

## تحلیلی بر شرایط پترولوژیکی و زمین‌دما- فشارسنجی تراکی آندزیت‌های منطقه لار، جنوب

### باختر آتشفشان دماوند بر مبنای شیمی کانی

منیره خیرخواه\*؛ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور  
محمد مبشر گرمی؛ محقق پسادکتری، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۱

### چکیده

تکاپوهای آتشفشانی دماوند در بخش میانی رشته‌کوه البرز مرکزی از حدود ۱ میلیون و ۸۰۰ هزار سال پیش آغاز شده است. روانه‌های گدازه و پیروکلاستیک‌ها عمده‌ترین سازنده‌های مخروط کنونی دماوند هستند. تراکی‌آندزیت‌های دماوند در منطقه لار، عموماً بافت هیالوپورفیریک و میکرولیتیک پورفیریک دارند. بر پایه تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، این گدازه‌ها شامل کانی‌هایی پلاژیوکلاز (آندزین- لابرادوریت)، کلینوپیروکسن (دیوسید)، آمفیبول (منیزه‌استنگزیت)، میکا (فلوگوپیت)، آپاتیت و کانی‌های تیره هستند. هسته دیوسیدها مقدار  $Fe^{3+}$  نسبتاً بالاتری نسبت به حاشیه کانی دارند که بیانگر محیط اکسیدان مخزن ماگمایی گدازه‌ها است. تغییرات مقادیر کلسیم و سیلیس از هسته تا حاشیه این کانی‌ها نشان‌دهنده آلودگی ماگمای منشأ با مواد پوسته‌ای است. شیمی کانی‌ها بر مبنای ماهیت ساب‌آلکان ماگمای میزبان دلالت دارد. فلوگوپیت‌ها با ترکیب شیمی  $Fe \# < 0.33$  و  $(TiO_2 - 7/7 - 6/0.3)$  و  $Mg \# (0.75 - 0.77)$  در گستره دمایی ۹۱۲ تا ۹۹۵ درجه تشکیل شده‌اند. مطالعات زمین‌دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد این کانی‌ها در دمای ۱۱۱۲ تا  $(\pm 50)$  درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۲ تا ۶/۹ کیلوبار، در اعماق ۲۰ تا ۲۲ کیلومتری، با میزان آب حدود ۱۰ درصد شکل گرفته‌اند و آمفیبول‌ها با حدود ۴ تا ۷ درصد آب، در فوگاسیته  $0.83 - 0$  تا  $6/15$  و فشار مابین  $0.47/5$  تا  $6/84$  کیلوبار تشکیل شده‌اند. کلیدواژگان: تراکی‌آندزیت، دما- فشارسنجی، دماوند، شیمی کانی، لار.

### مقدمه

استراتو و لکان جوان و خفته دماوند با گسترشی در حدود ۴۰۰ کیلومترمربع و ارتفاع ۵۶۱۰ متر بصورت مخروطی بزرگ درون صفحه ای در رشته کوه های البرز مرکزی در حاشیه جنوبی دریای خزر و ۵۰ کیلومتری شمال خاوری تهران واقع است و از دو ساختمان، شامل گدازه‌های قدیمی با گستره سنی ۱ میلیون و ۸۰۰ هزار سال تا ۸۰۰ هزار سال پیش در بخش شمالی و خاوری مخروط کنونی و گدازه‌های جوان با سنی در حدود ۴۰۰ هزار سال تا ۷۳۰۰ سال پیش در بخش جنوب باختری، تشکیل شده است (دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۴). گدازه‌های تراکی آندزیتی- تراکیتی و آذرآواری‌ها فراوان‌ترین و جوانترین گدازه‌های آتشفشان دماوند هستند که بیشترین بخش مخروط کنونی دماوند را تشکیل داده‌اند و با قدمتی بیش از ۶۰۰ هزار سال، بر روی ساختمان فرسایش‌یافته قدیمی جای گرفته‌اند. این مخروط شامل تناوبی از گدازه‌های تراکی آندزیتی- تراکیتی و آذرآواری با فوران‌های اندکی از گدازه‌های مافیک (آلکالی الیون بازالت) است (آلنباخ

۱۹۶۶؛ دیویدسون<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۴). آتشفشان دماوند دارای ناهنجاری‌های حرارتی سطحی در برخی مناطق است که از لحاظ مکانی به گسل‌ها و مناطق با دگرشکلی سطحی وابسته است (اسکندری ۱۳۹۵) و در تشابه با آتشفشان لاسن (کالین<sup>۲</sup> و موفلر ۲۰۱۰) در امریکا است که شواهدی از وجود توده‌های ماگمایی خمیری در عمق‌های پوسته‌ای را نشان می‌دهد. این آتشفشان در بخش مرکزی رشته کوه البرز که یکی از مناطق فعال لرزه‌ای، با محیط تکتونیکی پیچیده در خاورمیانه می‌باشد. تکاپوی زمین‌ساختی در البرز ناشی از همگرایی خرد صفحه ایران مرکزی به سمت اوراسیا، حرکت حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و جنبش برشی چپ‌گرد رو به شمال غربی بوده است (ریتز<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۰۶)، که تلفیق آن‌ها موجب ایجاد یک رژیم زمین‌ساختی فشارشی با روند شمال-شمال شرق و جنوب-جنوب غرب در البرز شده است (ریتز و همکاران ۲۰۰۶؛ ورنانت<sup>۴</sup> و همکاران ۲۰۰۴). بخش مرکزی البرز ساختاری بی‌ریشه است که به واسطه گسل‌ها و چین‌های با روند شمال غربی-جنوب شرقی در غرب و چین‌ها و گسل‌های با روند شمال شرقی-جنوب غربی در شرق از مناطق هم‌جوار جدا شده است (بربریان<sup>۵</sup> و بربریان ۱۹۸۱). این مناطق همچنان تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی هستند، از این رو بخش مرکزی آتشفشان دماوند به تعادل کامل ایزوستازی نرسیده است (ورنانت و همکاران ۲۰۰۴؛ آلن<sup>۶</sup> و همکاران ۲۰۰۳؛ معین‌وزیری ۱۳۷۷). بنا بر استنباط ریتز و همکاران (۲۰۰۶) در بخش میانی البرز مرکزی تغییر رژیم زمین‌ساختی از فشارشی به کششی با محور کشش غرب، شمال غرب-شرق و جنوب شرقی، از ۱ میلیون تا ۱ میلیون و ۵۰۰ هزار سال پیش آغاز شده و این زمان با فعالیت آتشفشانی دماوند (از ۱ میلیون و ۸۰۰ هزار سال تا ۴۰۰ هزار سال پیش) هم‌زمان بوده است. با توجه به این که اغلب مطالعات زمین‌شناسی این مخروط آتشفشانی، مبتنی بر مطالعات ژئوشیمی و پتروژنز بوده است (لیوتارد<sup>۷</sup> و همکاران ۲۰۰۸؛ دیویدسون و همکاران ۲۰۰۴؛ میرنژاد<sup>۸</sup> و همکاران ۲۰۱۰)، داده‌های محدودی از شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی (اسکندری<sup>۹</sup> و همکاران ۲۰۱۹) در دسترس است. ما در این پژوهش، با بررسی شیمی کانی‌های گدازه‌های تراکی‌اندزیتی دماوند در منطقه لار و برآورد زمین‌دما-فشارسنجی کانی‌های این گدازه‌ها، تحولات فیزیکی‌وشیمیایی محیط منشأ ماگمایی جنوب باختری دماوند را مورد مطالعه قرار داده ایم.

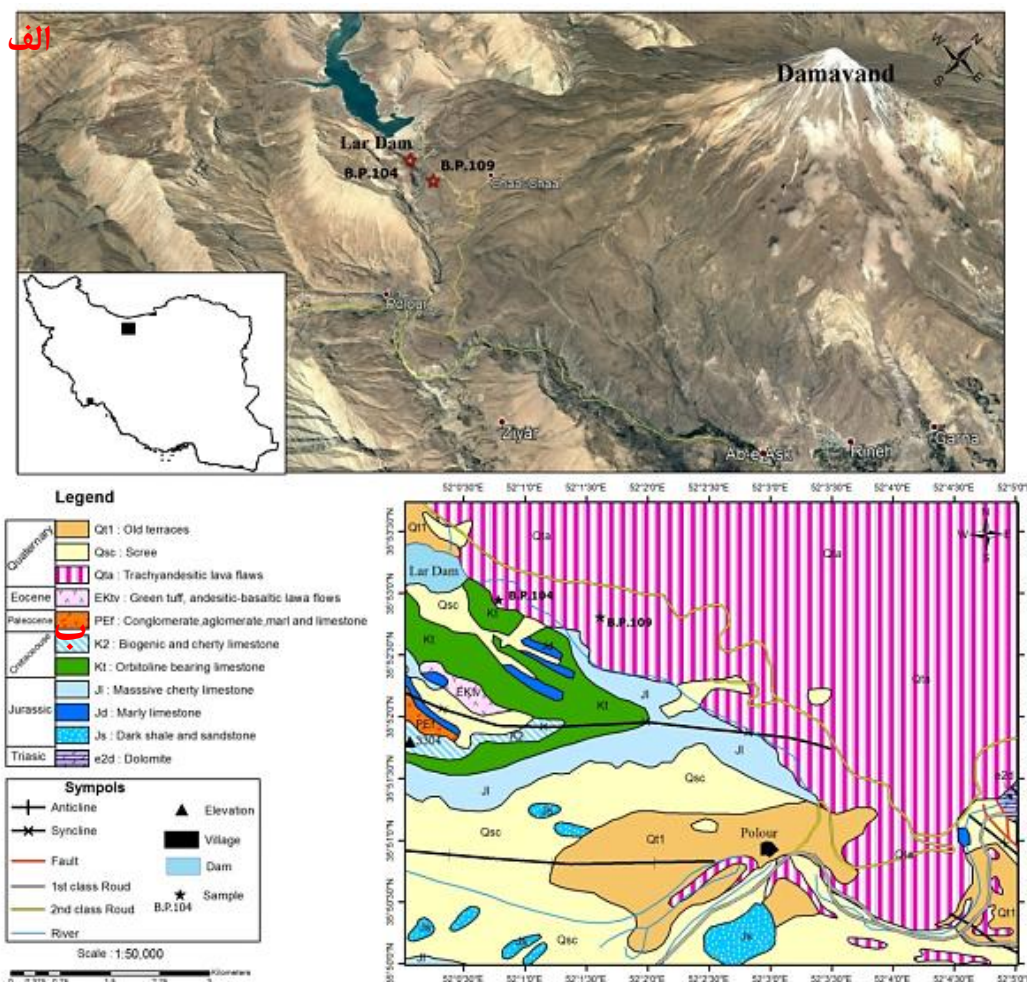
## زمین‌شناسی منطقه

استراتوولکان دماوند در شمال غربی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران واقع است و حجم نسبتاً یکنواختی از گدازه‌های حدواسط تراکی‌اندزیتی-تراکیتی و مخروط‌های کوچکی از گدازه‌های مافیک (تفریت-بازانیت، تراکی بازالت، آلکالی الیوین بازالت در پایه استراتوولکان) دارد که روی نهشته‌های آذرآواری البرز مرکزی جای گرفته است. مهم‌ترین واحدهای سنگی البرز مرکزی به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازندهای شیل و ماسه سنگی لالون، ماسه سنگ و شیل و آهکی جبرود،

1. Davidson
2. Clynne
3. Ritz
4. Vernant
5. Berberian
6. Allen
7. Liotard
8. Mirnejad
9. Eskandari

آهکی مبارک، آهک و دولومیتی الیکا، شیل زغال‌دار و ماسه سنگی شمشک، آهکی لار، ماسه سنگ سرخ و شیل و سیلتستون و سنگ آهک کرتاسه، کنگلومرایبی و آهکی فجن و رسوبات کواترنری است. قرارگیری مخروط آتشفشانی دماوند روی سازندهای قدیمی‌تر از کواترنری که شامل نهشته‌های سازندهای لار و شمشک و دلیچای به سن مزوزوئیک و توفها و گدازه‌های پالئوژن و نئوژن هستند، به لحاظ چینه‌شناسی نیز تأیید شده است (دیویدسون و همکاران ۲۰۰۴) (شکل ۱ الف و ۱ ب). از نظر زمین‌شناسی، پی‌سنگ آتشفشان دماوند عمدتاً روی نهشته‌های مزوزوئیک (سازندهای شمشک و لار) در حدود ۱۰ هزار سال پیش تا عهد حاضر تشکیل شده است (غلامی ۱۳۸۰). پهنه رسوبی ساختاری البرز به شکل طاقدیسی مرکب است. این رشته‌کوه‌ها در راستای کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است، در غرب با گسل راست‌گرد طالش شکسته و به طرف شمال غرب منحرف شده است و شامل کپه‌داغ و البرز شرقی و البرز مرکزی و البرز غربی و آذربایجان است. در کمربند کوهزایی البرز، فازهای کوهزایی پرکامبرین (کاتانگائی) و سنوزویک (آلپی) موثر بوده اند، چنان که کوهزایی پرکامبرین، موجب دگرگونی و محکم شدن پی‌سنگ (بدون چین‌خوردگی) شده است. مخروط آتشفشانی دماوند در بخش خاوری البرز مرکزی قرار دارد. تکاپوی کرتاسه پایانی در البرز با رسوبات کم‌عمق و پیش‌رونده ائوسن در اکثر نقاط پوشیده شده است و توفیت‌های ائوسن میانی رخنمون‌های قابل توجهی در این منطقه دارند. شدت تکاپوی آتشفشانی البرز در طی ترشیری ادامه یافته؛ چنان که در اواخر ائوسن و الیگوسن به حداکثر خود رسیده و بعد از یک دوره آرامش نسبی در پلیوسن دوباره تکاپویی شدید داشته است. فوران‌های ائوسن و الیگوسن در سراسر مناطق البرز (ارتفاعات قزوین)، تاکستان، آب‌ترش منجیل، کوه‌های طالش، اطراف تهران، پرندک ساوه، حسن‌آباد، قم، سمنان، دامغان تا ماسوله اکثراً از انواع آندزیت، داسیت و ریولیت است و با توده‌های ایگنمبریتی و توفی فراوان و نهشته‌های ریزشی و نهشته‌های جریان‌ی پامیس و لاهار همراه بوده است (غلامی ۱۳۸۰). ترکیب نمونه‌های قدیمی البرز اکثراً کالکوالکالن هستند، ولی به تدریج به قطب آلکالن متمایل شده اند؛ چنان که نمونه‌های ائوسن فوقانی در مناطق طالقان از نوع آلکالن پتاسیک (سری شوشونیتی آنالیس‌دار) می‌باشند که نظیر آن در آذربایجان شرقی (میانه) و سبلان و ایران مرکزی (جنوب غرب نائین) نیز وجود دارد. فوران‌های پیلوکواترنری در اکثر نقاط البرز، آلکالن سدیک یا پتاسیک است. فعالیت دماوند با خروج بازالت آلکالن الیوین‌دار آغاز شده و سپس با تفریق ماگمای سازنده بازالت آلکالن، گدازه‌های میانه تا اسیدی تشکیل شده‌اند بطوری که سنگ‌های تراکی‌آندزیتی و تراکییتی و آذرآواری‌ها، مخروط کنونی آتشفشان دماوند جوان را ساخته‌اند (امیدی ۱۳۸۶). نهشته‌های پیروکلاستیک شامل نهشته‌های جریان‌ی پیروکلاستی، توف و برش‌های آتشفشانی است که به طور کلی حجم کمتری نسبت به گدازه‌ها دارند (امیدی ۱۳۸۶). بر اساس شواهدی مانند پایان زمان فرورانش در ایران و ارائه داده‌های سن‌یابی رادیومتریکی توده‌های پلوتونیک و روانه‌های گدازه پیرامون دماوند، چنین به نظر می‌رسد که پس از اتمام فرورانش، ماگمای سازنده دماوند به صورت پلوم طی کاهش فشار، افزایش دما از یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه، منشأ گرفته باشد (اسکندری و همکاران ۲۰۱۹). محدوده مورد مطالعه در منطقه لار بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۵۲ درجه تا ۵۲ درجه و ۱۰ دقیقه و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۵ درجه و ۵۱ دقیقه و ۳۰ ثانیه تا ۳۵ درجه و ۵۳ دقیقه و ۵۵ ثانیه واقع است و طبق تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختی نبوی (۱۳۵۵) در زون البرز مرکزی قرار دارد. بنابر آقنابتی (۱۳۸۳) زیر زون البرز مرکزی محل تلاقی دو روند ساختاری متفاوت در

رشته کوه‌های البرز است و آتشفشان دماوند نیز در این منطقه بسیار پیچیده تکنیکی بر پا شده است. فوران‌های دماوند با گدازه‌های غالب آتشفشانی و مواد پیروکلاستیک متعدد به صورت چینه‌ای و مخروط آن تا حدودی لایه‌لایه و مختلط است و به اصطلاح ساختار استراتوولکان دارد (دیویدسون و همکاران ۲۰۰۴) (شکل ۱ الف). گدازه‌های جوان و تکامل یافته منطقه لار با رنگ خاکستری و ساخت ستونی به صورت ناهمساز و با زاویه‌ای کم شیب (۲۰ تا ۳۰ درجه) روی نهشته‌های سازند کرج قرار گرفته‌اند و در برخی مناطق ساختارهای منشوری چین خورده و گسترده ای را می نمایند در لابه‌لای این منشورها، رگچه‌های کربناتی و سیلیسی قابل مشاهده است.



شکل ۱. الف) نقشه زمین شناسی و راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه؛ ب) نقشه زمین شناسی اکتباس شده از چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (آفاقی و همکاران ۱۳۶۵)

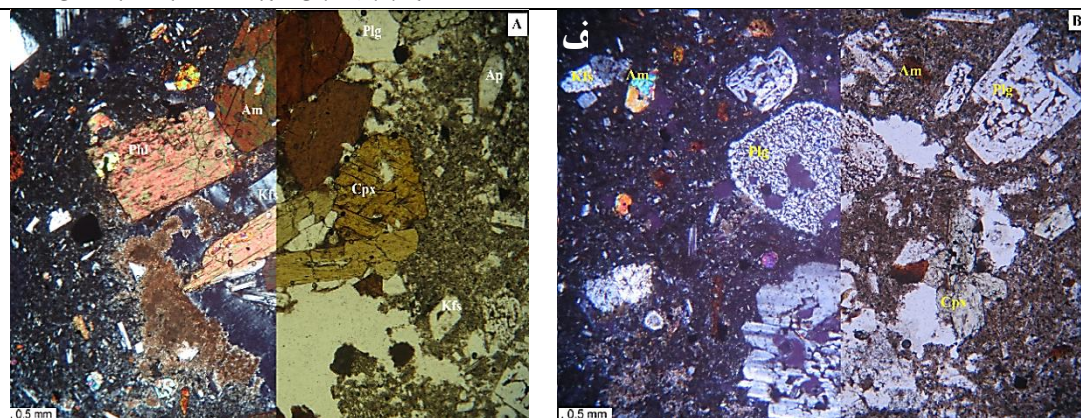
## مواد و روش‌ها

پس از مطالعه نمونه‌های دستی و مقاطع نازک، مقاطع نازک صیقلی مناسبی انتخاب شده و کانی‌های مورد نظر را مشخص نموده، با هدف آزمایش ریزکواالکترونی، به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. در این مرکز به از

دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل CAMECA-SX 100 ساخت شرکت Cameca فرانسه برای آزمایشات استفاده می‌شود. این دستگاه مجهز به اسپکترومتر با گیرنده دیود الکترونی است و به صورت خودکار بر پایه دقت بالای ۱ درصد و عملکرد هم‌زمان چند دکتور دیودی و پایداری اشعه الکترونی کار می‌کند. تجزیه کانی‌های مورد نظر در شرایط ولتاژ KeV ۱۵، فشار  $10^{-7} \times 4$  Torr، آمپراژ ۲۰ nA و بزرگی طول موج ۲/۵ میکرومتر انجام شد. فرایند کالیبره شدن دستگاه نیز بر مبنای AX، Minpet و نمودارهای لازم ترسیم شد. مقادیر به‌دست‌آمده از تجزیه کانی به صورت اکسید است که مقادیر اتم هر اکسید در فرمول کانی بر حسب ۶ اتم اکسیژن به روش دروپ<sup>۱</sup> (۱۹۸۷) به دست آمده است. محاسبه مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  با برنامه‌های کامپیوتری بر پایه روش پاپیکه<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۴) انجام شد.

### یافته‌های پژوهش

سنگ‌های آذرین از تبلور ماگما با برهم‌کنش پیچیده هسته‌زایی بلور و رشد آن تکامل می‌یابند. مطالعه سنگ‌شناختی گدازه‌های واحد تراکی‌اندزیتی دماوند در منطقه لار نشان‌دهنده حضور کانی‌های فلدسپار (پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکان)، کلینوپروکسن، آمفیبول، میکا، آپاتیت، اکسیدهای آهن و تیتان و و زیرکن با بافت‌های هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک و گلومروپورفیریک در مقاطع است (شکل ۲ الف). تجمعاتی از فنوکریست‌ها در این گدازه‌ها را می‌توان به نقش مهم تفریق ماگمایی این گدازه‌ها نسبت داد. تشکیل بافت گلومروپورفیریک نشانه ناآرامی مخزن ماگمایی و تکه‌تکه شدن واحدهای ته‌نشین‌شده در مخزن بر اثر ورود ماگمای جدید به داخل مخزن است. کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های تراکی‌اندزیتی مورد مطالعه شامل دو نسل پلاژیوکلاز فنوکریست و میکروولیت هستند که با بافت‌های غیرتعادلی، مانند بافت غربالی و اسکلتی، نشان‌دهنده تأثیر تحولات فیزیکی و شیمیایی در حجرة ماگمایی ضمن برون‌ریزی گدازه به سطح می‌باشند (شکل ۲ ب). آمفیبول‌ها غالباً آپاسیتی‌شده‌اند و ریزبلورهای آمفیبول و میکا و کانی‌های اپک در خمیره قابل مشاهده هستند (شکل ۲ ب). حضور کانی‌های بی‌آب (پیروکسن) و کانی‌های آبدار (آمفیبول و میکا) در کنار هم در این سنگ‌ها، از تبلور تفریقی در شرایط زمین‌دما- سنجی متفاوت طی تحولات ماگمایی منطقه حکایت دارد که این فرایند سبب شکل‌گیری بافت‌های غیرتعادلی، مانند بافت غربالی و اسکلتی و خوردگی بلور در برخی پلاژیوکلازها و منطقه‌بندی در کانی‌ها شده است (شکل ۲ ب).



شکل ۲. الف) بافت گلومروپورفیریک با تجمعات پیروکسن، فلدسپار و آمفیبول در خمیره‌ای از شیشه همراه با میکروولیت‌های فلدسپار و آپاتیت و کانی‌های ثانوی در تراکی‌اندزیت‌های لار؛ ب) پلاژیوکلازهای درشت‌بلور با حواشی خورد شده و بافت غربالی و اسکلتی همراه آمفیبول‌های با حواشی اپاسیتی شده و تجمعات کلینوپیروکسن در خمیره‌ای از شیشه تیره همراه میکروولیت‌های فلدسپار و میکروفونوکریست‌هایی از کانی‌های مافیک در سنگ‌های تراکی‌اندزیتی لار. نور عادی (PPL) سمت راست و نور پلاریزه (XPL) سمت چپ

## شیمی کانی

### فلدسپار

پلاژیوکلازهای انتخاب شده برای آنالیزهای الکترومیکروپروب فاقد هر گونه حاشیه واکنشی بودند. در ترکیب شیمی این کانی‌ها، مقادیر درصد وزنی اکسیدهای  $\text{CaO}$  ( $۱۳/۲۳ - ۳/۷۲$ )،  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $۷/۹۴ - ۳/۵۷$ ) و  $\text{K}_2\text{O}$  ( $۳/۷۲ - ۰/۲۱$ ) مشخص شده است. همچنین درصد مؤلفه آنورتیت در بلورهای پلاژیوکلاز از  $۶۶/۲$  تا  $۱۶/۵$  متغیر است؛ که در نمودار (دیر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۲) ترکیبی در محدوده الیگوکلاز تا لابرادوریت را نشان می‌دهند (شکل ۳ الف).

### جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی فلدسپار (پلاژیوکلاز) در تراکی‌اندزیت‌های لار، بر اساس ۸ اتم اکسیژن

area	109	109	109	104	104	104	104	104	109	109	109	109	109
local	C	R	R	c	r	c	C	m	c	r	C	r	c
Point.No	14 / 1.	15 / 1.	16 / 1.	38 / 1.	39 / 1.	43 / 1.	50 / 1.	51 / 1.	22 / 1.	23 / 1.	24 / 1.	23 / 1.	21 / 1.
SiO <sub>2</sub>	55.45	56.66	60.18	58.45	59.54	57.33	59.93	58.22	51.89	52.81	50.04	60.29	52.55
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.06	0.02	0	0.02	0.1	0.06	0.02	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.69	26.84	24.68	25.14	24.81	26.5	23.3	24.46	30.03	29.94	32.08	24.23	29.64
FeO	0.61	0.52	0.47	0.48	0.41	0.46	0.36	0.34	0.63	0.54	0.63	0.42	0.51
MnO	0	0	0	0	0	0	0.03	0	0	0.02	0.01	0.02	0
MgO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0	0	0.02	0.06	0.04	0.08	0.04	0.06
CaO	9.64	8.57	6.43	6.97	6.67	8.14	3.72	5.9	13.23	12.75	13.17	5.58	12.69
Na <sub>2</sub> O	6.21	6.41	7.53	7.92	7.31	7.07	7.94	7.79	4.06	4.4	3.57	7.91	4.38
K <sub>2</sub> O	0.81	0.99	1.58	1.59	1.61	1.21	3.73	1.76	0.21	0.28	0.22	1.85	0.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0.01	0	0.03	0	0.02	0	0	0	0	0	0.01	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0.05	0	0.02	0.11	0.03	0	0	0.61	0.18	0	0	0.24
Total	100.93	100.51	100.86	99.07	98.52	100.74	100.98	100.06	100.62	100.43	100.06	100.62	100.43
Si	2.50	2.56	2.68	2.63	2.67	2.57	2.73	2.66	2.36	2.38	2.28	2.70	2.39
Al	1.47	1.43	1.30	1.33	1.31	1.40	1.25	1.32	1.61	1.59	1.73	1.28	1.59
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00

area local	109 C	109 R	109 R	104 c	104 r	104 c	104 C	104 m	109 c	109 r	109 C	109 r	109 c
Point.No	14 / 1.	15 / 1.	16 / 1.	38 / 1.	39 / 1.	43 / 1.	50 / 1.	51 / 1.	22 / 1.	23 / 1.	24 / 1.	23 / 1.	21 / 1.
Ca	0.47	0.41	0.31	0.34	0.32	0.39	0.18	0.29	0.65	0.62	0.64	0.27	0.62
Na	0.54	0.56	0.65	0.69	0.63	0.61	0.70	0.69	0.36	0.39	0.32	0.69	0.39
K	0.05	0.06	0.09	0.09	0.09	0.07	0.22	0.10	0.01	0.02	0.01	0.11	0.01
Total	5.06	5.04	5.04	5.10	5.04	5.07	5.10	5.08	5.02	5.02	5.02	5.06	5.02
Or	4.41	5.52	8.57	8.16	8.79	6.44	19.71	9.48	1.20	1.58	1.32	9.97	1.31
Ab	51.45	54.34	62.12	61.7	60.6	57.18	63.78	63.81	35.28	37.83	32.48	64.78	37.94
An	44.14	40.14	29.31	30.0	30.5	36.38	16.51	26.71	63.52	60.58	66.21	25.25	60.75

## پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه بر اساس جدول ۲ شامل مقادیر درصدوزنی:  $\text{SiO}_2$  (۵۰/۷۶ - ۵۲/۸۵)،  $\text{TiO}_2$  (۰/۲۶ - ۰/۷۹)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۰/۹۴ - ۲/۱۴)،  $\text{CaO}$  (۲۱/۲۳ - ۲۳/۵۲) و  $\text{Na}_2\text{O}$  (۰/۴۷ - ۰/۶۹) است.

## جدول ۲. نتایج ریزکاو الکترونی کانی‌های کلینوپیروکسن در تراکی‌اندزیت‌های لار، بر اساس ۶ اتم اکسیژن

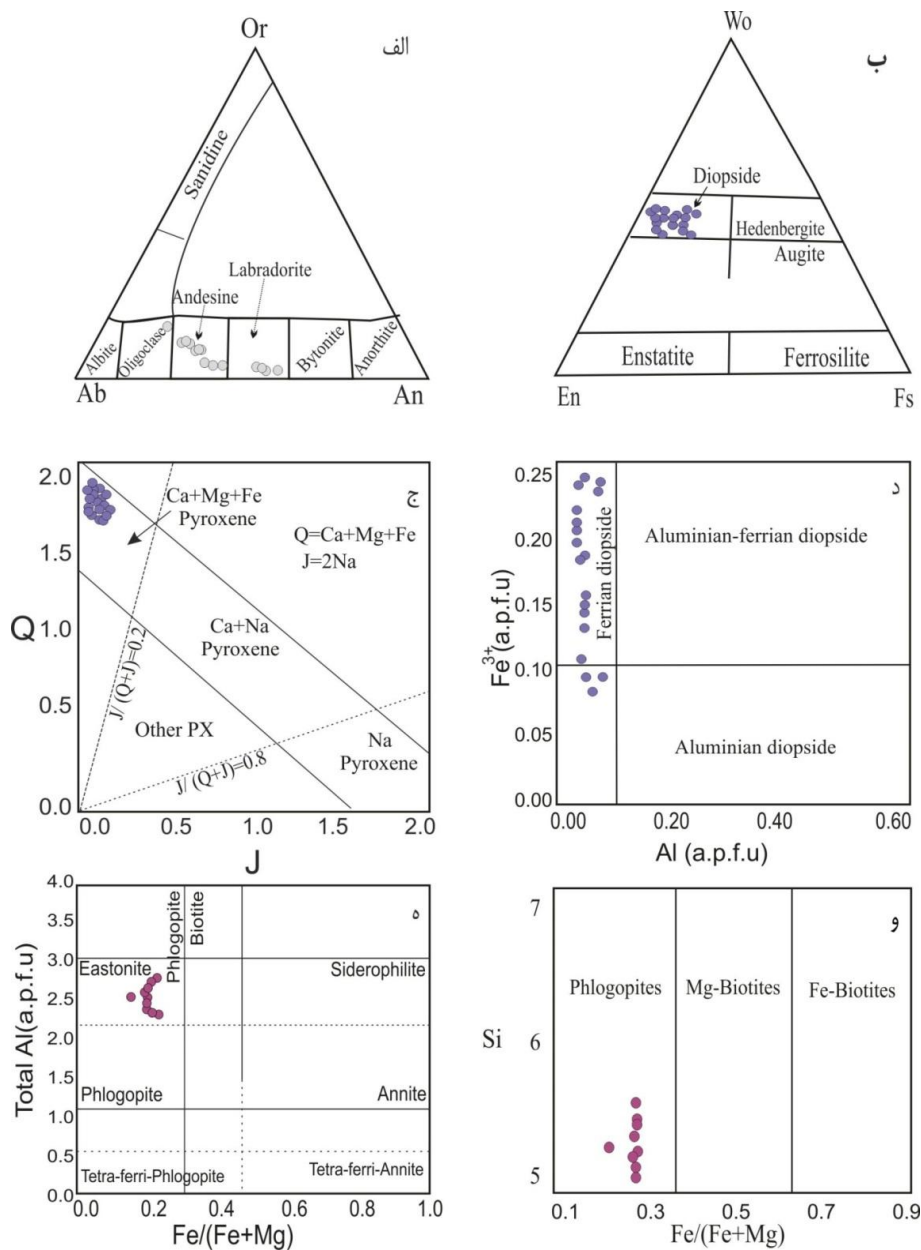
wt.% calculated	Core	M1	Rim	C2	R2	C3	R3	C4	M4
$\text{SiO}_2$	51.85	51.05	52.85	51.70	52.76	51.97	50.76	50.76	52.85
$\text{TiO}_2$	0.32	0.36	0.51	0.47	0.51	0.45	0.79	0.32	0.79
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1.03	1.00	1.30	1.36	1.53	1.41	2.14	1.00	2.14
MgO	16.34	16.07	15.75	16.15	16.22	16.36	16.74	15.75	16.74
CaO	22.59	23.52	21.92	21.96	21.41	21.23	21.28	21.23	23.52
MnO	0.38	0.39	0.29	0.30	0.33	0.36	0.25	0.25	0.39
FeO	1.29	0.20	4.98	2.24	4.69	4.97	2.86	0.20	4.98
Na <sub>2</sub> O	0.55	0.53	0.48	0.60	0.47	0.59	0.69	0.47	0.69
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6.95	8.92	2.49	5.95	3.11	3.63	6.06	2.49	8.92
total	101.30	102.04	100.57	100.73	101.03	101.00	101.57	100.57	102.04
Si	1.89	1.86	1.94	1.90	1.93	1.90	1.85	1.85	1.94
$\text{Al}^{\text{IV}}$	0.04	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.09	0.04	0.09
$\text{Fe}^{3+}$	0.06	0.09	0.00	0.04	0.01	0.04	0.06	0.00	0.09
Total T-site	2	2	2	2	2	2	2	2.00	2.00
$\text{Al}^{\text{VI}}$	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{Fe}^{3+}$	0.13	0.15	0.07	0.12	0.08	0.12	0.16	0.07	0.16
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
$\text{Fe}^{2+}$	0.04	-0.01	0.15	0.07	0.14	0.09	0.03	-0.01	0.15
Mg	0.89	0.87	0.86	0.88	0.88	0.89	0.91	0.86	0.91
Ca	0.88	0.92	0.86	0.86	0.84	0.83	0.83	0.83	0.92
Na	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.05
Total M-site	2	2	2	2	2	2	2	2.00	2.00
Wo	0.46	0.47	0.44	0.45	0.43	0.43	0.43	0.43	0.47
En	0.46	0.45	0.44	0.46	0.45	0.46	0.47	0.44	0.47
Fs	0.09	0.07	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.07	0.11
Mg#	79	79	80	79	79	78	79	78.41	79.54
$\text{TiO}_2+\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.32	0.36	0.51	0.47	0.51	0.45	0.79	0.32	0.79
$\text{Al}^6+2\text{Ti}+\text{Cr}$	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.04
$\text{Na}+\text{Al}^4$	0.08	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.14	0.08	0.14
$\text{Al}^4*100$	4.43	4.31	5.63	5.88	6.59	6.08	9.17	4.31	9.17
Q	2.00	2.03	1.95	1.98	1.95	1.97	1.98	1.95	2.03
J	0.08	0.08	0.07	0.09	0.07	0.08	0.10	0.07	0.10
F1	-0.82	-0.82	-0.84	-0.82	-0.83	-0.82	-0.83	-0.84	-0.82
F2	-2.29	-2.24	-2.36	-2.29	-2.37	-2.33	-2.29	-2.37	-2.24
Ti+Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02
Ca+Na	0.92	0.96	0.90	0.91	0.87	0.87	0.88	0.87	0.96
T (Nimi and Taylor,2000)	1156	1191	1127	1130	1148	1185	1183	1127	1191
XPT	37.73	37.35	38.95	37.54	38.65	38.34	36.93	36.16	39.56
YPT	-30	-30	-28	-29	-29	-28	-29	-29	-29
T(Putirka, 2008)	1116	1113	1113	1112	1112	1110	1103	1118	1103
P (Kbar) (Putirka et al.2003)	6.6	6.3	6.6	6.7	6.6	6.6	6.8	6.4	6.9
h(km)	21	20	21	22	21	21	22	20	22
wt.% calculated	R4	C5	R5	C6	R6	C7	C8	R8	C8

SiO <sub>2</sub>	51.54	52.03	51.03	50.95	51.76	51.61	51.97	50.76	52.34
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.44	0.26	0.30	0.34	0.32	0.45	0.79	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.22	1.36	0.97	1.09	0.94	1.02	1.41	2.14	1.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	16.64	15.25	16.02	16.28	16.10	16.65	16.36	16.74	15.24
CaO	22.56	23.07	22.94	22.59	23.10	22.86	21.23	21.28	21.39
MnO	0.42	0.42	0.50	0.37	0.44	0.45	0.36	0.25	0.39
FeO	0.01	2.44	0.53	0.24	0.67	0.20	2.97	0.86	4.78
Na <sub>2</sub> O	0.65	0.65	0.49	0.54	0.59	0.60	0.59	0.69	0.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.05	5.43	8.29	8.70	7.51	8.86	5.63	8.06	4.74
Total	101.49	101.13	101.03	101.09	101.46	102.17	101.00	101.57	101.25
Si	1.88	1.91	1.87	1.87	1.89	1.88	1.90	1.85	1.93
Al <sup>IV</sup>	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.09	0.06
Fe <sup>3+</sup>	0.07	0.04	0.08	0.08	0.07	0.08	0.04	0.06	0.01
Total T-site	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.15	0.11	0.15	0.16	0.14	0.15	0.12	0.16	0.10
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mn	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.07	0.02	0.01	0.02	-0.01	0.09	0.03	0.15
Mg	0.90	0.83	0.88	0.89	0.88	0.90	0.89	0.91	0.84
Ca	0.88	0.91	0.90	0.89	0.90	0.89	0.83	0.83	0.84
Na	0.05	0.05	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05
Total M-site	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Wo	0.46	0.47	0.46	0.46	0.47	0.46	0.43	0.43	0.44
En	0.47	0.43	0.45	0.46	0.45	0.47	0.46	0.47	0.43
Fs	0.08	0.10	0.08	0.08	0.08	0.07	0.11	0.10	0.13
Mg#	80	79	78	78	79	80	78	79	76
TiO <sub>2</sub> +Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.49	0.26	0.30	0.34	0.32	0.45	0.79	0.34
Al <sup>6</sup> +2Ti+Cr	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
Na+Al <sup>4</sup>	0.10	0.10	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10	0.14	0.11
Al <sup>4</sup> *100	5.23	5.87	4.20	4.71	4.04	4.37	6.08	9.17	5.90
Q	2.00	1.96	2.03	2.02	2.01	2.01	1.97	1.98	1.94
J	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10
F1	-0.82	-0.85	-0.81	-0.80	-0.83	-0.82	-0.81	-0.82	-0.83
F2	-2.28	-2.31	-2.25	-2.24	-2.28	-2.28	-2.33	-2.29	-2.34
Ti+Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ca+Na	0.93	0.95	0.94	0.93	0.94	0.93	0.87	0.88	0.89
T (Nimi and Taylor,2000)	1129	1198	1112	1081	1188	1215	1183	1163	1073
XPT	37.13	37.92	37.19	36.93	37.64	37.30	37.64	36.24	38.12
YPT	-30	-29	-29	-30	-30	-30	-29	-29	-28
T(Putirka, 2008)	1117	1114	1113	1112	1116	1119	1110	1103	1107
P (Kbar) (Putirka et al.2003)	6.9	6.9	6.2	6.4	6.5	6.7	6.6	6.8	6.7
h(km)	22	22	20	20	21	22	21	22	21

با توجه به درصد مولی Fs از ۷ درصد تا ۱۳ درصد، En از ۴۳ درصد تا ۴۷ درصد و Wo از ۴۳ درصد تا ۴۷ درصد در نمودار مثلثی متمایزکننده پیروکسن‌ها بر حسب درصد مؤلفه‌های Wo-En-Fs (دیبر و همکاران ۱۹۹۲) (شکل ۳ ب)، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در گستره ترکیبی اوژیت تا دیوپسید قرار می‌گیرند. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Q در برابر J (موریموتو<sup>۱</sup> ۱۹۸۸) به ترتیب با مقادیر Q از ۱/۹۴ تا ۲/۰۳ و مقادیر J از ۰/۰۷ تا ۰/۱۰، در محدوده پیروکسن‌های Fe و Mg و Ca قرار می‌گیرند (شکل ۳ ج). کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با مقادیر اتم Fe<sup>3+</sup> (۰/۰۷) تا ۰/۱۶ (در نمودار تقسیم‌بندی موریموتو و همکاران ۱۹۸۸)، در محدوده دیوپسیدهای آلومینیوم‌دار با هسته فرودیوپسیدی جای دارند (شکل ۳ د).

میکا

مقادیر  $\text{SiO}_2$  در نمونه‌های تجزیه‌شده در حدود ۳۳/۹۹ تا ۳۷/۵۱ درصد وزنی است و تعداد کاتیون‌های  $\text{S}^{+4} > ۸$  در ساختار میکاهای مورد مطالعه با مقادیر ۵/۱۷ تا ۵/۵۱ نشان‌دهنده جایگزینی اتم‌های  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در موقعیت چهاروجهی این کانی‌هاست. مقادیر  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در نمونه‌ها از ۲/۲۱ تا ۲/۴۹ درصد وزنی تغییر می‌کند. با توجه به اینکه مجموع  $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}}$  در اغلب نمونه‌ها کمتر از ۸ مول است و برای پر کردن ظرفیت سایت تترائدری کافی نیست، بنابراین می‌توان استنباط نمود که کاتیون دیگری نیز در این موقعیت قرار دارد. بنا بر پیشنهاد فارمر<sup>۱</sup> و بویچر (۱۹۸۱) اتم‌های  $\text{Fe}^{3+}$  و  $\text{Ti}^{4+}$  هر دو می‌توانند در موقعیت چهاروجهی همراه  $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}}$  قرار گیرند و ظرفیت سایت تترائدری را تکمیل کنند. این موضوع در بررسی انجام‌شده در تناسب ژانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۶)، با مقدار همبستگی تیتان با  $\text{Ti} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} \leq ۶$  نشان‌دهنده جای‌گیری همه مقادیر اتم تیتان در موقعیت اکتائدری و، مؤید شرکت کاتیون‌های  $\text{Fe}^{3+}$  در سایت تترائدری است. ترکیب میکاهای مورد بررسی، براساس نتایج جدول ۳، در تراکی‌اندزیت‌های لار با مقدار  $\text{Al}^{\text{Total}}$  از ۲/۲۱ تا ۲/۴۹ اتم در واحد ساختاری (a.p.f.u) و با مقدار  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) > ۰/۳۳$  (۰/۲۳- ۰/۲۵) ترکیب فلوگوپیتی دارند (شکل ۳ ه). میکاهای سنگ‌های آذرین فقیر از سیلیس معمولاً یک روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم نشان می‌دهند. علت این روندها به تأثیر شیمی سنگ کل وابسته است که کانی‌های میکا این ویژگی را بازتاب دهند (فورستر<sup>۳</sup> و تیسچیندور (۱۹۸۹). بر اساس رده‌بندی فورستر (۱۹۸۹) با استفاده از مقادیر کاتیونی  $\text{Mg} - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}) - (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$  ترکیب میکاهای تراکی‌اندزیت لار دارای درصد منیزیم بالا (۰/۷۵- ۰/۷۷) است (شکل ۳ و). این ویژگی با درصد عدد منیزیم ( $\text{Mg}\#$ ) میکاهای تجزیه‌شده نیز قابل تأیید است (جدول ۳).

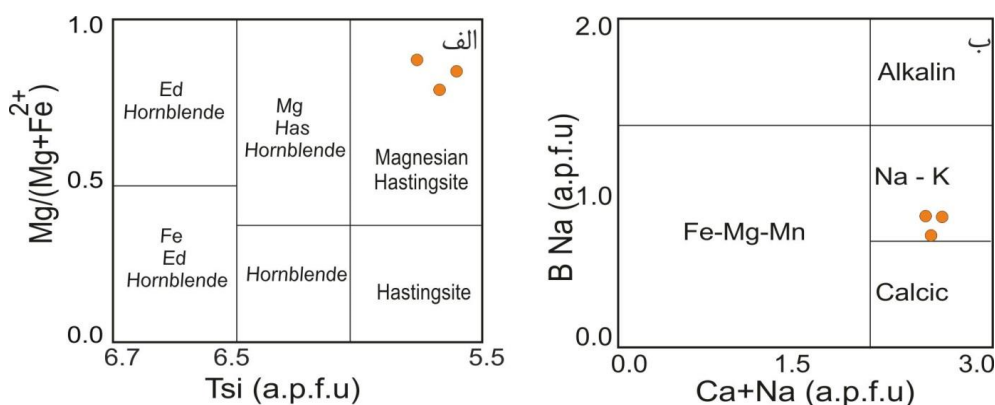


شکل ۳. الف) در نمودار نام گذاری فلدسپارها (دیبر و همکاران ۱۹۹۲) نمونه های پلاژیوکلاز تراکی آندزیتها در محدوده ترکیبی آندزین تا لابرادوریت قرار گرفته اند؛ ب) ترکیب کلینوپیروکسن ها روی نمودار مثلثی انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo)، فروسیلیت (Fs) (دیبر و همکاران ۱۹۹۲) در محدوده دیوپسید قرار گرفته است؛ ج) ترکیب کلینوپیروکسن ها مورد مطالعه در نمودار تقسیم بندی کلینوپیروکسن ها (موریموتو و همکاران ۱۹۸۸) در محدوده آهن، منیزیم، کلسیم دار است؛ د) نمودار Al (a.p.f.u) در برابر Fe<sup>3+</sup> (a.p.f.u) (موریموتو و همکاران ۱۹۸۸) نشان دهنده ترکیب آلومینودیوپسیدی با هسته فرودیوپسیدی نمونه ها است؛ ه) ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار Al<sup>Total</sup> در برابر Fe/(Fe+Mg) (ریدر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۸)؛ و) طبقه بندی شیمیایی میکاها در رده بندی فورستر (۱۹۶۰)

1. Rieder

### آمفیبول

با مطالعات ریزکاوی، فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول در جدول ۶ ارائه شده است. مطابق تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (هاوتورن<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۱۲)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک با ترکیب  ${}^B\text{Ca}/{}^B(\text{Ca} + \text{Na}) \geq 0.75$  می‌باشند. همچنین بر اساس نمودار تقسیم‌بندی لیک<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌های مورد مطالعه با مقادیر درصد  $\text{Na} (0.27) - 0.80$  و  $\text{Ca} + \text{Na} (2.46 - 4.19)$  در محیط آمفیبول‌های  $\text{Na-K}$  دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). در نمودار لیک و همکاران (۱۹۹۷) مقادیر درصد  $\text{Si} (6.28 - 6.4)$  و عدد منیزیم (۷۱ - ۸۵)، نشان‌دهنده ترکیب منیزو هاستنگزیتی آمفیبول‌های مورد مطالعه است (شکل ۴ ب). سیلسیم نمونه‌های مورد مطالعه بین ۶/۲۸ تا ۶/۷۴ درصد متغیر است. به باور لیک (۱۹۷۸)، آمفیبول‌های ماگمایی سیلسیم کمتر از ۷/۳ دارند؛ و آمفیبول‌های با سیلسیم بیشتر از ۷/۳ درصد، در محیط ساب سولیدوس حاصل شده‌اند. تجارب آزمایشگاهی نشان‌دهنده وابستگی ترکیب آمفیبول‌ها به شیمی سنگ کل، فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است (ونز<sup>۳</sup> و گیلبرت ۱۹۸۲؛ لیک و کامیسون ۱۹۹۷؛ هلز<sup>۴</sup> ۱۹۷۳؛ وینهال<sup>۵</sup> و همکاران ۱۹۹۱).



شکل ۴. الف) موقعیت آمفیبول‌های تراکی‌اندزیت‌های منطقه لار در نمودار (لیک و همکاران ۱۹۹۷)؛ ب) موقعیت کانی‌های آمفیبول تراکی‌اندزیت‌های منطقه لار در نمودار (لیک و همکاران ۱۹۹۷).

جدول ۳. نتایج ریزکاوی الکترونی کانی‌های میکا در تراکی‌اندزیت‌های لار، بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن

	c	m	r	r	c	R	c	r	c	
SiO <sub>2</sub>	36.07	35.50	35.57	37.51	36.12	36.73	.15	3	33.99	36.69
TiO <sub>2</sub>	7.34	7.53	7.70	6.03	6.65	6.78	6.69	6.95	6.70	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.38	14.17	13.68	13.41	13.22	13.59	12.87	12.34	13.13	
FeO	9.48	9.55	9.31	9.24	9.33	9.48	9.73	10.21	9.72	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.69	1.70	1.66	1.65	1.66	1.69	1.73	1.82	1.73	
MnO	0.07	0.05	0.07	0.10	0.08	0.05	0.08	0.12	0.10	
MgO	15.66	16.57	16.32	16.62	18.02	16.62	16.68	17.44	16.39	
CaO	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	
Na <sub>2</sub> O	1.10	1.03	1.09	1.01	0.99	1.12	0.98	1.03	0.97	
K <sub>2</sub> O	10.40	10.15	10.22	10.47	10.29	10.61	10.38	10.32	10.70	

1. Hawthorne
2. Leake
3. Wones
4. Helz
5. Vynhal

	c	m	r	r	c	R	c	r	c
Total	96.20	96.28	95.62	96.04	96.36	96.66	94.29	94.27	96.13
Si	5.31	5.22	5.27	5.51	5.31	5.38	5.31	5.17	5.42
Ti	0.81	0.83	0.86	0.67	0.73	0.75	0.76	0.80	0.74
Al	2.49	2.46	2.39	2.32	2.29	2.35	2.29	2.21	2.28
Fe <sup>+2</sup>	1.17	1.18	1.15	1.13	1.15	1.16	1.23	1.30	1.20
Fe <sup>+3</sup>	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.21	0.19
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	3.43	3.63	3.60	3.64	3.95	3.63	3.75	3.96	3.61
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.31	0.29	0.31	0.29	0.28	0.32	0.29	0.30	0.28
K	1.95	1.91	1.93	1.96	1.93	1.98	2.00	2.00	2.02
Sum	15.67	15.72	15.71	15.70	15.83	15.76	15.83	15.98	15.75
Si	5.31	5.22	5.27	5.51	5.31	5.38	5.31	5.17	5.42
Al <sup>IV</sup>	2.49	2.46	2.39	2.32	2.29	2.35	2.29	2.21	2.28
Fe <sup>+3</sup>	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.21	0.19
Total Z	8.0	7.9	7.8	8.0	7.8	7.9	7.8	7.6	7.9
Al <sup>VI</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.81	0.83	0.86	0.67	0.73	0.75	0.76	0.80	0.74
Fe <sup>+2</sup>	1.17	1.18	1.15	1.13	1.15	1.16	1.23	1.30	1.20
Fe <sup>+3</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	3.43	3.63	3.60	3.64	3.95	3.63	3.75	3.96	3.61
Total X	5.42	5.65	5.62	5.45	5.84	5.54	5.75	6.07	5.56
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.31	0.29	0.31	0.29	0.28	0.32	0.29	0.30	0.28
K	1.95	1.91	1.93	1.96	1.93	1.98	2.00	2.00	2.02
Total Y	2.27	2.20	2.25	2.25	2.21	2.30	2.29	2.32	2.29
OH*	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Total A	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al <sup>total</sup>	2.49	2.46	2.39	2.32	2.29	2.35	2.29	2.21	2.28
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	0.25	0.24	0.24	0.24	0.23	0.24	0.25	0.25	0.25
Mg#	0.75	0.76	0.76	0.76	0.77	0.76	0.75	0.75	0.75
Al <sup>VI</sup> +Fe <sup>3+</sup> +Ti%	17.81	17.50	17.95	15.05	15.25	16.28	16.07	15.99	16.26
#Mg	61.25	62.26	62.05	64.59	65.54	63.35	63.11	63.06	62.67
Fe <sup>2+</sup> +Mn%	20.94	20.24	20.00	20.36	19.21	20.37	20.82	20.95	21.07
Mg/Fe <sup>2+</sup>	2.95	3.09	3.13	3.21	3.44	3.13	3.06	3.05	3.01
X <sub>feo</sub> *	0.42	0.41	0.40	0.40	0.38	0.40	0.41	0.41	0.41
T <sup>oC</sup> (Lühr et al., 1984)	946	995	1148	599	753	761	686	668	690

جدول ۴. نتایج ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های تراکی‌آندزیت‌های لار، بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن

	M1-1	M1-2	M1-3
SiO <sub>2</sub>	44.17	44.11	44.06
TiO <sub>2</sub>	1.97	1.98	2.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.11	11.45	3.08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.94	3.06	0.00
FeO	4.70	7.41	9.49
MnO	0.11	0.11	0.25
MgO	15.48	15.46	12.77
CaO	10.93	11.90	23.92
Na <sub>2</sub> O	2.89	2.80	0.91
K <sub>2</sub> O	1.32	1.31	0.04
Si	6.28	6.32	6.74
Al <sup>iv</sup>	1.72	1.68	0.55
Al <sup>vi</sup>	0.30	0.25	0.00
Ti	0.21	0.21	0.24
Fe <sup>3+</sup>	0.63	0.33	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.56	0.89	1.21
Mn	0.01	0.01	0.03

	M1-1	M1-2	M1-3
Mg	3.28	3.30	2.91
Ca	1.66	1.83	3.92
Na	0.80	0.78	0.27
K	0.24	0.24	0.01
OH*	2.00	2.00	2.00
Total	17.70	17.84	17.88
(Ca+Na) (B)	2.46	2.60	4.19
Na (B)	0.34	0.17	0.00
(Na+K) (A)	0.70	0.84	0.28
Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Mg	0.15	0.21	0.29
Mg/(Mg+Fe <sub>2</sub> )	0.85	0.79	0.71
Fe#	1.19	1.22	1.21
Fet/(Fet+Mg)	0.27	0.27	0.29
Ca/(Ca+Na)	0.68	0.70	0.94
Ca+Na+K	2.70	2.84	4.20
Alttotal	2.03	1.93	0.55
Log f O <sub>2</sub>	-3.98	-3.98	-3.98

جدول ۵. داده‌ها و محاسبات داده‌های ریزکاوای کانی‌های تیره بر حسب ۳ اکسیژن در تراکی‌اندزیت‌های لار، بر

#### اساس ۳ اتم اکسیژن

area	104	104	104	109	109	109
local	c	c	c	c	C	c
Point.No	34 / 1.	45 / 1.	46 / 1.	12 / 1.	13 / 1.	25 / 1.
SiO <sub>2</sub>	0.18	0.20	0.20	0.10	0.09	0.01
TiO <sub>2</sub>	25.19	5.78	5.59	7.59	6.80	35.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	2.93	2.03	2.09	2.68	0.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.69	7.28	7.09	9.09	8.30	37.37
FeO	38.11	70.54	71.53	68.93	71.91	23.42
MnO	0.26	0.58	0.58	0.67	0.35	0.40
MgO	3.06	4.37	3.73	3.45	2.75	2.86
CaO	0.03	0.04	0.05	0.03	0.08	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.13	0.10	0.05	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.12	0.01	0.00	0.00	0.95
Total	93.86	92.03	90.99	92.00	92.96	101.37

#### کانی‌های تیره

بر حسب داده‌های آزمایشگاهی ریزکاوالکترونی و محاسبه به روش دیر و همکاران (۱۹۶۶)، بر حسب ۳ اکسیژن، طبق جدول ۵، کانی‌های تیره عموماً با مقادیر FeO از ۲۳/۴۲ تا ۷۱/۹۱ و مقادیر TiO<sub>2</sub> از ۵/۵۹ تا ۳۵/۸۷، ترکیب مگنتیت، تیتانومگنتیت و ایلمنیتی دارند (شکل ۵ الف).

#### آپاتیت

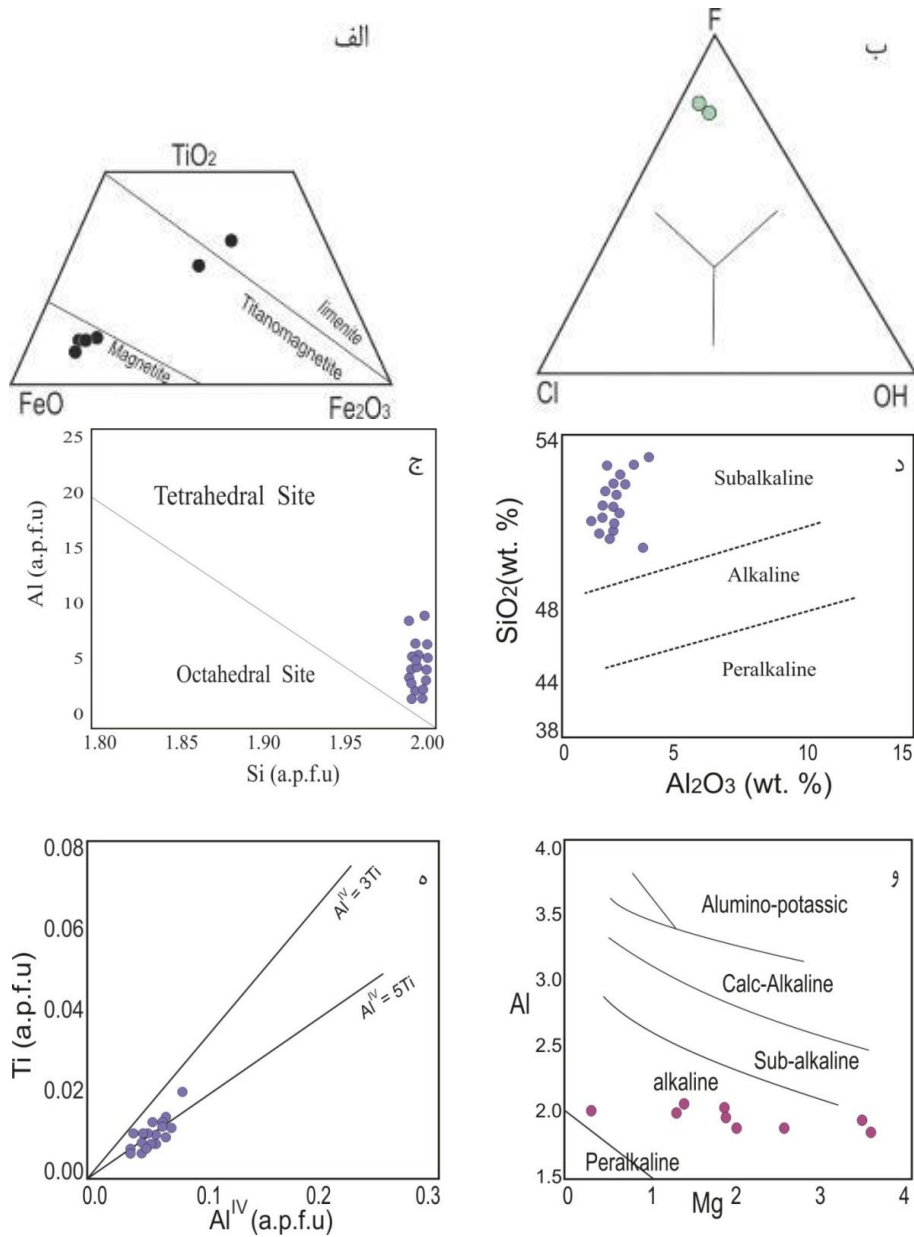
آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی فراوان در سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی است که خودشکل و نیمه‌شکل‌دار است. بر پایه نتایج ریزکاو الکترونی، آپاتیت‌های مورد بررسی از نوع فلوئور آپاتیت (شکل ۵ ب) با مقدار اندکی کلر هستند که نشان‌دهنده تعادل آن با یک مذاب نسبتاً آب‌دار و اکسایشی است. حضور آپاتیت‌های کلرپایین در سنگ‌های میزبان پتاسیم‌بالا (شوشونیتی) می‌تواند نشان‌دهنده جدایش کلر و پتاسیم از ماگمای اولیه باشد که نیازمند آب‌زدایی رسوبات در

مخازن نسبتاً عمیق و تبلور بخشی است. میزان متوسط FeO و MnO در آپاتیت‌های مورد مطالعه به ترتیب ۰/۳۷ تا ۰/۵۷ و ۰/۰۵ تا ۰/۰۷ درصد وزنی است (جدول ۵). به طور کلی، مقدار سدیم در آپاتیت‌های معمولی ۰/۳ تا ۰/۰۱ درصد وزنی گزارش شده (بلوسوا<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۰۲)؛ درحالی‌که مقدار متوسط Na<sub>2</sub>O در آپاتیت‌های سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب ۰/۴۱ تا ۰/۴۴ درصد وزنی (جدول ۵) است. بالا بودن مقدار Na<sub>2</sub>O نمی‌تواند با مقدار سدیم سنگ میزبان و منبع آن مرتبط باشد؛ بالا بودن مقدار سدیم به وسیله جایگزینی کاتیونی کلسیم با سدیم قابل توجیه است (شا<sup>۲</sup> و چپل ۱۹۹۹). نمودار پاییکه و همکاران (۱۹۷۴)، تعداد اتم‌های Si در برابر تعداد اتم‌های Al در ساختار کانی‌های کلینوپیروکسن (شکل ۵ ج) و جایگزینی بخشی از اتم‌های آلومینیوم را در سایت تترائدری نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار، کم‌سیلیس بودن ماگمای والد این کانی‌ها مشخص می‌شود. همچنین نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس ترکیب شیمی پیروکسن (نسبت<sup>۳</sup> ۱۹۹۷) (شکل ۵ د) و نمودار دوتایی تغییرات Mg در مقابل Al<sup>Total</sup> در ساختار کانی‌های فلوگوپیت (ناچیت ۱۹۸۶) (شکل ۵ ه)، نشان‌دهنده تعلق نمونه‌ها به ماگمای میزبان با ماهیت آکالن از نوع ساب آکالن می‌باشد. وجود کانی‌های آکالی فلدسپار در تراکی آندزیت‌ها نیز مؤید این مطلب است. نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> در برابر Ti نیز کمبود میزان تیتان در کانی‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد (شکل ۵ و) که به نظر نوساوا<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۲) می‌تواند با تبلور تیتانومگنتیت و ایلمنیت مرتبط باشد. تبلور کانی‌های کدر تیتان‌دار (ایلمنیت و تیتانومگنتیت) با کلینوپیروکسن به صورت هم‌زمان و هم‌زیست سبب فقیر شدن کلینوپیروکسن‌ها از تیتان می‌شود (نوساوا و همکاران ۲۰۰۲). چنین می‌توان نتیجه گرفت که مخزن ماگمایی ترکیب همگنی ندارد و یا چندین مخزن برای این آتشفشان مطرح است.

جدول ۴. نتایج تجزیه میکروپروب آپاتیت تراکی آندزیت‌های لار، بر اساس ۲۵ اتم اکسیژن

	104	109
	35 / 1.	11 / 1.
CaO	56.24	56.30
Na <sub>2</sub> O	0.44	0.41
FeO	0.57	0.37
MnO	0.07	0.05
MgO	0.32	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	36.84	39.59
SiO <sub>2</sub>	0.44	0.40
Cl	0.62	0.62
F	1.46	1.49
Total	97.00	99.49
O=F,Cl	0.75	0.77
Total	96.25	98.72
Ca	10.51	10.13
Na	0.15	0.13
Fe	0.08	0.05
Mn	0.01	0.01
Mg	0.08	0.07
P	5.44	5.63
Si	0.08	0.07
Cl	0.18	0.18
F	0.81	0.79
OH	0.01	0.03
Total	17.35	17.08

1. Belousova
2. Sha
3. Nisbet
4. Nosova



شکل ۵. الف) نمودار ترکیب کانی‌های تیره تراکی‌اندزیت‌های مورد مطالعه؛ ب) نمودار سه‌تایی کلر و فلور و هیدروکسید در آپاتیت‌های مورد مطالعه که ترکیب فلور و آپاتیتی نمونه‌ها را نشان می‌دهد؛ ج) نمودار نسبت Si به Al کل (ژو<sup>۱</sup> و اوگاساوارا ۲۰۰۱) میزان جانشینی آلومینیوم در تتراندر کلینوپیروکسن به جای سیلیسیم و کمبود سیلیس را نشان می‌دهد؛ د) نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در برابر SiO<sub>2</sub> در ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن (نیسبت ۱۹۹۷)، نشان‌دهنده ماهیت ساب‌آلکان میزبان است؛ E) نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> در برابر Ti (زاو و اوگاساوارا ۲۰۰۱) نشان‌دهنده بالا بودن مقدار تیتان در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها است؛ F) ترکیب شیمی فلوگوپیت (ناجیت، ۱۹۸۶)، نشان‌دهنده ماهیت آلکان ماگمای میزبان است.

برای ترمومتری تک‌کانی کلینوپیروکسن از روش ترسیمی (سوسو<sup>۱</sup> ۱۹۹۷) با تعیین پارامترهای محاسباتی XPT و YPT استفاده می‌شود. در این روش پارامترهای XPT و YPT با رابطه ۱ و ۲ محاسبه می‌شوند:

رابطه ۱

$$XPT = 0.446 \text{ SiO}_2 + 0.187 \text{ TiO}_2 - 0.404 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.346 \text{ FeO}_{\text{Total}} - 0.052 \text{ MnO} + 0.309 \text{ MgO} + 0.431 \text{ CaO} - 0.446 \text{ Na}_2\text{O}$$

رابطه ۲

$$YPT = -0.369 \text{ SiO}_2 + 0.535 \text{ TiO}_2 - 0.317 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 0.323 \text{ FeO}_{\text{Total}} + 0.235 \text{ MnO} - 0.516 \text{ MgO} - 0.167 \text{ CaO} - 0.153 \text{ Na}_2\text{O}$$

مقدار XPT برای نمونه‌های مورد بررسی در گستره ۳۶/۱۶ تا ۳۹/۵۶ و مقدار YPT در محدوده ۳۰- تا ۲۸- است. بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه مابین ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد (شکل ۶ الف). در ترمومتری تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از رابطه نیمیس<sup>۲</sup> و تیلور (۲۰۰۰)، برای نمونه‌های کانی کلینوپیروکسن منطقه استفاده شده است که به صورت رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

رابطه ۳

$$T(K) = 23166 + 39.28 (P \text{ kbar}) / (13.25 + 15.35 \text{Ti} + 4.5 \text{Fe} - 1.55(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K})) + (\text{Ln}^{\text{aCpxEn}})^2$$

با توجه به محاسبات به عمل آمده طبق این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها ۱۰۷۳ تا ۱۲۱۵ درجه سانتی‌گراد با تغییرات  $\pm 50$  است (جدول ۱). دماسنجی کانی کلینوپیروکسن به روش پاتریکا<sup>۳</sup> (۲۰۰۸) طبق رابطه ۴ نیز میانگین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها را ۱۱۰۳ تا ۱۱۱۹ درجه سانتی‌گراد مشخص نموده است (جدول ۱):

رابطه ۴

$$T(K) = 93100 + 544 (P(\text{Kbar}) / 61.1 + 36.6 X^{\text{cpxTi}}) + 10.9 (X^{\text{cpxFe}}) - 0.95 (X^{\text{cpxAl}} + X^{\text{cpxCr}} - X^{\text{cpxNa}} - X^{\text{cpxK}}) + 0.395 [(\text{Ln}^{\text{aCpxEn}})]^2$$

حالات تیتانیوم در کانی‌های سیلیکاتی، به‌ویژه آمفیبول‌ها و میکاها و پیروکسن‌ها، تابع دما است (راز<sup>۴</sup> ۱۹۷۴؛ ارنست<sup>۵</sup> ۲۰۰۲). بنابراین مقدار تیتانیوم در آمفیبول می‌تواند به منزله یک ترمومتر مورد استفاده قرار گیرد. البته در صورتی می‌توان از ترمومتر تیتانیوم در آمفیبول استفاده کرد که در سنگ‌های مورد مطالعه فازهای تیتانیوم‌دار (اسفن یا ایلمنیت) حضور داشته باشند (اتن<sup>۶</sup> ۱۹۸۴). با توجه به حضور کانی‌های تیره تیتان‌دار ایلمنیت و تیتانومگنتیت در مودال سنگ، از ترمومتر محتوای تیتانیوم (اتن ۱۹۸۴) در آمفیبول استفاده شد. طبق جدول ۴، مقادیر Ti در فرمول کانی‌های آمفیبول مورد مطالعه از ۰/۳۵ تا ۰/۴۸ در تغییر است و طبق فرمول ترمومتری اتن (۱۹۸۴) دمای تبلور آمفیبول‌های مورد مطالعه از ۹۱۶ تا ۱۰۶۲ ( $\pm 50$ ) درجه سانتی‌گراد است.

1. Soesoo
2. Nimis
3. Putirka
4. Raase
5. Ernest
6. Otten

$$(\pm 50)T(C) = 1204Ti + 490$$

رابطه ۵

همچنین طبق رابطه محاسباتی دمای تبلور بر حسب ترکیب آمفیبول (ریدولفیند<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۱۰) که وابسته به مؤلفه<sup>\*</sup> Si است، دمای تبلور آمفیبول‌ها از ۹۲۳ تا ۱۰۹۸ درجه سانتیگراد متغیر است:

رابطه ۶

$$T = -151.487 Si^* + 2.041$$

$$Si^* = Si + (Al^{IV}/15) - (2Ti) - (Al^6/2) - (Ti^6/1.8)(Fe^{2+}/9) + (Fe^{3+}/3.3) + (Mg/26) + (Ca^B/5) + (Na^B/1.3) - (Na^A/15) + (V^A/2.3)$$

که در توافق نسبی با دامنه دمای به دست آمده به روش اتن (۱۹۸۴) است.

همچنین به باور ناچیت<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، مقدار Ti میکاها وابسته به دما است. بنابراین مقدار تیتانیم در میکا می‌تواند به منزله یک ترمومتر مورد استفاده قرار گیرد (اتن ۱۹۸۴). با توجه به مقادیر Ti نمونه‌های فلوگوپیتی از ۰/۶۷ تا ۰/۸۶، از ترمومتر محاسباتی لوه<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۸۴) براساس رابطه ۷ استفاده شد و دمای تبلور فلوگوپیت‌های مورد مطالعه ۹۱۲ تا ۹۹۵ درجه سانتی‌گراد برآورد شد. بر اساس ناچیت و همکاران (۲۰۰۵)، برای دماسنجی میکاهای تیره با موдал کانی‌های اشباع از Fe-Ti همچون تیتانومگنتیت، خطای محاسباتی  $\pm 50^\circ C$  در نظر گرفته می‌شود.

$$T^\circ C = 838 / (1.0337 - (Ti/(Fe)))$$

رابطه ۷

به منظور بررسی‌های فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، از روش ترکیب تک‌بلور کلینوپیروکسن استفاده شد. در این روش، برای تعیین فشار تبلور (هلز ۱۹۷۳؛ آکی<sup>۴</sup> و شیبیا ۱۹۷۳؛ وس<sup>۵</sup> ۱۹۷۹) از نسبت  $Al^{VI}/Al^{IV}$  پیروکسن‌ها استفاده شده است. در سنگ‌های آذرین، مقدار اندک آلومینیوم شش‌وجهی با انواع کلینوپیروکسن‌های کم‌فشار مطابقت دارد (آکی و شیبیا ۱۹۷۳). بر اساس نمودار آوکی و شیبیا (۱۹۷۳) (شکل ۶ ب)، برای تبلور نمونه‌های کلینوپیروکسن مورد مطالعه، فشاری کمتر از ۱۰ کیلوبار (موارد آتشفشانی) و میزان آبی حدود ۱۰ درصد برآورد شده است. همچنین بررسی فشار در نمودار نسبت  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (آوکی و شیبیا ۱۹۷۳) (شکل ۶ ج) نشانگر قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در منطقه فشار مطلوب سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد. همچنین برای تعیین فشار محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نمودار فشارسنجی سوسو<sup>۶</sup> (۱۹۹۷) استفاده شد که فشار تشکیل کمتر از ۱۰ کیلوبار را تأیید می‌کند (شکل ۶ د).

شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دارد (ببندی<sup>۷</sup> و همکاران ۱۹۹۹؛ آیدین<sup>۸</sup> و همکاران ۲۰۰۸). کلینوپیروکسن‌های موجود در ماگماهای بازیک، در فشارهای مختلف، ضمن تغییرات شیمیایی، در ترکیب کانی‌شناسی خود پایدارند. مدل‌سازی ساختار بلوری روشی مهم برای برآورد تغییرات ساختمانی در کلینوپیروکسن‌ها است.

1. Ridolfind
2. Nachit
3. Luhr
4. Aoki
5. Wass
3. Soesoo
7. Bindi
8. Aydin

دل نگرو<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۹) نشان دادند که عامل‌های ساختاری پیروکسن‌ها می‌توانند در مشخص کردن شرایط پتروژنز آن‌ها استفاده شوند و می‌توان برای آن معادله عددی طراحی کرد. بر همین مبنا پاتریکا و همکاران (۲۰۰۳)، رابطه ۸ را برای محاسبه فشار تشکیل کانی کلینوپیروکسن بر مبنای ترکیب شیمیایی آن طراحی کردند. طبق این رابطه، فشار تشکیل کانی‌های مورد مطالعه از ۶/۲ تا ۶/۹ کیلوبار محاسبه شد (جدول ۱):

رابطه ۸

$$P \text{ (Kbar)} = -88.3 + 2.82 \times 10^{-3} T^{(K)} \ln \left[ \frac{^{14}D_{Cpx}}{(Nalq \text{ Alliq} (Siliq)^2)} \right] + 2.19 \times 10^{-2} T^{(K)} - 25.1 \ln (Caliq \text{ Siliq}) + 7.03 [(Mg \text{ liq}) + 12.4 \ln (Caliq)]$$

رابطه ژئوبارومتری محاسباتی اشمیت<sup>۲</sup> (۱۹۹۲) مبتنی بر رابطه خطی بین  $Al^{Total}$  و فشار تبلور در آمفیبول‌ها است که مقدار  $Al^{Total}$  آمفیبول با افزایش فشار دستخوش تغییر می‌شود تا به تعادل جدید برسد (هلز ۱۹۷؛ اشمیت ۱۹۹۲). براساس اشمیت (۱۹۹۲)، در این تعادل برای بررسی فشار تشکیل آمفیبول‌ها می‌توان از مقدار  $Al^{Total}$  طبق رابطه ۹ زیر استفاده کرد:

رابطه ۹

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 Al^{total}_{Am} \quad (r^2 = 0.99)$$

$$P = -3.01 + 4.76 Al_{Total}$$

$$Al_{Total} = Al^{IV} + Al^{VI}$$

که محاسبات انجام شده بر اساس رابطه ژئوبارومتری اشمیت (۱۹۹۲)، فشار تشکیل آمفیبول‌ها را از ۵/۴۷ تا ۶/۸۴ کیلوبار نشان می‌دهد.

رابطه محاسباتی فشار تشکیل آمفیبول‌ها با روش هامارستروم<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۸۶)، نیز گویای رابطه خطی بین آلومینیوم کل ( $Al^{Total}$ ) و محتوای آلومینیوم تترائدری ( $Al^{IV}$ ) است:

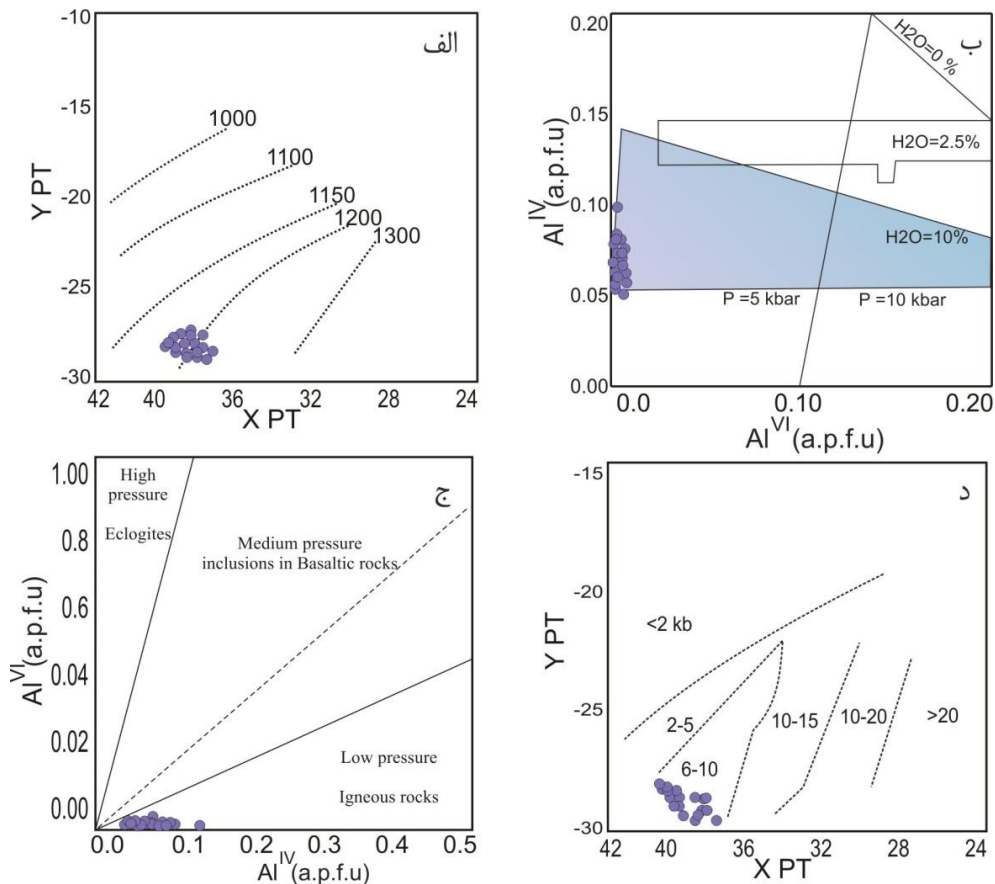
رابطه ۱۰

$$P \text{ (kbar)} = -3.92 + 5.03 Al^{Total} \quad (r^2 = 0.8)$$

$$Al_{Total} = Al^{IV} + Al^{VI}$$

بر اساس محاسبات انجام شده در نمونه‌های مربوط به آمفیبول‌ها، فشار برای کل کانی‌ها در این روش از ۵/۴ تا ۶/۴۹ کیلوبار متغیر است. با در نظر گرفتن گرادیان فشار از سطح به عمق که در پوسته معادل ۰/۲۸ بار بر کیلومتر و در گوشته فوقانی، حدود ۰/۳۳ بار بر کیلومتر است (هال<sup>۴</sup> ۱۹۸۷)، محاسبات نشان‌دهنده عمق تشکیل آمفیبول‌ها در محدوده ۱۶/۴ تا ۲۰ کیلومتری زمین بوده است.

- 
1. Dal Negro
  2. Schmidt
  3. Hammarstrom
  4. Hall



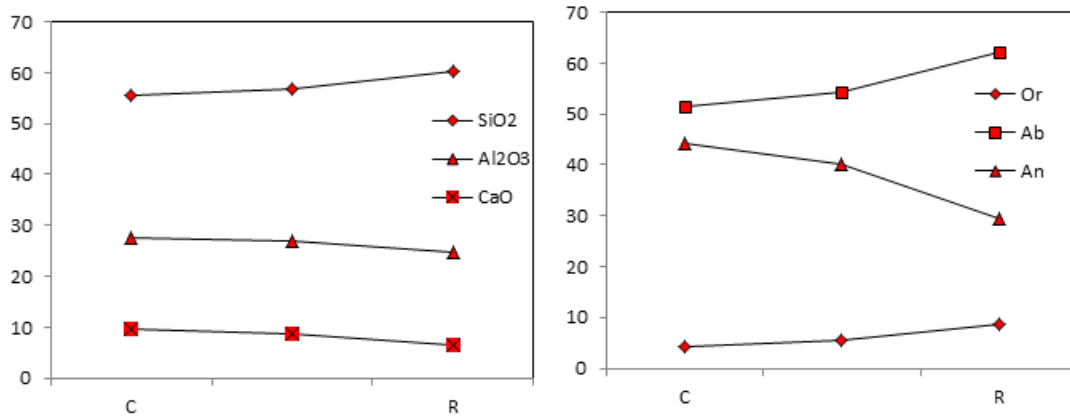
شکل ۶. الف) تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های تراکی‌اندزیتی لار طبق نمودار (سوسو ۱۹۹۷) محدوده دمایی حدود ۱۲۰۰ درجه با دامنه تغییرات  $\pm 50$  را نشان می‌دهد؛ ب) نمودار تغییرات  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$ ، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (اُوکی و شیبیا ۱۹۷۳) نمونه‌ها در محدوده کم‌فشار با مقادیر آب در حدود ۱۰ درصد قرار گرفته است؛ ج) نمودار تغییرات  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$ ، برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (اُوکی و شیبیا ۱۹۷۳) نمونه‌ها در محدوده کم‌فشار قرار گرفته اند؛ د) در نمودار تغییرات XPT در برابر YPT برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن (سوسو ۱۹۹۷) نمونه‌ها در محدوده فشارهای بالای ۵ تا کمتر از ۱۰ کیلوبار قرار گرفته اند.

### منطقه‌بندی موجود در کلینوپیروکسن‌های منطقه و دلایل آن

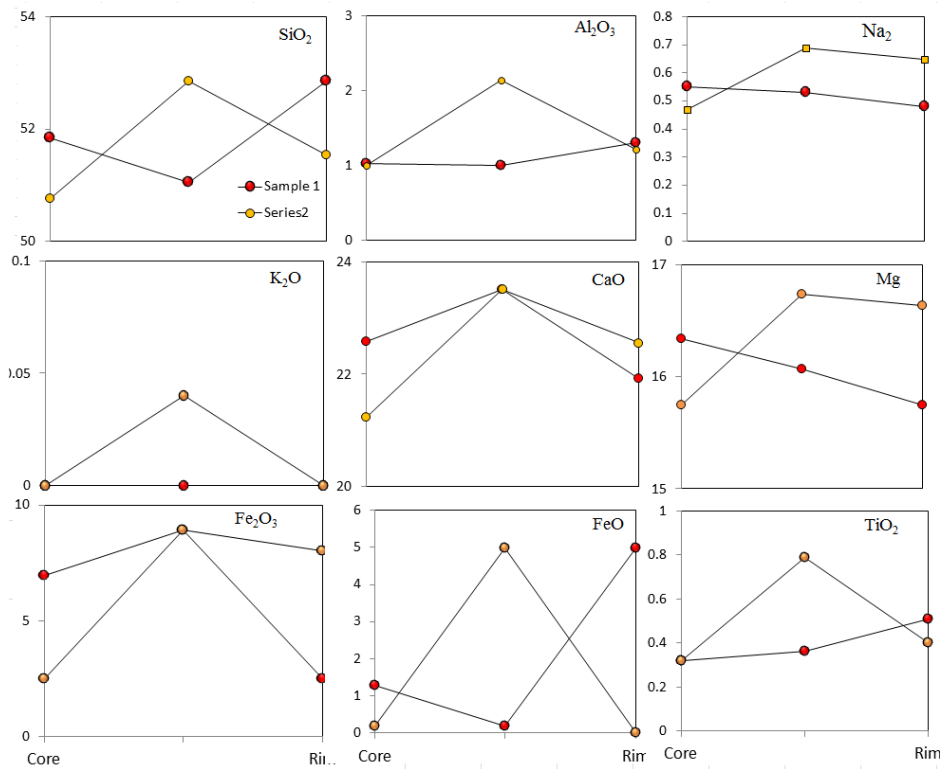
منطقه‌بندی با رابطه بین درجه انتشار یون‌های مشخص در مذاب و درجه رشد بلور کنترل می‌شود (آیدین و همکاران ۲۰۰۸). مراحل بعدی تبلور با تمرکز یون‌های دیگر، که در مذاب پیرامون غنی هستند، همراه می‌شود (دبیر و همکاران ۱۹۸۶). عموماً در بلورهای مطالعه‌شده، روند کلی تبلور عادی است و در ترکیب پلاژیوکلازهای مورد مطالعه، منطقه‌بندی خاصی غیر از نوسان تفریقی دیده نمی‌شود (شکل ۷). کلینوپیروکسن‌های منطقه در بخش‌های مختلف، از حاشیه تا هسته، تجزیه شده و اغلب بخش‌های میانی دارای ترکیبی متغیر هستند و منطقه‌بندی نوسانی در گوشته بلورهای کلینوپیروکسن‌ها (شکل ۲ ج) وجود دارد؛ طوری که از هسته بلور به سمت گوشته و حاشیه مقادیر عناصری چون

سیلیسیوم و آهن دوظرفیتی در بلورهای مختلف، روند متفاوت گوشته‌ای نشان می‌دهند. اکسیدهای آلومینیوم و اکسیدهای کلسیم در گوشته روند افزایشی دارد. عناصر سدیم و پتاسیم تقریباً در گوشته افزایش یافته که نشان‌دهنده آرایش ماگمای سازنده با مواد پوسته‌ای است. این در حالی است که منیزیم نیز روند آرایش را نشان می‌دهد. کلسیم با روند غیرعادی نوسان، آرایش مخزن ماگمایی را حین تبلور و روند افزایشی تیتان، غنی بودن تیتان را در منشأ مشخص نموده اند. با توجه به فقدان بیگانه‌بلور در مقاطع مورد مطالعه، منطقه‌بندی موجود در کلینوپیروکسن‌ها نمی‌تواند نتیجه اختلاط با بیگانه‌بلورهای گوشته‌ای باشد. به نظر برخی محققان، تغییرات فشار می‌تواند در منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌ها مورد توجه قرار گیرد (دوبوسی و آیدین و همکاران ۲۰۰۸) که این تغییرات فشار در قسمت‌های مختلف بلور باید با کاهش مقادیر آن از مرکز به سمت حاشیه بلور همراه باشد. براساس جدول ۱، در مورد بلورهای منطقه این موضوع تا حدود ناچیزی دیده می‌شود. اما نمی‌تواند یگانه عامل کاهش مقادیر فشار از مرکز به حاشیه بلورها باشد. شرایط متغیر حالت اکسیداسیون و فوگاسیته اکسیژن نیز از عوامل مهم ایجاد منطقه‌بندی در بلورهای کلینوپیروکسن است که این موضوع می‌تواند با توجه گرفتن تغییرات  $Fe^{3+}$  از مرکز بلور به سمت حاشیه مورد توجه قرار گیرد. درباره این موضوع محققان مختلف بحث کرده‌اند (هامیلتون<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۶۴؛ هاسکین<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۸۸؛ آیدین و همکاران ۲۰۰۰ و ۲۰۰۱). منطقه‌بندی در کلینوپیروکسن‌های منطقه (شکل ۸) تحت تأثیر نوسانات میزان اکسید آهن سه‌ظرفیتی و کلسیم بوده (ولمر<sup>۳</sup> و همکاران ۱۹۸۱؛ بارتون و همکاران ۱۹۸۲) که با محیط مخزنی مناطق فرورانشی و آرایش‌یافتگی منشأ مرتبط است. اگرچه صعود سریع ماگما در اثر کاهش فشار به بالا می‌تواند موجب ایجاد تغییرات سریع در فوگاسیته اکسیژن ماگما شود (کریس و کارمیشل ۱۹۸۸)، با توجه به افزایش هم‌زمان میزان  $CaO$  و  $Fe^{3+}$  در گوشته بلورها (تغییرات کلی  $Fe^{3+}$  از مرکز به حاشیه با مقادیر در محدوده ۰/۴ تا ۰/۱ است) در نمونه‌ها و همراهی مگنتیت و تیتانومگنتیت در مودال، آرایش در مخزن ماگمایی تأیید می‌شود که آرایش ماگما به مواد پوسته‌ای تأثیر بسزایی در منطقه‌بندی بلور، به‌ویژه در گوشته بلور، داشته است. از عواملی که می‌تواند به ذوب‌بخشی منجر شود می‌توان به سیالات ماگمایی اشاره کرد که این سیالات از مواد فرار غنی هستند و وجود این مواد ممکن است به طور مشخص اکسیدکننده باشد. بنابراین، طی فرورانش و آرایش مخزن به مواد پوسته‌ای باید به نقش رسوبات و مواد فرار و ترکیب سیالات همراه توجه کرد. این موارد می‌تواند سبب ایجاد شرایط اکسیداسیون قوی در مذاب‌های آکالن شود که به شروع تبلور با ترکیب آهن‌دار و منیزیم‌دار پتاسیک، همچون فلوگوپیت، بیانجامد و هسته غنی در  $Fe^{3+}$  همچون نمونه‌های مورد مطالعه باشد. با توجه به وجود فلدسپار آکالن در مودال نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۲ الف) و نتایج نمودارها (شکل ۳ ب) سرشت ساب آکالن سنگ میزبان است. همه این شرایط نشان‌دهنده این فرضیه است که منبع گوشته‌ای این ماگماها شرایط اکسیداسیون را تحمل کرده و به‌احتمال در اثر پدیده مربوط به آرایش پوسته‌ای مخزن مشابه مطالعات کرس و کارمیشل (۱۹۹۸) بوده است. به نظر ریدولفی و همکاران (۲۰۱۰) فوگاسیته بالا و محیط اکسایشی مؤید وابستگی به محیط آرایش‌یافته با پوسته است و به محیط فرورانشی حواشی فعال قاره‌ای شباهت دارد.

1. Hamilton  
2. Hoskin  
3. Vollmer



شکل ۷. نمودار تغییرات ترکیبی یک نمونه از پلاژیوکلازهای منطقه، از هسته به حاشیه که منطقه‌بندی عادی را نشان می‌دهد.



شکل ۸. نمودار تغییرات ترکیبی دو نمونه از کلینوپیروکسن‌های منطقه، از هسته به حاشیه که منطقه‌بندی نوسانی را نشان می‌دهد.

### بررسی فوگاسیته

فوگاسیته اکسیژن تأثیری ویژه بر تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب می‌گذارد (فرانس ۲۰۰۱) و عاملی مؤثر در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور ماگما (مورتی ۲۰۰۵؛ باتچارنیکو<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۵) است. برای تعیین فوگاسیته

۱. Moretti  
۲. Botcharnikov

اکسیژن از نمودار  $Al^{IV}+2Ti+Cr$  در برابر  $Na+Al^{IV}$  استفاده می‌شود. این نمودار بر پایه موازنه  $Al$  موجود در موقعیت تترائدری و  $Al$  و  $Cr$  و  $Ti$  در موقعیت‌های اکتائدری است. در ترکیب پیروکسن‌ها، عنصر  $Fe$  می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی، مانند  $Al$  و  $Cr$ ، در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی  $Fe$  در پیروکسن‌ها بستگی به موازنه  $Al^{IV}$  در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پیروکسن دارد. هر چه میزان  $Al^{IV}$  بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر، مانند  $Fe$ ، به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌های بالای خط  $Fe^{3+}=0$  در محیطی با فوگاسیتته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌های پایین خط، در فوگاسیتته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند. چنان که در شکل ۹ الف دیده می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با فوگاسیتته اکسیژن بالا قرار گرفته‌اند. مقدار گریزندگی اکسیژن رابطه‌ای مستقیم با تعداد اتم  $Al^{IV}$  و  $Fe^{3+}$  در ترکیب آمفیبول دارد و هر چه فوگاسیتته بالاتر باشد مقدار نسبت  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  بیشتری در شبکه آمفیبول جایگزین می‌شود (استین<sup>۱</sup> و دیتل<sup>۲۰۰۱</sup>). همچنین هر چه نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  در ترکیب فرمول ساختاری آمفیبول بالاتر باشد، فوگاسیتته اکسیژن پایین‌تر خواهد بود (اندرسون و اشمیت ۱۹۹۵؛ اسکایلت<sup>۲</sup> و ایوان<sup>۱۹۹۹</sup>). اگر در ساختار فرمولی آمفیبول رابطه‌های برابر برقرار باشد  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) < 1$ ، می‌توان مقدار فوگاسیتته را ۱ تا ۰/۵ و کمتر از ۰/۵ تعیین کرد (اندرسون و اشمیت ۱۹۹۵). در ساختار فرمول کانی‌های مورد مطالعه نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  از ۰/۱۱ تا ۰/۱۹ است که مقدار کمتر از ۰/۵، فوگاسیتته بالای تشکیل را نشان می‌دهد. مقدار این فوگاسیتته طبق رابطه محاسبه فوگاسیتته رودلفی و همکاران (۲۰۱۰) وابسته به مؤلفه  $Mg^*$  است و دقت ۰/۲ تا ۰/۳ دارد:

رابطه ۱۱

$$\Delta NNO (\pm 0.3) = 1.644Mg^* - 4.01$$

$$Mg^* = Mg + (Si/47) - (Al^{VI}/9) - 1.3Ti + (Fe^{3+}/3.7) + (Fe^{2+}/5.2) - ({}^B Ca/20) - ({}^A Na/2.8) + ({}^A [ ]/9.5)$$

مقدار این فوگاسیتته برای آمفیبول‌های مورد مطالعه در محدوده  $-5/83$  تا  $-6/15$  با خطای کمتر از ۰/۳ است. به نظر اسکایلت و ایوانز (۱۹۹۹)، پایداری آمفیبول به محتوای  $H_2O$  مذاب بستگی دارد بطوری که نبود ارتوپيروکسن‌ها هم در این محیط نشان‌دهنده حضور بیش از ۳ درصد وزنی آب است. رودلفی و همکاران (۲۰۱۰) رابطه‌ای را برای تخمین آب ماگما بر اساس شیمی کانی آمفیبول پیشنهاد دادند که طبق رابطه ۱۲ و بر مبنای اندیس  $Al^{VI*}$  محاسبه می‌شود:

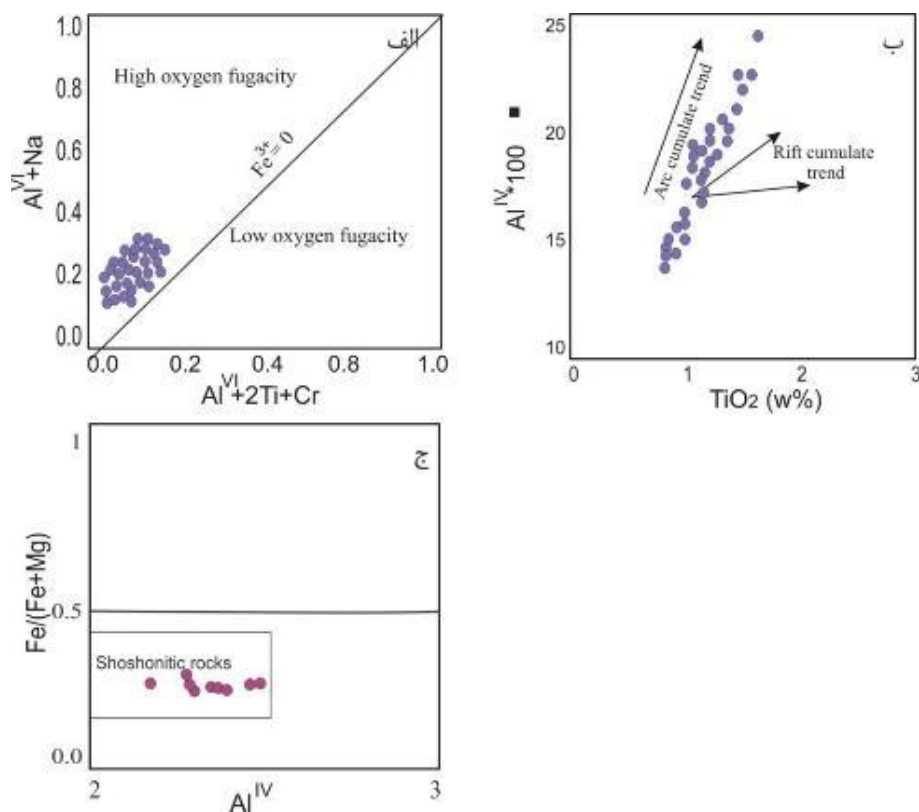
رابطه ۱۲

$$H_2O_{melt} (\pm 0.4) = 5.215Al^{VI*} + 12.28$$

$$Al^{VI*} = Al^{VI} + (Al^{IV}/13.9) - ((Si+Ti^{VI})/5) - ({}^C Fe^{2+}/3) - (Mg/1.7) + (({}^B Ca + {}^A [ ])/1.2) + ({}^A Na/2.7) - 1.5K - (Fe^{\#}/1.6)$$

بر اساس محاسبه رابطه ۱۲ با استفاده از کاتیون‌های موجود در آمفیبول‌ها، مذاب مولد آمفیبول‌های مورد مطالعه با ماگمای دارای ۴/۰۶ تا ۷/۹ درصد آب در تعادل بوده است. جانشینی  $Al-Fe^{3+}$  در سایت چهاروجهی میکاها بیشتر به کمبود  $Si$  و  $Al^{IV}$  وابسته است. بر اساس جدول ۳، در نمونه‌های منطقه تمامی مقادیر اتم  $Al$  در ساختار سایت تترائدری و جایگاه

$Al^{IV}$  وارد شده اند. با توجه به مقدار  $Al^{IV} + Si > 8$  سایت تترائدری فلوگوپیت‌های مورد مطالعه، بخشی از  $Fe^{3+}$  در سایت چهاروجهی وارد شده و مقداری از  $Fe^{3+}$  نیز بعد از تکمیل سایت تترائدری وارد سایت هشت‌وجهی شده است. با توجه به مقادیر  $Fe^{3+}$  سایت اکتائدری ۰/۱۸ تا ۰/۲۱ (جدول ۳) ساختار میکاها، نشان‌دهنده فوگاسیتة بالای تشکیل این کانی‌ها است (ژانگ و همکاران ۱۹۹۶). همچنین میزان  $Mg\#$  فلوگوپیت‌ها (۰/۷۵ تا ۰/۷۷) در شرایطی اکسیدان و با پاراژنز ایلمنیت تا تیتانومگنتیت (ونز<sup>۱</sup> و گیلبرت، ۱۹۸۲)، پیشرفت تبلور توأم با افزایش اکسیداسیون نشان می‌دهد. با استفاده از فرضیه ونز و اوگستر (۱۹۶۵) که بر اساس تعادل مگنتیت و بیوتیت در دمای تبلور ۹۱۲ تا ۹۹۵ درجه سلسیوس است، فوگاسیتة اکسیژن برای این فلوگوپیت‌ها ۱۰- تخمین زده می‌شود. در نمودار جیانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۲)، بر حسب تغییرات نسبت  $Fe/Mg + Fe$  نسبت به  $Al^{IV}$  همه نمونه‌های فلوگوپیت مورد بررسی در گستره با سرشت شوشونیتی قرار دارند (شکل ۹ ج). در نمودار  $Al^{IV} * 100$  در برابر  $TiO_2$  (آو<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۱۰)، روند نمونه‌ها نسبت به افزایش  $TiO_2$  از ۰/۲۶ تا ۰/۷۹، متناسب با کمان‌های ماگمایی است (شکل ۹ ب) و نشان‌دهنده آلیش مخزن، و در تشابه با مناطق فرورانشی است. از آنجا که در منطقه مورد مطالعه و در طی کواترنری فرورانشی گزارش نشده است، طبق مطالعات مدل ژئودینامیکی پیشنهادی وردل<sup>۴</sup> (۲۰۰۹ و ۲۰۱۱)، جدا شدن بخش چگال پوستة تحتانی در ائوسن پایانی و غوطه‌ور شدن در گوشته با ایجاد جریان‌های کوچک همرفتی در این منطقه شده که می‌تواند مؤید خاستگاه تمایل شوشونیتی این آتشفشان باشد. براساس مدل پیشنهادی وردل (۲۰۱۱)، از اواخر پالئوسن تا اواخر ائوسن، صفحه فرورانشی که از کرتاسه به زیر منطقه نفوذ داشته، نازک شده و آزدایی لیتوسفر، سبب ذوب شدگی گوشته لیتوسفری منطقه شده است. این مجموعه مذاب پلوم مانند لیتوسفری، ضمن دگرگونی پوستة تحتانی سبب شکاف حوضه مورد نظر شده و مقداری از ماگمای آستنسفری و مذاب پوستة پایینی حین آلیش در حال صعود از منشأ غنی‌شده، فوران کرده است. در اواخر الیگوسن تا میوسن (هنگام رسوب سازند قم) با شروع کشش‌های حوضه ارومیه‌دختر، در ایران مرکزی و البرز، حوضه ریفتم‌مانندی شبیه OIB ایجاد شده است و با توجه به اینکه عمق تخمینی بر حسب فشار، کمتر از ۲۳ کیلومتر بوده و منطبق بر عمق موهو نیست، چنین استنباط می‌شود که در این عمق آلیش پوسته‌ای مؤثر بوده است بطوری که می‌توان مخازن متعددی را در اعماق مختلف متصور شد، چنانکه بر پایه یافته‌های اسکندری (۲۰۱۷ و ۲۰۱۹) مخزنی با عمق ۱۵ تا ۲۲ کیلومتری پیشنهاد می‌شود.



شکل ۹. الف) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها در نمودار  $Na + Al^{VI}$  در برابر  $Cr + 2Ti + Al^{VI}$  نشان‌دهنده تشکیل شوشونیتی در فوق‌اسیته بالای اکسیژن است؛ شکل ب) در نمودار  $Al^{IV} * 100$  در برابر  $TiO_2$  (آو و همکاران ۲۰۱۰) نمونه‌ها در روند کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند؛ ج) نمونه‌های فلوگوپیتی در نمودار  $Fe / (Mg + Fe)$  در مقابل  $Al^{IV}$  (جیانگ و همکاران ۲۰۰۲)

## بحث و نتیجه

سنگ‌های تراکی آندزیتی جنوب باختری آتشفشان دماوند در منطقه سد لار، بخشی از پهنه فعالیت ماگمایی آلكالن و شوشونیتی در طی کواترنری است. کانی‌های اصلی این گدازه‌ها، شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، آلكالی فلدسپار، آمفیبول و کانی‌های تیره است. حضور کانی‌های فلوگوپیت و آمفیبول در مودال این سنگ‌ها، ماهیت ماگمایی ساب آلكالن منطقه تایید می‌شود. خوردگی فلدسپارها، حاشیه‌آپاسیتی‌شده کانی‌ها و تجمعاتی از کانی‌های مافیک در فازهای گلومروپورفیری نشان از عدم تعادل کانی‌های سازنده گدازه‌های تراکی آندزیتی لار با مذاب دربرگیرنده بوده است. در تحولات فیزیکی شیمیایی ماگماها، تغییرات دما، فشار، فوق‌اسیته اکسیژن، محتوای آب و شیمی ماگماها نقش مهمی ایفا می‌کنند (استرک<sup>۱</sup> ۲۰۰۸، جفری<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۱۳). با مطالعات شیمی کانی، کلینوپیروکسن‌های موجود در

1. Streck  
2. Jeffery

تراکی‌اندزیت‌های لار از نوع دیوپسید و در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم و منیزیم و آهن دار قرار می‌گیرند. تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی کمتر از ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، از ماگمایی با آب حدود ۱۰ درصد و در فوگاسیتته بالا بوده است. تشکیل آمفیبول‌ها در دمای ۱۰۹۸ درجه و آب حدود ۸ درصد در فوگاسیتته تا ۶/۱۵ و دمای تشکیل فلوگوپیت‌ها در نهایت ۱۰۰۰ درجه در فوگاسیتته ۱۰- تفریق و آلایش مخزن را نشان می‌دهد که ویژگی‌های ماگما و نحوه فوران آتشفشان را مشخص می‌سازد. در مورد آتشفشان‌های آلکانل شواهد متعددی مبنی بر تفریق در فشارهای مختلف گزارش شده است (نکواسیل<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۱۴). وردل (۲۰۰۹ و ۲۰۱۱) آتشفشان دماوند را مستعد حضور OIB ناحیه‌ای دانسته است. داده‌های محدودی از شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی این آتشفشان در دسترس است. ناهنجاری‌های حرارتی مرتبط با فعالیت‌های زمین‌گرایی بر اساس مدل‌های دورسنجی سطح زمین آشکار شده‌اند که براساس وردل (۲۰۱۱) وجود مناطق داغ حاوی مذاب را در عمق‌های کم پوسته‌ای بر اساس تحقیقات اسکندری و همکاران (۲۰۱۵) تأیید می‌کند. بر اساس دیگر تحقیقات اسکندری و همکاران (۲۰۱۵)، توده آذرین رخنمون نیافته‌ای در عمق حدود ۲۲ تا ۳۵ کیلومتری حضور دارد که با نتایج مدل‌های ژئوفیزیک (مصطفی‌نژاد و همکاران ۲۰۱۱) مبنی بر وجود یک توده با سرعت بالای امواج P در عمق حدود ۲۰ کیلومتری زیر آتشفشان دماوند (محدوده مخروط قدیمی) تا حدودی سازگار است. با توجه به فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها در اعماق ۲۰ تا ۲۲ کیلومتری و براساس ژئوبارومتری تشکیل آمفیبول‌ها در عمق ۱۶/۴ تا ۲۰ کیلومتری سطوح مخزن دارای تبلور وجود دارد که در توافق با یافته‌های سطح مخزنی حدود ۲۰ کیلومتری (اسکندری، ۲۰۱۸) است. وجود بافت‌های غیرتعادلی، مانند همیافتی کانی‌های آب‌دار و بی‌آب، حاشیه‌های واکنشی فلوگوپیت و آمفیبول‌ها، بافت‌های غیرتعادلی، خوردگی در فلدسپارها، منطقه‌بندی نوسانی و عادی و نوسان اکسیدهای آهن در فاصله هسته تا حاشیه کانی‌های کلینوپیروکسن، حاکی از تحولات ماگمایی مولد گدازه‌های لار در یک سیستم باز همراه با تغییرات فشار، دما، فوگاسیتته اکسیژن و محتوای آب است. فوگاسیتته اکسیژن و محتوای آب ماگما حین صعود به بخش‌های بالاتر افزایش یافته است. مخازن چندگانه ماگمایی در عمق‌های مختلف می‌تواند توجیهی برای ضخیم‌شدگی محلی پوسته زیر آتشفشان دماوند باشد و حضور آهن به صورت  $Fe^{3+}$  در خلال تبلور نشان‌دهنده شرایط اکسایشی ماگمای در حال صعود است. تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن در محدوده با فوگاسیتته بالای اکسیژن صورت گرفته است که همراهی با تیتانومگنتیت، فوگاسیتته به‌دست‌آمده از شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول و یافته‌های اسکندری (۲۰۱۸)، تأییدکننده فوگاسیتته بالای ماگمای میزبان این کانی‌ها است. بررسی‌ها نشان می‌دهد ایجاد منطقه‌بندی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با نوسانات میزان اکسیدهای آهن سه‌ظرفیتی، تیتانیم و تا حدودی سیلیسیم تحت عواملی مثل تغییرات فوگاسیتته اکسیژن و ایجاد شرایط اکسیدان است و نوسان غیرعادی پتاسیم و آلومینیوم و به‌خصوص کلسیم نشان‌دهنده آلودگی قطعی با مواد پوسته‌ای ماگما است که نقش بالای آلودگی در مخزن ماگمایی را مشخص می‌نماید. بر اساس اسکندری (۲۰۱۸)، ذوب‌بخشی پوسته در مخازن مسیر صعود، بیشترین نقش را در آلایش ماگما داشته است. حضور ایلمنیت و تیتانومگنتیت و نیز حضور  $Fe^{3+}$  در سایت تترائدری، مؤید شرایط اکسیدانی محیط است. شواهد شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه در تراکی‌اندزیت‌های لار نشان می‌دهد که تفریق و هضم سنگ‌های

پوسته‌ای بیشترین نقش را در تحول ماگمایی داشته است. ژئوشیمی ماگمای اولیه و آلکالن در این آتشفشان براساس اسکندری (۱۳۹۵)، مشابه عضو نهایی گوشته غنی شده EMI است و ویژگی‌های بینابین OIB و وابستگی به فرورانش را نشان می‌دهد که مشارکت مواد بازیافت شده از لیتوسفر نقش مهمی در خاستگاه منشأ داشته است. مطالعه تراکی‌اندزیت‌های دماوند در منطقه لار، تحولاتی همچون هضم پوسته‌ای ماگما، توأم با تفریق از ماگمای والد کم‌سیلیس را در مخزنی با عمق ۱۶ تا ۲۳ کیلومتری، که دارای نوسانات عناصری همچون آلومینیوم و کلسیم و پتاسیم است را آشکار می‌کند. نوسانات بیان شده، موجب ایجاد نوسان در میزان فوگاسیته و سیالات و میزان اکسیدان بودن محیط (با نوسان مقادیر  $Fe^{3+}$ ) شده و نوسانات شیمیایی و فیزیکی هسته تا حاشیه کانی‌ها را ایجاد نموده است، چنانکه، برای تراکی‌اندزیت‌های لار می‌توان منشأ ماگمایی غنی شده، همراه با آلیش و هضم مواد پوسته‌ای در نظر گرفت.

### سپاسگزاری

نویسندگان از نظرات ارزشمند داوران و زحمات هیئت تحریریه و مساعدت‌های پژوهشکده علوم زمین در پژوهش حاضر تشکر و قدردانی می‌نمایند.

### منابع

- اسکندری، امیر (۱۳۹۵). "بررسی تحولات ماگمایی گدازه‌های آتشفشان دماوند با تکیه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی"، پایان نامه دکتری، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین.
- آفاقی، آروین؛ علی افشار؛ علی‌رضا جلیلیان؛ محمد فندقچی؛ غلام کامالی (۱۳۶۵). نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقانباتی، سید علی (۱۳۸۳). *زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- امیدی، صفیه (۱۳۸۶). «تعیین جایگاه زمین‌ساختی آتشفشان دماوند بر اساس شواهد ساختاری و ژئوشیمیایی»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- غلامی. نسترن (۱۳۸۰). «مطالعه آذرآواری جنوب شرق دماوند»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.
- معین‌وزیری، حسین (۱۳۷۷). *دیاچهای بر ماگماتیسم در ایران*، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- نبوی، محمدحسن (۱۳۵۵). *دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Afaqi, A.; Afshar, A., Jaliliyan, A., Fandogchi, M., Kamali, Gh. (1987). "1: 100000 map of Tehran", *Geological Survey of Iran*. (In Persian)
- Aghanbati, S. A. (2005). "Geology of Iran", *Geological Survey of Iran*. pp. 340-501. (in Persian)
- Allen, M. B.S., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Qorashi, M. (2003). "Accommodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", *J Struct Geol*, 25, pp. 659–672. doi: 10.1016/S0191-8141(02)00064-0.
- Allenbach, P. (1966). "Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung

- (Zentral-Elbruz) Iran”, *Dissertation, Mitt Geol Inst ETH*, Univ, Zurich.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. (1995). “The effects of temperature and fO<sub>2</sub> on the Al-in-hornblende barometer”, *American Mineralogist*, 80, pp. 549–559.
- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G., & Zhang, J. E. (2010). “Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids”, *Gondwana Research*, 18, pp. 466-478.
- Aoki, K.I. & Shiba, I. (1973). “Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan”, *Lithos*, 6, pp. 41-51.
- Aydin, F., Karsli, O., & Chen, B. (2008). “Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey”, *Lithos*, 104, pp. 249-266.
- Aydin, F., Karsli, O., & Sadiklar, M.B. (2000). “Petrologic significance of the complexly zoned clinopyroxenes in the volcanic rocks from Eastern Pontides (NE-Turkey)”, *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 12, p. 5.
- Aydin, F., Karsli, O., Sadiklar, M.B., & Altherr, R. (2001). “Mineralogy and chemical characteristics of the sector and oscillatory zoned diopsides from Pliocene alkaline volcanic suites, South of Trabzon/NE-Turkey”, *Beihefte zum European Journal of Mineralogy*, 13, p. 17.
- Barton, M., Varekamp, J.C., & Van bergen, M.J. (1982). “Complex zoning of clinopyroxenes in the lavas of Vulcini, Latium, Italy: Evidence for Magma Mixing”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, pp. 361-388.
- Belousova, E. A., Griffin W. L., O’Reilly S. Y., & Fisher N. I. (2002). “Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: Trace-element compositions and their relationship to host rock type”, *Journal of geochemical Exploration*, 76, pp. 45–69.
- Berberian, F. & Berberian, M. (1981). “Tectono-plutonic episodes in Iran, American Geophysical Union”, *Geodynamics Series*, 3, pp. 5-32.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V., & Menchetti, S. (1999). “Crystal chemistry of clinopyroxene from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy”, *Lithos*, 46, pp. 259-274.
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., & Wilke, M. (2005). “The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, pp. 5071-5085.
- Brousse, R. & Vaziri, H.M. (1982). “La association shoshonitique du Damavand (Iran)”, *Geologische Rundschau*, 71(2), pp. 687-702.
- Cawthorn, P.C. & Davies, G. (1982). “Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis”, *American journal of sciences*, 276, pp. 309–329.
- Clynne, M. A. & Muffler, L. J. P. (2010). “Geologic map of Lassen Volcanic National Park and vicinity”, *California, US Department of the Interior, US Geological Survey*.
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G., Cundari, A., & Piccirillo, E. (1982). “Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks”, In: *Advances in physical geochemistry*, Springer, pp. 117-150.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D.F., Bashukooh, B., Turrin, B., &

- Pandamouz, A. (2004). "The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 116 (1-2), pp. 16-29.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1992). "An Introduction to the Rock forming minerals", 2nd edition, singlechain silicates, *Longman*, London.
- Deer, W.A., Howie, A., & Zussman, J. (1986). "An interduction to the rock – forming minerals", 17<sup>th</sup> ed., *Longman*.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1966). "An Introduction to the rock forming minerals", Second Longman Editions, *Longman*, London.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., & Altunkaynak, S. (2010). "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", *International Geology Review*, 52, pp. 536-578.
- Dobosi, G. & Horváth, I. (1988). "High-and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains", *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 158, pp. 2-412.
- Droop, G. T. R. (1987). "A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine*, 51, pp. 431-437.
- Ernest, W. G. (2002). "Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California", *American Mineralogists*, 87, pp. 478-490.
- Eskandari, A. (۱۳۹۵). "Study of magmatic evolution of Damavand volcano lava based on mineralogical and geochemical properties", *PhD Thesis*, Kharazmi University, Faculty of Earth Sciences, pp. 2-5.
- Eskandari, A., Amini, S.A., De Rosa, R., & Donato, P. (2018). "Nature of the magma storage system beneath the Damavand volcano (N. Iran): An integrated study. *Lithos* 300–301.
- Eskandari, A., De Rosa, R., & Amini, A. (2015). "Remote sensing of Damavand volcano (Iran) using landsat imagery", *Implications for the volcano dynamics Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, pp. 41-57.
- Eskandari, A., Deevsalar, R., De Rosa, R., Shinjo, R., Donato, P., Neill, I. (2019). "Geochemical and isotopic constraints on the evolution of magma plumbing system at Damavand Volcano, N Iran", *LITHOS*, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105274>
- Farmer, G.L. & Boettcher, A.L. (1981). "Petologic and crystal-chemical significance of some deep-seated phlogopites, Am", *Mineral*, 66, pp. 1154-1163.
- Forster, H.J. & Tischendorf, G. f. (1989). "Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian postkinematic granites and associated high-temperature mineralizations of the Erzgebirge (G.D.R)", *Chemie der Erade (Geochemistry)*, 49, pp. 7-20.
- Forster, M. D. (1960). "Interpretation of the composition of trioctahedral mica, United States", *Geological Survey Professional*, 354, pp. 11-46.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., & Bech, F. (2010). "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189, pp. 340-346.

- Gholami, n. (2014). "Study of pyroclastic rocks in southwest of Damavand", Hormozgan University. Faculty of Basic Sciences. *Bachelor Thesis*. pp. 9-15. (In Persian)
- Hall, A. (1987). "Igneous petrology", Longman, London.
- Hamilton, D.L., Burnham, C.W., & Osborn, E.F. (1964). "The stability of water and effects of oxygen fugacity and water content crystallization of mafic magma", *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 4, pp. 21-39.
- Hammarstrom, A., Jane, M., & Zen, EA. (1986). "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71, pp. 1297-1313.
- Hawthorne, F. C., Oberti, R., Harlow, G. C., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., & Welch, M. D. (2012). "Nomenclature of the amphibole supergroup", *American Mineralogist*, 97, pp. 2031–2048.
- Helz R. T. (1976). "Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O = 5kb. PartII. Melt compositions", *Journal of Petrology*, 17, pp. 139-193.
- 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, pp. 139-193.
- Holland, T. J. B. & Blundy, J. D. (1994). "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, pp. 433-447.
- Hoskin, P.W.O., Arslan, M., & Aslan, Z. (1998). "Clinopyroxene phenocryst formation in an alkaline magma: Interpretations from oscillatory zoning", *Goldschmidt Conference, Mineralogical Magazine Abstracts*, 62, pp. 653-654.
- Jeffery, A.J., Gertisser, R., Troll, V.R., Jolis, E.M., Dahren, B., Harris, C., Tindle, A.G., Preece, K., O'Driscoll, B., Humaida, H., & Chadwick, J.P. (2013). "The pre-eruptive magma plumbing system of the 2007–2008 dome-forming eruption of Kelut volcano, East Java, Indonesia", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), pp. 275-308.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J., & Yang, W.Z. (2002). "Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis", *Lithos*, 63, pp. 165-187.
- Kress, V. C. & Carmichael, I. S. E. (1988). "Stoichiometry of the iron oxidation reaction in silicate melts", *American Mineralogy*, 73, pp. 1267-1274.
- Leake, B. E. & IMA Commission (1997). "Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names", *European Journal of mineralogy*, 9, pp. 623-651.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., & Youzhi, G. (1997). "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names", *American Mineralogist*, 82, pp. 1019–1037.
- Liotard, J.M., Dautria, J.M., Bisch, D., Condomines, J., Mehdizadeh, H., & Ritz, J.F. (2008). "Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints", *International Journal of Earth Sciences*, 97,

- pp. 89–102.
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., & Varekamp, J.C. (1984). "The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, pp. 69–108.
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B.L., & Taylor, B.E. (2010). "Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origin of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, pp. 288–296.
- Moinvazire, H. (1999). "An Introduction to Magmatism in Iran", Tarbiat Moallem University Press. pp. 102-105. (in Persian)
- Moretti, R. (2005). "Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", *Geophysics*, 48, pp. 583-608.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Akoi, K.I., & Gottardi, G. (1988). "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine*, 52, pp. 535–55.
- Mostafanejad, A., Hossein-Shomali, Z., & Mottaghi, A. A. (2011). "3-D velocity structure of Damavand volcano, Iran, from local earthquake tomography", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 42, 6, pp. 1091–1096.
- Nabavi, M. H. (1976). "Introduction to geology of Iran", Publication by Geological survey of Iran. (in Persian)
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., & Carron, J.P. (1986). "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, 301 (11), pp. 813–818.
- Nekvasil, H., Dondolini, A., Horn, J., Filiberto, J., Long, H., & Lindsley, D.H. (2004). "The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: an experimental study", *Journal of Petrology*, 45(4), pp. 693-721.
- Nimis, P. & Taylor, W. R. (2000). "Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, pp. 541-554.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. (1997). "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, pp. 161-173.
- Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V., & Simakin, S. G. (2002). "Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil island arc in the Central Urals", *Geochemistry International*, 40, pp. 219-232.
- Omidy, S. (2008). "Determining the Tectonic Position of Damavand Volcano Based on Structural and Geochemical Evidence", *M.Sc. Thesis*, University of Tehran. pp. 3-4. (in Persian)
- Otten, M. T. (1984). "The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites", *Contrib mineral petrol*, 86, pp. 189-99.
- Papike, J.J., Cameron, K.L., & Baldwin, K. (1974). "Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data", *Geology Society of America*, 6, pp. 1053-1054.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F., & Shaw, H. (2003). "New clinopyroxene-liquid

- thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho”, *American Mineralogist*, 88, pp. 1542–1554.
- Putirka, K.D. (2008). “Thermometers and barometers for volcanic systems”, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), pp. 61-120.
- Raase, P. (1974). “Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism”, *Contributions to mineralogy and Petrology*, 45, pp. 231-236.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., & Puerini, M. (2010). “Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes”, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 160, pp. 45-66.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y.D., Frank-Kanetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., & Wones, D.R. (1998). “Nomenclature of the micas”, *Canadian Mineralogist*, 36 (3), pp. 905–912.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P. (2006). “Active transtension inside Central Alborz: a new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics”, *Geology*, 34 (6), pp. 477–480. doi: 10.1130/G22319.1.
- Scaillet, B. & Evans, B. W. (1999). “The 15 June 1991 eruption of mount Pinatubo. I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO<sub>2</sub>-fH<sub>2</sub>O conditions of the dacite magma”, *Journal of Petrology*, 40(3), pp. 381-411.
- Schmidt, M. W. (1992). “Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al- in hornblende barometer”, *Contributions to mineralogy and Petrology*, 110, pp. 304-310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., & Bence, A. E. (1979). “Statistical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts”. *American Mineralogist*, 64, pp. 501-513.
- Sha, L. K. & Chappell B. W. (1999). “Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, pp. 3861–3881.
- Soesoo, A. (1997). “A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations”, *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119, pp. 55-60.
- Stein, E. & Dietl C. (2001). “Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald”, *Mineralogy and Petrology*, 72, pp. 185–207.
- Streck, M.J. (2008). “Mineral textures and zoning as evidence for open system processes. In: Putirka KD, Tepley III FJ (eds) Minerals, inclusions and volcanic processes”, *Miner Soc Am and Geochem Soc, Rev Mineral*, pp. 595–622.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., & Guest, B. (2011). “A Paleogene extensional arc flare-up in Iran”, *Tectonics*, 30, TC3008. Doi: 10.1029/2010TC002809.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J., Sedighi, M., & Tavakoli, F. (2004). “Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data”, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, pp. 177–185.

- Vollmer, R., Johnston, K., Ghiara, M.R., Lirer, L., & Munno, R. (1981). "Sr isotope geochemistry of megacrysts from continental rift and converging plate margin alkaline volcanism in South Italy", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, pp. 317-327.
- Vynhal, C. R., McSween, H. Y., & Speer, J. A. (1991). "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminium hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogist*, 76, pp. 176-188.
- Wass, S. Y. (1979). "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks", *Lithos*, 12, pp. 115-132.
- Wones, D. R. & Gilbert M. C. (1982). "Amphiboles in the igneous environment", *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9, pp. 355-390.
- Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., & Dungan, M. A. (1996). "Barian-titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemistry, substitutions and paragenesis", *Am. Mineral*, 78, pp. 1056-1065.
- Zhu, Y. & Ogasawara, Y. (2004). "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in, trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan", *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, pp. 517-527.