



دما-فشارسنجی و خاستگاه گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک (شمال شرق سربیشه، شرق ایران) بر پایه شیمی کانی‌ها

سید سعید محمدی^{۱*}، سون لین چانگ^۲، ملیحه نخعی^۴، محمدحسین زرین‌کوب^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان

۳- گروه علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان

۴- گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۶/۵، نسخه نهایی: ۹۹/۸/۱۷)

چکیده: در منطقه زولسک در ۱۱ کیلومتری شمال شرق شهرستان سربیشه در استان خراسان جنوبی، سنگ‌های آتشفشانی شامل آندزیت، داسیت و ریولیت برونزد دارند که گدازه‌های آندزیتی دارای بیشترین گسترش بوده و در این پژوهش بررسی شدند. بافت‌های غالب در آندزیت‌ها شامل پورفیری با خمیره میکرولیتی شیشه‌ای، گلوپورفیری و حفره‌ای هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و به ندرت سانیدین هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی دارند و در لبه برخی بلورها، آثار خوردگی، گردشدگی و حاشیه واجذب دیده می‌شود. بر اساس نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی، پلاژیوکلازها دارای گستره ترکیبی Ab_{67} تا An_{33} ، Ab_{54} تا An_{46} بوده و از نوع آندزین هستند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن ترکیب اوزیت مایل به دیوپسید ($En_{39-41}Fs_{13-17}Wo_{43-47}$) و ارتوپیروکسن‌ها ترکیب انستاتیت ($En_{41-74}Fs_{13-43}Wo_{2-3}$) دارند. مقادیر $Mg\#$ در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن به ترتیب از ۷۵-۶۹ و ۷۶-۵۶ متغیر است. دماسنجی به روش‌های مختلف نشان داد که دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و دمای تشکیل ارتوپیروکسن ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است. فشار تشکیل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در نمونه‌های مورد بررسی، کمتر از ۲ کیلو بار محاسبه شد.

واژه‌های کلیدی: آندزیت؛ آهکی قلیایی؛ پیروکسن؛ دما-فشارسنجی؛ زولسک؛ بلوک لوت.

مقدمه

گدازه و سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند، ائوسن تا الیگوسن تعیین شده است [۴]. تاکنون، پژوهش‌های مختلفی پیرامون فعالیت ماگمایی ترشیری مناطق شرق و شمال شرق سربیشه انجام شده است (برای مثال، [۵-۹]). بر اساس نتایج این پژوهش‌ها، گدازه‌های منطقه سربیشه دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند و از نظر جایگاه زمین ساختی وابسته به محیط فرورانش و حاشیه فعال قاره معرفی شده است. بررسی چگونگی تکامل فیزیکی و شیمیایی درشت بلورها برای درک فرایندهای ماگمایی شامل جدایی و صعود ماگما از عمق، انباشتگی و

منطقه زولسک در ۱۱ کیلومتری شمال شرق شهرستان سربیشه بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ} 59'$ تا $59^{\circ} 56'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 43' 00''$ تا $32^{\circ} 45' 30''$ شمالی و در گستره نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سربیشه [۱] قرار دارد. این منطقه از نظر تقسیمات ساختاری در بخش شرقی بلوک لوت واقع است. فعالیت ماگمایی گسترده در بلوک لوت از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است [۲، ۳]. سن فعالیت ماگمایی شرق ایران که بیشتر به صورت

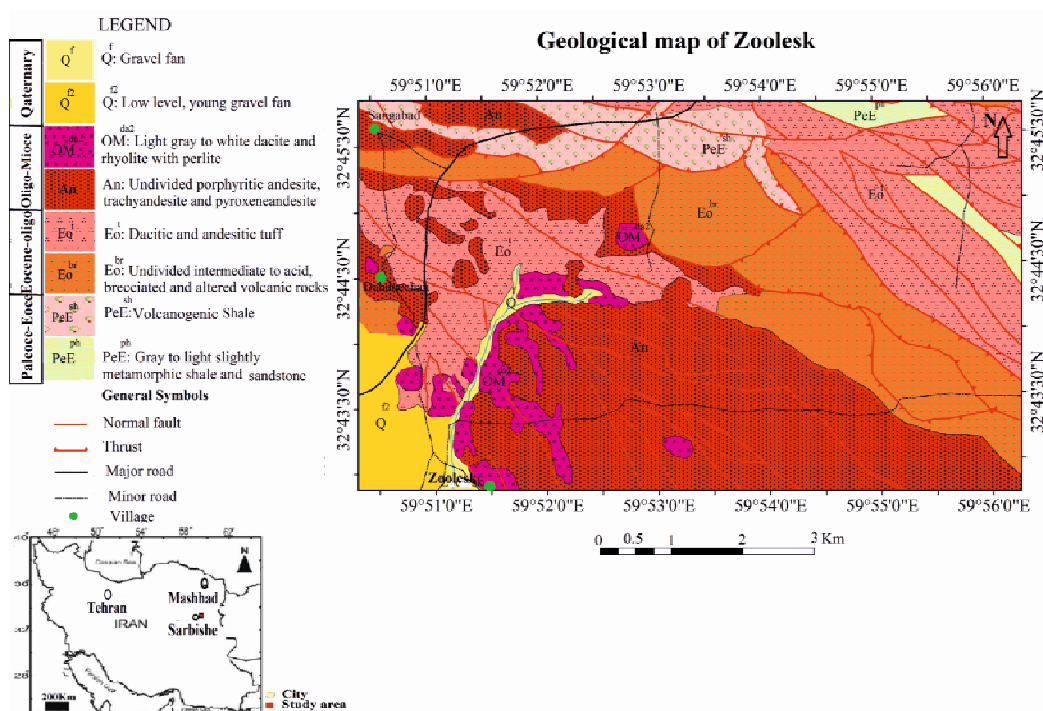
منطقه زولسک انجام نشده است، در این پژوهش شیمی کانی‌ها بررسی شد و بر پایه آن، موقعیت زمین‌ساختی و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور سنگ‌های آتشفشانی منطقه تعیین شدند.

زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه مورد بررسی، شیل و ماسه-سنگ دگرگون‌شده مربوط به اوایل ترشیری است [۱]. بخش گسترده‌ای از این منطقه را سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری همراه با توف‌های آندزیتی-داسیتی تشکیل داده است. گدازه‌های آندزیتی از واحدهای مربوط به لیگو-میوسن هستند که با ترکیب پیروکسن آندزیت، آندزیت و تراکی آندزیت [۹] از شرق روستای زولسک تا جنوب شرقی روستای دهنه‌چاه گسترش دارند (شکل ۱). واحدهای آندزیتی با ساختار گنبدی به رنگ خاکستری روشن تا تیره رخنمون دارند. حضور درزه‌های انقباضی و قطعه‌بندی شدن از پدیده‌های رایج در آندزیت‌هاست. بر روی این واحد، گدازه‌های اسیدی شامل داسیت و ریولیت (گاهی پرلیتی‌شده) قرار دارند (شکل ۱). وجود گسل‌های متعدد وابسته به پهنه گسلی سریش‌ه در منطقه مورد بررسی، سبب خردشدگی گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری همراه آن‌ها و ایجاد زمینه مناسب برای تشکیل پهنه‌های بنتونیتی شده است [۹].

آمیختگی دسته‌هایی از ماگما در یک اتاق ماگمایی و همچنین چگونگی حرکت سامانه‌های آتشفشانی اهمیت دارد. شیمی کانی‌ها از ابزار کلیدی برای شناسایی تغییرات دما، فشار، مقدار آب، گریزندگی اکسیژن و شیمی مذاب در اتاق ماگمایی است [۱۰-۱۲]. پیروکسن از جمله کانی‌های سنگ‌ساز است که ترکیب شیمیایی آن، بویژه درشت بلورهای این کانی در سنگ‌های آتشفشانی، ماهیت گدازه میزبان را نشان می‌دهد و با بررسی شیمی پیروکسن، می‌توان سری ماگمایی، محیط زمین-ساختی و خاستگاه توده آذرین را تعیین نمود. افزون بر این، بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیکروکسن و ارتوپیکروکسن، می‌توان دما و فشار تشکیل سنگ را ارزیابی کرد [۱۳-۲۰]. برای این منظور، از یک کانی یا زوج پیروکسنی در حال تعادل استفاده می‌شود [۱۱، ۲۰].

پلاژیوکلاز یک درشت بلور تقریباً فراگیر در سنگ‌های آتشفشانی بازالتی تا ریولیتی در مناطق فرورانش است که در طیف گسترده‌ای از شرایط فیزیکی-شیمیایی پایدار بوده و نسبت به تغییر پارامترهای ترمودینامیکی طی رشد در اتاق ماگمایی و همچنین صعود ماگما حساس است [۲۱-۲۳]. بنابراین، به عنوان متداول‌ترین فاز برای ثبت فرآیندهای ماگمایی و مقیاس زمانی آن‌ها استفاده می‌شود [۲۴]. از آنجا که تاکنون هیچ پژوهشی پیرامون شیمی کانی‌ها در گدازه‌های



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه زولسک براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سریش‌ه [۱] با اصلاحات توسط کوچی و همکاران [۹].

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش، نخست پیمایش‌های صحرایی به مدت ۶ روز انجام گردید و طی آن، از رخنمون‌های سنگی، نمونه-برداری شد. سپس از نمونه‌های مناسب، ۸۰ مقطع نازک برای سنگ‌نگاری تهیه شد. به منظور بررسی شیمی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در گدازه‌های آندزیتی، ۵ مقطع نازک صیقلی تهیه گردید و پس از مراحل آماده‌سازی، در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان بررسی شدند. برای مشاهده بافت‌های ریزمقیاس و تهیه تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از میکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) مدل JEOL JSM-6360LV استفاده گردید. فازهای کانی‌ها با طیف سنج پراکندگی انرژی (EDS) اکسفورد مدل INCA-350، Xmax-50 مجهز به SEM با شرایط پرتو ۱۵ کیلوولت و ۰/۲ نانوآمپر شناسایی شدند. تجزیه ریزپردازشی الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن توسط دستگاه JEOL EPMA JXA-8900R مجهز به چهار طیف‌سنج با طول موج انتشاری، با شتاب دهنده‌ای با ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی ۱۲ نانوآمپر انجام شد. پس از آن، نمودارهای لازم با استفاده از نرم افزار Minpet رسم و تفسیر شدند.

سنگ‌نگاری

گدازه‌های منطقه زولسک شامل آندزیت، داسیت، ریولیت (گاهی پرلیتی) و توف‌های داسیتی - آندزیتی هستند که در این پژوهش، گدازه‌های آندزیتی مورد بررسی دقیق سنگ‌نگاری و کانی شناسی قرار گرفتند. گدازه‌های آندزیتی شامل پیروکسن آندزیت و آندزیت هستند. بافت‌های غالب در این سنگ‌ها پورفیری با خمیره میکرولیتی شیشه‌ای (شکل ۲ الف)، گلوپورفیری (شکل ۲ ب)، پوئی کلیتیک و حفره‌ای هستند. آندزیت‌ها از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و به ندرت سانیدین تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در آندزیت‌هاست که حدود ۵۵ تا ۶۵ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. این کانی به صورت درشت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (شکل ۲ الف) و ریزسنگ در زمینه سنگ وجود دارد و اندازه آن از ۰/۱ تا ۷ میلی‌متر متغیر است. ترکیب

پلاژیوکلازها بر پایه زاویه خاموشی، آندزین تا الیگوکلاز است. برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند (شکل ۲ پ) و گاهی در حاشیه آن‌ها آثار خوردگی، گردشدگی و حاشیه‌واذبی دیده می‌شود که می‌توان آن را به تغییرات فشار و یا عدم تعادل شیمیایی درشت بلورها با ماگمای سازنده طی خروج گدازه نسبت داد [۲۵].

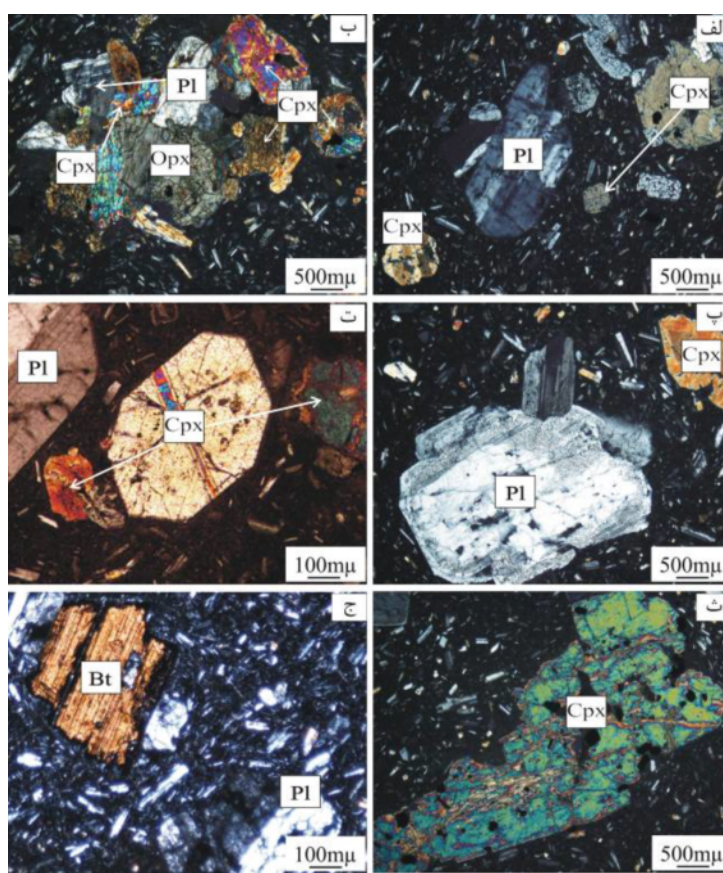
کلینوپیروکسن شکل‌دار (شکل‌های ۲ پ و ت) تا بی‌شکل با حاشیه خلیجی (شکل ۲ ث) است و ۲۰ تا ۲۵ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. درشت بلورهای بی‌شکل ارتوپیروکسن همراه با پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در انباشت‌هایی که بافت گلوپورفیری را بوجود آورده‌اند، دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). هورنبلند با اندازه ۰/۵ تا ۱/۲ میلی‌متر به مقدار کم وجود دارد. بیوتیت به مقدار کمتر از ۱۰ درصد به صورت درشت بلور (شکل ۲ ج) و بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی کدر و سانیدین سازای فرعی سنگ هستند.

شیمی کانی‌ها

ترکیب درشت بلورها در سنگ‌های آتشفشانی به شناسایی فرآیندهای ماگمایی پیش و پس از فوران کمک می‌نماید. برای پی‌بردن به ترکیب شیمیایی کانی‌ها و شرایط انجماد ماگما، کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک با ریزکاو الکترونی تجزیه شدند.

شیمی پلاژیوکلاز

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده آندزیت‌های منطقه زولسک است. برای پی‌بردن به ترکیب شیمیایی این کانی، بلورهای پلاژیوکلاز در ۴۳ نقطه با ریزکاو الکترونی تجزیه شدند که گزیده‌ای از نتایج به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها دارای گستره ترکیبی Ab_{67} تا An_{33} تا Ab_{54} ، An_{46} و از نوع آندزین هستند (شکل ۳ الف). طیف EDS برگزیده‌ای از کانی پلاژیوکلاز در شکل ۳ ب نشان داده شده است؛ دیده می‌شود که در ترکیب آن پلاژیوکلاز شدت قله Na در مقایسه با Ca بیشتر بوده که بیانگر ترکیب حدواسط و مایل به سدیمی برای آن است.



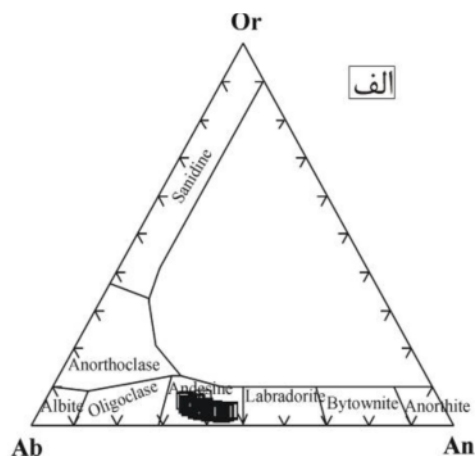
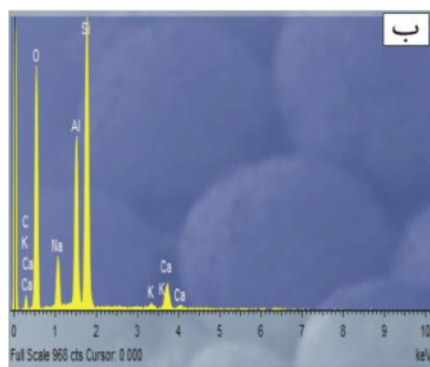
شکل ۲. ویژگی‌های میکروسکوپی آندزیت‌های منطقه زولسک: (الف) بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی شیشه‌ای، (ب) بافت گلوپورفیری و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، (پ) درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی در حاشیه، (ت) کلینوپیروکسن شکل‌دار، (ث) کلینوپیروکسن بی‌شکل و دارای حاشیه خلیجی و (ج) درشت بلور بیوتیت (همه شکل‌ها در نور قطبیده متقاطع، XPL ثبت شده‌اند) نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۶] هستند.

جدول ۱. نتایج تجزیه ریز پردازشی پلاژیوکلازها در گدازه‌های آندزیتی زولسک (برحسب درصد وزنی) به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اتم اکسیژن.

نمونه	D5-14	D5-16	D5-17	D5-18	D5-19	D5-20	D5-24	D5-25	D5-26
SiO ₂	۶۰.۲۳	۵۸.۸۴	۵۸.۵۹	۵۷.۰۵	۵۷.۰۱	۵۸.۸۹	۵۷.۹۹	۵۸.۷۸	۵۸.۹۳
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ₂ O ₃	۲۴.۹۱	۲۵.۶۷	۲۵.۲۵	۲۴.۸۶	۲۴.۲۲	۲۵.۶۰	۲۶.۰۱	۲۵.۸۱	۲۵.۶۶
Fe ₂ O ₃	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۲
FeO	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۱۹	۰.۲۲	۰.۱۹	۰.۲۸	۰.۲۹
MnO	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
MgO	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
CaO	۶.۹۲	۷.۷۸	۷.۹۰	۸.۹۹	۸.۸۲	۷.۷۷	۸.۲۵	۷.۹۸	۷.۶۴
Na ₂ O	۶.۶۶	۶.۴۳	۶.۴۷	۵.۸۱	۵.۹۷	۶.۵۳	۶.۰۳	۶.۳۸	۶.۳۰
K ₂ O	۰.۹۷	۰.۷۹	۰.۷۰	۰.۶۰	۰.۵۸	۰.۷۴	۰.۶۹	۰.۷۵	۰.۷۸
مجموعه	۹۹.۹۳	۹۹.۷۶	۹۹.۱۵	۹۹.۶۳	۹۹.۰۴	۹۹.۸۴	۹۹.۲۲	۹۹.۹۸	۹۹.۶۳
Si	۲.۶۹	۲.۶۴	۲.۶۵	۲.۵۷	۲.۵۸	۲.۶۴	۲.۶۲	۲.۶۳	۲.۶۴
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۱.۳۱	۱.۳۶	۱.۳۴	۱.۴۳	۱.۴۱	۱.۳۵	۱.۳۸	۱.۳۶	۱.۳۶
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۰.۳۳	۰.۳۷	۰.۳۸	۰.۴۳	۰.۴۳	۰.۳۷	۰.۴۰	۰.۳۸	۰.۳۷
Na	۰.۵۸	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۵۱	۰.۵۲	۰.۵۷	۰.۵۳	۰.۵۵	۰.۵۵
K	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴
مجموعه	۴.۹۷	۴.۹۸	۴.۹۹	۴.۹۹	۴.۹۹	۴.۹۹	۴.۹۷	۴.۹۹	۴.۹۷
Na ₂ (Na+K+Ca)	۰.۶۰	۰.۵۷	۰.۵۷	۰.۵۲	۰.۵۳	۰.۵۸	۰.۵۵	۰.۵۷	۰.۵۷
K ₂ (Na+K+Ca)	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۵
Ca ₂ (Na+K+Ca)	۰.۳۴	۰.۳۸	۰.۳۹	۰.۴۴	۰.۴۳	۰.۳۸	۰.۴۱	۰.۳۹	۰.۳۸

ادامه جدول ۱

نمونه	D5-27	D5-28	D5-30	D5-31	D5-32	D5-33	D5-34	D5-35	D5-36
SiO ₂	۵۹٫۴۳	۵۹٫۵۰	۵۴٫۸۶	۵۷٫۶۷	۵۹٫۹۳	۵۹٫۳۱	۵۹٫۶۲	۵۷٫۱۳	۵۸٫۳۲
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۲۵٫۲۴	۲۴٫۹۴	۲۸٫۵۰	۲۶٫۱۲	۲۴٫۶۵	۲۵٫۳۱	۲۴٫۷۴	۲۶٫۷۱	۲۵٫۹۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۱۷	۰٫۲۰	۰٫۲۷
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰
CaO	۷٫۴۴	۷٫۲۷	۱۰٫۹۹	۸٫۵۶	۶٫۶۸	۷٫۷۹	۷٫۳۲	۹٫۲۳	۸٫۳۵
Na ₂ O	۶٫۲۵	۶٫۳۷	۴٫۸۳	۵٫۹۲	۶٫۵۰	۶٫۲۴	۶٫۴۹	۵٫۷۰	۶٫۰۸
K ₂ O	۰٫۸۴	۱٫۰۷	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۱٫۱۹	۰٫۹۳	۱٫۰۱	۰٫۷۲	۰٫۷۹
مجموع	۹۹٫۴۷	۹۹٫۴۲	۹۹٫۹۰	۹۹٫۳۱	۹۹٫۱۸	۹۹٫۹۲	۹۹٫۳۶	۹۹٫۷۲	۹۹٫۸۵
Si	۲٫۶۷	۲٫۶۷	۲٫۴۸	۲٫۶۰	۲٫۷۰	۲٫۶۶	۲٫۶۸	۲٫۵۷	۲٫۶۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۳	۱٫۳۲	۱٫۵۲	۱٫۳۹	۱٫۳۱	۱٫۳۴	۱٫۳۱	۱٫۴۲	۱٫۳۷
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۵۳	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۴۵	۰٫۴۰
Na	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۵۷	۰٫۵۰	۰٫۵۳
K	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵
مجموع	۴٫۹۶	۴٫۹۷	۴٫۹۹	۴٫۹۸	۴٫۹۷	۴٫۹۷	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۴٫۹۸
Na(Na+K+Ca)	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۴۳	۰٫۵۳	۰٫۵۹	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۱	۰٫۵۴
K(Na+K+Ca)	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵
Ca(Na+K+Ca)	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۵۴	۰٫۴۳	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۳۶	۰٫۴۵	۰٫۴۱

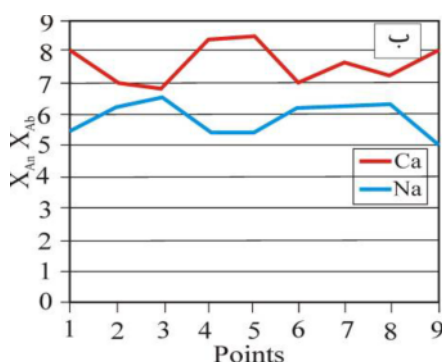


شکل ۳ الف) نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها [۲۷] و ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی براساس آن ب) یک طیف EDS از کانی پلاژیوکلاز.

بیرونی آن تقارن بیشتری دارند که این بیانگر باز تعادل حاشیه بلور طی اقامت طولانی در اتاق ماگمایی است [۲۲، ۲۰]. تغییر مقدار کلسیم در بخش‌های مختلف بلور (حاشیه-مرکز-حاشیه) می‌تواند نشان‌دهنده تغییر ترکیب ماگما باشد، زیرا ترکیب ماگما و درشت بلورها از نظر ترمودینامیکی به هم وابسته هستند [۲۹]. ترکیب پلاژیوکلاز به عوامل فیزیکی چون دما و فشار و همچنین گستره وسیعی از کنترل‌کننده‌های ترکیبی از جمله مقدار آب مذاب بستگی دارد، به طوری که غلظت آنورتیت در پلاژیوکلاز با دو عامل دما و غلظت آب مذاب به شدت افزایش می‌یابد [۳۰]. از طرف دیگر، افزایش فشار سبب تشکیل پلاژیوکلاز با آل‌بیت بیشتر می‌شود [۲۹]. بر این اساس،

درک ماهیت و مقیاس زمانی فرایندهای ماگمایی، از اهداف اصلی آتشفشان‌شناسی مدرن بوده و منطقه‌بندی شیمیایی در کانی‌ها از کارآمدترین ابزار آن است [۲۴، ۲۸]. نتایج تجزیه نقطه‌ای انجام شده در بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، از حاشیه به سمت مرکز و در ادامه به طرف حاشیه بلور، بررسی شد. در شکل‌های ۴ الف و ب، به ترتیب تصویر BSE همراه با موقعیت نقاط تجزیه شده و نیمرخ زمین شیمیایی تغییر مقدار Na و Ca در یک بلور پلاژیوکلاز نشان داده شده است. با توجه به شکل ۴ ب، تغییر سازای آنورتیت و آل‌بیت بیانگر وجود منطقه‌بندی نوسانی در کانی است. همچنین، بررسی نیمرخ یادشده نشان می‌دهد که در مقایسه با مرکز بلور، بخش‌های

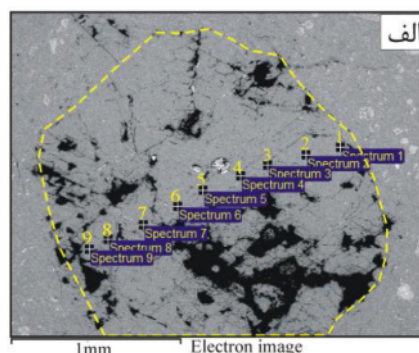
ریزپردازشی نقاط برگزیده از بین ۴۵ نقطه از پیروکسن‌های مورد بررسی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده است. بر پایه نمودار Q-J، پیروکسن‌ها به چهار گروه پیروکسن‌های سدیمی، پیروکسن‌های سدیمی-کلسیمی، پیروکسن‌های کلسیم - منیزیم- آهن‌دار (Quad) و پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند [۳۴، ۳۵]. نمودار Q-J بر اساس دو شاخص $Q = Ca + Mg + Fe + 2$ و $J = 2Na$ رسم شده است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی بر پایه این نمودار، در گستره پیروکسن‌های کلسیم- منیزیم- آهن‌دار قرار دارد (شکل ۵).



پلاژیوکلاز می‌تواند به عنوان رطوبت‌سنگ یا دماسنج در سنگ‌های آتشفشانی استفاده شود [۱۰، ۱۷، ۳۱]. بر این اساس، تغییر ترکیب شیمیایی و ایجاد منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک را می‌توان وابسته به تغییر عواملی چون ترکیب مذاب، غلظت آب محلول، دما و فشار طی صعود ماگما در پوسته دانست.

شیمی پیروکسن

ترکیب شیمیایی پیروکسن در ارتباط با نوع ماگمای در برگیرنده آن است و بررسی شیمی این کانی اطلاعات ارزشمندی در مورد خاستگاه ماگمای سازنده گدازه‌های میزبان در اختیار قرار می‌دهد [۱۱، ۱۴، ۲۰، ۳۲، ۳۳]. نتایج تجزیه



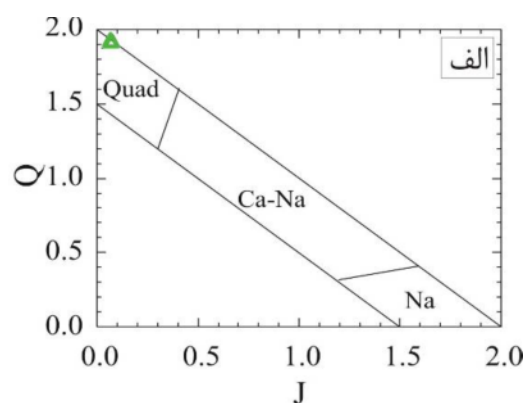
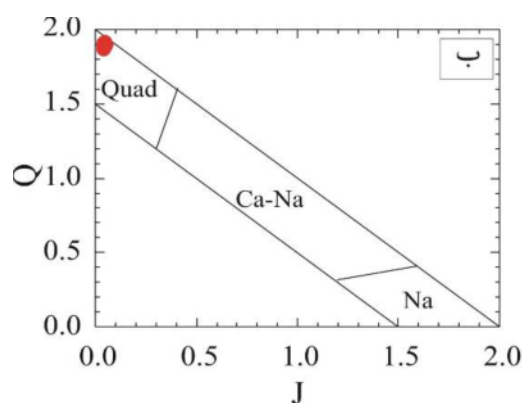
شکل ۴ الف) تصویر BSE همراه با موقعیت نقاط تجزیه شده، ب) نیمرخ زمین شیمیایی تغییر مقدار Ca و Na در یک بلور پلاژیوکلاز.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی نقاط برگزیده از کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه زولسک (برحسب درصد وزنی) به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

نمونه	D5-90	D5-91	D5-92	D5-93	D5-104	D5-105	D5-106	D5-107	D5-108
SiO ₂	۵۲.۳۹	۵۲.۳۶	۵۲.۹۴	۵۲.۱۵	۵۳.۰۷	۵۱.۹۱	۵۲.۸۸	۵۲.۸۲	۵۲.۲۴
TiO ₂	۰.۱۸	۰.۲۰	۰.۰۹	۰.۲۹	۰.۱۲	۰.۲۳	۰.۱۸	۰.۲۳	۰.۳۰
Al ₂ O ₃	۰.۹۰	۰.۸۹	۰.۷۲	۱.۳۵	۰.۸۷	۱.۳۵	۰.۶۳	۰.۶۸	۰.۹۲
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
FeO	۹.۷۰	۹.۷۰	۱۰.۶۷	۹.۷۲	۹.۶۱	۱۰.۳۵	۱۰.۴۷	۱۰.۸۹	۹.۹۵
MnO	۰.۲۲	۰.۲۰	۰.۲۴	۰.۲۰	۰.۲۹	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۲۲	۰.۲۲
MgO	۱۴.۰۶	۱۳.۹۲	۱۳.۷۰	۱۳.۹۶	۱۳.۹۴	۱۳.۴۰	۱۳.۶۶	۱۳.۶۲	۱۴.۰۳
CaO	۲۱.۳۰	۲۱.۷۴	۲۱.۷۰	۲۱.۵۹	۲۱.۶۳	۲۱.۹۱	۲۱.۷۲	۲۰.۷۵	۲۱.۶۲
Na ₂ O	۰.۲۸	۰.۲۹	۰.۳۱	۰.۳۰	۰.۲۶	۰.۴۲	۰.۲۷	۰.۳۰	۰.۲۳
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰
مجموع	۹۹.۲۳	۹۹.۲۹	۱۰۰.۴۸	۹۹.۵۵	۹۹.۹۰	۹۹.۹۶	۱۰۰.۱۶	۹۹.۶۲	۹۹.۶۴
Si	۱.۹۷	۱.۹۷	۱.۹۷	۱.۹۵	۱.۹۸	۱.۹۴	۱.۹۸	۱.۹۹	۱.۹۶
Ti	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Al	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ³⁺	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۵
Fe ²⁺	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۲۹	۰.۲۷	۰.۲۸	۰.۲۵	۰.۳۰	۰.۳۴	۰.۲۶
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mg	۰.۷۹	۰.۷۸	۰.۷۶	۰.۷۸	۰.۷۸	۰.۷۵	۰.۷۶	۰.۷۶	۰.۷۸
Ca	۰.۸۶	۰.۸۸	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۸	۰.۸۷	۰.۸۴	۰.۸۷
Na	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموع	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰.۷۵	۰.۷۴	۰.۷۲	۰.۷۵	۰.۷۳	۰.۷۵	۰.۷۲	۰.۶۹	۰.۷۵
En	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۴۰	۰.۴۱	۰.۴۰	۰.۴۰	۰.۳۹	۰.۳۹	۰.۴۱
Fs	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۱۴
Wo	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۵	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۴۳	۰.۴۵
Jd	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
Ac	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱
Aug	۰.۹۷	۰.۹۸	۰.۹۸	۰.۹۸	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۸	۰.۹۸

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی نقاط برگزیده از ارتوپيروكسن‌های مورد بررسی در سنگ‌های آتشفشانی منطقه زولسک (برحسب درصد وزنی) به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن

نمونه	D5-51	D5-53	D5-54	D5-55	D5-56	D5-57	D5-58	D5-59	D5-60
SiO ₂	۵۱٫۹۷	۵۲٫۲۹	۵۲٫۳۶	۵۲٫۶۹	۵۲٫۰۰	۵۲٫۴۷	۵۱٫۴۵	۵۲٫۰۶	۵۲٫۱۰
TiO ₂	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۶
Al ₂ O ₃	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۳۹	۰٫۳۰	۰٫۳۱	۰٫۳۸	۰٫۲۹	۰٫۲۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۲۶٫۱۷	۲۶٫۰۰	۲۵٫۶۶	۲۴٫۸۸	۲۵٫۸۵	۲۵٫۶۷	۲۵٫۶۷	۲۵٫۸۷	۲۶٫۱۰
MnO	۰٫۷۸	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۷۷	۰٫۷۹	۰٫۷۳	۰٫۸۰	۰٫۷۵	۰٫۸۳
MgO	۱۸٫۹۶	۱۹٫۸۷	۱۹٫۶۷	۲۰٫۰۶	۱۹٫۴۶	۲۰٫۱۷	۲۰٫۰۶	۲۰٫۰۲	۱۹٫۴۷
CaO	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۹۹	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۹۴	۰٫۹۲	۰٫۸۴
Na ₂ O	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹۹٫۳۶	۱۰۰٫۲۹	۹۹٫۶۷	۹۹٫۸۷	۹۹٫۲۶	۱۰۰٫۳۹	۹۹٫۴۲	۹۹٫۹۹	۹۹٫۷۳
Si	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۱٫۹۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲
Fe ²⁺	۰٫۸۴	۰٫۷۹	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۲	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۰٫۷۸	۰٫۸۱
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Mg	۱٫۰۸	۱٫۱۲	۱٫۱۲	۱٫۱۳	۱٫۱۱	۱٫۱۳	۱٫۱۴	۱٫۱۳	۱٫۱۱
Ca	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۰۰
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	۰٫۵۶	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۶۰	۰٫۵۹	۰٫۵۸
En	۰٫۵۵	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۷	۰٫۵۸	۰٫۵۹	۰٫۵۸	۰٫۵۷
Fs	۰٫۴۳	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۴۲
Wo	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲



شکل ۵ الف) موقعیت کلیئوپيروكسن‌ها و ب) ارتوپيروكسن‌های منطقه زولسک در نمودار Q-J [۳۵، ۳۴] ($Q = Ca + Mg + Fe + 2Na$ و $J = 2Na$).

با توجه به جای گرفتن پيروكسن‌ها در گستره Quad، می‌توان از نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۳۴] برای شناسایی نوع آن‌ها بهره گرفت. در این نمودار، کلیئوپيروكسن‌های مورد بررسی ترکیب اوزیت متمایل به دیوپسید ($En_{39-41}Fs_{13-17}$) و ارتوپيروكسن‌ها ترکیب انستاتیت ($Wo_{43-47}Fs_{13-43}$) را نشان می‌دهند (شکل ۶). مقدار

$Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe)$ در کلیئوپيروكسن و

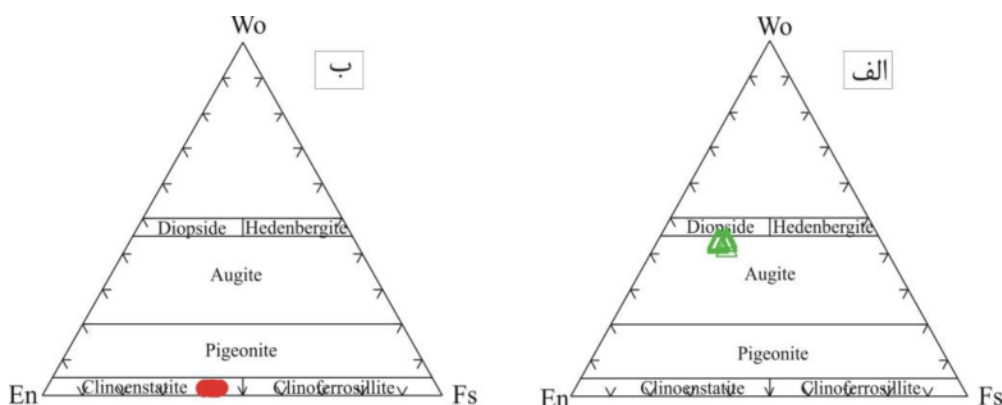
ارتوپيروكسن‌های بررسی‌شده به ترتیب در گستره ۶۹-۷۵ و ۵۶-۷۶ است.

تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی پيروكسن

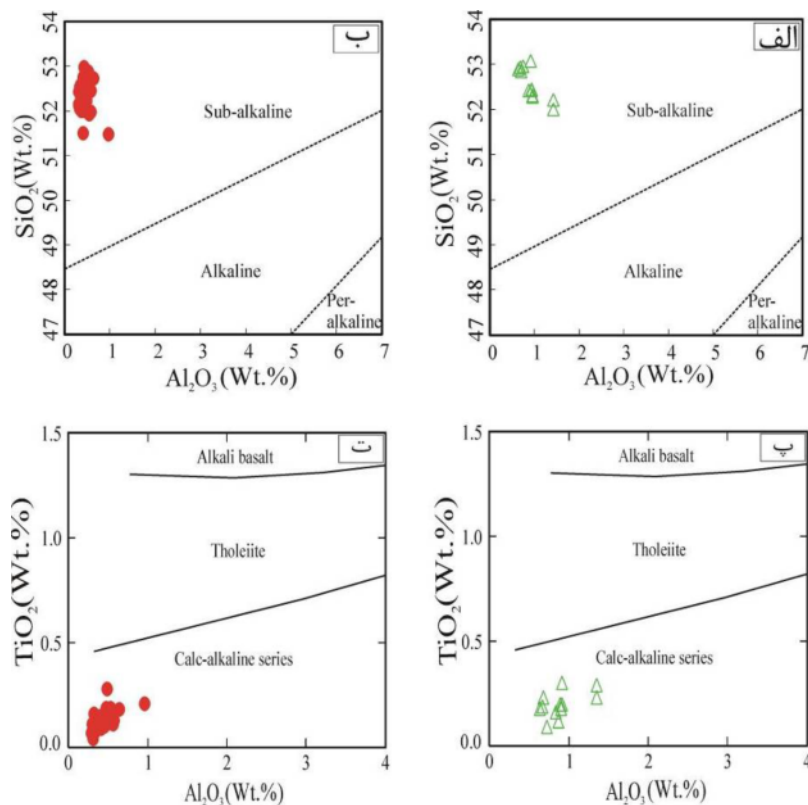
از بین کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی، پيروكسن‌ها

ماگماهای تولییتی و آهکی قلیایی قابل تفکیک هستند [۳۶]. براساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی پیروکسن‌های مورد بررسی (شکل ۷)، پیروکسن‌های منطقه، در گستره نیمه‌قلیایی و آهکی قلیایی قرار دارند. حضور ارتوپروکسن در ماگماهای کمان به دلیل فعالیت بالای سیلیس در این ماگماهاست. واکنش‌های آب-سنگ در گوشته یا سیال‌های آبدار می‌تواند باعث غنی‌شدگی ارتوپروکسن شوند [۳۷].

به ویژه کلینوپروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند بیانگر نوع ماگمایی باشد که این کانی از آن شکل گرفته است. مقادیر Si و Al درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه قلیایی‌بودن بستگی دارد. براساس مقادیر Al_2O_3 و SiO_2 موجود در پیروکسن‌ها، سه سری ماگمایی نیمه قلیایی، قلیایی و فوق-قلیایی و همچنین بر پایه نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3



شکل ۶ الف) موقعیت کلینوپروکسن‌ها و ب) ارتوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه زولسک در نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها [۳۴].



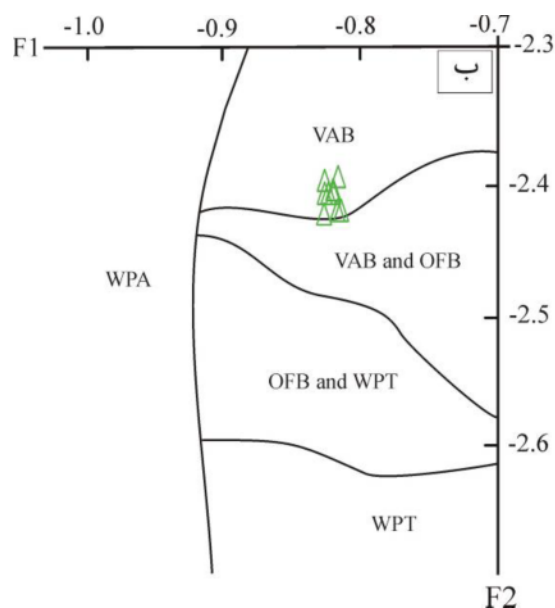
شکل ۷ الف و ب) نمودارهای SiO_2 نسبت به Al_2O_3 و پ و ت) نمودارهای TiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای تعیین سری ماگمایی [۳۶] و موقعیت کلینوپروکسن‌ها و ارتوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه زولسک در آنها.

برپایه این نمودار (شکل ۸ ب)، گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک در گستره قوس آتشفشانی واقع هستند. این جایگاه زمین ساختی با نتیجه پژوهش کوچی و همکاران [۹] در مورد گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک بر اساس شیمی سنگ کل همخوانی دارد.

دما-فشارسنجی

با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، می‌توان دما و فشار تشکیل سنگ‌های در بر دارنده آنها را برآورد کرد. با گسترش کاربرد تجزیه نقطه‌ای، این امکان فراهم شده است که برپایه تغییرات فراوانی و مقدار کاتیون‌ها به دما و فشار تبلور کانی‌ها پی برد که این امر به شناسایی شرایط فیزیکی تبلور کمک می‌نماید. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها، روش‌های مختلفی پیشنهاد شده است. در یک روش، دما با محاسبه دو شاخص XPT و YPT بر پایه داده‌های تجزیه نقطه‌ای و روابط زیر برآورد می‌شود [۳۳]:

$$\begin{aligned} XPT &= 0.446 \cdot \text{SiO}_2 + 0.187 \cdot \text{TiO}_2 - 0.404 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + \\ &+ 0.346 \cdot \text{FeO}^{(\text{tot})} - 0.052 \cdot \text{MnO} + 0.309 \cdot \text{MgO} + \\ &+ 0.431 \cdot \text{CaO} - 0.446 \cdot \text{Na}_2\text{O} \quad (3) \\ YPT &= -0.369 \cdot \text{SiO}_2 + 0.535 \cdot \text{TiO}_2 - 0.317 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + \\ &+ 0.323 \cdot \text{FeO}^{(\text{tot})} + 0.235 \cdot \text{MnO} - 0.516 \cdot \text{MgO} - \\ &- 0.167 \cdot \text{CaO} - 0.153 \cdot \text{Na}_2\text{O}. \quad (4) \end{aligned}$$



شکل ۸. الف) نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}$ نسبت به Ca [۱۴] و ب) نمودار F1 نسبت به F2 [۱۳] برای تعیین محیط زمین ساختی گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن: (OFB): بازالت‌های بستر اقیانوس، WPT: بازالت‌های تولییتی میان صفحه‌ای، WPA: بازالت‌های قلیایی میان صفحه‌ای و VAB: بازالت‌های کمان آتشفشان).

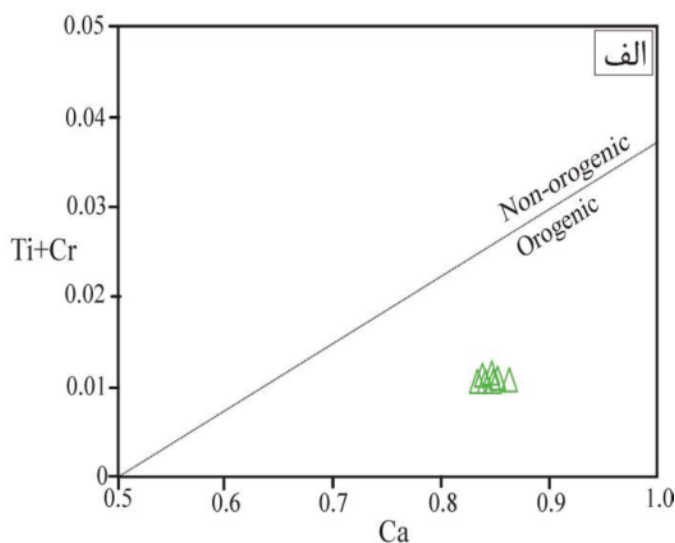
تعیین محیط زمین ساختی بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن به عنوان یک معیار مناسب برای تشخیص محیط زمین ساختی ماگمایی سنگ‌های دربرگیرنده آن کاربرد دارد. نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}$ نسبت به Ca برای تفکیک محیط‌های کوهزایی و غیرکوهزایی استفاده می‌شود [۱۴]. چنان که در شکل ۸ الف دیده می‌شود، کلینوپیروکسن‌های موجود در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک در گستره سنگ‌های کوهزایی جای دارند. نمودار $\text{F1}-\text{F2}$ برای تشخیص محیط‌های زمین ساختی مختلف به کار می‌رود [۱۳]. F2 و F1 بر اساس یافته‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن، با روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$\begin{aligned} \text{F1} &= 0.12 \cdot \text{SiO}_2 - 0.0807 \cdot \text{TiO}_2 + 0.026 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - \\ &- 0.012 \cdot \text{FeO} - 0.026 \cdot \text{MnO} + 0.087 \cdot \text{MgO} - \\ &- 0.128 \cdot \text{CaO} - 0.419 \cdot \text{Na}_2\text{O} \quad (1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{F2} &= -0.469 \cdot \text{SiO}_2 - 0.818 \cdot \text{TiO}_2 + 0.212 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 - \\ &- 0.041 \cdot \text{FeO} - 0.1435 \cdot \text{MnO} - 0.029 \cdot \text{MgO} + \\ &+ 0.085 \cdot \text{CaO} + 0.16 \cdot \text{Na}_2\text{O} \quad (2) \end{aligned}$$

با اینکه در این نمودار، هم‌پوشی بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) با بازالت‌های تولییتی میان صفحه‌ای (WPT) و همچنین بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) با بازالت‌های کف اقیانوس دیده می‌شود، اما گدازه‌های کمان آتشفشان به خوبی از انواع دیگر تفکیک می‌شوند.



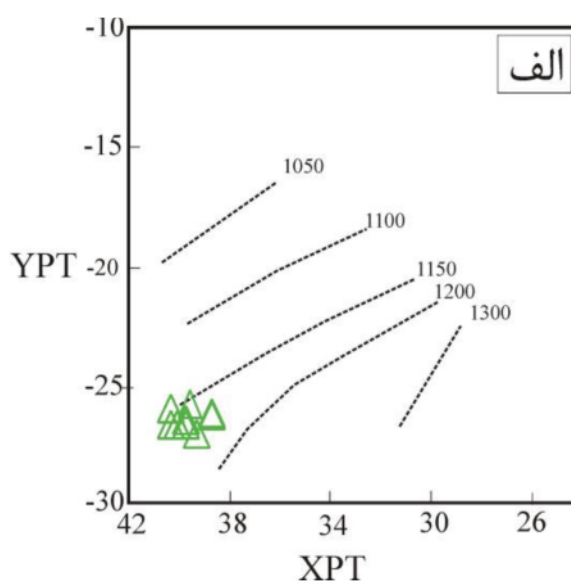
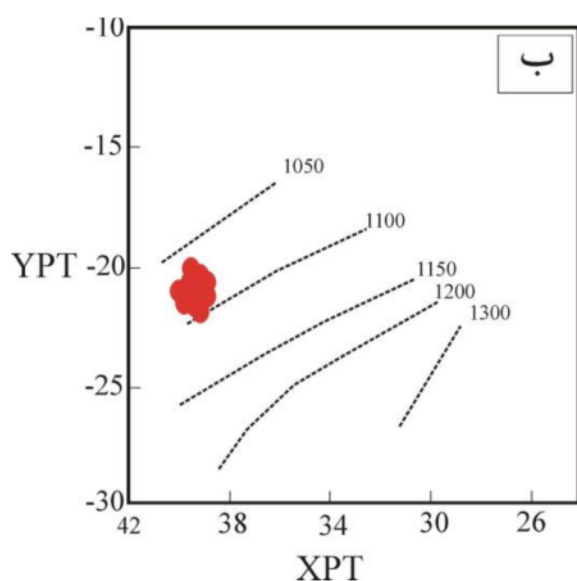
ترکیب دارای $Wo+En+Fs$ بیش از ۹۰ قابل استفاده است. چنان که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌ها برای گدازه‌های آندزیتی بررسی شده به ترتیب ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ و ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد است که با دماهای محاسبه شده با روش‌های پیشین شباهت دارد. برای بررسی درستی نتایج، از دما-فشارسنج‌های دیگر نیز استفاده شد. با استفاده از نرم‌افزار SCG [۴۱] که نرم-افزار ویژه دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن است و بر اساس دماسنج‌های معرفی شده در مراجع [۱۷، ۴۲]، دمای حدود ۱۱۲۷ درجه سانتیگراد برای تبلور کلینوپیروکسن برآورد شد. همچنین با دماسنجی به روش نیکل و همکاران [۴۳] بر اساس زوج پیروکسن، دمای ۱۰۵۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتیگراد بدست آمد که به دماهای محاسبه شده بر پایه دماسنج‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن نزدیک است.

برآورد فشار تشکیل سنگ‌های دارای پیروکسن از روش‌های مختلفی امکان‌پذیر است. با روش سوئسو [۳۳] براساس دو شاخص XPT و YPT، فشار محاسبه شده برای کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در نمونه‌های مورد بررسی، کمتر از ۲ کیلو بار برآورد شد (شکل ۱۱). افزون بر این، دما-فشارسنج معرفی شده در مرجع [۱۷] بر اساس تعادل مذاب با بلورهای پیروکسن نیز استفاده گردید. با این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن ۱۱۶۶ تا ۱۱۷۸ درجه سانتیگراد و فشار محیط تشکیل آن ۲ تا ۳ کیلو بار بدست آمد که نتایج پیشین را تأیید می‌کند.

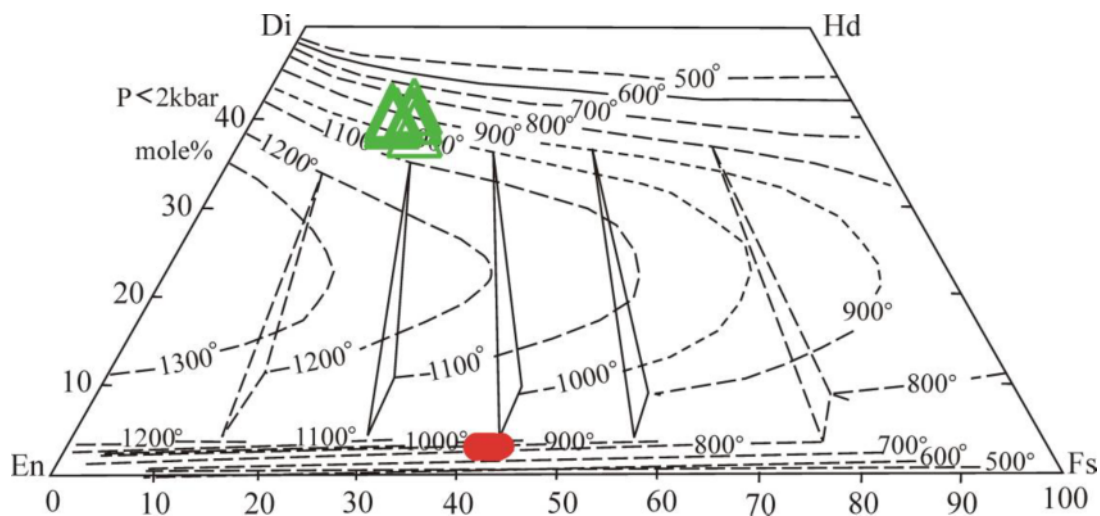
بر این اساس، دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد (شکل ۹ الف) و دمای تشکیل ارتوپیروکسن ۱۰۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد تعیین گردید (شکل ۹ ب). دماهای در نظر گرفته شده برای زمین دماسنجی توسط کلینوپیروکسن بر اساس رابطه (۳۲) مرجع [۱۷] 1172 ± 9 و 1182 ± 15 درجه سانتیگراد و برای شروع تبلور ارتوپیروکسن برپایه رابطه ۲۸ الف مرجع [۱۷]، پایین‌تر و بین 1042 ± 10 و 1094 ± 20 درجه سانتیگراد است [۳۸]. کاهش دمای تشکیل ارتوپیروکسن‌ها با افزایش آهن در ساختار ارتوپیروکسن در ارتباط است [۳۹]. استفاده از مقدار کلسیم در ارتوپیروکسن از دیگر روش‌های دماسنجی تک پیروکسنی است. در این روش، دمای تبلور ارتوپیروکسن بر پایه رابطه زیر بدست می‌آید:

$$T_{Ca \text{ in Opx}}(K) = 6425 + 26.4P(-\ln Ca^{Opx} + 1.843) \quad (5)$$

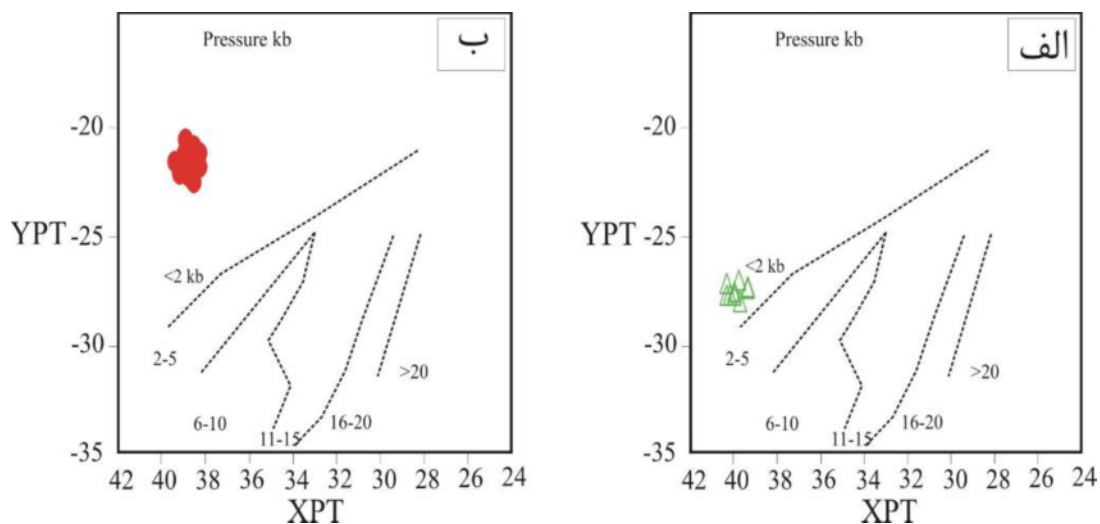
در این رابطه، دما بر حسب کلون و فشار بر حسب کیلو بار است. به این ترتیب، دمای تبلور ارتوپیروکسن در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک، در فشار ۱، ۵ و ۱۰ کیلو بار، به ترتیب ۱۰۰۰، ۱۰۲۰ و ۱۰۵۰ درجه سانتیگراد محاسبه گردید که به نتایج روش سوئسو [۳۳] نزدیک است. بر اساس درصد مولی ولاستونیت-انستایت-فروسیلیت در چهارضلعی انستایت-فروسیلیت-دیوپسید-هیدنبرژیت، نمودارهایی برای تعیین دمای پیروکسن‌ها در فشارهای مختلف (از کمتر از ۲ کیلو بار تا ۱۵ کیلو بار) معرفی شده است [۴۰]. این روش برای بلورهای با



شکل ۹ نمودارهای YPT نسبت به XPT [۳۳] برای تعیین دمای تبلور الف) کلینوپیروکسن و ب) ارتوپیروکسن منطقه زولسک.



شکل ۱۰ تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک بر اساس درصد مولی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت در ترکیب پیروکسن‌ها با استفاده از روش مرجع [۴۰]. نشانه‌ها مشابه شکل ۹ است.



شکل ۱۱ نمودارهای YPT نسبت به XPT [۳۳] برای تعیین فشار تبلور (الف) کلینوپیروکسن و (ب) ارتوپیروکسن منطقه زولسک.

تعیین گریزندگی اکسیژن

مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به خاستگاه و جایگاه زمین ساختی وابسته است و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های متبلور شده اثر دارد [۴۴]. مقدار Fe^{3+} در پیروکسن‌ها به گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها وابسته است و با استفاده از نمودار تغییر $Al^{IV} + Na$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ ارزیابی می‌شود [۴۵]. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت چهاروجهی با Al و Cr^{3+} موجود در جایگاه هشت وجهی تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها، Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی چون Al^{VI} ، Ti و Cr در جایگاه

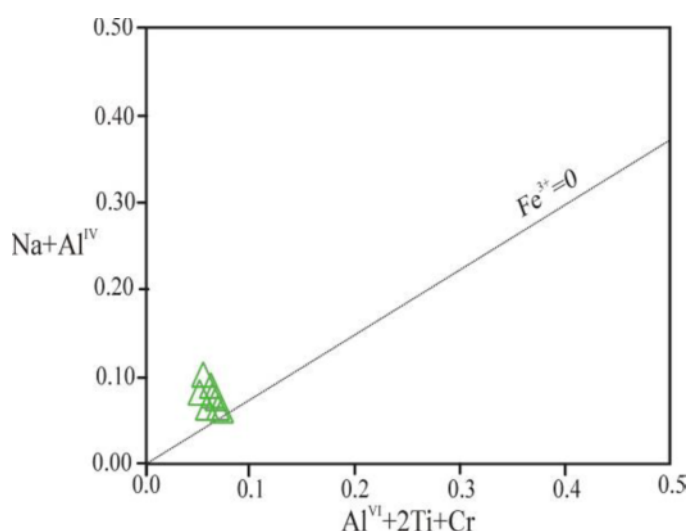
هشت‌وجهی شود. از این رو، فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن‌ها به مقدار Al^{VI} بستگی دارد. قرارگیری نمونه‌ها در بالا یا زیر خط $Fe^{3+} = 0$ بیانگر بالا یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیروکسن‌هاست. چنان که در شکل ۱۲ دیده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ قرار دارند که بیانگر تبلور کلینوپیروکسن‌ها از ماگمای با مقادیر متوسط تا بالای گریزندگی اکسیژن است که با جایگاه زمین ساختی وابسته به فروانش همخوانی دارد. حضور کانی کدر (مگنتیت) در این سنگ‌ها بالا بودن میزان گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها را تأیید می‌کند. مقادیر بالای SiO_2

[۴۷]. بر اساس نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۴۷]، کلاینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشارهای متوسط تا پایین قرار دارند (شکل ۱۳ الف). بررسی توزیع آلومینیم در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلاینوپیروکسن، روشی مناسب برای برآورد درصد تقریبی آب ماگماست [۴۸]. برپایه نمودار مقادیر Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۴۸]، که گستره‌هایی برای مقدار آب ماگما مشخص شده است، کلاینوپیروکسن‌ها در گستره فشار پایین (کمتر از ۵ کیلو بار) و مقدار آب ماگمایی ۵ تا ۱۰ درصد جای دارند (شکل ۱۳ ب).

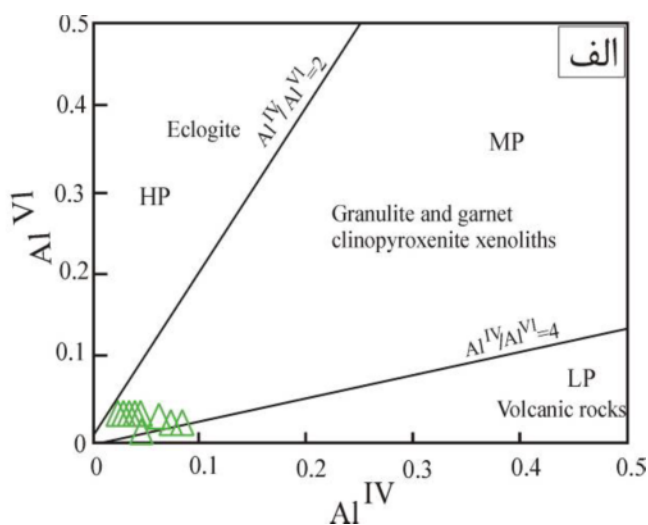
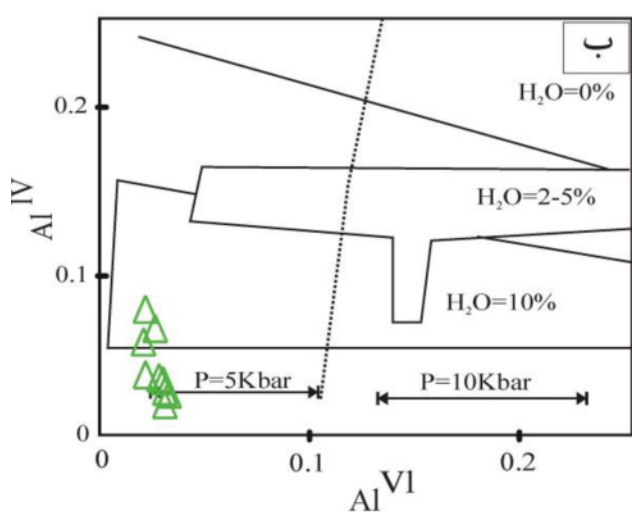
ترکیب پیروکسن‌های مورد بررسی (شکل‌های ۷ الف، ب) و مقدار TiO_2 پایین در ترکیب آن‌ها (شکل‌های ۷ پ، ت)، ویژگی‌های پیروکسن‌های متبلور شده از مذاب‌های وابسته به کمان آتشفشانی را تأیید می‌کند [۳۲].

تعیین فشار و درصد تقریبی آب ماگما بر پایه ترکیب کانی کلاینوپیروکسن

بر اساس بررسی‌های تجربی ذوب، مقدار Al^{VI} در کلاینوپیروکسن‌ها به فشار وابسته است [۴۶]. مقادیر کم Al^{VI} در کلاینوپیروکسن‌ها با فشارهای پایین تبلور همخوانی دارد



شکل ۱۲ برآورد مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک براساس ترکیب شیمیایی کلاینوپیروکسن‌ها [۴۵].



شکل ۱۳ موقعیت کلاینوپیروکسن‌ها در نمودارهای توزیع آلومینیم در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی؛ الف) برای برآورد فشار [۴۷] و ب) تعیین درصد آب ماگما [۴۸].

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در منطقه زولسک شامل گدازه-های حدواسط تا اسیدی هستند که سنگ‌های آندزیتی بیشترین فراوانی را دارند. منطقه‌بندی نوسانی، بافت غربالی، حاشیه‌های گردشده و خلیجی در برخی درشت بلورهای پلاژیوکلاز موجود در گدازه‌های بررسی‌شده دیده می‌شود که بیانگر نبود تعادل طی انجماد ماگماست. تغییر ترکیب شیمیایی و ایجاد منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های آندزیتی منطقه زولسک را می‌توان به تغییر عواملی چون ترکیب مذاب، غلظت آب محلول، دما و فشار طی صعود ماگما در پوسته مربوط دانست. پیروکسن‌ها، شامل کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، از مهم‌ترین کانی‌های سازنده آندزیت‌ها هستند و در رده پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار دارند. حضور ارتوپیروکسن می‌تواند به دلیل فعالیت بالای سیلیس در ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد. بررسی شیمی پیروکسن‌ها نشان داد که آندزیت‌های مورد بررسی دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند که با نتایج پیشین بر پایه شیمی سنگ کل همخوانی دارد. بررسی مقدار گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیانگر تبلور این کانی از ماگمای با گریزندگی اکسیژن متوسط تا بالا در محیط زمین‌ساختی وابسته به فروانش است. همچنین، پایین بودن مقدار TiO_2 و بالا بودن مقدار SiO_2 در ترکیب پیروکسن‌های بررسی‌شده تبلور آن‌ها از مذاب‌های وابسته به کمان آتشفشانی را تأیید می‌کند. بر پایه بررسی‌های انجام شده با استفاده از مقادیر Al^{VI} نسبت به Al^{IV} ، فشار زمان تبلور کلینوپیروکسن‌ها پایین (کمتر از ۵ کیلوبار) و مقدار آب ماگمایی ۵ تا ۱۰ درصد برآورد شد. بالا بودن نسبی مقدار آب ماگما به تشکیل آن در مناطق فروانش مربوط است.

مراجع

- Saadat S., Malekezadeh A., "Review of age, Rb\Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran", *Geopersia* 1(2011) 19–36.
- [3] Jung D., Keller j., Khorasani R., Marcks C., Baumann A., Horn P., "Petrology of the Tertiary magmatic activity in the northern Lut area, est of Iran", Geological survey of Iran, Tehran, Geodynamic project (Geotraverse) in Iran 51(1983)285-336.
- [4] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H. Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., "Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", *Lithos* 180-181(2013) 234- 251.
- [5] Goodarzi M., Mohammadi S.S., Zarrinkoub M.H., "Petrography, geochemistry and tectonic setting of Salmabad Tertiary volcanic rocks, southeast of Sarbisheh, eastern Iran", *Journal of Economic Geology* 6(2) (2014) 217-234.
- [6] Malekian Dastjerdi M., Mohammadi S.S., Nakhaei M., Zarrinkoub M.H., "Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanic rocks of the Kangan area, northeast of Sarbisheh, southern Khorasan", *Journal of Economic Geology* 8(2)(2016-2017) 553-568.
- [7] Mohammadi S.S., Bayani R., Nakhaei M., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., "Petrgraphy, mineral chemistry, geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in Shoushk area (east of Sarbisheh), Southern Khorasan", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25(1)(2017) 167-186.
- [8] Baharvandi A., Mohammadi S.S., Nakhaei M., " Petrography, geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanic rocks in the Boshgaz area (northwest of Sarbisheh, Southern Khorasan) ", *Scientific Quarterly Journal, Geosciences* 27(106)(2018) 117-128.
- [9] Kouchi M., Mohammadi S.S., Nakhaei M., "Geochemistry, tectonic environment and origin of Oligo-Miocene lavas in Zoolek area, northeast of Sarbisheh (Southern Khorasan) ", *Scientific*

- [1] Nazari H., Salamati R., "Geological map of Sarbisheh (1/100000)", Sheet 7955 Geological survey of Iran (1999).
- [2] Karimpour M. H., Stern C. R., Farmer L.,

- D., "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar", Contributions to Mineralogy and Petrology 123(1996) 92-108.
- [19] Nimis P., Ulmer P., "Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. 1. An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems", Contributions to Mineralogy and Petrology 133 (1998) 122-135.
- [20] Cheng Z., Guo Z., Dingwell D.B., Li X., Zhang M., Liu J., Zhao W., Lei M., "Geochemistry and petrogenesis of the post-collisional high-K calc-alkaline magmatic rocks in Tengchong, SE Tibet", Journal of Asian Earth Sciences 193(2020) 104309.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104309>.
- [21] Martel C., Radadi Ali A., Poussineau S., Gourgaud A., Pichavant M., "Basalt inherited microlites in silicic magmas: evidence from Mount Pelée (Martinique, French West Indies) ", Geology 34 (11)(2006) 905-908.
- [22] Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning", Journal of Petrology 47(2006) 2303–2334.
- [23] Shane P., Cocker K., Coote A., Stirling C.H., Reid M.R., "The prevalence of plagioclase antecrysts and xenocrysts in andesite magma, exemplified by lavas of the Tongariro volcanic complex, New Zealand", Contributions to Mineralogy and Petrology 174 (11)(2019) 89.
<https://doi.org/10.1007/s00410-019-1626-y>.
- [24] Viccaro M., Barca D., Bohrsen W.A., D'Oriano C., Giuffrida M., Nicotra E., Pitcher B.D., "Crystal residence times from trace element zoning in plagioclase reveal changes in magma transfer dynamics at Mt. Etna during the last 400 years", Lithos 248-251(2016) 309-323.
- [25] Tepley F.J., Davidson J.P., Clyne M.A., "Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Chaos Crags, Lassen volcanic center, California", Journal of Petrology 40 Quarterly Journal, Geosciences 28(110)(2019) 255-266.
- [10] Putirka K.D., "Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations", American Mineralogist 90 (2-3) (2005) 336–346.
- [11] Köprübası N., Gütekina A., Celebia D., Kirmaci M.Z., "Mineral chemical constraints on the petrogenesis of mafic and intermediate volcanic rocks from the Erciyes and Hasandağ volcanoes, Central Turkey", Chemie der Erde 74 (2014) 585–600.
- [12] Kamaci Ö., Altunkaynak S., "Magma chamber processes and dynamics beneath northwestern Anatolia: Insights from mineral chemistry and crystal size distributions (CSDs) of the Kepsut volcanic complex (NW Turkey)", Journal of Asian Earth Sciences 181(2019) 103889.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.103889>.
- [13] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63(2) (1977) 161-173.
- [14] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.
- [15] Dioh E., Beziat D., Gregoire M., Debat P., "Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa", European Journal of Mineralogy 21(2009) 1029-1043.
- [16] Mollo S., Gaudio P.D., Ventura G., Iezzi G., Scarlato P., "Dependence of clinopyroxene composition on cooling rate in basaltic magmas: Implications for thermobarometry", Lithos 118(2010) 302-312.
- [17] Putirka K.D., "Thermometers and barometers for volcanic systems", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69(2008) 61-120.
- [18] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker

- [36] Le Bas M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260(4) (1962) 267-288.
- [37] Schneider M. E., Eggler D. H., "Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism", Geochimica et Cosmochimica Acta 50(1986) 711-724.
- [38] Janoušek V., Holub F.V., Verner K., Čopjaková R., Gerdes A., Hora J.M., Košler J., Tyrrell S., "Two-pyroxene syenitoids from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: peculiar magmas derived from a strongly enriched lithospheric mantle source", Lithos 342-343(2019) 239-262.
- [39] Shiaian K., Dabiri R., "Chemistry of mafic minerals and thermobarometry of Bazman Quaternary volcanic rocks", Quaternary Journal of Iran 5(2) 205-220.
- [40] Lindsley D.H., "Pyroxene thermometry", American Mineralogist 68 (1983) 477-493.
- [41] Sayari M., Sharifi M., "SCG: A computer application for single clinopyroxene geothermobarometry", Italian Journal of Geosciences 133(2) (2014) 315-322.
- [42] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 139(2000) 541-554.
- [43] Nickel K.G., Brey G.P., Kogarko L., "Orthopyroxene-clinopyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): New experimental results and implications for two-pyroxene thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 91(1985) 44-53.
- [44] Moretti R., "Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", Geophysics 48 (2005) 583-608.
- [45] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist 64 (1979) 501-513.
- [46] Mahood G.A., Baker D.R., "Experimental (5)(1999) 787-806.
- [26] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95(2010) 185-187.
- [27] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Scientific and Technical (1991) 528 P.
- [28] Davidson J.P., Morgan D.J., Charlier B.L.A., Harlou R., Hora J.M., "Microsampling and isotopic analysis of igneous rocks: implications for the study of magmatic systems", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 35(2007) 273-311.
- [29] Lange R.A., Frey H.M., Hectors J., "A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer", American Mineralogist 94(2009) 494-506.
- [30] Ustunisik G., Kilinc A., Nielsen R.L., "New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase", Lithos 200-201(2014) 80-93.
- [31] Waters L.E., Lange R.A., "An updated calibration of the plagioclase-liquid hygrometer-thermometer applicable to basalts through rhyolites", American Mineralogist 100(2015) 2172-2184.
- [32] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77(1989) 165-182.
- [33] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT estimations", Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.
- [34] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-550.
- [35] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Journal 14(5)(1989) 198-221.

- [48] Helz R.T., "*Phase relations of basalts in their melting ranges at $p_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases*", Journal of Petrology 14(2) (1973) 249-302.
- constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily*", Contributions to Mineralogy and Petrology 93(2) (1986) 251–264.
- [47] Aoki K., Shiba I., "*Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan*", Lithos 6(1) (1973) 41-51.