۷-Lava flow، ۸-Layers of lava and ash، ۹-Igneous blade، ۱۰-Magma duct، ۱۱-Magma chamber، ۱۲-Sill. تصاویر صحرایی از سنگ‌های خروجی دخان. B) نمایی از روانه‌های التراب‌زیک منطقه دخان که بر روی واحدهای رسوبی قرار گرفته‌اند (دید به سمت جنوب است). C) تصویری از واحد اسکوری مرکز آتشفشان که به‌عنوان پوک‌معدنی از آن برداشت می‌شود. D) نمایی از کنتاکت روانه‌های التراب‌زیک با لایه‌های رسوبی منطقه دید به سمت جنوب غرب. E) تصویری از بمب آتشفشانی دوکی شکل از منطقه مورد مطالعه. F) جریان گدازه و بمب آتشفشانی بین لایه‌های به هم جوش خورده اسکوری منطقه. تصویری از واحد اسکوری مرکز آتشفشان که به‌عنوان پوک‌معدنی از آن برداشت می‌شود.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان، در نور پلاریزه متقاطع XPL (A, B). کانی‌های کلینوپیروکسن و الیوین با شکل بلوری منظم و بافت‌های هیالومیکروپورفیری، میکرولبتیک پورفیری و حفره‌دار دیده می‌شود. C, D) بلورهای الیوین نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان که از خود حاشیه ایدنگزیتی شده نشان می‌دهند. بافت آمیکدالی (بادامکی) حفرات سنگ توسط کانی‌ها کلسیت پر شده است. بافت گلوپورفیری با تجمع کانی‌های کلینوپیروکسن (کلینوپیروکسن و کلسیت)؛ و رشد کانی‌ها به‌طرف داخل بر روی دیواره حفرات، و ماکل ساعت شنی در کلینوپیروکسن. E) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، بافت پورفیری حالت نیمه‌جریانی نشان می‌دهد. F) کانی نفلین، بافت غربالی در کانی کلینوپیروکسن، بافت پورفیری تدریجی زمینه دیده می‌شود. نام اختصاری کانی‌ها بر مبنای (ویتنی و اوآنز، ۲۰۱۰) است.

## زمین شیمی

در جدول ۱ مقدار اکسیدهای عناصر اصلی بر مبنای درصد وزنی %Wt و مقدار عناصر فرعی و کمیاب بر پایه قسمت در میلیون (ppm) ارائه شده است. در نمودار (TAS) از تغییرات میزان عناصر آلکالین در برابر  $\text{SiO}_2$  برای طبقه‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌های خروجی استفاده شده است (رولینسون، ۱۹۹۳). سنگ‌ها عمدتاً الترابازیک %Wt  $\text{SiO}_2 < 45$  هستند. دامنه تغییرات ۰/۹۴ تا ۲/۸۶ برای  $\text{K}_2\text{O}$  و میانگین آن ۱/۹ است. دامنه تغییرات برای  $\text{Na}_2\text{O}$  ۲/۲ الی ۴/۹۴ و میانگین آن ۳/۵۷ است که سرشت سدیک سنگ‌ها را نشان می‌دهد. میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  بین ۵/۵۲ تا ۱۰/۷۶ با میانگین ۸/۱۴، مقدار  $\text{CaO}$  بین ۱۳/۱۶ الی ۱۸/۶۹ با میانگین ۱۵/۹۲ و دامنه تغییرات آهن کل بین ۷/۶۶ تا ۹/۴۴ با میانگین ۸/۵۵ به دست آمده است. تغییرات  $\text{MgO}$  بین ۱۰/۴۲ تا ۱۳/۳۹ و میانگین عدد ۱۱/۹ را در جدول ۱ نشان می‌دهد. دامنه تغییرات اکسید تیتانیوم بین ۱۱/۸۵ تا ۲/۲۹ و میانگین ۲/۱ و اکسید فسفر در محدوده ۱/۰۸ و ۱/۶۱ و متوسط میزان ۱/۴ قرار دارد. بر اساس تغییرات مجموع اکسیدهای عناصر آلکالی ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در برابر  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های منطقه در نمودار TAS (میدل‌موست، ۱۹۹۴) محدوده فونیدیت و تفریت قرار می‌گیرند (شکل ۶ A). در (شکل ۶ B) نمونه‌های منطقه دخان در سری آلکالی قرار گرفته‌اند. به دلیل تحرک قابل توجه عناصر آلکالی طی حوادث زمین‌شناسی پس از انجماد سنگ، فراوانی و توزیع برخی عناصر کمیاب و فرعی مانند  $\text{Nb}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ti}$  و فاکتور قابل قبول تری برای تفکیک سری‌های ماگمایی است. در نمودار (شکل ۶ C)، تمامی نمونه‌ها در نمودار  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) نزدیک به محدوده آلکالی بازال قرار دارند. با استفاده از روش نرم CIPW، ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو نمونه‌ها محاسبه و نتیجه آن در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به محاسبات صورت گرفته، نمونه‌ها فاقد کوارتز نورماتیو هستند است و کانی نفلین در تمامی نمونه‌ها بین ۹ تا ۲۰ درصد نورماتیو وجود دارد. مقدار الیومین بین ۳ تا ۲۳ درصد نورماتیو و دیوپسید تا حدود ۴۶ درصد است که در واقع گویای تحت اشباع بودن از سیلیس و میزان کلسیم بالای سنگ‌های مورد مطالعه است. در نمودار  $\text{Nb}/\text{Zr}$  در برابر  $\text{Y}$  (استکی و ود، ۲۰۱۶) نمونه‌ها در راستای روند تبلور تفریقی قرار دارند (شکل ۷

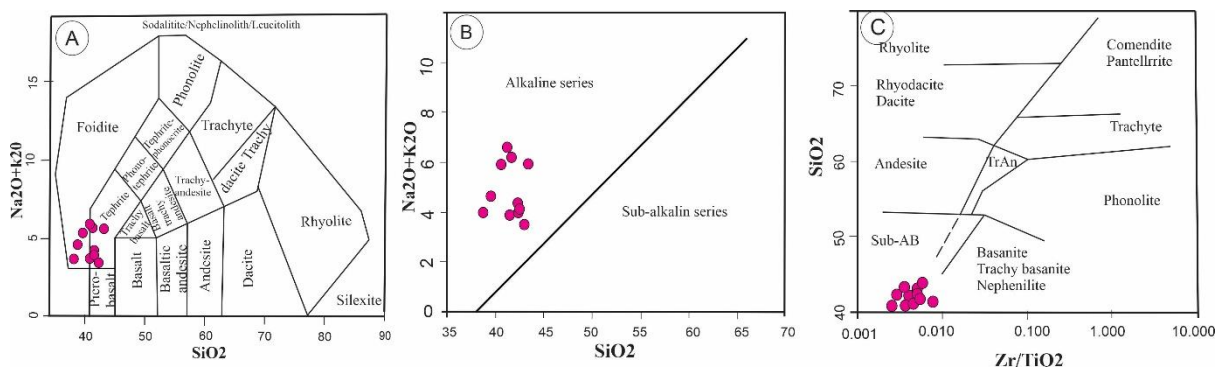
A). این موضوع در نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (شکل ۷B) هم تعمیم داده شده است. مقدار  $\text{MgO}$  در نمونه‌های برداشت شده بین ۱۰/۴۲ تا ۱۴/۲۰ است. در نتیجه فرایند تفریق ماگمایی، میزان عناصر اصلی، دچار تغییر خواهند شد و به همین دلیل افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  و کاهش  $\text{MgO}$  را در بردارد. (لاپس پلازا و همکاران، ۲۰۰۷). در (شکل ۸ A) همبستگی منفی بین مقدار  $\text{MgO}$  و  $\text{SiO}_2$  دیده می‌شود و با کاهش مقدار سیلیس، مقدار اکسید منیزیم افزایش می‌یابد. مقدار  $\text{TiO}_2$  و آهن کل در برابر  $\text{MgO}$  همبستگی مثبت نشان می‌دهد (شکل ۸ B). بین مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO}$  نیز همبستگی منفی دیده می‌شود (شکل ۸ C) که می‌تواند به دلیل حضور کم پلاژیوکلاز (کمتر از ۵٪) به صورت میکروولیت در نمونه‌های منطقه باشد. همبستگی مثبت بین مقدار  $\text{TiO}_2$  و  $\text{FeO}^T$  با  $\text{MgO}$ ، دلیل بر این است که در مراحل آغازین تبلور، با تفریق و جدایش کانی‌های الیومین، کلینوپیروکسن، اکسیدهای تیتانیوم و آهن همراه بوده است و با کاهش  $\text{MgO}$ ، مقدار این عناصر نیز کاهش می‌یابد. همبستگی منفی بین  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{MgO}$ ، می‌تواند به علت حضور نداشتن کانی آپاتیت در سنگ‌های آتشفشانی باشد که مقدار آن با کاهش مقدار  $\text{MgO}$  افزایش می‌یابد. همبستگی منفی بین  $\text{CaO}$  و  $\text{MgO}$ ، (شکل ۸ D) می‌تواند نتیجه تبلور کلینوپیروکسن‌های غنی از  $\text{Ca}$ ، چه در حین ذوب بخشی و یا تبلور تفریقی باشد (کاس و همکاران، ۱۹۷۹). بین  $\text{MgO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  (شکل ۸ E) همبستگی مثبت دیده می‌شود و بین  $\text{MgO}$  و  $\text{K}_2\text{O}$ ، روند خاصی دیده نمی‌شود (شکل ۸ F). به طور کلی افزایش اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{SiO}_2$  و  $\text{CaO}$  و کاهش اکسیدهای  $\text{FeO}^T$ ،  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Na}_2\text{O}$ ، در برابر کاهش میزان  $\text{MgO}$  بیانگر آن است که تفریق و جدایش کانی‌های فرومنیزین مانند الیومین غنی از آهن، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن - تیتان (تیتانومگنتیت)، نقش مهمی در تحولات ماگمایی سنگ‌های ولکانیکی منطقه دخان دارد. عنصرهای خاکی کمیاب نسبت به عنصرهای دیگر کمتر دچار هوازدگی و دگرسانی گرمایی می‌شوند، از این نظر الگوی فراوانی آن‌ها خاستگاه آذرین سنگ‌ها را نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳؛ بوینتون، ۱۹۸۴). نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی، میزان انحراف هر عنصر نسبت به الگوی ترکیبی اولیه در پی فرایندهای ذوب بخشی یا جدایش بلوری را نشان می‌دهد (شکل ۹).

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب‌خاکی برای نمونه‌های سنگ‌کل سنگ‌های خروجی منطقه دخان. عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب و کمیاب‌خاکی بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

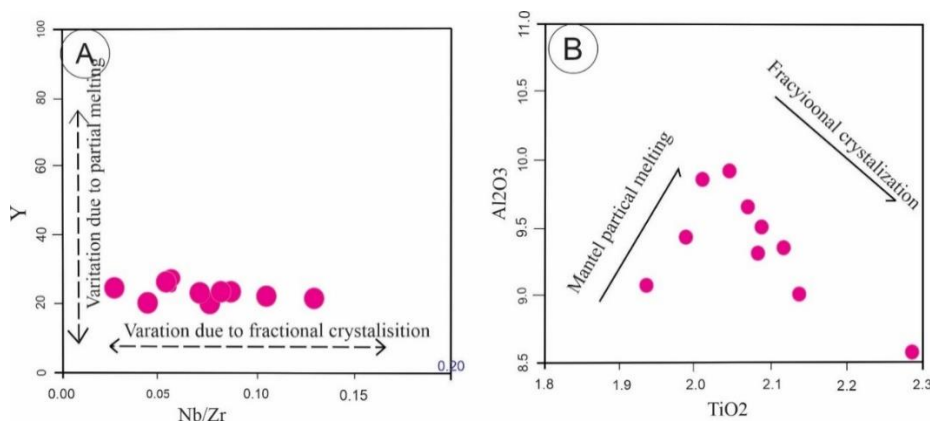
Sample	n-d-01	n-d-07	n-d-2-01	n-d-3-04	n-d-5-18	n-d-6-13	n-d-6-7	n-d-pm	n-f-d-1	n-f-d-7
<b>Major elements (Wt%)</b>										
Lat.E	49°29'09"	49°30'07"	49°31'01"	49°30'08"	49°30'25"	49°31'04"	49°30'07"	49°30'77"	49°31'09"	49°30'08"
Long.N	35°09'44"	35°06'07"	35°08'53"	35°06'23"	35°05'36"	35°05'88"	35°06'22"	35°05'37"	35°07'33"	35°08'09"
Rock Name	Basanite Tephrite	Basanite Tephrite	Foidite	Basanite Tephrite	Foidite	Basanite Tephrite	Foidite	BasaniteTephrite	Foidite	Basanite Tephrite
SiO <sub>2</sub>	41.24	42.08	38.59	43.47	39.51	42.23	41.31	41.50	40.39	42.70
TiO <sub>2</sub>	2.06	2.09	2.29	1.85	1.93	2.14	2.09	2.12	2.05	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.65	9.31	8.52	10.76	9.06	8.99	9.48	9.35	9.90	9.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	9.69	9.84	10.41	8.52	9.35	10.49	10.27	10.21	9.71	9.85
MnO	0.12	0.12	0.13	0.098	0.10	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11
MgO	10.84	10.82	13.34	10.42	10.79	14.20	13.39	12.94	11.19	11.19
CaO	17.60	17.46	16.56	13.166	18.69	15.16	13.71	15.23	15.12	17.30
Na <sub>2</sub> O	2.20	2.61	2.47	4.94	2.75	2.93	4.53	4.33	3.07	2.2
K <sub>2</sub> O	1.73	1.41	1.52	0.94	1.81	1.42	1.94	1.95	2.86	1.37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.38	1.57	1.45	1.08	1.28	1.23	1.26	1.24	1.61	1.37
Total	96.56	97.33	95.31	95.28	95.32	98.95	98.12	99.03	96.04	97.54
<b>Trace elements (ppm)</b>										
Sc	14.7	14.7	15.9	12.5	13.1	14.3	14.8	14.2	14.2	14.5
V	149	136	84	130	119	147	145	132	181	142
Cr	147	116	200	309	124	156	156	172	237	140
Ni	242	225	289	325	218	297	310	288	350	212
Cu	91	105	83	76	89	79	86	91	68	91
Zn	155	164	139	133	144	133	140	138	147	152
Ca	12.58	12.48	11.84	9.41	13.36	10.84	9.8	10.89	10.81	12.37
Rb	12	11	9	11	12	7	15	16	22	7
Sr	3250	3412	2557	2528	2844	2438	2410	2501	2832	3390
Zr	142	59	87	104	66	107	96	96	83	67
Nb	3.2	3.2	3.8	7.8	8.8	7.8	11	8.3	6.7	13.9
Cs	0.7	<0.5	<0.5	0.6	0.8	0.7	0.5	0.6	<0.5	0.9
Ba	0.12	0.13	0.12	0.1	0.1	0.09	0.11	0.09	0.14	0.12
Hf	<0.5	<0.5	<0.5	1.1	0.59	1.11	0.97	0.78	0.77	1.34
Ta	0.14	0.16	0.19	0.3	0.39	0.41	0.52	0.38	0.32	0.7
Pb	18	21	35	20	16	19	17	17	17	20
Th	34.28	37.24	22.93	28.37	32.19	23.76	23.61	22.56	33.32	35.8
Ti	12400	12500	13700	11100	11600	12800	12500	12700	12300	11900
U	5.86	7.2	6.2	3	5.6	4.9	4.5	4.06	8.2	6.3
<b>REE elements (ppm)</b>										
La	251	272	175	192	221	168	181	175	238	251
Ce	497	530	350	374	425	332	358	495	468	482
Pr	47.48	51.1	34.73	35.45	43.06	33.73	34.21	33.17	45.1	47.27
Nd	167	180	124	128	155	122	124	119	160	170
Sm	21.81	23.52	16.61	17.14	20.49	16.51	17.01	16.36	21.36	22.43
Eu	5.63	6.07	4.42	4.48	5.18	4.4	4.5	4.37	5.4	5.73
Gd	14.67	15.93	11.54	11.53	13.47	11.52	11.55	10.99	13.95	14.75
Tb	1.25	1.31	1.07	1.06	1.16	1.04	1.04	1.02	1.23	1.27
Dy	6.31	6.7	5.25	5.53	5.66	5.17	5.24	5.13	6.07	6.38
Er	2.49	2.64	2.21	2.26	2.22	2.19	2.2	2.13	2.45	2.54
Tm	0.33	0.33	0.3	0.3	0.3	0.3	0.31	0.29	0.32	0.31
Yb	2	1.9	1.7	1.8	1.6	1.7	1.7	1.7	1.9	1.9
Y	24.9	25.1	20.8	21.9	20.5	19.6	21.2	20.6	23.5	23.9
Lu	0.17	0.18	0.14	0.15	0.13	0.13	0.13	0.12	0.16	0.16
Eu/Eu*	9.12	19.72	14.07	14.33	16.98	14.01	14.28	13.67	17.65	18.59
La/Sm	11.51	11.56	10.54	11.20	10.79	10.18	10.64	10.70	11.14	11.19
La/Yb	84.61	96.52	69.40	71.91	93.12	66.63	71.78	69.40	84.45	89.06
Sm/Yb	10.91	12.38	9.77	9.52	12.81	9.71	10.01	9.62	11.24	11.81
Ce/Sm	22.79	22.53	21.07	21.82	20.74	20.11	21.05	21.39	21.91	21.49
Nb/La	0.01	0.01	0.02	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06

حاکي از غنی‌شدگی از عناصر LREE و تهی‌شدگی از عناصر HREE نمونه‌ها است. در بررسی (شکل A۹) روند غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در دخان نشان‌دهنده ماگمایی پدید آمده در پهنه فرورانش است (رولینسون، ۱۹۹۳؛ پیرس، ۱۹۸۳؛ گیل، ۱۹۸۱). بالابودن نسبت LILE/HFSE از نشانه‌های ماگماتیسم در منطقه فرورانش به‌شمار می‌رود (زنتی و همکاران، ۱۹۹۹؛ وینتر، ۲۰۰۱؛ ویلسون، ۲۰۰۷؛ گیل، ۲۰۱۰).

نظر به اینکه الگوهای عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقه که نسبت به کندریت نرمالیز شده است دارای سیر نزولی و شیب زیاد هستند، براین اساس نمونه‌ها روندی مشابه با سری آلکالن را نشان می‌دهند (هنسون، ۱۹۸۰). بررسی نتایج و آنالیزها از وجود بی‌هنجاری منفی عناصر Nd, P, Ti در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش است (ویلسون، ۱۹۸۹) در نمودار نرمالیز شده به کندریت شیب منفی



شکل ۶. (A) نمودار  $SiO_2$  در برابر  $Na_2O+K_2O$  (میدل موس، ۱۹۹۴). (B) تعیین سری‌های ماگمایی در نمودار تغییرات  $Na_2O+K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (ایروین و باراگر، ۱۹۷۱) و (C) نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

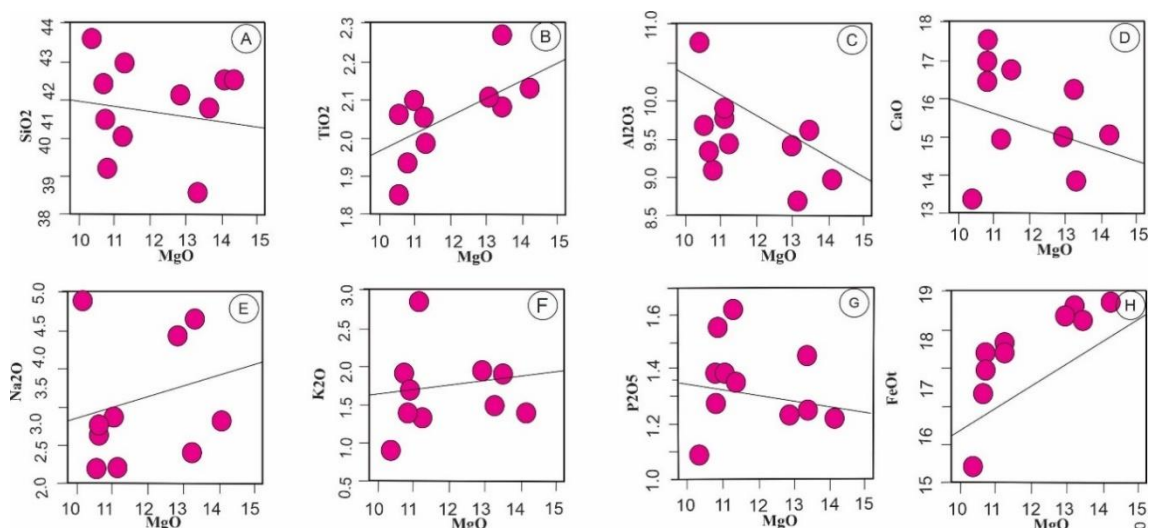


شکل ۷. (A) موقعیت گدازه‌های اولترا بازیک منطقه در نمودار  $Nb/Zr$  در برابر  $Y$  (استکی وود، ۲۰۱۶) و (B) بررسی روند ذوب بخشی و تبلور تفریقی در نمودار دوتایی  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  (لاپس پلاز و همکاران، ۲۰۰۷)

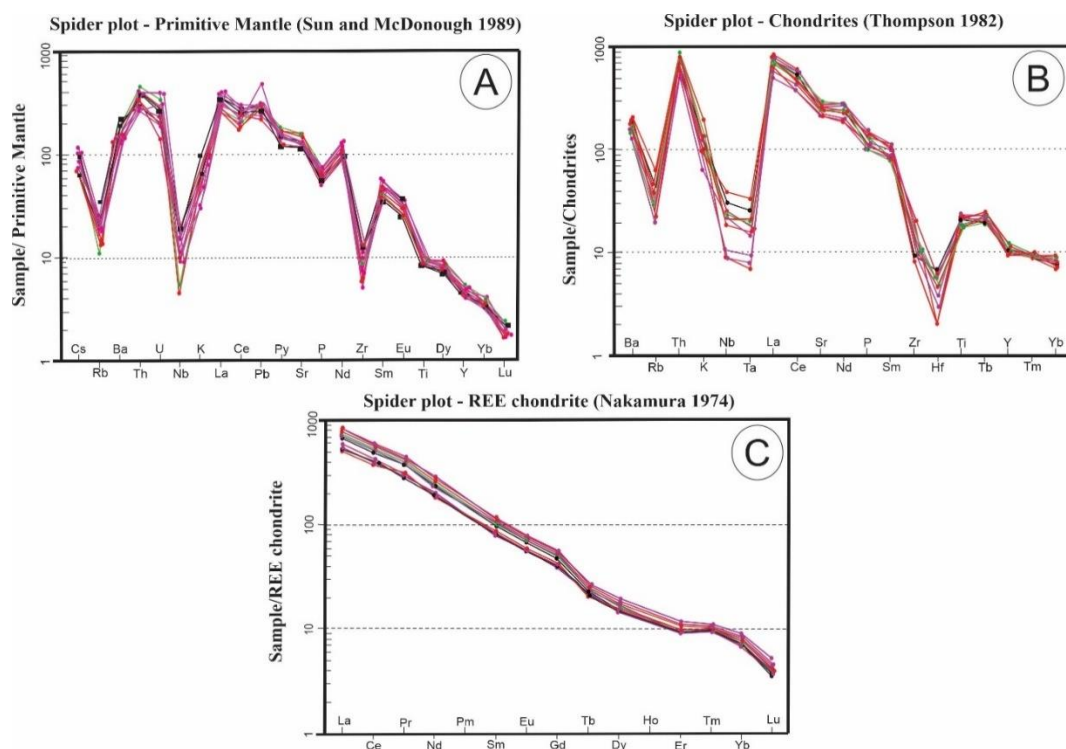
جدول ۲. نتایج محاسبه نرم CIPW در نمونه‌های برداشت شده از منطقه دخان

	n-d-0-1	n-d-0-7	n-d-2-01	n-d-3-04	n-d-5-18	n-d-6-13	n-d-6-7	n-d-pm1	n-f-d-1	n-f-d-7
<b>Or</b>				8.17						
<b>Pl</b>	10.04	9.52	7.67	3.79	7.03	7.18		0.32	4.79	11.78
<b>Lc</b>	10.07	6.53	7.04	2.3	8.39	6.58	8.99	9.04	13.25	6.35
<b>Ne</b>	10.08	11.96	11.32	22.27	12.61	13.43	20.56	19.85	14.07	10.08
<b>La</b>	7.50	3.35	8.21		11.52	2.50	5.12	7.11	7.03	0.92
<b>Il</b>	3.91	3.97	4.35	3.51	3.67	4.06	3.97	4.03	3.89	3.76
<b>Mag</b>	4.68	4.76	5.03	4.12	4.52	5.07	4.79	4.93	4.70	4.76
<b>Acm</b>							0.33			
<b>Di</b>	36.60	45.59	29.93	43.85	31.92	40.94	34.52	34.98	31.37	48.23
<b>Ol</b>	11.59	8.56	18.55	7.76	12.97	16.57	17.28	16.18	14.00	8.46
<b>Ap</b>	2.50	3.20	3.64	2.50	2.97	2.97	2.85	2.92	3.87	3.73
<b>Sum</b>	96.96	97.44	95.74	95.97	95.60	99.30	98.41	99.36	95.97	98.07





شکل ۸. نمودارهای دو متغیره هارکر عناصر اصلی سنگ‌های منطقه در مقابل  $MgO$ . (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰)، (کورکولو و همکاران، ۲۰۰۸)، (یان و ژاو، ۲۰۰۸)، (مارتین، ۱۹۹۹)، (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (ساقدی، ۲۰۰۴)، (گنگ و همکاران، ۲۰۰۹)، (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ اسران و عزت، ۲۰۰۲).



شکل ۹. (A) الگوی عناصر کمیاب به هنجار شده سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان با ترکیب گوشته اولیه (سان و مک دنوق، ۱۹۸۹) و (B) الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان با ترکیب کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) و (C) الگوی عناصر کمیاب خاکی، بهنجار شده سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان با ترکیب کندریت REE (ناکامورا، ۱۹۷۴).

منفی Nb یکی از شاخص‌های مهم برای تعیین آرایش پوسته‌ای است. از آنجا که آنومالی منفی Nb مربوط به تبلور کانی‌های آمفیبول نمی‌باشد، می‌توان آن را به آرایش پوسته‌ای ماگما در حین صعود نسبت داد (یان و ژاو، ۲۰۰۸). نسبت  $Eu/Eu^*$  نشان‌دهنده نبود یا مقدار بسیار کم پلاژیوکلاز به‌جامانده در خاستگاه ماگما، فوگاسیته بالاتر

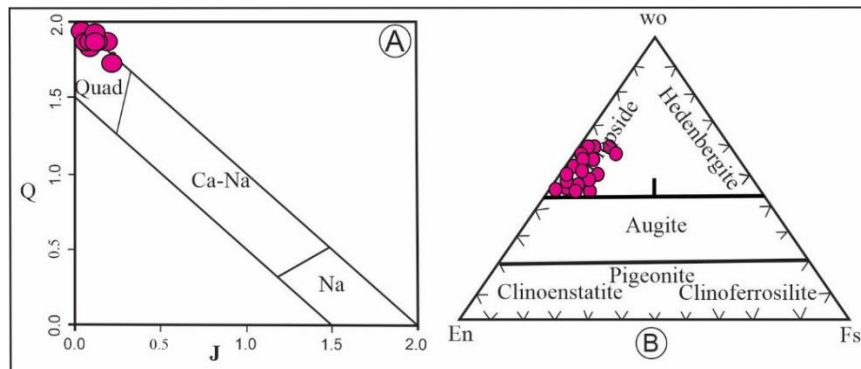
تفریق کانی‌های فرومنیزین، مانند الیوین و کلینوپیروکسن، فراوانی عناصر سازگار مانند (Zr و Nb) را کاهش و فراوانی عناصر ناسازگار مانند (Th و La) را افزایش می‌دهد (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۰). غنی‌شدگی در عناصر Th و U نشان‌دهنده این است که ماگما طی صعود دچار آرایش پوسته‌ای شده است (کورکولو و همکاران، ۲۰۰۸). آنومالی

۲۰۰۶؛ اسران و عزت، ۲۰۰۲). از این حیث سنگ‌های دخان نشانه‌های ماگماهای پهنه فرورانش به همراه اختلاط پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

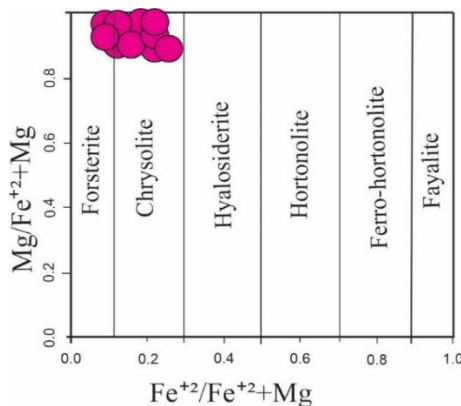
### مینرال شیمی

ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه دخان که در جدول ۳ نشان داده شده است در نمودار (موریموتو، ۱۹۸۹) تصویر شده است. طبق این نمودار، نمونه‌ها در محدوده Quad واقع می‌شوند (شکل ۱۰ A) از (شکل ۱۰ B) Fs-En-Wo برای تعیین نوع کلینوپیروکسن‌ها استفاده کردیم (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۹). براین اساس، ترکیب این کانی در محدوده دیوپسید تصویر شده است. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب الیون (جدول ۴) و بهره‌گیری از شکل ۱۱، بیشتر درشت‌بلورهای الیون سنگ‌های اولترابازیک منطقه دخان، در محدوده کریزولیت غنی از منیزیم قرار گرفتند. مقدار  $Mg\#$  آن‌ها بین ۸۷ تا ۸۹ درصد و دارای ترکیب شیمیایی  $Fe_{0.86,34} - 88.97Fe_{10.76} - 12.10$  می‌باشند.

اکسیژن محلول، آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای و همچنین نبود جدایش بلوری چشمگیر پلاژیوکلاز در ماگما پیش از فوران است (مارتین، ۱۹۹۹). نظر به اینکه نمونه‌های بهنجار شده با LREE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) الگوهای موازی نشان‌دهنده منشأ واحد و تبلور تفریقی در سنگ‌ها هستند (ساقی، ۲۰۰۴). می‌توان گفت سنگ‌های منطقه دارای منشأ واحد بوده و در اثر تبلور تفریقی ایجاد شده‌اند (شکل ۹ B,C). نسبت Sr/Y تعیین‌کننده خاستگاه ماگما است. بالابودن این نسبت نشان‌دهنده بالابودن گارنت در ترکیب به‌جامانده و کمبود آن نشان‌دهنده مقادیر بالای پلاژیوکلاز و آمفیبول در ترکیب به‌جامانده است (گنگ و همکاران، ۲۰۰۹). مقدار این نسبت در سنگ‌های منطقه دخان نشان‌دهنده حضور مقداری گارنت در ترکیب به‌جامانده است. این پدیده ناهنجاری منفی Eu و آنومالی مثبت Sr در سنگ‌های دخان را توجیه می‌کند (جدول ۱). کاهیدگی Nb همراه با ناهنجاری مثبت Sr شاخص ماگماهای پهنه فرورانش است و افزایش آن نشان‌دهنده افزایش اختلاط پوسته قاره‌ای است (ژانگ و همکاران،



شکل ۱۰. A) نمودار J-Q نمایش ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه دخان (موریموتو، ۱۹۸۹) در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده Quad واقع می‌شوند. B) نمایش ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه دخان در نمودار مثلثی Wo-En-Fs (موریموتو، ۱۹۸۹). در این نمودار نمونه‌ها در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند.



شکل ۱۱. موقعیت درشت‌بلورهای الیون سنگ‌های اولترابازیک منطقه دخان در نمودار  $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$  در برابر  $Mg/Fe^{2+}+Mg$  (وگر و دیر، ۱۹۳۹)

جدول ۳. نتایج داده‌های تجزیه میکروپروب پیروکسن‌ها (اکسیدها بر حسب درصد وزنی %Wt)

Sample	core					rim				
	Cpx-1					Cpx-2				
Point.No	7	8	9	10	11	25	26	27	28	29
code	n-d-6 13					n-d-5 11				
SiO <sub>2</sub>	45.9	51.52	45.52	49.63	49.32	52.55	52.25	51.49	48.84	50.55
TiO <sub>2</sub>	2.61	0.62	2.78	0.99	0.92	0.61	0.68	0.97	1.85	2.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.6	1.54	5.92	2.56	2.56	1.74	1.79	2.36	3.74	2.55
FeO	4.13	5.59	4.22	5.03	5.12	6.77	3.69	3.69	4.02	4.38
MnO	0.05	0.03	0.05	0.07	0.03	0.02	0.07	0.04	0.06	0.04
MgO	13.57	17.3	13	15.82	16.86	16.86	16.73	15.98	14.48	16.14
CaO	22.84	23.63	23.4	23.04	23.57	23.75	23.95	24.67	24.45	24.12
Na <sub>2</sub> O	0.8	0.39	0.47	0.64	0.44	0.42	0.39	0.33	0.39	0.46
K <sub>2</sub> O	0.05	0	0	0	0	0.02	0	0	0.01	0.02
NiO	0	0	0	0.05	0	0	0	0	0.01	0.08
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.05	0.13	0.06	0.07	0.03	0.04	0.07	0.1	0.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	0.35	0.5	0.09	0.67	0.13	0	0.05	0.03	0.01
Total	97.51	98.78	97.52	97.83	99.06	99.69	99.94	100.11	99.82	100.93
#Mg	0.71	0.84	0.69	0.76	0.78	0.83	0.81	0.79	0.71	0.77
XPT	34.61	39.34	34.66	37.85	38.26	39.69	39.78	39.42	37.85	39.11
YPT	-26.98	-31.32	-26.53	-29.56	-30.14	-31.52	-31.22	-30.67	-28.46	-29.67
Q	1.84	1.97	1.83	1.93	1.97	1.95	1.95	1.94	2.51	1.94
J	0.12	0.06	0.07	0.09	0.06	0.06	0.05	0.05	0.00	0.06
Si	1.730	1.889	1.725	1.848	1.810	1.928	1.900	1.876	0.126	1.833
Al <sup>IV</sup>	0.238	0.067	0.250	0.114	0.113	0.068	0.078	0.102	0.165	0.111
Al <sup>VI</sup>	0.015	0.000	0.019	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000
Ti	0.074	0.017	0.079	0.028	0.025	0.017	0.019	0.027	0.191	0.055
Al	0.249	0.067	0.264	0.112	0.111	0.075	0.077	0.101	0.000	0.109
Fe <sup>+3</sup>	0.172	0.103	0.158	0.152	0.142	0.109	0.123	0.126	0.003	0.147
Cr <sup>+3</sup>	0.014	0.010	0.015	0.003	0.019	0.004	0.000	0.001	0.315	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.153	0.091	0.141	0.135	0.126	0.097	0.109	0.113	0.003	0.131
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.834	0.001
Mg	0.763	0.946	0.735	0.878	0.922	0.922	0.907	0.868	2.478	0.872
Ca	0.923	0.928	0.950	0.919	0.927	0.934	0.933	0.963	0.028	0.937
Na	0.058	0.028	0.035	0.046	0.031	0.030	0.027	0.023	0.001	0.032
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
H	0.013	0.012	0.013	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.023	0.012
Wo	50.183	47.234	52.045	47.563	46.917	47.805	47.868	49.551	1.132	48.299
En	41.484	48.114	40.230	45.439	46.694	47.217	46.523	44.658	98.747	44.968
Fs	8.334	4.652	7.725	6.998	6.388	4.978	5.609	5.791	0.121	6.733
Total	104.407	104.159	104.386	104.249	104.238	104.205	104.187	104.214	104.167	104.241

Sample	core					rim				
	Cpx-3					Cpx-4				
Point.No	30	31	32	33	34	45	46	47	48	49
code	n-d-511					n-d-511				
SiO <sub>2</sub>	50.82	48.72	50.74	50.1	48.1	51.37	52.47	52.03	53.36	52.08
TiO <sub>2</sub>	0.99	2.44	1.01	1.33	1.48	0.41	0.66	0.66	0.73	0.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.09	3.74	2.71	4.17	3.91	1.58	1.79	1.86	2.3	2.91
FeO	FeO	4.13	5.59	4.22	5.03	3.69	3.69	4.02	4.38	5.25
MnO	0.05	0.08	0.04	0.04	0.06	0.08	0.06	0.03	0.02	0.13
MgO	15.7	14.77	15.74	15.31	14.9	14.2	16.16	16.37	17.37	16.44
CaO	24.21	24.6	24.67	24.49	24.22	22.64	23.8	24.24	23.82	22.25
Na <sub>2</sub> O	0.46	0.45	0.41	0.39	0.35	0.63	0.44	0.44	0.54	1.41
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.04	0	0.02	0.01	0.01	0.04	0.33
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0.13	0	0.28
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.11	0.08	0.09	0.07	0.04	0.04	0.03	0.04	0.13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.05	0.1	0.13	0.13	0.07	0	0.01	0
Total	99.53	100.54	99.68	101.08	99.14	99.41	99.62	100.78	99.93	100.56

ادامه جدول ۳. نتایج داده‌های تجزیه میکروپروپ پیروکسن‌ها (اکسیدها بر حسب درصد وزنی (Wt%))

#Mg	0.79	0.73	0.79	0.75	0.74	0.82	0.82	0.80	0.79	0.73
XPT	38.47	37.94	38.87	38.12	37.53	39.46	39.58	40.04	39.24	37.66
YPT	-30.45	-28.34	-30.36	-29.97	-29.08	-31.73	-31.35	-31.44	-30.86	-28.66
Q	1.92	1.92	1.94	1.91	1.92	1.92	1.94	1.93	1.92	1.75
J	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.09	0.06	0.06	0.08	0.20
Si	1.860	1.782	1.856	1.813	1.807	1.923	1.901	1.908	1.889	1.876
AlIV	0.117	0.164	0.117	0.160	0.165	0.056	0.077	0.072	0.087	0.102
AlVI	0.018	0.000	0.001	0.020	0.007	0.012	0.001	0.008	0.013	0.024
Ti	0.027	0.067	0.028	0.036	0.041	0.011	0.018	0.018	0.020	0.063
Al	0.133	0.161	0.117	0.178	0.170	0.068	0.077	0.079	0.099	0.125
Fe <sup>+3</sup>	0.126	0.171	0.129	0.152	0.158	0.112	0.112	0.113	0.133	0.124
Cr <sup>+3</sup>	0.000	0.001	0.001	0.003	0.004	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>+2</sup>	0.113	0.152	0.115	0.135	0.141	0.100	0.100	0.100	0.119	0.110
Mn	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004
Mg	0.857	0.806	0.858	0.826	0.821	0.940	0.915	0.891	0.876	0.773
Ca	0.949	0.964	0.967	0.950	0.959	0.882	0.929	0.938	0.929	0.871
Na	0.033	0.032	0.029	0.027	0.025	0.044	0.031	0.031	0.038	0.100
K	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.015
H	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012
Wo	49.486	50.170	49.837	49.690	49.930	45.909	47.771	48.614	48.284	49.643
En	44.650	41.911	44.241	43.221	42.738	48.894	47.084	46.181	45.548	44.082
Fs	5.864	7.920	5.922	7.090	7.332	5.198	5.145	5.204	6.168	6.275
Total	104.247	104.316	104.231	104.316	104.312	104.168	104.177	104.17	104.218	104.199

Sample	core					rim		Cocore		rim	
	Cpx-5					Cpx-6		Cpx-7			
Point.No	55	56	57	58	59		10	11	17	18	
code	n-d-512					n-d-518		n-d-519			
SiO <sub>2</sub>	46.3	48.81	51.37	52.47	52.03	53.36	53.2	49.76	52.24	48.83	
TiO <sub>2</sub>	2.48	2.49	2.3	0.55	0.49	0.35	0.58	2.2	0.64	2.26	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.42	2.01	1.64	1.83	5.85	3.51	1.22	4.8	1.28	2.56	
FeO	4.36	4.1	4.03	4.01	6.58	5.79	3.57	6	3.8	4.93	
MnO	0.06	0.02	0.05	0.05	0.03	0.07	0.01	0.02	0.07	0.04	
MgO	13.3	15.01	17.33	16.86	16.55	16.15	17.48	13.95	16.88	15.75	
CaO	22.83	23.12	22.39	23.99	24.04	24.06	24.4	24.41	23.88	24	
Na <sub>2</sub> O	0.67	0.63	0.63	0.45	0.56	0.65	0.4	0.49	0.3	0.53	
K <sub>2</sub> O	0.02	0	0	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0.02	
NiO	0	0.07	0.14	0	0	0	0	0	0	0	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.02	0.02	0.12	0.13	0.06	0.15	0.03	0.11	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.21	0.19	0.01	0.07	0.04	0.04	0.54	0	0.02	
Total	99.79	99.11	100.17	99.58	99.34	100.56	100.96	100.43	99.12	99.05	
#Mg	0.79	0.80	0.81	0.80	0.67	0.72	0.83	0.70	0.82	0.76	
XPT	38.91	38.99	39.67	39.58	35.61	37.90	40.68	36.82	39.95	38.20	
YPT	-31.06	-31.02	-31.87	-31.05	-27.04	-28.29	-32.03	-27.80	-31.19	-28.68	
Q	1.89	1.91	1.89	1.94	1.88	1.92	1.97	1.89	1.96	1.95	
J	0.10	0.09	0.09	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.04	0.08	
Si	1.924	1.907	1.931	1.901	1.720	1.783	1.910	1.752	1.915	1.803	
AlIV	0.071	0.071	0.051	0.077	0.246	0.154	0.052	0.211	0.056	0.114	
AlVI	0.034	0.017	0.020	0.003	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.015	0.014	0.010	0.019	0.069	0.068	0.016	0.066	0.018	0.063	
Al	0.105	0.087	0.070	0.079	0.256	0.151	0.052	0.208	0.055	0.111	
Fe <sup>+3</sup>	0.122	0.122	0.101	0.122	0.204	0.177	0.107	0.184	0.114	0.152	
Cr <sup>+3</sup>	0.006	0.006	0.005	0.000	0.002	0.001	0.001	0.016	0.000	0.001	
Fe <sup>+2</sup>	0.109	0.109	0.090	0.109	0.182	0.157	0.095	0.164	0.101	0.136	
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	
Mg	0.883	0.895	0.937	0.894	0.737	0.817	0.936	0.764	0.922	0.867	
Ca	0.897	0.908	0.868	0.938	0.957	0.942	0.939	0.961	0.938	0.950	
Na	0.048	0.045	0.044	0.032	0.040	0.046	0.028	0.035	0.021	0.038	
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	
H	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	
Wo	47.481	47.508	45.815	48.319	51.023	49.136	47.655	50.868	47.819	48.644	
En	46.761	46.802	49.453	46.071	39.275	42.650	47.501	40.447	47.030	44.415	
Fs	5.758	5.689	4.732	5.611	9.702	8.214	4.844	8.686	5.151	6.941	
Total	104.229	104.193	104.141	104.19	104.441	104.31	104.148	104.376	104.154	104.249	

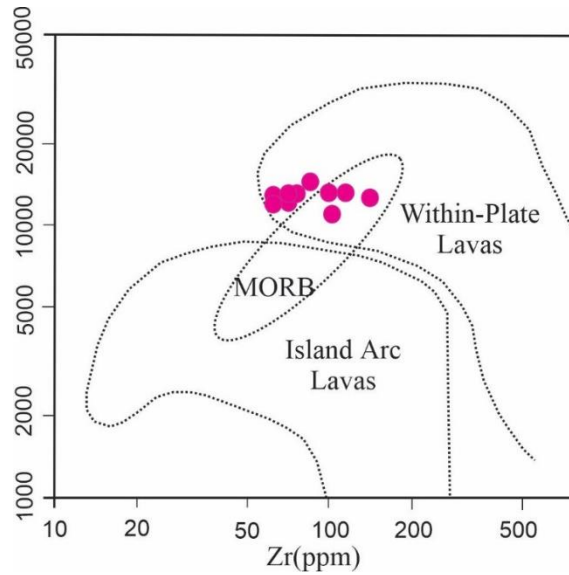
جدول ۴. نتایج داده‌های تجزیه میکروپروب الیون‌ها (اکسیدها بر حسب درصد وزنی (Wt%))

Sample	Core				Rim				Core				Rim			
	Ol-1				Ol-2				Ol-3				Ol-4			
Point.No	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	12	13	14	15		
code	n-d-518				n-d-519				n-d-520				n-d-521			
SiO <sub>2</sub>	40.41	40.01	39.12	40.56	40.66	39.58	39.62	39.76	40.47	39.66	39.67	39.51	40.18	40.14		
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.04	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.06	0.04	0	0.03	0.01	0.02	0.04	0.07	0	0.03	0.02	0	0.03		
FeO	10.96	11.59	12.28	11.21	10.39	10.88	11.4	10.93	10.47	10.64	10.67	10.64	11.03	10.88		
MnO	0.12	0.17	0.19	0.41	0.1	0.11	0.15	0.13	0.08	0.2	0.11	0.14	0.14	0.18		
MgO	47.53	47.29	47.48	47.64	48.18	47.81	47.39	47.56	47.4	47.74	47.84	47.72	49	47.75		
CaO	0.29	0.29	0.52	0.77	0.12	0.12	0.35	0.13	0.25	0.32	0.13	0.18	0.24	0.44		
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0	0.02	0.05	0.03	0.03		
K <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0	0.02	0	0	0.02	0	0	0	0.02	0.03	0.01	0		
NiO	0	0.3	0	0.18	0.48	0.55	0	0	0	0.03	0	0.25	0.17	0		
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0	0	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0	0.03	0.02	0.03	0		
Total	0.01	0.01	0.04	0.04	99.99	99.09	98.98	98.61	98.79	98.59	98.52	98.56	100.83	99.48		
Si	1.003	0.994	0.970	0.996	1.005	0.988	0.988	0.993	1.009	0.990	0.990	0.989	0.981	0.994		
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
Al	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001		
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000		
Fe <sup>+3</sup>	0.000	0.010	0.057	0.006	0.000	0.024	0.024	0.012	0.000	0.021	0.018	0.022	0.037	0.010		
Fe <sup>+2</sup>	0.227	0.231	0.198	0.224	0.215	0.203	0.214	0.216	0.218	0.201	0.204	0.201	0.188	0.216		
Mn	0.003	0.004	0.004	0.009	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.004		
Mg	1.758	1.752	1.755	1.744	1.774	1.779	1.761	1.771	1.762	1.776	1.780	1.780	1.784	1.763		
Ca	0.008	0.008	0.014	0.020	0.003	0.003	0.009	0.003	0.007	0.009	0.003	0.005	0.006	0.012		
Fo	88.09	87.42	86.56	87.07	88.97	88.44	87.56	88.30	88.60	88.32	88.62	88.54	88.38	87.98		
Fa	11.40	12.02	12.56	11.49	10.76	11.29	11.82	11.38	10.98	11.04	11.09	11.07	11.16	11.25		

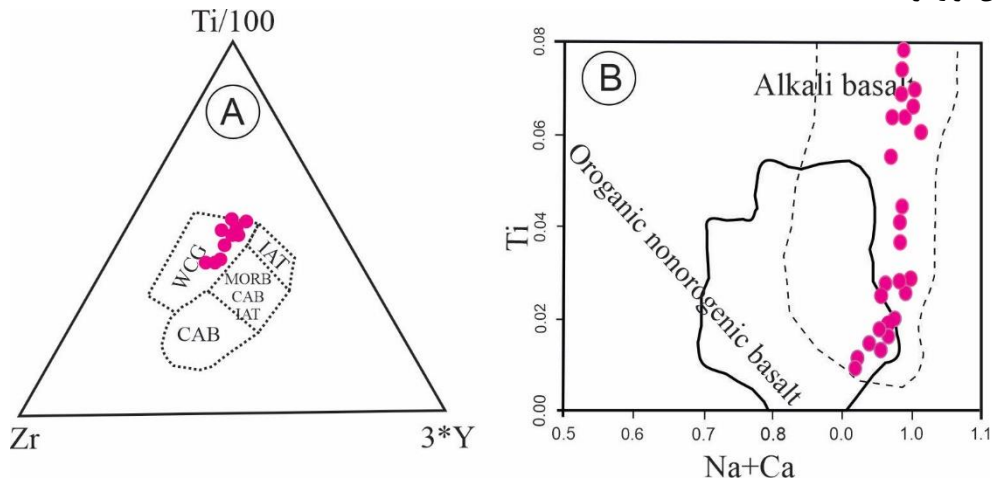
## تکتونیک و پترو ژنز ناحیه منشأ

باتوجه به نتایج آنالیزهای شیمیایی، نمونه‌ها تحت اشباع از SiO<sub>2</sub> و غنی از CaO، MgO بوده و میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> آن‌ها نسبتاً کم است. در مطالعات (گرین، ۱۹۶۹) منشأ بازالت‌های قلیایی و سنگ‌های نفلینیتی ذوب ترکیبات گوشته پریدوتیتی با ۰/۱ تا ۰/۲ درصد وزنی آب و درجات پایین ذوب در نظر گرفته شده است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌تواند از ذوب جزئی و درجه پایین آستوسفر توسط لایه‌های هورنبلنددار در اعماق گوشته لیتوسفری (جامد) در محیط‌های مختلف اقیانوسی و قاره‌ای و حتی مرزهای برخوردی نیز حاصل شود (لوسترینو و همکاران، ۲۰۱۹) (پایلت، ۲۰۱۵). وجود منبع گوشته کربناته در طول فرورانش اقیانوسی می‌تواند تفسیری برای منشأ سنگ‌های آتشفشانی منطقه دخان باشد. در (شکل ۱۲) در نمودار Ti-Zr (پیرس، ۱۹۸۲) نحوه تمایز بین بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های جزایر قوسی و MORB مشخص شده است. در (شکل ۱۳ A) (پیرس و کن، ۱۹۷۳) بازالت‌های درون صفحه‌ای یعنی بازالت‌های جزایر اقیانوسی یا بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و سایر انواع بازالت‌ها از هم متمایز شده است (رولینسون، ۱۹۹۳). براساس این نمودار

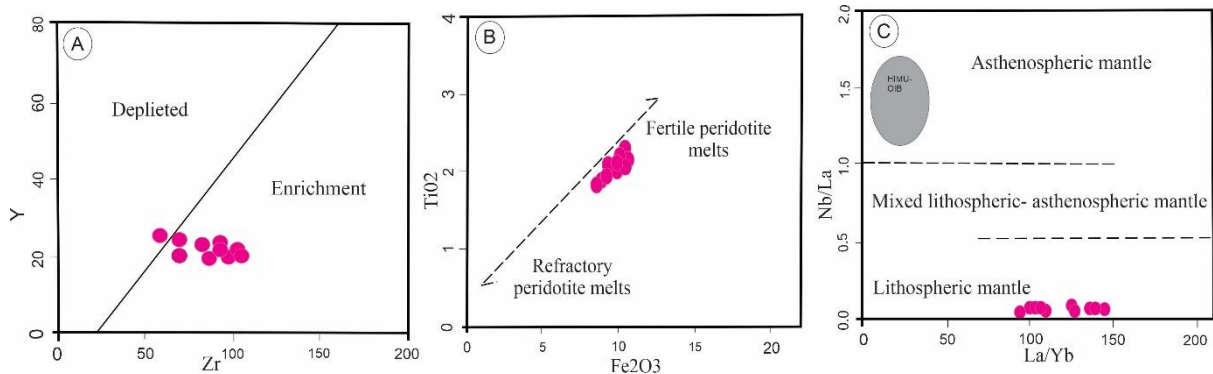
بیشتر نمونه‌های منطقه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفتند. با استفاده از (شکل ۱۳ B) نمودار Ti در برابر Na+Ca (لتری و همکاران، ۱۹۸۲) می‌توان بازالت‌های آلكالن را از بازالت‌های کوهزایی و غیرکوهزایی جدا کرد. ترکیب گوشته برای بررسی ژنز آلكالی بازالت‌های قاره‌ای اهمیت دارد. همچنین عمق تشکیل مذاب در گوشته استوسفری (پلوم) و یا گوشته لیتوسفری در ساخت مذاب تأثیرگذار است. میزان درجه ذوب بخشی در ترکیب اولیه مذاب حاصله نقش پررنگی دارد، در واقع هرچه درجه ذوب بخشی کمتر باشد، ترکیب ماگما آلكالن تر می‌شود (جانگ، ۲۰۰۳). نقش فشار بر میزان درجه ذوب بخشی به گونه‌ایست که با افزایش فشار درجه ذوب بخشی کمتر می‌شود (سان و هانسون، ۱۹۷۵)؛ فری و همکاران، ۱۹۷۸). میانگین نسبت K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در سنگ‌های آتشفشانی جوان منطقه دخان، حدود ۰/۵۷ می‌باشد که با مقایسه این نسبت در ماگما‌های مرتبط با فرورانش که حدود ۱/۵ می‌باشد (ویلسون و داونس، ۲۰۰۶)، به این نتیجه می‌رسیم که ماگما‌های منطقه با نسبت  $K_2O/Na_2O < 1$  احتمالاً با ماگماتیسم داخل صفحه‌ای مرتبط هستند.



شکل ۱. موقعیت گدازه‌های آتشفشانی منطقه در نمودار متمایزکننده جایگاه تکتونیکی (پیرس، ۱۹۸۲). نمونه‌های منطقه در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۳. (A) موقعیت گدازه‌های آتشفشانی منطقه در نمودار متمایزکننده جایگاه تکتونیکی (پیرس و کن، ۱۹۷۳) اکثر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. و (B) نمودار Ti در برابر Na+Ca ارائه شده توسط (لتری و همکاران، ۱۹۸۲) که نمونه‌های منطقه دخان در محدوده آکالی بازالت‌ها قرار دارد.



شکل ۱۴. (A) موقعیت گدازه‌های آتشفشانی منطقه در نمودار Zr در برابر Y (ابو-همانه، ۲۰۰۵)، (B) موقعیت گدازه‌های اولترا بازیک منطقه در نمودار  $Fe_2O_3$  در برابر  $TiO_2$ ؛ (لی و همکاران، ۲۰۱۴) و (C) موقعیت گدازه‌های اولترا بازیک منطقه در نمودار La/Yb در برابر Nb/La (عبدل - فتاح و فیلیپ، ۲۰۰۴) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته لیتوسفری برای ماگمای مادر آن‌هاست.

XPT:  $0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.446 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$

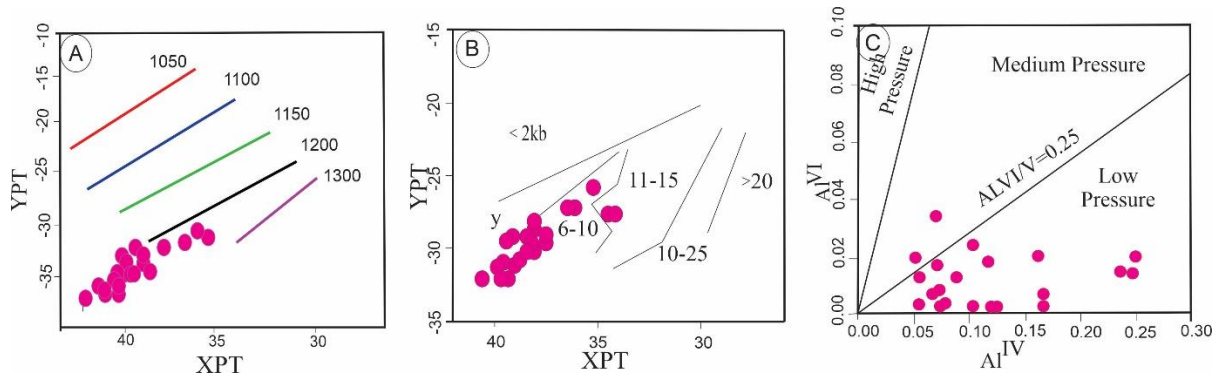
YPT:  $-0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.232 \text{ FeO} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$

فشار تبلور اغلب کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد بررسی بیشتر از ۵ و کمتر از ۱۰ کیلوبار است (شکل ۱۵ A,B). نمودار ارائه شده توسط (آکی، ۱۹۷۳) بر اساس مقدار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در برابر  $\text{Al}^{\text{VI}}$  بیان شده است و نشان می‌دهد کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده، در طیف گسترده‌ای از فشار کم تا متوسط، تبلور پیدا کرده‌اند که نشان می‌دهد تبلور آن‌ها هنگام صعود و توقف می‌باشد (شکل ۱۵ C). در نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (اسچیتزر و همکاران، ۱۹۷۹) منحنی  $\text{Fe}^{3+} = 0$  خط موازنه  $\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$  با  $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$  است و قرارگیری نمونه‌ها در بالا و یا زیر خط  $\text{Fe}^{3+} = 0$  بیانگر بالا یا پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد. همان‌طور که در (شکل ۱۶ A) مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه در محدوده فوگاسیته بالای اکسیژن قرار می‌گیرند. این فوگاسیته بالا با حضور کانی کدر تیتانومگنتیت در سنگ‌های مورد پژوهش تأیید می‌شود. به علاوه توزیع آلومینیم در موقعیت تتراندردی و اکتاندردی کلینوپیروکسن، روش مناسبی برای ارزیابی درصد تقریبی آب و فشار حاکم در محل پیدایش سنگ‌های آذرین است (هلز، ۱۹۷۳). با توجه به (شکل ۱۶ B) فشار بخار آب در زمان تبلور اکثر کلینوپیروکسن‌های منطقه کمتر از ۱۰ کیلوبار بوده است. محتوی Al در کلینوپیروکسن‌ها دارای اهمیت پتروژنتیک است. پژوهش‌های انجام شده توسط (تامپسون، ۱۹۷۴) نشان داده است که آلومینیوم در موقعیت اکتاهدردی و تتراهدردی کلینوپیروکسن، به فشار و میزان آب موجود در محیط تبلور بستگی دارد. به بیان دیگر هرچه میزان  $\text{Al}^{\text{VI}}$  موجود در کلینوپیروکسن‌ها بیشتر باشد این کانی در فشار بالاتری تشکیل شده است. با توجه به موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار (هلز، ۱۹۷۳)، می‌توان نتیجه گرفت کلینوپیروکسن‌های منطقه، در فشار پایین‌تری تشکیل شده‌اند.

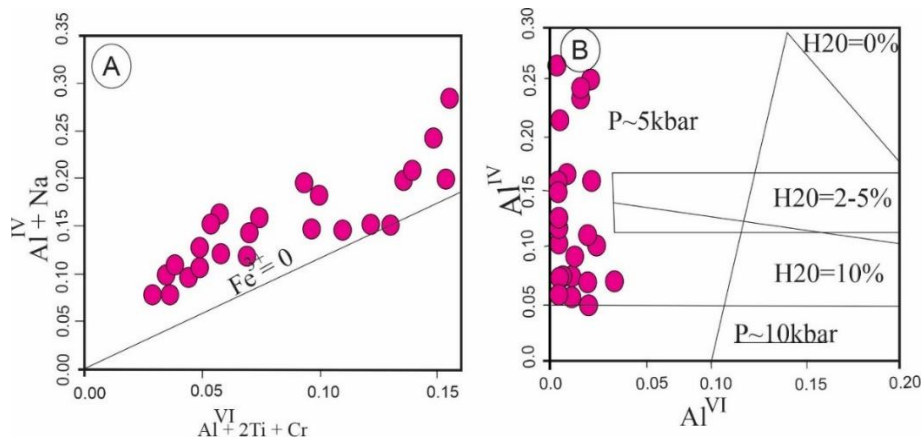
به عقیده (ویور، ۱۹۹۱) می‌توان از نسبت‌های عناصر ناسازگار در سیستم‌های بازالتی برای تشخیص منابع پوسته‌ای و گوشته‌ای استفاده نمود. عناصر با شدت میدان بالا مانند (Zr و Ti, Y, Nb)، تا اندازه‌ای نامتحرک هستند و در شرایط گرمایی، هوازگی و دگرگونی درجه بالا، پایدار هستند. بر پایه نمودار Y در برابر Zr (بوهمتا، ۲۰۰۵) (شکل ۱۴ A) و نمودار  $\text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (لی و همکاران، ۲۰۱۴)، ماگمای مادر نمونه‌های منطقه، از یک گوشته غنی شده پریدوتیتی منشأ گرفته است (شکل ۱۴). علاوه بر این مذاب‌های بازالتی منشأ گرفته از پوسته زیرین صرف‌نظر از درجه ذوب بخشی، با  $\text{Mg}\# < 40$  شناخته می‌شوند. اما مذاب‌های با  $\text{Mg}\# > 40$  تنها با مشارکت اجزاء گوشته پدید می‌آیند (گنگ و همکاران، ۲۰۰۹). مقدار  $\text{Mg}\#$  در گدازه‌های بررسی شده بین ۴۸ تا ۵۳ درصد است و نشان‌دهنده این است که منشأ نمونه‌های بررسی شده گوشته‌ای است. نسبت، نمودار La/Yb در برابر Nb/La (عبدل فتاح و فیلیپ، ۲۰۰۴) در نمونه‌های منطقه دخان از یک کمتر (بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۶) است و نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای مادر از گوشته لیتوسفریک است (شکل ۱۴ C). منشأ ماگمای این منطقه را نمی‌شود بدون در نظر گرفتن میزان آب و کربن به هضم نسبی گوشته استنوسفری توسط مذاب‌های بازالتی نسبت داد.

### دما فشارسنجی

شرایط P-T ماگما، نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد (آیدین، ۲۰۰۹). (نگرو و همکاران، ۱۹۸۹) نشان داد که عامل‌های ساختاری پیروکسن‌ها می‌تواند در مشخص کردن شرایط پتروژنتی آن‌ها استفاده شود. (سوشو، ۱۹۹۷) بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها، نموداری را ارائه داد که با استفاده از آن می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ را مشخص نمود. با استفاده از این روش دمای تشکیل اغلب پیروکسن‌ها، بین ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد. این بازه دمایی، نشان‌دهنده تغییرات دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها است. بر اساس نمودار (سوشو، ۱۹۹۷) و با استفاده از پارامترهای YPT و XPT که به این شرح هستند:



شکل ۱۵. (A) تعیین دمای کلاینوپیروکسن‌ها با استفاده از روش (سوشو، ۱۹۹۷) - دمای تشکیل اغلب کلاینوپیروکسن‌های منطقه دخان بین ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد است. (B) نمودار تعیین فشار کلاینوپیروکسن‌ها (سوشو، ۱۹۹۷) فشار تشکیل کلاینوپیروکسن‌های منطقه بیشتر از ۵ و کمتر از ۱۰ کیلو بار می‌باشد. (C) برآورد کلی فشار تبلور کلاینوپیروکسن‌های سنگ‌های ولکانیک منطقه دخان (اکی، ۱۹۷۳).



شکل ۱۶. (A) نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلاینوپیروکسن‌ها (اسچترز و همکاران ۱۹۷۹) قرارگیری نمونه‌های منطقه بالای خط  $Fe^{2+}=0$  به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلاینوپیروکسن‌ها مربوط است. (B) تعیین درصد آب ماگما با توزیع Al در موقعیت‌های تتراندری و اکتاندری در کلاینوپیروکسن‌های منطقه دخان (هلز، ۱۹۷۳).

### بحث

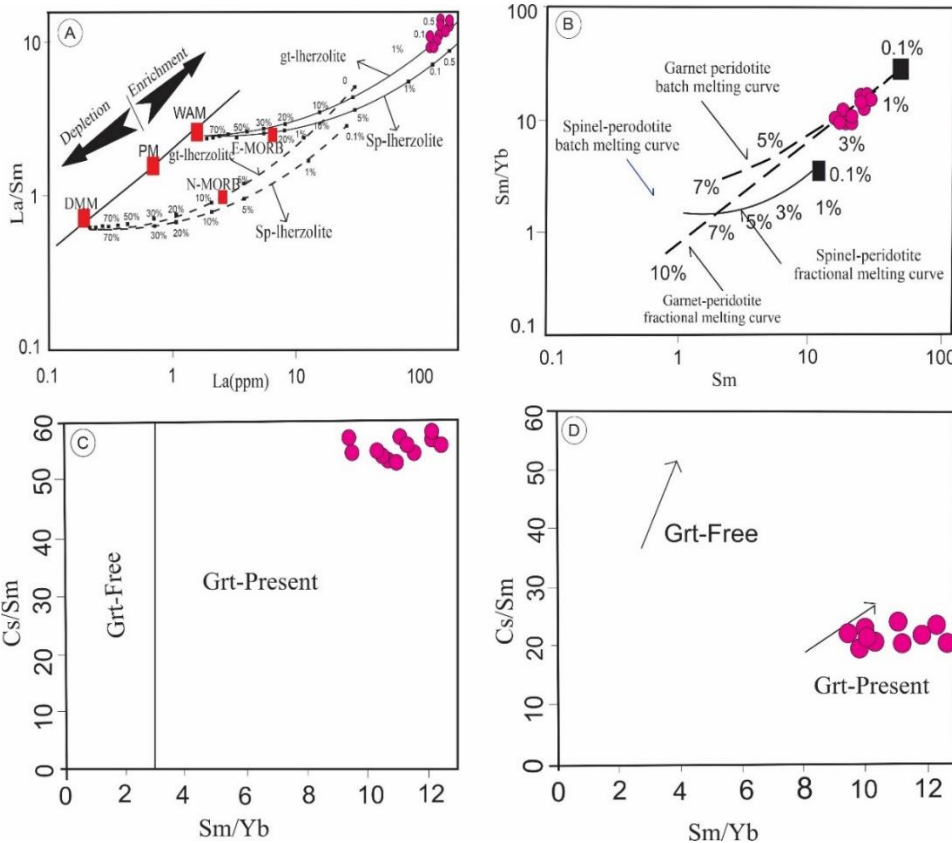
گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای، مطابقت دارد. همچنین از نمودارهای Sm/Yb در برابر Ce/Sm (کوبن، ۲۰۰۷) و (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹) جهت تشخیص منشأ گارنت‌دار نیز استفاده شده است (شکل D1۷، C). ماهیت قلیایی ماگماهای بازالتی می‌تواند در ارتباط با نرخ ذوب کم خاستگاه لرزولیت گارنت‌دار یا ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده باشد (بیرنی، ۱۹۹۳). تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین، می‌تواند ناشی از منشا گرفتن از سنگ گارنت‌دار باشد که در اثر ذوب بخشی پایین، عناصر سنگین به صورت سازگار با گارنت وارد مذاب نشده‌اند. معمولاً نفلینیت‌ها در مناطق کششی یافت می‌شوند. با توجه به شباهت ترکیبی سنگ‌های منطقه دخان با مناطق ریفت شرق آفریقا می‌توان بحث تنش‌های کششی را از منظر دو مدل ریفت غیرفعال و مدل فعال (سپاهی و میری، ۱۳۹۹) بررسی کرد. طبق مدل فعال

در نمودار La در مقابل La/Sm برگرفته از (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۶) نمونه‌های منطقه با منشأ گوشته اولیه لرزولیتی با فاز گارنت‌دار و ذوب بخشی کمتر از ۱ درصد جای می‌گیرند (شکل A1۷) در نمودار Sm در برابر Sm/Yb (سن و همکاران، ۲۰۰۴) نمونه‌های منطقه در محدوده منشأ گوشته‌ای گارنت‌دار و ذوب بخشی بین ۱ تا ۳ درصد جای می‌گیرند (شکل B ۱۷) درجه کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) اغلب به پیدایش ماگمای بازالتی آلکان منجر می‌شود (وس و روگر، ۱۹۸۰). به عقیده (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹) اگر منشأ گوشته‌ای گارنت‌دار باشد، به نسبت Yb/Sm افزوده می‌شود. از نظر (کوبن، ۲۰۰۷) اگر نسبت  $Sm/Yb = 2/5$  یا بیشتر از آن باشد، نشان‌دهنده گارنت‌دار بودن خاستگاه ماگما است. این نسبت در سنگ‌های منطقه بیشتر از ۱۰ می‌باشد. شاید کمترین ژرفای سازنده این سنگ‌ها میانگین ۷۰ کیلومتر باشد که با



نتیجه گسترش حوضه‌های پشت کمان آتشفشان قاره‌ای و یا تبدیل رژیم فشاری فرورانشی به رژیم کششی در شرایط پس از برخورد قاره‌ای شود. اگرچه این مدل‌ها همواره به این سادگی رخ نمی‌دهند و کافت‌های قاره‌ای عموماً حاصل رخداد چندین فرآیند مختلف و پیچیده هستند. طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین الترابازیک تا اسیدی می‌توانند در محیط‌های کششی فوران کنند.

تشکیل ریفت را به بالا آمدن پلوم‌های گوشته ای نسبت می‌دهند. در نظریه غیرفعال رخداد رژیم‌های زمین‌ساختی کششی سبب نازک شدن پوسته و بالا آمدن خواه ناخواه مذاب‌های گوشته‌ای است. در مدل فعال بالا آمدن پلوم سبب برآمدگی و گنبدی شدن لیتوسفر و شکاف برداشتن آن می‌شود. در حالت غیرفعال شکاف برداشتن در نتیجه تنش‌های کششی رخ می‌دهد که موجب بالا آمدن دیابیری آستونسفر و ذوب بخشی می‌گردد. کشش‌ها می‌توانند در



شکل ۱۷. (A) بر اساس نمودار La در مقابل La/Sm برگرفته از (آلدنماز و همکاران، ۲۰۰۶)، درجه نمونه‌های منطقه کمتر از ادرصد گارنت لرزولیت هستند. (B) جایگاه نمونه‌های بررسی شده منطقه Sm در برابر Sm/Yb (سن و همکاران، ۲۰۰۴) و (C, D) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm از (کوبن، ۲۰۰۷) و (کورتیس و همکاران، ۱۹۹۹).

حاوی کانی‌های فلدسپاتوئیدی هستند. بافت‌های هیالومیکروپورفیری، میکرولیتیک و حفره‌دار بافت‌های غالب هستند. مجموعه سنگ‌های منطقه دخان از عناصر LREE و LILE نسبت به عناصر HREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند گویای متاسوماتیسم گوشته با سیال‌های نشئت‌گرفته از فرورانش پوسته اقیانوسی و یا در پی آرایش مذاب با پوسته قاره‌ای باشد. آنالیز شیمیایی سنگ‌های خروجی منطقه دخان نشان داد که احتمالاً ذوب جزئی پریدوتیت گوشته در حضور H<sub>2</sub>O

### نتیجه‌گیری

سری آتشفشانی کواترنری منطقه دخان در غرب نوبران شامل سنگ‌های ملانفلینیت و الیوین ملانفلینیت است. موقعیت منطقه دخان به علت موقعیت خاص تکتونیکی برخوردی و نادر بودن ترکیب سنگ‌ساختی آن در ایران به جهت منبع گوشته کربناته تحول‌یافته در طول فرورانش قبلی اقیانوس نئوتتیس جالب توجه است. در این شرایط میزان SiO<sub>2</sub> به قدری کم است که امکان تشکیل فلدسپارها وجود ندارد. در واقع سنگ‌های موجود در این منطقه عمدتاً

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran). constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401–419.
- Alavi, M. (1980) Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8:144–149.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229: 211–238.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102: 67–95.
- Alici Sen, P., Abidin, T., Alain, G. (2004) Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism, a case study of central and eastern Anatolia. *Geology Magazine*, 141: 81–98.
- Aoki, K., I., Shiba (1973) Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan, *Lithos*, 6: 41–51.
- Asran, M. Ezzat, M. (2012) The pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis. *Biology and Earth Sciences*, 2 (1): 1-16.
- Aydin, F., Thompson, R. M., Karsli, O., Uchida, H., Burt, J. B., Downs, R. T. (2009) C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P–T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158: 131–146.
- Berberian, M., King, G., C., P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry Elsevier, Amsterdam Ed. Henderson*, 63–114.
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhursts, R. J., (translated by Amini S.) (1979) The interpretation of igneous rocks. *George Allen and Unwin, Oxford University Press, London*, pp: 464.
- Curtis, M. P., Leat, T., Riley, B., Storey, I., Millar, D. Randall, J. (1999) Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 304: 275–299.
- Dal Negro, A., Molin, G. M., Salviulo, G., Secco, L., Cundari, A., Piccirillo, E. M. (1989) Crystal chemistry of clinopyroxene and its petrogenetic significance: A new approach. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai, Eds.,
- ماگمای سازنده این سنگ‌ها را به وجود آورده است. نسبت بالای Sm/Yb از وجود گارنت در محل منشأ ماگمای مادر گوشته‌ای در منطقه دخان خبر می‌دهد. تهی‌شدگی Nb و غنی‌شدگی Sr در این سنگ‌ها شاهد پیدایش ماگمای والد در پهنه فرورانش است. به‌علاوه نسبت Nb/La در سنگ‌های منطقه دخان نزدیک به میانگین سنگ‌های پوسته قاره‌ای است و حکایت از آلودگی ماگما با پوسته قاره حین صعود دارد. نسبت  $Al_2O_3/Fe_2O_3 + MgO + TiO_2$  در سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده فشار بالا قرار دارد. این واحدها از ذوب بخشی یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی شده پدیدآمده‌اند. یافته‌های این پژوهش با نوع پهنه زمین‌ساختی و نوع ماگمای والد سنگ‌های منطقه دخان در بررسی‌های پیشین مطابقت دارد. فعالیت آتشفشانی کواترنر در منطقه دخان حین عملکرد تکتونیک کششی سازگار با شکاف شمالی – جنوبی که در امتداد آن آتشفشان‌های مورد مطالعه فوران نموده، رخ داده است.

### تقدیر و تشکر

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه بوعلی‌سینا در جهت پیشبرد این پژوهش و همچنین از داوران و هیات تحریریه مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی کمال تشکر و قدردانی را دارند.

### منابع

- امامی، م. ه (۱۳۷۹) ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۲ ص.
- سپاهی‌گرو، ع. ا، میری، م (۱۳۹۹) مبانی سنگ‌شناسی آذرین، انتشارات دانشگاه بوعلی‌سینا، ۳۰۷ ص.
- خیرخواه، م (۱۳۹۴) ولکانیسم هم‌زمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سنندج – سیرجان، ماگماتیسم در یک فلات فعال کوه‌زایی پترولوژی، نشریه پترولوژی، شماره ۲۳، ص ۴۵–۶۴.
- نوگل‌سادات، م. ع، هوشمندزاده، ع، بهروزی، آ، لطفی، م (۱۳۶۴) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Abdel-Fattah, M., Philip, E. N. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East, petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141: 545–563.
- Abu-Hamatteh, Z. S. H. (2005) Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 557–581.

- Marsh, B. D (1998) On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems crystallization. *Nature*, 4: 553–599.
- McBirney, A. R (1993) *Igneous petrology*, Sec., ed., John and Bartlett. Pub, 507P
- Middlemost, E. A. K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37: 215–224.
- Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi, G (1988) Nomenclature of pyroxenes, *Mineralogical Magazine*, 52: 535 – 55.
- Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 757-775.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Chiu, H.-Y. Li, X. H (2014) On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15: 2151–2169.
- Pearce, J. A (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: orogenic andesites and related rocks*, (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548.
- Pearce, J. A (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249.
- Pearce, J. A., Cann, J. R (1973) Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2): 290– 300.
- Pilet, S (2015) Generation of low-silica alkaline lavas: petrological constraints, models, and thermal implications. In: Foulger, G. R., Lustrino, M. & King, S. D. *The Interdisciplinary Earth. A Volume in Honor of Don L. Anderson*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 514 and Geological Society of America Special Paper 514 and American Geophysical Union Special Publication, 71: 281–304.
- Rollinson, H (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Singapore, Longman, P: 384.
- Saghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. Pecskey, Z (2004) Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region: a review *Tectonophysics. Chemical Geology*, 393(1-4): 43–62.
- Shelley, D., (Translated by Mohamadzadeh, F) (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations*. Chapman and Hall, Unwin London, 445 p.
- The lithosphere in Italy: Advances in earth science research. *Acc Naz Lincei, Atti Convegno Lincei*, 80:105–121.
- Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., Bonnin, J (1973) Plate tectonic and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137–3180.
- Frey, F. A., Green, D. H., Roy, S. D (1978) Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19: 463-513
- Gill, J. B (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, New York, 392p.
- Gill, R. (2010) *Igneous Rocks and Processes*. Wiley-Blackwell, Malaysia, 438p.
- Green, D. H (1969) The origin of basaltic and nephelinitic magmas in the Earth's interior. *Tectonophysics*, 7: 409–422.
- Hanson, G. N (1980) Rare Earth Elements in Petrogenetic Studies of Igneous System. *Earth and Planetary Science Letters*, 8: 371–406.
- Hassanzadeh, J., Wernicke, B. P (2016) The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions, *Tectonics*, 35(3): 586-621.
- Helz, R. T (1973) Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O= 5 kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 17(2): 139–193.
- Kürkcüoğlu, K., Furman, T., Hanan, B (2008) Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey, *Lithos*, 101: 416-434.
- Le Bas, M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram, *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Letierrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M (1982) Clinopyroxene Composition as a Method of Identification of the Magmatic Affinities of Paleo-Volcanic Series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154.
- Lopez-Plaza, M., Peinado, M., Lopez-Moro, F. J., Rodriguez-Alonso, M. D., Carnicero, A., Franco, M. P., Gonzalo, J. C. Navidad, M (2007) Contrasting mantle sources and processes involved in a periGondwanan terrane: A case study of pre-Variscan mafic intrusives from the autochthon of the Central Iberian Zone. *Geological Society of America, Special Papers*, 423: 297-313.
- Lustrino, M., Luciani, N. Stagno, V (2019) Fuzzy petrology in the origin of carbonatitic/pseudocarbonatitic Ca-rich ultrabasic magma at Polino (central Italy). *Scientific Reports*9, 9212.

- Wilson, M (2007) *Igneous Petrogenesis*. Springer, Dordrecht, Netherlands. 446p.
- Wilson, M. Patterson, R (2001) Intra- plate magmatism related to hot fingers in the upper mantle: Evidence from the Tertiary- Quaternary volcanic province of western and central Europe. In: *Mantle Plumes: Their identification through time* (Eds. Ernst, R. and Buchan, K.) Geological Society of America Special Paper, 352: 37-58.
- Wilson, M. Rosenba, J. M. and Dunworth, E. A (1995) Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 181–196.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-342.
- Winter, C (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New York. 697p
- Yan, J., Zhao J. X (2008) Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 33: 106-121.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. Vannuci, R (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: An example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 107-122.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D., Wang, K (1999) Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large- scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107: 433- 448.
- Soesoo, A (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition. empirical coordinates for the crystallization PT estimations, *GFF*, 119(1): 55–60.
- Stacey, C., Wade, C (2016) *Stratigraphy of the lower Gawler Range Volcanics in the Roopena area, north- eastern Eyre Peninsula*. Geological Survey of South Australia. Report Book 2015/00021, 428p.
- Stern, R. J., Shafaii Moghadam, H., Pirouz, M. Mooney, W (2021) The geodynamic evolution of Iran. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 49: 9–36.
- Stocklin, J (1968) Structural history and tectonic of Iran; A Review of the American Association, *Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. McDonough, 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., Norry, M. J.) Geological Society, Special Publication, 42: 312– 345.
- Thompson, R. N (1974) Some high-pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 39: 768-787.
- Vanhinsbergen, D. J. J., Torsvik, T.H., Schmid, S. M., Matenco, L. C., Maffione, M., Vissers, R. L. M., Guirer, D. Spakman, W (2020) Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstructions of its tectonic evolution since the Triassic. *Gondwana Research*, 81: 79–229.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., Tavakoli, F (2004) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 177-185.
- Wager, L. R., Deer, W. A (1939) Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Meddelelserom Gronland*, 105(4).
- Wass, S. Y., Roger, N. W (1980) Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1811- 1823.
- Weaver, B. L (1991) The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381-397.
- Whitney D. L., Evans B. W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95: 185-187

## Geochemistry, mineral chemistry and thermobarometry of silica-undersaturated volcanic rocks in Dokhan area (west Saveh)

N. Shamekhi<sup>1</sup>, A. A. Sepahi-Gerow<sup>\*2</sup> and M. Tahmasbi<sup>3</sup>

1- M. Sc. in Petrology, Dept., of Geology, Earth Sciences Faculty, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran

2- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran

3- Ph. D. student in Petrology, Dept., of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran

\* sepahi@basu.ac.ir

Received: 2022.9.19 Accepted: 2022.12.25

### Abstract

Dokhan region is located in the west of Nobaran (Saveh), between Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan zones. In this study, the geochemistry of whole rock and the chemistry of clinopyroxene, olivine and nepheline minerals in Dokhan Quaternary volcanic rocks have been studied. From Petrographic aspect, the studied rocks are mostly melanephelinite and olivine melanephelinite. The chemical composition of rocks include foidite, tephrite and basanite. These rocks are relatively rich in CaO and MgO and poor in SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Their olivine is chrysolite and clinopyroxene is diopside. The parent magma of these rocks is derived from a metasomatized garnet lherzolite mantle that is somewhat contaminated with the continental lithosphere. Temperature-pressure measurement of these rocks using the composition of minerals shows the temperature of 1200° C to 1250 ° C and pressure of 5 to 10 Kb. These rocks are probably formed in the intercontinental environment after the subduction of Neotethys and the collision of the Africa-Arabia and Eurasian continents.

**Keywords:** Urumieh-Dokhtar, Diopside, Chrysolite, Garnet Lherzolite, Melanephelinite.