

کاربرد شواهد بافتی کانی پلاژیوکلاز در روانه‌ها، خاکسترهای ریزشی و جریان‌های در بررسی فرایندهای ماگمایی دماوند جوان

محسن زادصالح^۱، فریبرز مسعودی^۱، حامد پورخرسندی^۲ و کارن فونتیجن^۲

^۱گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲آزمایشگاه G-Time، دانشگاه بروکسل، بروکسل، بلژیک

چکیده

آتشفشان دماوند، مخروطی است جوان با ارتفاع ۵۶۱۰ متر، در میان رشته‌کوه‌های البرز مرکزی و در زمان کواترنری شکل گرفته است. مخروط این آتشفشان و دامنه‌های اطراف آن شامل روانه‌های تراکیتی و تراکی‌آندزیتی و نهشته‌های پیروکلاستیک جریان‌های ریزشی و لاهار است که در فازهای مختلف و طی فرایندهای متفاوت شکل گرفته‌اند. برای بررسی فرایندهای حاکم بر مخازن ماگمایی دماوند و تغییرات آن در گذر زمان، بافت بلورهای پلاژیوکلاز در روانه‌ها و خاکسترها مطالعه شد. برای این منظور از شش روانه با سن‌های متفاوت و همچنین از رخنمون‌های خاکستر ریزشی و موجی آتشفشان دماوند نمونه‌برداری شد. در این مطالعه پلاژیوکلازهایی در ابعاد و اندازه نزدیک به یکدیگر ولی با بافت‌های کاملاً متفاوت و پلاژیوکلازهایی با ابعاد متفاوت ولی با ویژگی‌های بافتی مشابه دیده شد. ۲۸ نوع بافت با ویژگی‌های متفاوت و در ابعاد مختلف در پلاژیوکلازهای روانه‌ها و تنها ۳ نوع بافت با ویژگی متمایز در پلاژیوکلازهای خاکسترهای ریزشی و موجی متمایز شد. جمعیت زیادی از پلاژیوکلازهای موجود در خاکسترهای ریزشی و جریان‌های شرایط غیرتعادلی را در مخزن ماگمایی نشان می‌دهند، اما در روانه‌ها مجموعه‌ای از پلاژیوکلازها در کنار هم هستند که شرایط تعادل و نبود تعادل در مخزن یا مخازن ماگمایی دماوند را معرفی می‌نمایند. جمعیتی از بلورها در روانه‌ها بارها در شرایط نبود تعادل قرار گرفته‌اند، اما از دهانه خارج نشده‌اند و در مخزن ماگمایی بار دیگر در شرایط تعادلی شروع به رشد دوباره کرده‌اند. تغییرات سرعت صعود ماگما، همرفت‌های مقیاس کوچک و بزرگ در مخازن ماگمایی، بالا رفتن دما، تغییرات سریع و ناگهانی فشار، تغییر حجم مخزن ماگمایی، از شواهدی هستند که به کمک مطالعات بافتی آشکار شد. مخزن یا مخازن ماگمایی آتشفشان دماوند جوان در بازه سنی روانه‌های نمونه‌برداری شده یعنی در بازه زمانی حدود ۷۰۰۰ سال تا ۴۵۰ هزار سال، شرایط یکنواختی حتی در طول رشد یک بلور را ثبت نکرده است و تبلور ماگما دائماً از حالت تعادل خارج شده است، اما خروج از حالت تعادل همیشه منجر به فوران آتشفشان دماوند نشده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۰۳

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۴/۰۱

کلیدواژه‌ها:

آتشفشان دماوند

پلاژیوکلاز

بافت

روانه

ریزشی - موجی

مخزن ماگمایی

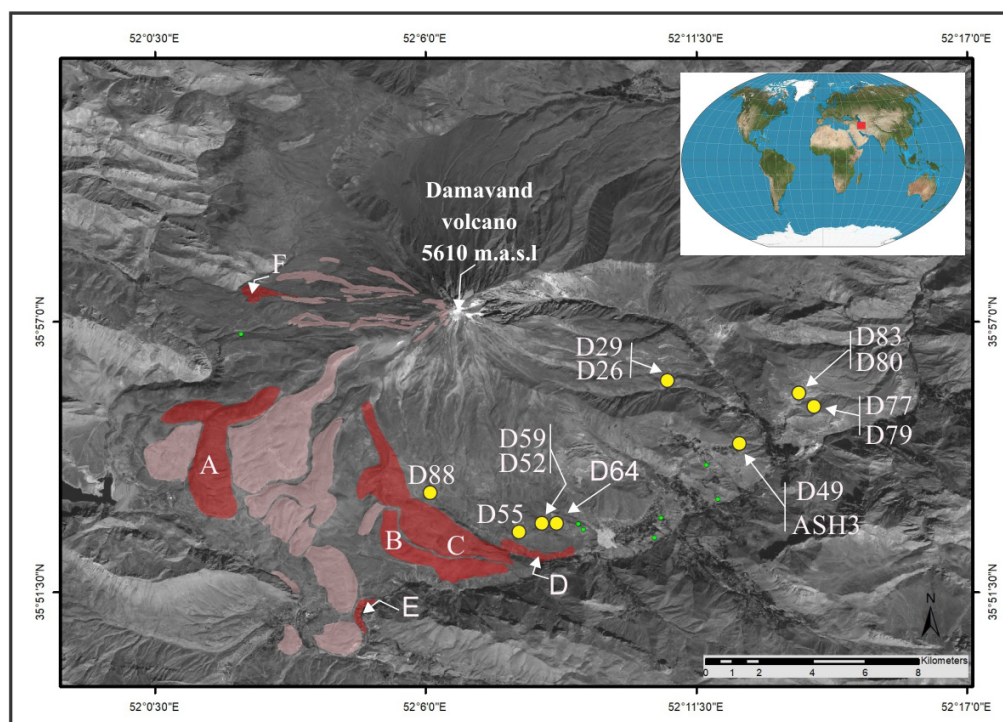
۱- پیش‌نوشتار

یکی از کانی‌های فراوان در سامانه‌های ماگمایی پلاژیوکلاز است. از این رو استفاده از پلاژیوکلاز جهت ارزیابی شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگما در زمان تبلور این کانی مورد توجه بوده است. این کانی بسیار حساس به تغییرات عواملی چون حرارت، فشار، فوگاسیته اکسیژن و فشار در مخزن ماگمایی است (Renjith, 2014; Davidson et al., 2004; Coote and Shane, 2016; Triebold et al., 2006). شکل‌های بافتی تشکیل شده در بلورهای پلاژیوکلاز همچنین می‌توانند توسط عوامل دیگری مانند تغییرات محتوای آب ماگما، تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما، تبلور جز به جز، فرایند همرفت، و اختلاط ماگمایی نیز کنترل شوند (Coote and Shane, 2016). تفکیک هر چه دقیق‌تر بافت‌های دیده شده در کانی پلاژیوکلاز و طبقه‌بندی آنها و مطالعات دقیق ایزوتوپی و ژئوشیمیایی در سطح گسترده‌تر و همچنین تأثیر ژرفا و قرار گرفتن مخازن ماگمایی در ژرفاهای مختلف و ابعاد مخزن ماگمایی بر روی شکل‌های بافتی کانی پلاژیوکلاز،

از مواردی است که از جمله رنجیث (Renjith, 2014)، جیکامونی و همکاران (Giacomoni et al., 2014) و کوت و شان (Coote and Shane, 2016) به آن پرداخته‌اند. آتشفشان دماوند در بازه‌های زمانی گسترده‌ای از ۱/۸ میلیون سال تا ۷۳۰۰ سال پیش فعالیت داشته است (Davidson et al., 2004). این آتشفشان هم اکنون خروجی جدید و تازه‌ای به‌جز خروج گازهای آتشفشانی، از نزدیکی دهانه اصلی در قله آتشفشان، فعالیت دیگری ندارد (Zelenski et al., 2020). در گذشته روانه‌هایی با سن‌های مختلف از این آتشفشان هم از دهانه اصلی و دهانه یا دهانه‌های فرعی خارج شده است (Davidson et al., 2004)، که ترکیب آنها بیشتر تراکی‌آندزیتی و تراکیتی بوده است (Allenbach, 1996). آتشفشان دماوند نمودی از فعالیت‌های ماگمایی جوان در البرز مرکزی است که شناخت آن نیازمند مطالعات دقیق از جنبه‌های مختلف است. در این نوشتار رفتار مخزن ماگمایی دماوند به کمک شواهد ساختاری بلورهای پلاژیوکلاز مورد توجه قرار گرفته است. بدین منظور تأثیر رفتار مخزن ماگمایی بر

شکل‌گیری این آتشفشان، لازم است در بررسی‌های دقیق‌تر، رویدادهای رخ داده در مخزن یا مخازن ماگمایی دماوند نیز مورد توجه قرار گیرد. پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سنگ‌های آتشفشانی دماوند است که بافت‌های متفاوتی را نشان می‌دهد. در این نوشتار کلیه بافت‌های دیده شده در کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های مختلف، مطالعه و بر اساس اندازه و نوع بافت، تفکیک و دسته‌بندی شده و بر اساس تحلیل آنها به شرایط حاکم بر مخازن ماگمایی دماوند توجه شده است.

چگونگی ایجاد بافت‌های مختلف کانی پلاژیوکلاز از روانه‌های با سنین مختلف و همچنین خاکسترهای ریزشی و موجی که در جبهه جنوبی، خاوری و جنوب خاوری آتشفشان دماوند (شکل ۱) برنزد دارند، بررسی شد. در مطالعات پیشین استراتولوکان دماوند، منشأ ماگما و چگونگی ایجاد آن در میان رشته‌کوه‌های البرز و ارتباط و نبود ارتباط آن با فروانش پوستانوسی نتوتیس را بررسی کرده‌اند (e.g. Zelenski et al., 2020; Davidson et al., 2004). در تعیین تحولات و چگونگی



شکل ۱- موقعیت روانه‌های ماگمایی و خاکسترهای ریزشی و جریانی مورد مطالعه در آتشفشان دماوند. روانه‌های ماگمایی نمونه‌برداری شده با رنگ قرمز و با حروف انگلیسی و دیگر روانه‌های ماگمایی به رنگ صورتی نشان داده شده است. شماره‌ها مربوط به محل نمونه‌های خاکسترهای آتشفشانی مورد مطالعه است (زمینه، تصویر سنجده لندست ۸ است).

۲- زمین‌شناسی عمومی

(Davidson et al., 2004؛ پندآموز و همکاران، ۱۳۷۷). اغلب روانه‌های جوان و آشکار دماوند در جبهه جنوبی، جنوب باختری و باختری قرار گرفته‌اند که کاملاً غیر هوازه و تازه بوده و بر روی گدازه‌های قدیمی‌تر قرار می‌گیرند. منشأ روانه‌های دماوند دهانه اصلی یا دهانه‌های واقع بر روی دامنه هستند. بر اساس مشاهدات میدانی و تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۱)، عموماً روانه‌های جوان‌تر بر روی روانه‌های قدیمی‌تر جریان یافته‌اند و یا کاملاً روانه‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند. آتشفشان دماوند دارای مخازن ماگمایی متعددی در ژرفاهای مختلف پوستانوسی است (Eskandari et al., 2018) که بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی مناطق کم سرعتی از نظر سرعت امواج لرزه‌ای در ژرفای تقریبی ۳ تا ۷ کیلومتری دیده شده است که نشان‌دهنده ماگمایی نیمه‌متبلور است (Mostafanejad et al., 2011; Shomali and Shirzad, 2014). مطالعاتی که توسط پژوهشگران در مورد ستبرای پوستانوسی در این بخش از البرز انجام شده، گواه از ستبرشگی پوستانوسی در زیر مخروط آتشفشان دماوند است، به طوری که تقی‌زاده فرهمند و همکاران (Taghizadeh-Farahmand et al., 2015) ستبرایی در حدود $57 \pm$ کیلومتر را پیشنهاد کرده‌اند و آن را می‌توان به دلیل براقرایی ماگمایی در پوستانوسی زیرین و در زیر مخروط آتشفشان دماوند دانست (Sodoudi et al., 2009). بیشتر نهشته‌های پیروکلاستیک ریزشی دماوند در جبهه‌های خاوری و جنوب خاوری و شمالی دانسته شده است و گاهی تا فاصله ۲۰ کیلومتری از دهانه آتشفشان

آتشفشان دماوند مخروط جوانی است با ارتفاع 5610 ± 10 متر از سطح دریاهای آزاد همراه با فعالیت فومرولی که بیشتر منشأ ماگمایی دارند (Zelenski et al., 2020)، و در میان رشته‌کوه‌های البرز مرکزی شکل گرفته است. این آتشفشان در زمان کواترنری و از ۱/۸ میلیون سال تا ۷۳۰۰ سال پیش (تعیین سن به روش اورانیوم - توریم/هلیوم، کانی آپاتیت) و بر روی ارتفاعات میانگین ۳۵۰۰ متر از سطح دریاهای آزاد شکل گرفته است (Davidson et al., 2004). این آتشفشان مرکب از حدود ۴۰۰ کیلومتر مکعب گدازه و مواد آذرآواری تشکیل شده است که به طور عمده بخش بیشتر مخروط آن شامل تراکیت و تراکی‌آندزیت با مقدار اندکی بازالت و بازالت و نهشته‌های پیروکلاستیک است (Eskandari et al., 2020). Allenbakh, 1996؛ امامی ۱۳۶۸). تراکیت و تراکی‌آندزیت‌ها دارای ویژگی‌های ژئوشیمی بیگانه با خروجی‌های مافیک اطراف دماوند هستند، به این معنی که تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها در اثر تفریق ساده از ماگمای مافیک حاصل نشده‌اند (Davidson et al., 2004; Eskandari et al., 2020). مجموعه آتشفشان دماوند شامل دو توالی قدیم و جدید است که از آنها به عنوان دماوند قدیم (ساردویج) و دماوند جوان یاد می‌شود. مخروط دماوند جوان در حدود ۵۰۰ - ۶۰۰ هزار سال پیش ایجاد شده است و آثار دماوند قدیم که تا ۱/۸ میلیون سال - سن دارد، در بخشی از دره گزنک و دامنه‌های شمال آن و در ارتفاعات شمال روستای ناندل معرفی می‌شود

تهیه شد. سپس برای هر نمونه خاکستر نوع بافت‌های پلاژیوکلاز بر اساس اندازه و فراوانی و همچنین فراوانی و نوع کانی‌ها مشخص شد (شکل ۵). برای بررسی تغییرات نسبی میزان آنورتیت در پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی بر روی دو نمونه از سالم‌ترین بلورها، به تعداد ۲۱۰ نقطه آنالیز به فاصله‌های یک میکرون از یکدیگر در مرکز تحقیقاتی CEREGE دانشگاه Aix-Marseille فرانسه، توسط اسکپترومتر EDX (Bruker X-ray Energy Dispersive Spectrometer) و میکروسکوپ الکترونی (SEM) هیتاچی مدل S۳۰۰۰ انجام شد.

۴- داده‌ها و اطلاعات

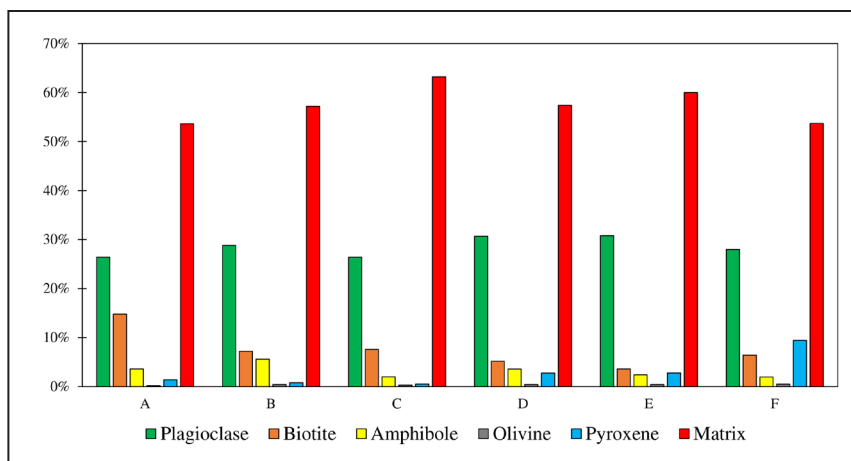
۴-۱. سنگ‌نگاری روانه‌ها

مطالعات سنگ‌نگاری صورت گرفته بر روی کلیه روانه‌های مطالعه شده (A-B-C-D-E-F) (شکل ۱) ترکیب کلی تراکتیتی، تراکی آندزیتی با بافت عمومی پورفیری را نشان می‌دهد. عمدتاً درشت‌بلورها و میکرولیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و الیون هستند (شکل ۲). همچنین می‌توان به وجود کانی آپاتیت خودشکل با فراوانی به نسبت بالا هم به شکل درشت‌بلورها و هم در ابعاد میکرولیت‌ها اشاره کرد که در آنالیز متوسط مودال به دست آمده است (شکل ۲). میزان فراوانی کانی‌های موجود در نمونه‌ها شامل ۲۶ - ۲۹ درصد فلدسپار (عمدتاً پلاژیوکلاز، آنورتو کلاز و کمتر از ۵ درصد سانیدین)، ۷ - ۱۵ درصد بیوتیت، ۲ - ۶ درصد هورنبلند، ۱ - ۰/۵ درصد کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و کمتر از ۰/۵ درصد الیون و کانی‌های اپاک است. از نظر بافتی هر یک از کانی‌ها ویژگی‌های قابل تفکیکی دارند. بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر بافت‌های غربالی، منطقه‌بندی و بافت‌های انحلالی یا هضم بلوری را نشان می‌دهند و همچنین آثار شکستگی و خردشدگی در آنها دیده می‌شود. بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها شامل حفراتی هستند که توسط شیشه جایگزین شده‌اند. آمفیبول به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و با حاشیه سوخته و گاهی انحلالی و شکسته شده در مقاطع دیده می‌شود. پیروکسن، بیشتر کلینوپیروکسن، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل و اغلب ارتوپیروکسن‌ها را به صورت حاشیه واکنشی محصور کرده‌اند. تجمع پلاژیوکلازها به همراه الیون، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و کانی‌های کدر بافت گلوپروپرفیری را ایجاد کرده که در ابعاد چند ده میلی‌متر تا ۵ میلی‌متر و حتی ۱ سانتی‌متر دیده می‌شوند. فراوانی کانی‌های کدر درون تجمع‌ها، به‌ویژه زمانی که این تجمع‌ها از الیون و پیروکسن غنی هستند، به بیشینه میزان خود می‌رسد. کانی بیوتیت نیز در تمام نمونه‌ها به صورت شکل‌دار دیده می‌شود. میکرولیت‌هایی که زمینه تمام مقاطع را پوشانده است، عمدتاً پلاژیوکلازهایی در ابعاد ۰/۵ میلی‌متر و کوچک‌تر هستند که اغلب بافت جریانی از خود نشان می‌دهند و درشت‌بلورها را دور می‌زنند.

گسترش دارند. با توجه به جهت باد چیره در این منطقه که باختر به خاور است، حضور نهشته‌های ریزشی عمدتاً در جبهه‌های خاوری دور از انتظار نیست. البته در بخش‌های باختری هم نهشته پیروکلاستیک را می‌توان دید. بر اساس مشاهدات و اندازه‌گیری‌های صحرایی بر روی پیروکلاست‌های ریزشی جوان آتشفشان دماوند، شدت فوران این آتشفشان از نوع ساب‌پلینین می‌باشد (مرتضوی، ۱۳۹۲؛ Mortazavi et al., 2009). فرضیه‌های زیادی در مورد ژئودینامیک و دلایل شکل‌گیری آتشفشان دماوند در رشته‌کوه‌های البرز بیان شده است. از فروانش پوسته اقیانوسی نئوتیتس تا پلوم‌های گوشته که به نوعی باز مرتبط به فروانش دانسته شده است (Mirnejad et al., 2010; Davidson et al., 2004; Mehdi-zadeh et al., 2002; Mortazavi, 2017). اسکندری و همکاران، ۱۳۹۵). مطالعات ایزوتوپی اخیر که روی ایزوتوپ‌های گازهای خروجی دهانه آتشفشان دماوند صورت گرفته به منشأ آتشفشان دماوند حاصل از فروانش پوسته اقیانوسی اشاره می‌کند و نقش آن را نسبت به پلوم‌های گوشته آشکارتر دانسته است (Zelenski et al., 2020).

۳- روش پژوهش

برای بررسی رفتار مخزن ماگمایی آتشفشان دماوند روانه‌های جبهه باختری- جنوبی و جنوب باختری این آتشفشان انتخاب گردید. این روانه‌ها با نام‌های A-B-C-D-E-F نامگذاری شده‌اند (شکل ۱). قابل تفکیک بودن این روانه‌ها نسبت به دیگر روانه‌ها و همچنین تعیین سن مطلق آنها توسط پژوهشگران (Davidson et al., 2004) از دلایل اصلی انتخاب این روانه‌ها هستند. سن این روانه در محدوده ۷۳۰۰ سال تا ۴۴۵ هزار سال (Davidson et al., 2004) برآورد شده است (A=۶۳، B=۶۳، C=۶۶/۵، D=۴۴۵، E=۲۵، F=۷۳۰۰ هزار سال). تعداد ۵۰ نمونه سنگ با ترکیب آندزیتی و تراکی آندزیتی طی برداشت‌های صحرایی از این روانه‌ها برداشت شد. مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان زایس در آزمایشگاه سنگ‌نگاری دانشگاه شهید بهشتی مورد مطالعه قرار گرفته و نوع و درصد فراوانی کانی‌ها ثبت شد. بیش از ۹۰۰ بلور شامل میکرولیت‌هایی با ابعاد کمتر از ۵۰ میکرون و درشت‌بلورهای با ابعاد بالای ۲ میلی‌متر مورد مطالعه قرار گرفت. سپس از تمام بلورها که بافت‌های متفاوتی نشان می‌دادند، حدود ۲۰۰ تصویر میکروسکوپی تهیه شد. تمام تصاویر برای هر روانه و براساس اندازه بزرگ‌ترین طول بلور در نرم‌افزار کورل ۲۰۱۷ با جزییاتی که بافت بلور را کامل نشان دهد، رسم شد. خاکسترهای آتشفشان دماوند رخنمون اندکی دارند و بر اساس مطالعات صحرایی بیشتر در جبهه خاوری و جنوبی دماوند دیده می‌شوند. موقعیت و شماره نمونه خاکسترهای برداشت شده در شکل ۱ آمده است. برای مقایسه بافت پلاژیوکلازهای نهشته‌های ریزشی و جریانی خاکستر آتشفشان دماوند، از نمونه‌های برداشت شده مقاطع رزینی

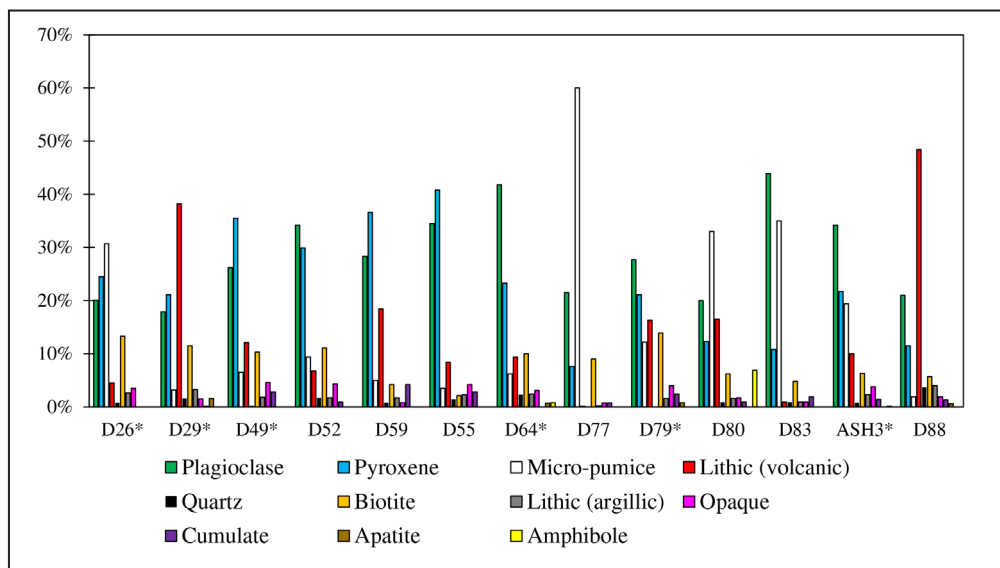


شکل ۲- فراوانی کانی‌های اصلی در روانه‌های مورد مطالعه آتشفشان دماوند.

۴-۲. سنگ‌نگاری خاکسترهای ریزشی و موجی

شده است. در خاکسترها افزون بر کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و گاهی الوین و آپاتیت، قطعات لیتیک آتشفشانی که گاهی به شدت دگرسان هستند و قطعات میکروپومیس مشاهده می‌شوند. فراوانی میکروپومیس‌ها و لیتیک آتشفشانی در نمونه‌های مختلف خاکستر، متفاوت است (شکل ۳). نهشته‌های ریزشی خاکستر نسبت به نهشته‌های موجی شدت خردشدگی بالاتری دارد ولی آنچنان تفاوتی از نظر میزان گردشدگی (ناشی از سایش و برخورد مداوم ذرات) و انحلال یا هضم (نتیجه تغییرات دما و فشار در مخزن ماگمایی) کانی‌ها در مقاطع ریزشی و جریانی خاکستر مشاهده نمی‌شود.

خاکسترها در آتشفشان دماوند به دو صورت ریزشی، که به صورت مستقیم از ناحیه چتر و ستون فوران به روی زمین سقوط کرده‌اند و به شکل جریان‌های نامتراکم پیروکلاستیک به صورت لایه‌های ظریف با چین‌بندی متقاطع یا موازی وجود دارند. در خاکسترها پلاژیوکلازها فراوانی قابل توجهی نسبت به دیگر کانی‌ها دارد و به‌ویژه در نمونه خاکستر موجی D83 به بالای ۴۰ درصد می‌رسد (شکل ۳). در مقایسه با روانه‌ها، تنوع بافت‌های پلاژیوکلاز در نهشته‌های موجی و ریزشی خاکستر آتشفشان دماوند بسیار ناچیز بوده و بیشتر به بافت‌های غربالی درشت محدود می‌شود. فراوانی و نوع کانی‌های موجود در ۱۳ نمونه خاکستر در شکل ۳ نشان داده



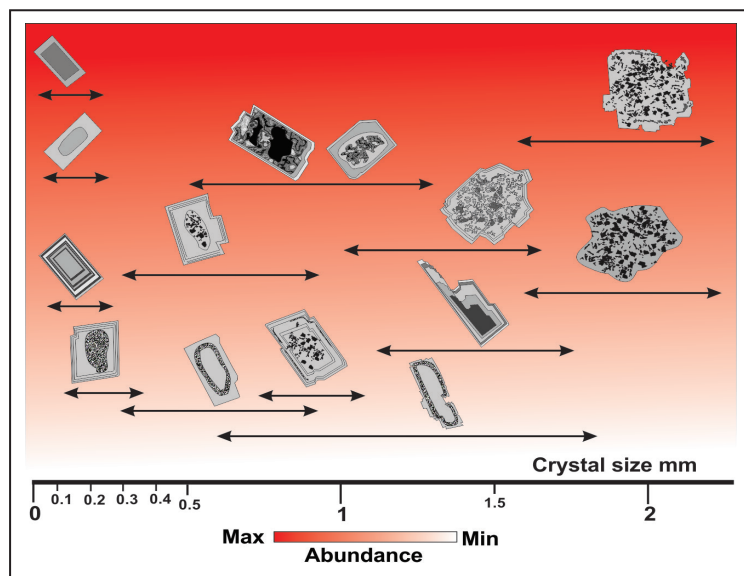
شکل ۳- فراوانی اجزای تشکیل دهنده در خاکسترهای ریزشی و جریانی آتشفشان دماوند.

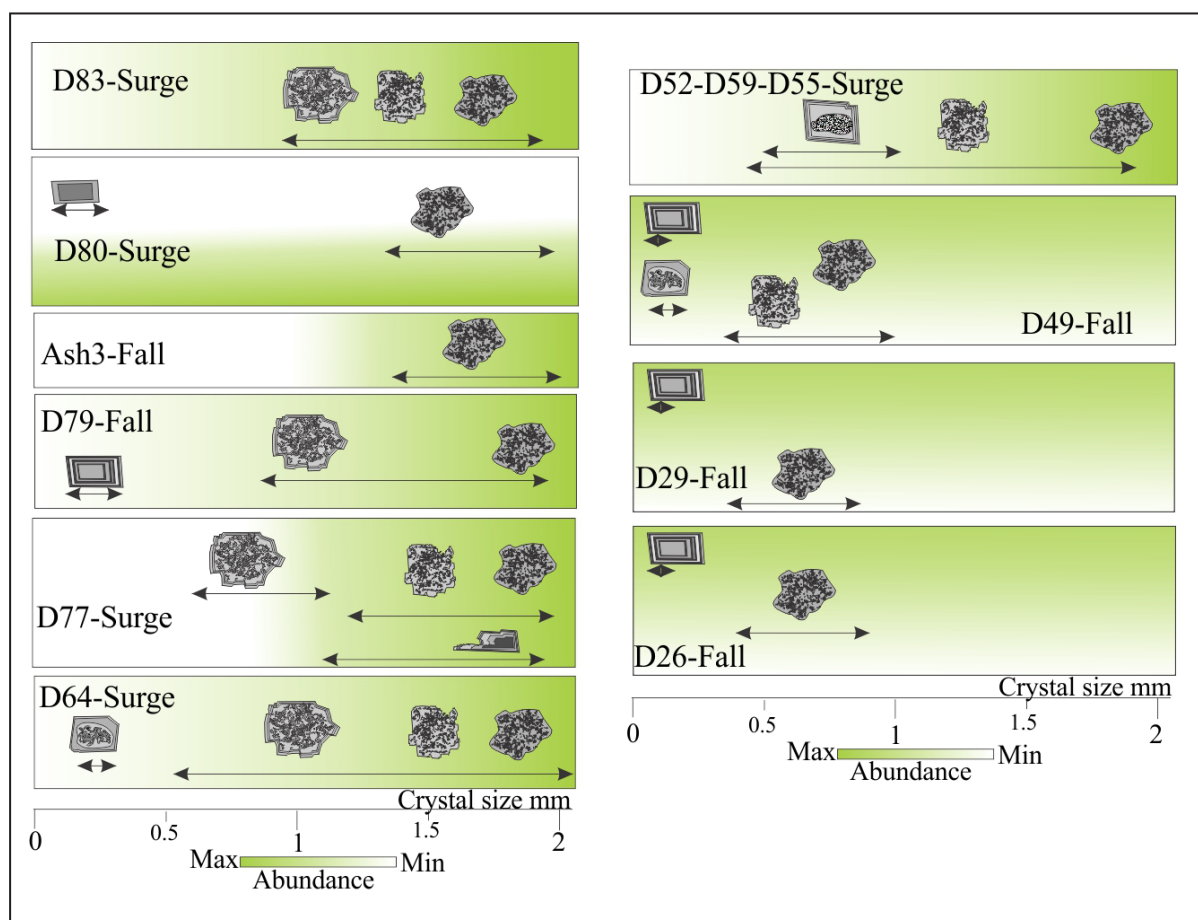
۴-۳. انواع بافت پلاژیوکلازها

نوع منطقه‌بندی در حاشیه و سطح بلورهای پلاژیوکلاز در مقاطع تهیه شده، آنالیز نقطه‌ای طیف سنج پراش پرتو ایکس (EDX- X-ray Energy Dispersive Spectrometer) انجام شد (جدول ۱ و ۲) و نشان دادند که منطقه‌بندی‌های مشاهده شده نوسانی هستند (شکل ۷). در ادامه ویژگی‌های بافتی مشاهده شده در بلورهای پلاژیوکلاز روانه‌ها و نهشته‌های پیروکلاستیک (خاکستر ریزشی و موجی) ارائه شده است.

ساختار درشت‌بلورها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز از ۶ جریان گدازه یا روانه (A-B-C-D-E-F) و نهشته‌های موجی و ریزشی خاکستر مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت (شکل ۱). تنوع بافتی مشاهده شده و ارتباط اندازه و ابعاد با نوع و شکل بافتی که در این کانی تشکیل می‌شود، در نهایت منجر به استخراج تنوع بافتی در کنار ابعاد بلور در روانه‌ها و نهشته‌های پیروکلاستیک شد (شکل‌های ۴ و ۵). همچنین برای بررسی

شکل ۴- انواع بافت‌ها و ارتباط بین فراوانی و اندازه در بلورهای پلاژیوکلاز روانه‌های آتشفشان دماوند بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری. همانطور که در شکل نشان داده شده است بیشترین فراوانی را میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با بافت منطقه‌بندی فشرده و درشت بلورهای با بافت غربالی درشت دارند (توضیحات تکمیلی در متن).





شکل ۵- انواع بافت‌ها و ارتباط بین فراوانی و اندازه در بلورهای پلاژیوکلاز خاکسترهای ریزشی (Fall) و موجی (Surge) آتشفشان دماوند بر اساس مشاهدات سنگ‌نگاری. همانطور که در شکل نشان داده شده است فراوانی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی درشت، قابل توجه است (توضیحات تکمیلی در متن)

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای EDX بر روی بلورهای پلاژیوکلاز دماوند. نتایج آنالیز نقطه‌ای بلور شماره ۱.

μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%	μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%
0.0	4.16%	15.37%	29.70%	0.86%	7.38%	0.10%	0.00%	42.41%	63.9	35.9	3.59%	14.58%	28.84%	0.41%	8.06%	0.17%	0.00%	44.35%	69.2
1.0	4.25%	15.14%	29.77%	0.45%	7.51%	0.00%	0.00%	42.88%	63.9	37.0	3.88%	15.55%	28.89%	0.51%	8.03%	0.00%	0.00%	43.14%	67.4
2.1	3.93%	15.09%	30.24%	0.75%	7.54%	0.00%	0.00%	42.45%	65.7	38.0	4.03%	15.05%	28.77%	0.29%	7.72%	0.55%	0.00%	43.58%	65.7
3.1	3.99%	14.61%	29.94%	0.41%	7.38%	0.00%	0.00%	43.67%	64.9	39.0	4.09%	14.92%	29.67%	0.68%	6.99%	0.00%	0.00%	43.65%	63.1
4.1	3.81%	15.29%	29.25%	0.50%	7.90%	0.00%	0.00%	43.24%	67.5	40.0	3.96%	14.74%	29.82%	0.61%	7.39%	0.00%	0.00%	43.49%	65.1
5.1	4.15%	15.64%	29.64%	0.51%	8.05%	0.00%	0.00%	42.01%	66.0	41.1	4.11%	14.27%	28.52%	0.56%	7.19%	0.00%	0.00%	45.36%	63.6
6.2	3.77%	15.01%	29.15%	0.37%	7.22%	0.31%	0.00%	44.18%	65.7	42.1	3.89%	14.26%	28.67%	0.64%	7.14%	0.16%	0.00%	45.24%	64.7
7.2	3.93%	15.35%	29.62%	0.56%	7.28%	0.19%	0.00%	43.07%	65.0	43.1	3.76%	14.83%	29.79%	0.46%	7.46%	0.13%	0.00%	43.57%	66.5
8.2	3.82%	14.97%	28.78%	0.46%	8.07%	0.00%	0.00%	43.90%	67.9	44.1	4.06%	15.14%	28.80%	0.42%	7.79%	0.11%	0.00%	43.68%	65.7
9.2	3.82%	15.04%	28.94%	0.45%	7.29%	0.13%	0.00%	44.34%	65.6	45.2	3.52%	15.37%	28.35%	0.35%	8.46%	0.48%	0.00%	43.46%	70.6
10.3	3.70%	15.23%	29.60%	0.47%	7.88%	0.00%	0.00%	43.12%	68.0	46.2	3.08%	14.70%	25.62%	0.30%	8.39%	0.54%	0.00%	47.38%	73.1
11.3	3.87%	14.94%	29.56%	0.54%	8.21%	0.36%	0.00%	42.52%	68.0	47.2	3.00%	14.52%	26.51%	0.29%	8.95%	0.74%	0.00%	46.00%	74.9
12.3	3.88%	15.50%	29.23%	0.41%	7.90%	0.00%	0.00%	43.09%	67.1	48.2	3.30%	14.91%	27.83%	0.44%	8.35%	0.33%	0.00%	44.83%	71.7
13.3	3.52%	16.03%	29.13%	0.09%	8.47%	0.18%	0.00%	42.58%	70.7	49.3	3.47%	15.51%	27.75%	0.50%	8.72%	0.42%	0.05%	43.57%	71.6
14.4	3.25%	15.62%	29.37%	0.37%	8.79%	0.00%	0.00%	42.60%	73.0	50.3	3.57%	15.46%	28.59%	0.39%	9.21%	0.52%	0.00%	42.25%	72.1
15.4	3.40%	15.63%	28.84%	0.36%	8.76%	0.09%	0.00%	42.91%	72.0	51.3	3.66%	15.60%	28.70%	0.39%	8.66%	0.09%	0.00%	42.89%	70.3
16.4	3.63%	15.23%	28.11%	0.14%	8.85%	0.16%	0.00%	43.89%	71.0	52.3	4.00%	14.58%	28.01%	0.15%	8.10%	0.00%	0.00%	45.15%	66.9
17.4	3.36%	15.22%	29.20%	0.36%	8.73%	0.19%	0.00%	42.93%	72.2	53.4	3.74%	15.17%	27.99%	0.35%	8.18%	0.10%	0.00%	44.46%	68.6
18.5	3.65%	15.09%	28.98%	0.48%	8.15%	0.10%	0.00%	43.55%	69.1	54.4	3.36%	14.99%	27.43%	0.49%	7.77%	0.00%	0.00%	45.97%	69.8
19.5	3.57%	15.52%	29.35%	0.22%	7.86%	0.00%	0.00%	43.48%	68.8	55.4	3.76%	15.69%	28.90%	0.43%	8.26%	0.10%	0.00%	42.86%	68.7

ادامه جدول ۱-

μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%	μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%
20.5	3.45%	14.90%	27.00%	0.12%	9.97%	0.07%	0.00%	44.49%	74.3	56.5	3.75%	15.32%	28.57%	0.38%	8.10%	0.13%	0.00%	43.74%	68.3
21.6	3.44%	12.53%	22.61%	0.00%	12.62%	0.00%	0.00%	48.81%	78.6	57.5	3.70%	15.10%	29.44%	0.59%	8.33%	0.18%	0.00%	42.64%	69.2
22.6	3.55%	13.28%	23.64%	0.00%	14.26%	0.00%	0.00%	45.26%	80.1	58.5	3.57%	14.87%	28.25%	0.72%	7.90%	0.19%	0.00%	44.50%	68.9
23.6	3.98%	14.05%	25.45%	0.00%	12.16%	0.00%	0.00%	44.36%	75.4	59.5	3.65%	15.46%	29.95%	0.27%	8.10%	0.36%	0.00%	42.21%	68.9
24.6	3.85%	15.27%	29.17%	0.19%	8.97%	0.00%	0.00%	42.55%	70.0	60.6	3.68%	15.29%	28.64%	0.36%	8.14%	0.00%	0.00%	43.90%	68.9
25.7	3.83%	14.73%	28.59%	0.38%	8.55%	0.07%	0.00%	43.84%	69.1	61.6	3.61%	15.30%	28.97%	0.15%	7.06%	0.00%	0.00%	44.90%	66.1
26.7	3.01%	10.27%	18.79%	0.20%	24.34%	0.03%	0.00%	43.35%	89.0	62.6	3.51%	15.25%	28.45%	0.27%	7.30%	0.29%	0.00%	44.93%	67.5
27.7	1.21%	3.12%	5.54%	0.00%	43.60%	0.00%	0.11%	46.43%	97.3	63.6	3.56%	15.42%	29.20%	0.63%	7.80%	0.19%	0.00%	43.21%	68.6
28.7	2.06%	6.32%	10.58%	0.00%	35.30%	0.00%	0.01%	45.74%	94.5	64.7	3.59%	15.49%	29.32%	0.66%	7.51%	0.03%	0.00%	43.39%	67.6
29.8	3.23%	12.81%	24.96%	0.52%	14.42%	0.00%	0.00%	44.06%	81.7	65.7	3.78%	15.20%	28.83%	0.52%	7.84%	0.00%	0.00%	43.82%	67.5
30.8	4.03%	15.15%	28.20%	0.21%	8.97%	0.00%	0.00%	43.43%	69.0	66.7	3.74%	14.97%	28.81%	0.73%	8.66%	0.00%	0.00%	43.09%	69.9
31.8	3.71%	14.73%	29.18%	0.71%	7.22%	0.09%	0.00%	44.37%	66.1	67.7	3.66%	15.39%	28.80%	0.57%	7.61%	0.29%	0.00%	43.69%	67.5
32.8	3.71%	14.87%	29.56%	0.36%	8.20%	0.07%	0.00%	43.23%	68.8	68.8	3.80%	14.98%	28.52%	0.47%	7.63%	0.02%	0.00%	44.58%	66.8
33.9	3.85%	14.92%	28.81%	0.39%	7.35%	0.00%	0.00%	44.68%	65.6	69.8	3.84%	14.48%	28.07%	0.72%	8.06%	0.00%	0.00%	44.84%	67.7
34.9	3.92%	14.96%	28.70%	0.61%	7.50%	0.16%	0.00%	44.14%	65.7	70.8	3.99%	15.30%	28.60%	0.45%	7.96%	0.11%	0.00%	43.60%	66.6

ادامه جدول ۱-

μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%	μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%
71.8	3.52%	15.27%	29.18%	0.50%	8.00%	0.45%	0.00%	43.07%	69.4	107.8	4.52%	14.08%	30.92%	1.00%	5.01%	0.00%	0.00%	44.47%	52.6
72.9	3.82%	15.08%	28.62%	0.30%	7.71%	0.03%	0.00%	44.44%	66.9	108.8	4.46%	13.43%	31.74%	0.85%	4.99%	0.00%	0.00%	44.52%	52.8
73.9	3.62%	14.99%	29.20%	0.62%	7.44%	0.00%	0.00%	44.13%	67.3	109.8	4.86%	13.39%	30.66%	1.27%	4.78%	0.07%	0.00%	44.97%	49.6
74.9	3.94%	15.35%	28.98%	0.33%	7.25%	0.00%	0.02%	44.11%	64.8	110.9	4.99%	13.64%	30.66%	0.87%	4.44%	0.05%	0.00%	45.34%	47.1
76.0	4.01%	15.03%	29.38%	0.44%	7.89%	0.00%	0.05%	43.20%	66.3	111.9	4.43%	13.35%	31.18%	1.35%	4.65%	0.06%	0.00%	44.99%	51.2
77.0	4.06%	15.09%	28.91%	0.52%	7.41%	0.06%	0.00%	43.94%	64.6	112.9	4.67%	12.83%	30.12%	1.15%	4.34%	0.00%	0.00%	46.88%	48.1
78.0	3.64%	15.25%	29.01%	0.55%	7.50%	0.00%	0.00%	44.05%	67.3	113.9	4.21%	13.07%	29.11%	1.17%	4.54%	0.00%	0.00%	47.90%	51.9
79.0	4.03%	14.87%	28.76%	0.65%	7.74%	0.53%	0.00%	43.41%	65.8	115.0	3.78%	12.25%	28.56%	1.08%	4.98%	0.00%	0.00%	49.36%	56.8
80.1	3.89%	14.84%	29.29%	0.52%	7.66%	0.03%	0.00%	43.78%	66.3	116.0	4.45%	13.99%	29.72%	0.87%	5.59%	0.00%	0.00%	45.39%	55.7
81.1	3.81%	14.12%	29.39%	0.54%	7.04%	0.00%	0.00%	45.10%	64.9	117.0	4.58%	13.94%	30.41%	0.67%	5.75%	0.12%	0.00%	44.53%	55.6
82.1	3.71%	15.06%	28.97%	0.62%	7.33%	0.06%	0.00%	44.25%	66.4	118.0	4.40%	13.99%	30.83%	0.55%	5.58%	0.00%	0.00%	44.65%	55.9
83.1	3.59%	14.39%	29.39%	0.65%	7.05%	0.00%	0.00%	44.94%	66.2	119.1	4.57%	14.13%	30.80%	0.66%	5.25%	0.00%	0.00%	44.59%	53.5
84.2	4.14%	14.97%	29.06%	0.29%	6.63%	0.63%	0.00%	44.28%	61.6	120.1	4.53%	13.60%	30.34%	1.17%	5.90%	0.00%	0.00%	44.47%	56.6
85.2	3.86%	14.79%	29.12%	0.94%	7.58%	0.00%	0.00%	43.72%	66.2	121.1	4.46%	13.85%	30.49%	0.98%	5.67%	0.15%	0.00%	44.40%	56.0
86.2	3.91%	14.55%	28.62%	0.47%	7.63%	0.26%	0.00%	44.56%	66.1	122.1	4.31%	13.88%	30.75%	0.66%	6.14%	0.19%	0.00%	44.07%	58.8
87.2	3.91%	14.22%	29.12%	0.65%	6.45%	0.00%	0.00%	45.65%	62.2	123.2	4.39%	12.88%	30.58%	1.35%	5.28%	0.00%	0.00%	45.52%	54.6
88.3	4.33%	13.94%	29.28%	0.50%	6.39%	0.01%	0.00%	45.56%	59.6	124.2	3.97%	13.60%	29.42%	0.58%	5.34%	0.06%	0.00%	47.04%	57.4
89.3	4.12%	14.52%	28.85%	0.55%	6.64%	0.02%	0.00%	45.31%	61.7	125.2	4.08%	13.37%	28.53%	0.85%	5.28%	0.36%	0.00%	47.54%	56.4
90.3	4.05%	15.17%	29.72%	0.80%	6.95%	0.00%	0.00%	43.31%	63.2	126.2	3.90%	11.86%	28.24%	0.74%	5.27%	0.00%	0.00%	49.99%	57.4
91.3	4.16%	14.53%	28.94%	0.72%	6.58%	0.00%	0.00%	45.08%	61.2	127.3	4.12%	12.66%	26.97%	0.79%	4.72%	0.25%	0.00%	50.49%	53.4
92.4	4.28%	14.24%	29.72%	0.47%	5.61%	0.00%	0.00%	45.67%	56.7	128.3	4.53%	13.26%	29.34%	0.95%	5.39%	0.10%	0.00%	46.43%	54.3
93.4	4.02%	13.89%	30.35%	0.56%	6.13%	0.00%	0.00%	45.05%	60.4	129.3	4.90%	13.36%	31.22%	0.80%	5.28%	0.00%	0.00%	44.44%	51.9
94.4	4.03%	13.61%	29.87%	0.66%	6.55%	0.00%	0.00%	45.28%	61.9	130.4	4.65%	13.82%	31.41%	0.97%	5.15%	0.00%	0.00%	44.00%	52.6
95.5	4.22%	14.20%	29.80%	0.70%	6.22%	0.12%	0.00%	44.74%	59.6	131.4	5.04%	13.80%	30.77%	1.10%	5.04%	0.06%	0.00%	44.18%	50.0
96.5	3.83%	13.65%	29.61%	0.75%	6.21%	0.08%	0.00%	45.87%	61.9	132.4	4.92%	13.30%	30.74%	0.90%	4.39%	0.44%	0.00%	45.31%	47.2
97.5	4.33%	14.01%	29.57%	0.57%	5.57%	0.00%	0.00%	45.94%	56.3	133.4	5.15%	12.35%	31.83%	1.30%	3.24%	0.44%	0.00%	45.68%	38.6
98.5	4.27%	13.66%	29.83%	0.82%	6.29%	0.00%	0.00%	45.13%	59.6	134.5	4.80%	11.94%	30.57%	1.27%	4.44%	0.31%	0.00%	46.67%	48.1
99.6	4.25%	13.41%	30.13%	0.97%	5.73%	0.00%	0.00%	45.51%	57.4	135.5	4.77%	12.41%	30.92%	1.06%	4.79%	0.26%	0.00%	45.79%	50.1
100.6	4.56%	13.95%	30.46%	0.89%	5.99%	0.00%	0.00%	44.13%	56.8	136.5	5.09%	12.66%	31.16%	0.90%	3.69%	0.43%	0.00%	46.06%	42.1

ادامه جدول ۱-

μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%	μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	Mg	O	An%
101.6	4.32%	14.13%	30.45%	0.62%	5.98%	0.00%	0.00%	44.50%	58.1	137.5	5.07%	12.48%	31.09%	1.15%	3.70%	0.00%	0.00%	46.51%	42.2
102.6	4.21%	14.15%	30.05%	0.81%	5.82%	0.23%	0.00%	44.73%	58.0	138.6	4.77%	11.49%	31.98%	2.76%	2.50%	0.50%	0.00%	46.00%	34.3
103.7	4.59%	14.12%	30.25%	0.85%	5.11%	0.20%	0.00%	44.88%	52.7	139.6	4.48%	10.66%	31.27%	3.59%	1.66%	0.40%	0.00%	47.93%	27.0
104.7	4.43%	13.84%	30.55%	0.63%	5.36%	0.00%	0.06%	45.12%	54.8	140.6	3.40%	9.34%	30.98%	5.63%	0.79%	0.04%	0.00%	49.82%	18.8
105.7	4.54%	13.71%	29.80%	0.84%	5.08%	0.00%	0.00%	46.02%	52.8	141.6	3.12%	9.44%	30.81%	7.04%	0.16%	0.38%	0.00%	49.05%	4.9
106.7	4.75%	14.10%	30.89%	1.15%	5.28%	0.21%	0.00%	43.61%	52.6	142.7	3.06%	8.88%	27.99%	6.30%	0.66%	0.08%	0.00%	53.02%	17.8

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه ای EDX بر روی بلورهای پلاژیوکلاز دماوند. نتایج آنالیز نقطه ای بلور شماره ۲.

μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	O	An%	μm	Na	Al	Si	K	Ca	Fe	O	An%
0.0	4.96%	9.54%	24.28%	1.88%	1.67%	0.00%	64.26%	25.1	33.5	4.57%	10.33%	23.61%	0.96%	2.43%	0.00%	64.40%	34.8
1.0	4.69%	8.79%	25.42%	2.97%	0.57%	0.00%	64.52%	10.9	34.5	5.03%	10.69%	23.09%	0.55%	2.36%	0.00%	64.11%	31.9
2.0	4.58%	8.55%	25.55%	3.06%	0.31%	0.00%	64.44%	6.4	35.5	5.14%	11.72%	23.34%	0.44%	3.01%	0.00%	65.14%	37.0
3.0	4.65%	8.54%	25.67%	3.17%	0.32%	0.00%	64.53%	6.4	36.5	4.50%	11.40%	22.53%	0.39%	2.82%	0.00%	64.18%	38.5
4.1	4.69%	8.80%	25.54%	3.57%	0.39%	0.00%	64.56%	7.7	37.6	4.56%	11.33%	22.41%	0.29%	3.62%	0.00%	64.24%	44.2
5.1	4.59%	8.73%	24.71%	2.99%	0.57%	0.00%	63.84%	11.1	38.6	4.57%	10.60%	21.98%	0.51%	3.24%	0.00%	63.29%	41.5
6.1	5.12%	9.18%	24.20%	2.10%	1.23%	0.00%	63.84%	19.3	39.6	4.23%	8.84%	22.51%	1.28%	1.77%	0.00%	62.30%	29.5
7.1	5.00%	9.25%	23.74%	1.67%	1.60%	0.00%	63.59%	24.3	40.6	4.60%	10.04%	23.42%	1.05%	1.95%	0.00%	63.91%	29.7
8.1	4.75%	9.16%	25.28%	2.67%	0.93%	0.00%	64.73%	16.4	41.6	4.65%	10.65%	22.31%	0.76%	2.54%	0.00%	63.42%	35.3
9.1	4.64%	9.31%	25.27%	2.81%	0.90%	0.00%	64.79%	16.2	42.6	4.31%	10.75%	22.69%	0.50%	3.06%	0.00%	64.00%	41.5
10.2	4.84%	9.68%	24.90%	2.28%	1.20%	0.00%	64.78%	19.9	43.7	5.08%	12.44%	23.00%	0.49%	3.19%	0.00%	65.29%	38.5
11.2	5.08%	10.77%	23.81%	1.40%	2.31%	0.00%	64.76%	31.3	44.7	5.21%	12.37%	23.21%	0.35%	3.61%	0.00%	65.56%	40.9
12.2	4.70%	11.60%	22.87%	0.52%	3.21%	0.00%	68.95%	40.6	45.7	4.80%	12.21%	23.12%	0.34%	3.40%	0.00%	65.35%	41.4
13.2	4.93%	11.34%	22.78%	0.33%	3.10%	0.00%	64.43%	38.6	46.7	4.78%	12.41%	23.16%	0.48%	3.79%	0.00%	65.59%	44.3
14.2	5.26%	11.41%	23.31%	0.44%	2.88%	0.00%	64.88%	35.3	47.7	4.63%	11.84%	22.93%	0.28%	3.29%	0.00%	64.94%	41.5
15.2	4.88%	10.84%	23.71%	0.84%	2.65%	0.00%	64.85%	35.2	48.7	4.88%	12.39%	22.91%	0.37%	3.58%	0.00%	65.30%	42.3
16.2	5.04%	9.55%	24.27%	1.74%	1.36%	0.00%	64.18%	21.2	49.7	4.47%	11.61%	22.38%	0.39%	3.28%	0.00%	67.88%	42.3
17.3	4.69%	9.34%	24.41%	1.87%	1.20%	0.00%	64.15%	20.4	50.8	5.00%	12.02%	22.77%	0.37%	3.16%	0.00%	64.84%	38.7
18.3	5.01%	10.41%	24.08%	1.65%	1.97%	0.00%	64.69%	28.2	51.8	5.06%	11.21%	23.23%	0.46%	3.05%	0.00%	64.75%	37.6
19.3	4.86%	9.79%	24.23%	1.93%	1.62%	0.00%	64.36%	25.0	52.8	4.82%	10.35%	23.57%	1.11%	2.35%	0.00%	67.98%	32.8
20.3	4.93%	9.55%	25.20%	2.20%	1.21%	0.00%	64.98%	19.7	53.8	4.65%	10.96%	23.29%	0.75%	2.46%	0.00%	64.49%	34.6
21.3	4.72%	8.94%	25.42%	2.44%	0.69%	0.00%	64.68%	12.7	54.8	4.52%	11.73%	22.65%	0.48%	3.20%	0.00%	64.58%	41.5
22.3	4.74%	9.01%	25.66%	2.91%	0.51%	0.00%	64.86%	9.7	55.8	4.60%	11.22%	22.30%	0.50%	3.37%	0.00%	63.99%	42.3
23.4	4.98%	8.79%	26.31%	3.05%	0.57%	0.00%	65.32%	10.3	56.9	3.98%	10.61%	21.89%	0.61%	2.77%	0.00%	63.11%	41.0
24.4	4.57%	8.75%	25.39%	2.97%	0.61%	0.00%	64.49%	11.7	57.9	4.28%	11.21%	22.41%	0.38%	3.19%	0.00%	64.06%	42.7
25.4	4.81%	9.81%	24.36%	2.15%	1.74%	0.00%	64.51%	26.6	58.9	4.42%	11.65%	22.38%	0.47%	3.30%	0.00%	64.32%	42.8
26.4	4.74%	10.97%	22.90%	0.91%	2.96%	0.00%	64.26%	38.4	59.9	4.69%	11.94%	22.79%	0.29%	3.19%	0.00%	64.83%	40.5
27.4	4.50%	11.61%	22.89%	0.46%	3.18%	0.00%	64.73%	41.4	60.9	4.75%	11.22%	21.64%	0.31%	2.97%	0.00%	63.28%	38.4
28.4	4.74%	11.09%	22.30%	0.42%	3.13%	0.00%	63.85%	39.8	61.9	4.43%	10.69%	21.22%	0.41%	2.99%	0.00%	62.59%	40.3
29.4	5.20%	11.62%	22.83%	0.35%	3.19%	0.00%	64.66%	38.0	62.9	4.39%	10.95%	21.79%	0.39%	3.10%	0.00%	63.31%	41.4
30.5	4.78%	12.03%	22.82%	0.34%	3.10%	0.00%	64.89%	39.3	64.0	5.26%	11.47%	23.74%	0.37%	2.80%	0.00%	65.30%	34.8
31.5	4.86%	11.34%	22.07%	0.25%	3.29%	0.00%	63.84%	40.4	65.0	5.42%	11.03%	23.43%	0.49%	2.50%	0.00%	64.66%	31.5
32.5	4.77%	11.05%	22.81%	0.36%	3.40%	0.00%	64.37%	41.6	66.0	5.46%	11.22%	23.69%	0.64%	2.41%	0.00%	69.65%	30.6

تنوع بافتی در این روانه نسبت به دیگر روانه‌ها بیشتر بوده است.

– **روانه C:** در این روانه در بلورهای با ابعاد کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر، انواع منطقه‌بندی نوسانی مشاهده می‌شود (مانند شکل ۹ بلور ۲). همچنین تراکم و شدت منطقه‌بندی نوسانی در این اندازه بلورها نسب به روانه B کمتر است. آغاز بافت غربالی ریز و هسته‌های انحلال رفته در این روانه را می‌توان در بلورهای با اندازه ۰/۱ میلی‌متر به بالا شاهد بود. از طرفی بافت غربالی ریز در بلورهای بزرگ‌تر از ۰/۵ میلی‌متر ادامه ندارد و بلورها با افزایش اندازه بافت غربالی درشت و یا منطقه‌بندی تکه‌ای از خود نشان می‌دهند. در حاشیه درشت بلورها این روانه نیز گاهی منطقه‌بندی نوسانی با پهنایی در حدود ۰/۲ میلی‌متر مشاهده می‌شود (همانند بلور ۹، شکل ۹ و یا بلور ۲۳، شکل ۱۱).

– **روانه D:** منطقه‌بندی نوسانی در این روانه از اندازه ۰/۰۶ میلی‌متر شروع می‌شود که حاشیه آنها کاملاً سالم و خودشکل و فاقد هرگونه آثار بافت غربالی ریز است. بافت غربالی ریز ابتدا در بلور ۰/۱ میلی‌متری دیده شد. در واقع از ابعاد ۰/۱ میلی‌متر به بالا در این روانه بافت غربالی ریز در هسته مشاهده می‌شود. رفته‌رفته با افزایش اندازه، در حاشیه بلورها آثار شکستگی و انحلال کم و بیش دیده می‌شود. آثار منطقه‌بندی تکه‌ای در سطح داخلی بلور را می‌توان در بلورهای ۰/۲ میلی‌متر و بزرگ‌تر، مانند بلور ۸ در شکل ۹ مشاهده کرد. بلورهای بالای ۱ میلی‌متر یا همان درشت‌بلورها پلاژیوکلاز، عمدتاً دارای بافت‌های غربالی شدید و منطقه‌بندی تکه‌ای در تمام سطح بلور و با حاشیه‌های کاملاً انحلال رفته و یا خودشکل هستند. در بعضی از درشت‌بلورها حاشیه منطقه‌بندی نوسانی با پهنای چند صد میلی‌متری وجود دارد. فراوانی درشت بلورها با بافت منطقه‌بندی تکه‌ای در این روانه قابل توجه است.

– **روانه E:** مطالعات سنگ‌نگاری صورت گرفته بر روی نمونه‌های روانه E از نظر بافتی روند مشابهی را با دیگر روانه‌ها نشان می‌دهد. در این روانه بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر، شکل‌دار و منطقه‌بندی نوسانی مشخصی دارند. با افزایش اندازه بلورها در این روانه، منطقه‌بندی تکه‌ای در سطح بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. بافت غربالی ریز در بلورهایی تا ابعاد ۰/۳ میلی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۹، بلور ۵). حاشیه این بلورها اغلب منطقه‌بندی نوسانی با پهنای چند صد میلی‌متری دارد. مرکز این بلورها در واقع هسته‌های انحلال رفته است که دوباره رشد کرده‌اند. بافت غربالی درشت را نیز می‌توان در بلورهای بالای ۱ میلی‌متر مشاهده کرد که اغلب آنها دارای حاشیه‌های انحلالی هستند.

– **روانه F:** در بین دیگر روانه‌های آتشفشان دماوند، روانه F کمترین حجم را دارد (شکل ۱). بر اساس سنگ‌نگاری صورت گرفته بر روی این روانه، بلورهایی در ابعاد ۰/۱ میلی‌متر مانند بلور ۱، شکل ۹ و یا بلور ۱ و ۱۵، شکل ۱۱ دارای منطقه‌بندی فشرده و کاملاً شکل‌دار هستند. همچنین می‌توان بلورهایی کاملاً خودشکل با ابعاد ۰/۳ میلی‌متر یافت که تنها در حاشیه بلور منطقه‌بندی نشان می‌دهد (مانند بلور ۱۶، شکل ۹). بافت غربالی درشت که تمام سطح بلور را پوشانده است، در بلورهای ۱ تا ۳ میلی‌متری پلاژیوکلاز و گاهی انحلال رفته و هضم شده و گاهی خودشکل و با حاشیه رورشدی با منطقه‌بندی نوسانی مشاهده می‌شود (همانند بلورهای ۹-۱۴-۱۵، شکل ۹). گاهی می‌توان بلورهایی در ابعاد ۰/۴ میلی‌متر را مشاهده کرد که مشابه بلور شماره ۱۳ شکل ۹ هستند، اما رورشدی با منطقه‌بندی نوسانی دارند. دیگر اشکال بافتی که در شکل ۹ آمده است در این روانه با فراوانی اندک قابل مشاهده است. فراوانی بلورهای پلاژیوکلازها با ماکل پلیستنتیک که دامنه اندازه آنها از چند دهم میلی‌متر تا ۱/۵ میلی‌متر در نوسان است و همچنین فراوانی درشت بلورها با منطقه‌بندی نوسانی از مرکز به حاشیه، در نمونه‌های این روانه قابل توجه است. روند کلی مشاهده شده در بافت‌های پلاژیوکلاز روانه‌های A-B-C-D-E-F شامل ۱- منطقه‌بندی متراکم و نامتراکم در بلورهای خودشکل در میکرولیت‌ها، ۲- بافت غربالی ریز در هسته و حاشیه و وجود هسته‌های انحلالی در میکرولیت‌ها و درشت بلورها، ۳- بافت منطقه‌بندی تکه‌ای در درشت بلورها، ۴- بافت‌های غربالی درشت و

– **روانه A:** در مقاطع تهیه شده از این روانه وجود منطقه‌بندی نوسانی در بلورهایی با ابعاد ۰/۰۴ تا ۰/۰۸ میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۹، بلورهای ۱-۲-۱۶ و شکل ۱۱، بلورهای ۳-۹-۱۵-۱۶). بلورهای با این ابعاد کاملاً سالم و خودشکل و بدون هیچ‌گونه بافت غربالی ریز (Fine sieve texture (FST) در مرکز یا حاشیه بلور هستند. در شکل ۱۱ وجود هسته انحلالی در بلورهای ۱۰-۱۲-۲۷ در ابعاد ۰/۱۴ میلی‌متر دیده می‌شود و همانطور در شکل ۹ در بلورهای ۵-۴-۷-۱۳-۱۹-۲۱ دیده می‌شود، با افزایش اندازه به آهستگی به تعداد بلورهایی با بافت غربالی ریز در حاشیه و هسته انحلالی افزوده می‌شود. در بلوری به ابعاد ۰/۲ میلی‌متر مانند شکل ۹ بلور ۲۸ و شکل ۱۱، بلور ۴، می‌توان شروع بافت غربالی درشت (Course sieve texture (CST را مشاهده کرد. همچنین بلورهایی مانند بلورهای ۶-۱۲-۱۸-۲۰ (شکل ۹) و ۲۲ (شکل ۱۱) به ابعاد ۰/۴ میلی‌متر مشاهده می‌شود که بافت غربالی درشت، بافت غربالی ریز و با حاشیه منطقه‌بندی نوسانی و انحلال یا هضم شده را نشان می‌دهند. وجود حاشیه انحلالی و خردگی را همچنین در اندازه ۰/۲ میلی‌متر به بالا می‌توان مشاهده کرد. بلورها در محدوده اندازه ۰/۴ تا ۲/۵ میلی‌متر و تقریباً در همه درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی شدیدی در هسته و یا تمام سطح بلور دارند و همچنین وجود حاشیه منطقه‌بندی نوسانی در این محدوده اندازه، هم در بلورهای شکل‌دار و هم نیمه‌شکل‌دار و یا کاملاً انحلال رفته به شکل حاشیه‌ای با پهنای چند صد میلی‌متری دیده می‌شود که تقریباً سالم و بدون بافت غربالی ریز یا درشت است (شکل ۹، بلورهای ۹-۱۴-۱۵-۲۶). از شکل‌های بافتی دیگر که بیشتر در درشت‌بلورهایی مانند ۱۰-۸-۲۲-۲۳ (شکل ۹) و بلور ۳۲ (شکل ۱۱) دیده می‌شود، منطقه‌بندی تکه‌ای (patchy zoning) است. انحلال و شکستگی در بلورها، همانند بلورهای ۱۱ و ۲۴ (شکل ۹) در اندازه‌های بالای ۰/۵ میلی‌متر بهتر و بیشتر قابل مشاهده است.

– **روانه B:** در این روانه بافت منطقه‌بندی نوسانی در ابعاد ۰/۰۵ تا ۰/۱ میلی‌متر دیده می‌شود. اما شدت نوسان و تعداد نوسان‌ها و همچنین فراوانی چنین بلورهایی در این محدوده اندازه در روانه B بیشتر از روانه A است و از این نظر این دو روانه متفاوت هستند. همچنین تفاوت شدت نوسان در این اندازه بلورها از بلوری به بلور دیگر متفاوت است. به طوری که بلور ۱ در شکل ۹ با ابعاد ۰/۰۵ میلی‌متر دارای منطقه‌بندی نوسانی بسیار متراکم ولی بلور ۲ در شکل ۹ به ابعاد ۰/۰۷ میلی‌متر یا بلور ۱۳ در شکل ۱۱ از نوسانات اندکی برخوردار است. نکته قابل توجه وجود منطقه‌بندی نوسانی تقریباً مشابه در دو بلور با اندازه متفاوت است (مانند شکل ۹، بلور ۱ با ابعاد ۰/۰۸ و ابعاد ۰/۲ میلی‌متر). وجود هسته‌های انحلالی و بافت غربالی ریز در مرکز بلور را می‌توان در پلاژیوکلازهایی در ابعاد حدود ۰/۱ میلی‌متری مشاهده کرد (مانند شکل ۹ بلور ۵ و شکل ۱۱ بلور ۲). اما اولین بلور که وجود هسته انحلالی با بافت غربالی درشت را در مرکز خود نشان می‌دهد، بلور ۶، شکل ۹ یا بلور ۱۲، شکل ۱۱ با ابعاد ۰/۱۲ میلی‌متر است. در واقع در اینجا دو بلور دیده می‌شود (شکل ۹، بلور ۵ و ۶) که ابعادی نزدیک به هم دارند ولی شکل‌های بافتی متفاوتی را نشان می‌دهند. اولین نشانه‌های منطقه‌بندی تکه‌ای در هسته بلور را می‌توان در بلور ۸ شکل ۹ با ابعاد ۰/۱۸ میلی‌متر مشاهده کرد که در لبه‌های بلور دارای حاشیه نوسانی است. یک نمونه مشخص از منطقه‌بندی تکه‌ای در شکل ۸ نشان داده شده است. آغاز بافت غربالی ریز در حاشیه بلور را می‌توان در بلور ۲۵ شکل ۹ با ابعاد ۰/۴ میلی‌متر دید. در شکل ۹، بلور ۱۴ با ابعاد ۰/۷ بافت منطقه‌بندی تکه‌ای، سپس منطقه‌بندی نوسانی و در حاشیه بافت غربالی ریز مشاهده می‌شود که در مقایسه با بلور ۲۵، شکل ۹ که تنها بافت غربالی ریز را در حاشیه خود نشان می‌دهد، کاملاً قابل تأمل است. بافت غربالی درشت که تمام سطح بلور را پوشانده است، از بلور ۹ در شکل ۹ با ابعاد ۰/۷ شروع و تا درشت بلورهای این روانه با ابعاد ۲ میلی‌متر و بالاتر قابل مشاهده است. وجود حاشیه بلور با منطقه‌بندی نوسانی تقریباً در تمام بلورها با اندازه متفاوت دیده می‌شود. البته درشت‌بلورهایی مانند بلور ۱۵ در شکل ۹ و یا بلور ۲۴ در شکل ۱۱ چنین حالتی را نشان نمی‌دهند و عمدتاً حاشیه‌ای شدیداً انحلال رفته دارند.

بالتر از ۱۰۰ میکرومتر و با مقدار نوسانات An ۱۰-۲۵ درصد و همراه با سطوح انحلالی قابل توجه هستند. این نوع معمولاً به دلیل تغییرات ترکیب ماگما و یا اختلاط ماگمایی ایجاد می‌شود. وجود منطقه‌بندی نوسانی و تکراری و منظم و سطوح تحلیل رفته در اثر انحلال (شکل ۶)، نشانه شرایط تقریباً پایدار یا نزدیک به تعادل در مخزن ماگمایی در آن لحظه مشخص از زمان رشد بلور بوده است. در این شرایط، دما، فشار و محتوای آب در مخزن ماگمایی در مدت زمان مشخص تقریباً ثابت بوده و باور بر این است که این نوع منطقه‌بندی در اثر فرایندهای جنبشی (کینتیکی) ایجاد می‌شود (Giacomoni et al, 2014; Viccaro et al, 2012). از دیدگاه سینگر و همکاران (Singer et al. (1995) فرایند همرفت درون مخزن ماگمایی می‌تواند باعث ایجاد سطوح انحلالی ناچیز و تکرار شونده در بلور پلاژیوکلاز شود (شکل ۶). آنالیز نقطه‌ای EDX بر روی دو بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در حاشیه و منطقه‌بندی نوسانی از هسته بلور تا حاشیه انجام گرفت (شکل ۷). همانطور که دیده می‌شود نوسانات در مقدار آنورتیت نشان‌دهنده منطقه‌بندی نوسانی است، اما برای بلور ۲، شکل ۷ با توجه به اینکه پیش از رورشدی نوسانی بافت غربالی دیده می‌شود، مقدار نوسانات آنورتیت زیاد است. این پدیده با توجه به نوع ۲ که پیرس و کولیسنیک (Pearce, and Kolisnik (1990) معرفی کردند می‌تواند در طی شرایط نیمه‌تعادل پس از رخداد اختلاط ماگمایی ایجاد شده باشد. بلور در همان لحظه به دلیل اختلاط ماگمایی به سطح زمین نرسیده است و فوران صورت نگرفته است، بلکه در مخزن ماگمایی مانده و در شرایط نیمه تعادل رشد دوباره کرده و بافت منطقه‌بندی نوسانی نشان از آن است. اما برای بلور ۱، شکل ۷ شرایط متفاوت بوده و تنها تغییرات ضعیف در مقدار آنورتیت دیده می‌شود. به طور کلی تغییرات در پلاژیوکلاز شدیداً توسط تغییرات دما، فشار بخار آب و ترکیب شیمیایی ماگما کنترل می‌شود، به طوری که با افزایش PH_2O و دما، محتوای An پلاژیوکلاز بیشتر خواهد شد (Ruprecht and Wörner, 2007). کاهش فشار در طی بالا آمدن ماگما می‌تواند باعث تغییرات در بلورهای پلاژیوکلاز در حال تبلور شود. عامل دیگری که باعث تغییر در محتوای An پلاژیوکلاز می‌شود، اختلاط دمایی، یعنی تغییرات به دلیل تفاوت‌های دمایی در بخش‌های مختلف مخزن ماگمایی است (Ruprecht and Wörner, 2007). وجود سطوح تحلیل رفته در اثر انحلال در پلاژیوکلازها (شکل ۶) به کاهش فشار بخار آب، تزریق ماگما به درون مخزن ماگمایی و به هم خوردن تعادل حرارتی و شیمیایی ماگما نسبت داده می‌شود (Coote and Shane, 2016). البته سطوح انحلالی همچنین می‌تواند در محیط ایزوله و بسته و با توجه به حجم، ابعاد و بزرگی همرفت و جابه‌جایی ماگما در مخزن ماگمایی نیز شکل گیرد. همرفت در مخزن ماگمایی می‌تواند باعث تغییرات دوره‌ای در فشار- دما و ترکیب شیمیایی ماگما شود (Loomis and Welber, 1982; Housh and Luhr, 1991; Ginibre et al., 2002; Foley et al., 2013). از طرفی وجود بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی‌های نوسانی متفاوت در یک روانه به اندازه مخزن ماگمایی و دینامیک و همرفت درون آن و میزان و مقدار جابه‌جایی بلورهای در حال رشد در فضای مخزن و تماس آن با حاشیه و سنگ‌شناسی دربرگیرنده مذاب، وابسته است (Triebold et al., 2006). این تنوع در منطقه‌بندی نوسانی کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های روانه‌های مختلف آتشفشان دماوند قابل مشاهده است. البته روند سرد شدن تدریجی ماگما در مخزن و تبلور بلورها و بالا رفتن گرانیوی ماگما در میزان و شدت همرفت داخل مخزن ماگمایی نیز مؤثر است (Arzilli et al., 2019). گینبر و ورنر (Ginibre and Wörner, 2007) وجود حاشیه باریک از منطقه‌بندی نوسانی در بلورها را به دلیل تأثیر فرایندهای جنبشی در آخرین مراحل رشد بلور و در طول فوران یا پس از فوران می‌دانند که در طی آن بلور سریع سرد شده و این حوادث را در حاشیه خود ثبت می‌کند. این پدیده در بلور ۱۶ به ابعاد ۰/۱ میلی‌متر از روانه E مشاهده می‌شود (شکل ۹). این حالت را می‌توان هم در درشت بلورها و هم در میکروولیت‌های آتشفشان دماوند مشاهده کرد (شکل ۹، بلورهای ۱-۴-۵-۹).

بلورهای با حاشیه انحلالی و خرد شده در درشت بلورها است. این تغییرات بر اساس اندازه و فراوانی هر یک از بافت‌ها در شکل ۴ نشان داده شده است.

- خاکستر موجی و ریزشی: در نهشته‌های خاکستر موجی و ریزشی همانند روانه‌ها، درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز عمدتاً دارای بافت غربالی درشت بوده که بیشتر دارای حاشیه انحلالی هستند (شکل ۱۱، بلور ۲۴). با فراوانی کمتر می‌توان درشت‌بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز با بافت غربالی درشت را هم مشاهده کرد که گاهی دارای رورشدی دوباره هستند (شکل ۱۱، بلور ۲۳). این شرایط در تمام نمونه‌ها با فراوانی متفاوت مشاهده می‌شود (شکل ۵). همچنین با فراوانی بسیار کم می‌توان بلورهایی مانند ۲۳ - ۱۶ - ۵ در شکل ۹ مشاهده کرد که شامل بلورهای خودشکل با منطقه‌بندی نوسانی متراکم و بلورهای با هسته‌های انحلالی با بافت غربالی ریز در هسته و رشد دوباره بلور با حاشیه منطقه‌بندی نوسانی هستند که بیشتر میکروولیت‌ها را تشکیل می‌دهند. اما آنچه در تمام نمونه‌ها آشکار است، وجود درشت‌بلورها با بافت به شدت غربالی درشت است. همانطور که در شکل ۵ دیده می‌شود، نهشته‌های خاکستر موجی و ریزشی در مقایسه با روانه‌های تراکیتی و تراکی آندزیتی تنوع بافتی بسیار اندکی دارند.

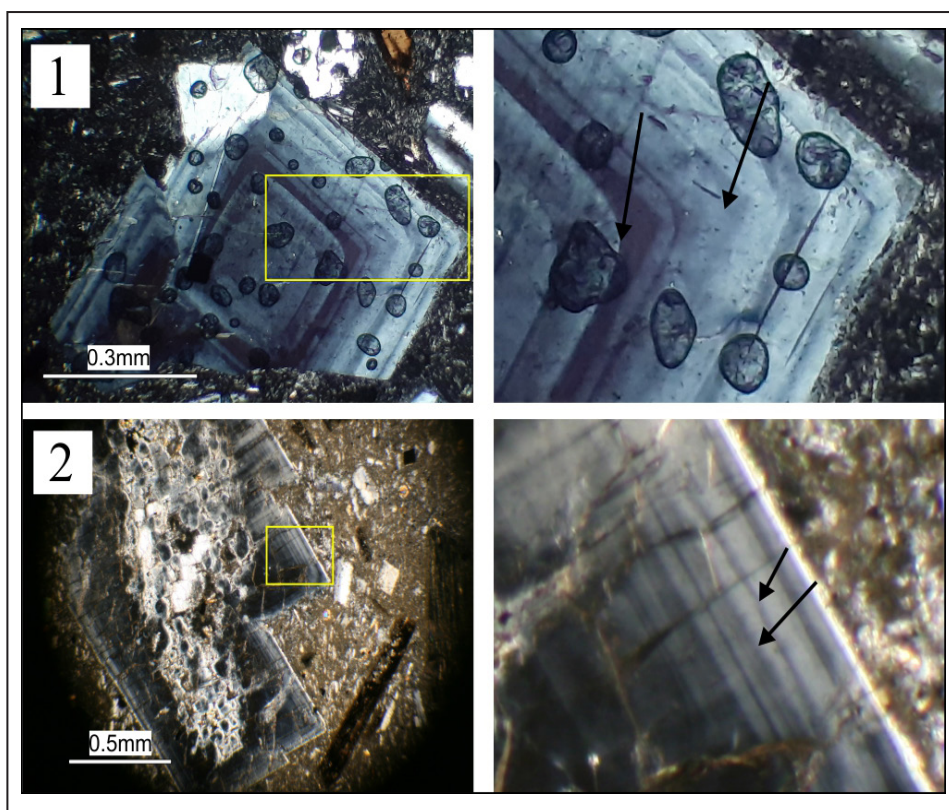
۵- بحث

مجموعه بافت‌هایی که در بلورهای پلاژیوکلاز آتشفشان دماوند مشاهده می‌شوند، شامل منطقه‌بندی نوسانی فشرده و غیر فشرده - بافت‌های غربالی ریز در هسته یا حاشیه بلور - بافت غربالی درشت در هسته یا تمام سطح بلور - وجود هسته‌های انحلالی - منطقه‌بندی تکه‌ای - حاشیه‌های انحلالی و وجود رورشدی و یا حاشیه رورشدی با منطقه‌بندی نوسانی است که در ادامه نحوه ایجاد آنها بررسی شده است.

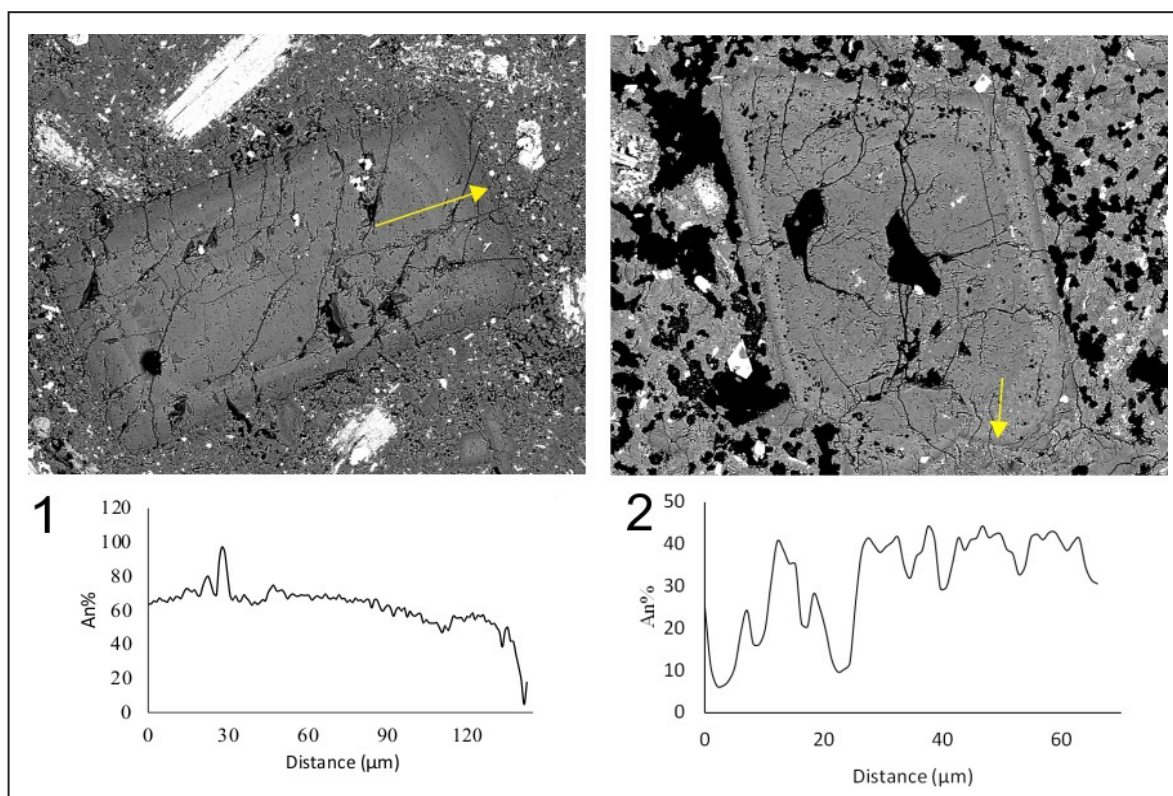
۱-۵. منطقه‌بندی نوسانی

بر اساس مطالعات انجام شده، به طور کلی منطقه‌بندی نوسانی در تمام سطح بلور و یا در حاشیه و به شکل‌های متراکم و نامتراکم را می‌توان به تغییرات فیزیکی و شیمیایی مخزن ماگمایی به شکل دوره‌ای و نوسانی نسبت داد و تبلور این بلورها را در شرایط متعادل و سرد شدن یکنواخت ماگما دانست (Shane, 2015; Tsune and Toramaru, 2008).

تقریباً از مرکز تا حاشیه بلور در جمعیتی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با ابعاد زیر ۰/۱ میلی‌متر منطقه‌بندی نوسانی بسیار فشرده، مانند بلور ۱ در شکل ۹ در روانه B و بلورهای ۱-۱۵-۱۶ در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود. در مقابل در همین محدوده اندازه، بلورهای پلاژیوکلازی دیده می‌شوند که دارای منطقه‌بندی نوسانی با فشرده‌گی یا تراکم اندک هستند (مانند بلور ۲ در شکل ۹ در روانه‌های B و C و بلور ۱۳ در شکل ۱۱ که منطقه‌بندی غیر فشرده را نشان می‌دهند). ایجاد منطقه‌بندی ریز (FOZ) (Fine oscillatory zoning) تحت شرایط مختلف می‌تواند رخ دهد: (۱) تبلور بلور در مذابی که پی‌درپی تغییرات منظم دما یا فشار بخار آب و تغییر ترکیب شیمیایی دارد (Humphreys et al., 2006; Ginibre et al., 2002). (۲) افزایش محلی و محدود در سرعت انتشار و انرژی جنبشی رشد بلور که در شرایط نزدیک به تعادل بین بلور و مذاب ایجاد می‌شود (Vance, 1969; Dowty, 1980; Schwindinger and Anderson, 1989; Schwindinger, 1999). در مورد میزان تغییرات منطقه‌بندی نوسانی که ریز و فشرده یا درشت و نامتراکم باشد، پیرس و کولیسنیک (Pearce and Kolisnik (1990) به ارتباط مستقیم آن به ابعاد و حجم همرفت در مخزن ماگمایی اشاره کرده‌اند. این پژوهشگران دو نوع منطقه‌بندی را در بلورهای پلاژیوکلاز در نظر گرفتند. نوع ۱ با مقیاس کوچک و پهنای منطقه‌بندی ۱ تا ۱۰ میکرومتر مشخص می‌شوند و با مقدار نوسانات An ۱-۱۰ درصد که بیشتر به شکل دوره‌ای و تکراری در نوسان هستند، مرتبط است. این نوع منطقه‌بندی در شرایط نزدیک به تعادل ماگما شکل می‌گیرد. اما نوع ۲ با مقیاس و پهنای منطقه‌بندی



شکل ۶- شماره ۱ بلوری از روانه F را نشان می‌دهد که از هسته تا حاشیه دارای منطقه‌بندی نوسانی است. سمت راست بزرگنمایی در کادر زرد رنگ است که سطوح انحلالی بین زون‌های رورشدی را نشان می‌دهد (فلش‌ها) (اشکال کروی حباب‌های هوا هستند که در زمان تهیه مقطع ایجاد شده‌اند). شماره ۲ درشت‌بلور پلاژیوکلاز در روانه E و در مرکز با بافت غربالی درشت و رورشدی با منطقه‌بندی نوسانی در حاشیه و سمت راست بزرگنمایی در کادر زرد رنگ برای نمایش سطوح رشد و انحلالی است (فلش مشکی نشان‌دهنده سطوح انحلالی). تصاویر در نور XPL است.

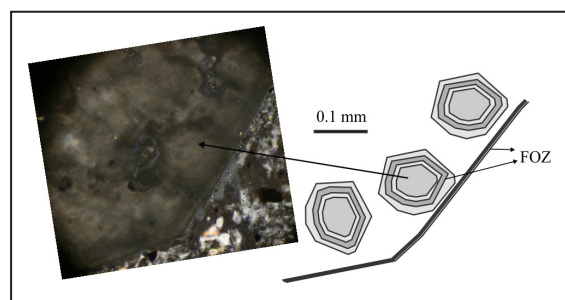


شکل ۷- تغییرات درصد آنورتیت حاصل از داده‌های آنالیز نقطه‌ای EDX بر روی دو نمونه پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در تراکیت و تراکی‌آندزیت‌های دماوند. منطقه‌بندی نوسانی از هسته تا حاشیه بلور ۱ منطقه‌بندی نوسانی در حاشیه بلور ۲. توضیحات: در بلور ۱ نواحی دارای ناهنجاری بالا خط‌های ناشی از آنالیز روی حفرات و شکستگی‌ها هستند.

۲-۵. منطقه‌بندی تکه‌ای (Patchy zoning)

دربرگیرنده این بلورها تزریق می‌شود، وابسته است (Viccaro et al., 2010). به طور کلی وجود بافت غربالی در مرکز بلور نشان‌دهنده این است که بین ماگمای مافیک و اسیدی واکنش و تماس وجود داشته است (Eichelberger, 1978; Hibbard, 1981). همچنین وجود بافت غربالی ریز (Fine-sieve texture) در حاشیه بلور را (همانند بلورهای ۷-۲۷-۲۸، شکل ۹) به تزریق ماگمای اولیه به مخزن ماگمایی، بالارفتن دما و اختلاط آن با ماگمای باقی‌مانده و انحلال‌های بخشی و تماس بلور با ماگمای غنی از کلسیم ارتباط داده می‌شود (Viccaro et al., 2010; Coote and Shane, 2016; Renjith, 2014). در فرایند کاهش فشار، زمانی که ماگمای تحت اشباع از آب با سرعت زیاد بالا می‌آید، فشار بخار آب در سیستم افزایش می‌یابد و باعث ناپایداری در بلور پلاژیوکلاز می‌شود و این منجر به انحلال و ایجاد بافت غربالی می‌شود (Renjith, 2014). در بیشتر درشت‌بلورهای ۶ روانه و نهشته‌های خاکستر ریزشی و موجی، بافت غربالی درشت (Coarse-sieve texture) در تمام سطح بلور دیده می‌شود که گاهی همراه با حاشیه انحلالی هستند. بنابراین می‌توان این بلورها را نشانه حرکت سریع ماگما و احتمالاً به دنبال آن خروج و فوران دانست. نبود آثاری از ورش‌شدی در حاشیه بلور این تفسیر را تأیید می‌نماید. تعدادی از درشت‌بلورها در روانه‌ها و خاکسترها دیده می‌شود، نمونه این پدیده در بلور ۱۴ و ۹، شکل ۹ است که حاشیه باریکی با منطقه‌بندی نوسانی ریز (Fine-scale oscillatory zones) دارند، که می‌تواند نشان‌دهنده رسیدن به شرایط پایدار پس از انتقال سریع و کاهش فشار و قبل از فوران باشد. بافت غربالی ریز در بلورهای پلاژیوکلاز دماوند، گاهی فقط در هسته بلور و گاهی تنها در حاشیه بلور دیده می‌شود. برای مثال در بلور ۵، شکل ۹ و بلور ۲، شکل ۱۱ در هسته این بلورها بافت غربالی ریز وجود دارد و گویای آن است که بلور دوباره در شرایط متعادل قرار گرفته و طی رشد، بافت غربالی ریز را در بر گرفته است، چرا که حاشیه این بلورها دارای منطقه‌بندی نوسانی ریز بوده که به معنای ادامه رشد بلور در شرایط نسبتاً متعادل بوده است. اما گاهی وضعیتی مشابه بافت بلور ۷ (شکل ۹) یا بلور ۲۰ (شکل ۱۱) در روانه A دیده می‌شود که باور بر این است که بلور در حال رشد، پس از تماس با ماگمای با حرارت بالاتر و ایجاد بافت غربالی ریز، در شرایط متعادل قرار گرفته، اما تحت شرایط عدم تعادل دوباره حاشیه آن دچار انحلال شدید شده است (Tsuyehyama and Takahashi, 1983; Viccaro et al., 2010). ویکارو و همکاران (Viccaro et al., 2016) بافت غربالی ریز در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز را ناشی از تزریق ماگمای مافیک و اختلاط ماگمایی می‌دانند و همچنین اشاره می‌کنند، زمانی که ماگما به سمت سطح زمین بالا می‌آید، کاهش فشار و حضور مولکول‌های آب حل‌نشده در مذاب، به انحلال پلاژیوکلازها کمک می‌نماید. به عقیده نلسون و مونتانا (Nelson and Montana, 1992) دلیل ایجاد بافت غربالی درشت را بهتر است به شرایط صعود سریع ماگما و به دنبال آن کاهش سریع فشار نسبت داد. این پژوهشگران نشان دادند که اختلاط ماگمایی تنها نمی‌تواند باعث ایجاد بافت غربالی درشت شود. در واقع تأثیر کاهش سریع فشار در ایجاد بافت غربالی درشت به مراتب بسیار بیشتر از اختلاط ماگمایی و یا افزایش دما است. به طور کلی باید توجه داشت که بافت‌های لانه زنبوری یا غربالی‌ها، از آثار ذوب‌شدگی و به دنبال آن انحلال در طی اختلاط ماگمایی است (Sigurdsson, 1971; Eichelberger, 1978). در این سازوکار اگر درشت‌بلورها در دمای بالاتر از سالدوس خود قرار بگیرند ذوب خواهند شد. اگرچه یک بلور می‌تواند با مذاب احاطه شده تبادل حرارتی انجام و دچار انحلال شود. همچنین در آزمایش‌های تجربی انحلال بلور توسط قرارگیری آن در یک مذاب بازالتی نشان داده شده است که بافت غربالی در دماهایی حتی پایین‌تر از سالدوس پلاژیوکلاز نیز رخ داده است (Lofgren and Norris, 1981). تسوچی‌اما (Tsuyehyama, 1985) نشان‌داد که بافت‌های غربالی پلاژیوکلاز که نوعی انحلال هستند، می‌تواند به دلیل واکنش و تبادل بین

منطقه‌بندی تکه‌ای در بلورهای پلاژیوکلاز در هر ۵ روانه دیده می‌شود (نمونه آن در شکل ۸ مشاهده می‌شود). به عقیده اندرسون (Anderson, 1982) و کوریتانی (Kuritani, 1999) این پدیده مربوط به اشکال رشدی (Growth feature) می‌شود. به باور ونس (Vance, 1962) منطقه‌بندی تکه‌ای به معنی پراکندگی غیر یکنواخت الگوهای منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز است. گینبر و ورنر (Ginibre and Wörner, 2007) بر این باور هستند، بافت منطقه‌بندی تکه‌ای همانند بافت غربالی درشت در حین حوادث انحلالی شکل می‌گیرند. در واقع این بافت زون‌های انحلال رفته شدیدی هستند که در زمان انحلال زون رشد کرده پیشین به شکل بسته‌ای بی‌شکل باقی می‌ماند و در نهایت دوباره با پلاژیوکلاز کلسیک رشد دوباره می‌یابد و محبوس می‌شود. این فرایند ممکن است با پلاژیوکلاز سدیک‌تر نیز تکرار شود و باور دارند که تمام این فرایند می‌تواند ناشی از اختلاط ماگمایی باشد. البته کاهش فشار در شرایط تحت اشباع آب باعث ایجاد چنین انحلال‌هایی در بلورهای پلاژیوکلاز خواهد شد (Nelson and Montana, 1992). توسعه و ایجاد بافت منطقه‌بندی تکه‌ای در هسته پلاژیوکلاز هنوز موضوع مورد بحث است و اتفاق نظر بر این است که این بافت در زمان رشد یا انحلال‌های بعدی یا تحت شرایط همزمان رشد و انحلال پی در پی ایجاد می‌شود که بسته‌های نامنظمی با An پایین باقی می‌ماند و سپس در اثر احاطه شدن با ماگمای غنی از An شروع به رشد دوباره می‌نماید (Bennett et al., 2019). به باور ویکارو (Viccaro et al., 2010) فرایند شکل‌گیری منطقه‌بندی تکه‌ای نمی‌تواند فرایند سریعی باشد. از آن جهت که پلاژیوکلازها باید زمان کافی برای انحلال و رشد دوباره داشته باشند، حرکت ماگما به سمت سطح پی‌درپی نبوده است. نتایج مطالعات نلسون و مونتانا (Nelson and Montana, 1992) نشان می‌دهد که میزان انحلال در پلاژیوکلازها به شدت به میزان بزرگی کاهش فشار وابسته است و میزان تغییرات فشار زیاد باعث می‌شود که درصد بالایی از بلورها دچار انحلال شوند. ویکارو و همکاران (Viccaro et al., 2016) نتیجه گرفتند که این‌گونه ماگماها با سرعت کمتری صعود می‌کنند و احتمالاً آرام‌تر به سطح رسیده‌اند. این بافت در تمام ۶ روانه آتشفشان دماوند و تقریباً در بلورهای پلاژیوکلاز از اندازه حدود ۰/۲ میلی‌متر تا درشت‌بلورهای با ابعاد ۱ تا ۲ میلی‌متر وجود دارد، اما فراوانی آن در روانه D به سن ۴۵۰ هزار سال بیشتر است.



شکل ۸- نمونه پلاژیوکلاز دماوند دارای منطقه‌بندی تکه‌ای، منطقه‌بندی نوسانی ریز در حاشیه بلور و هر یک از تکه‌ها مشاهده می‌شود (Fine oscillatory zoning) (FOZ).

۳-۵. بافت غربالی در هسته و حاشیه بلور همراه با شواهد انحلال

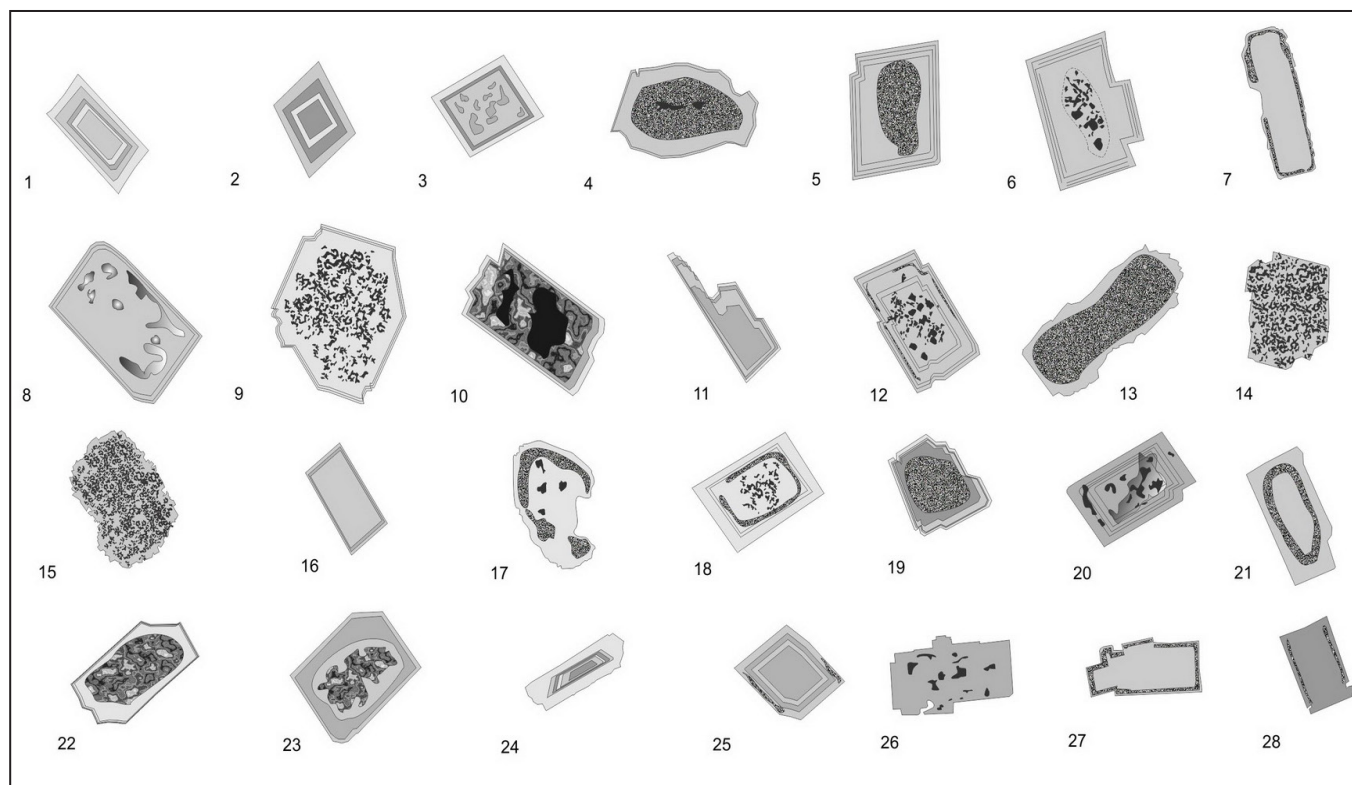
بافت غربالی ریز و درشت در هسته و حاشیه بلور همراه با هسته‌ها و حاشیه‌های انحلالی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. این بافت می‌تواند در شرایط افزایش ناگهانی An که احتمالاً به دلیل ورود ماگمای کمتر تفریق‌یافته به درون مخزن ماگمایی دربرگیرنده بلورهای پلاژیوکلاز است، ایجاد شود (Viccaro et al., 2010). میزان شدت غربالی شدن به میزان تفاوت ماگمای ابتدایی که به درون ماگمای

می‌شود (مانند بلور ۱۷، شکل ۹ در روانه A) که نیاز به توضیح دارد. رنجیث (Renjith, 2014) نحوه ایجاد خردشدگی درون بلور را بررسی کرده و معتقد به کاهش شدید فشار در زمان فوران و تمایل گازهای موجود به آزاد شدن و خروج از دهانه آتشفشان است. این فرایند باعث می‌شود که حباب‌های کوچک گاز موجود در بلورها که به شکل اذخال‌هایی در آن محبوس شده‌اند، در زمان فوران و همزمان با کاهش شدید فشار، نیرویی همه جانبه از درون به بلور وارد نمایند. این نیرو همانطور که بلور به سطوح بالاتر می‌رود، افزایش یافته و سرانجام بلور را تکه‌تکه و خرد می‌کند.

پلاژیوکلازهای غنی از آل‌بیت و مذاب غنی از آنورتیت در طی فرایند انحلال بخشی، تشکیل شود. حتی برخی باور دارند، که اذخال‌های از جنس شیشه که در بافت غربالی دیده می‌شود، می‌تواند باقی‌مانده مایع به دام افتاده بین بازوهای انحلال رفته‌ای باشد که در حین اختلاط ماگمایی شکل گرفته‌اند (Hibbard, 1981 and 1991; Kuo and Kirkpatrick, 1982; Ustunisik et al; 2014).

۴-۵. خردشدگی و شکستگی‌ها در بلورهای پلاژیوکلاز

در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دماوند، شکلی شبیه خردشدگی مشاهده



شکل ۹- تنوع بافت‌های کانی پلاژیوکلاز در تراکیت و تراکی آندزیت دماوند.

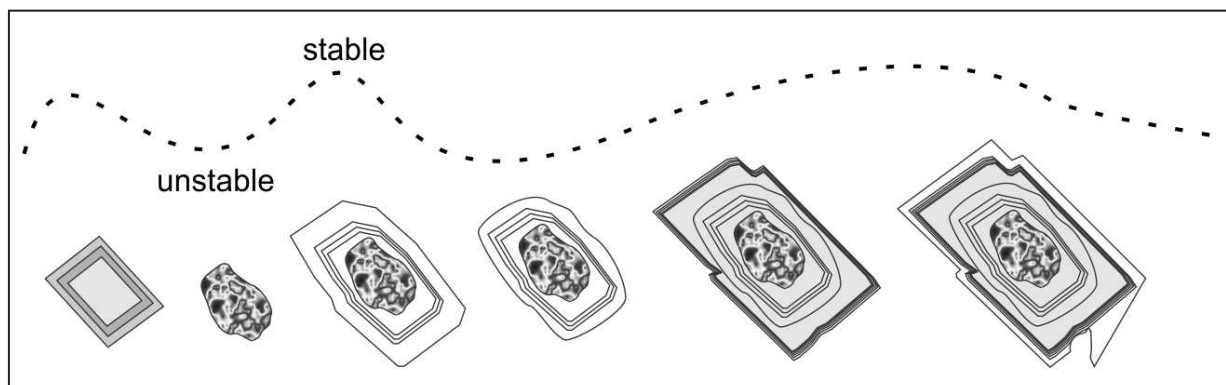
۴-۵. فرایندهای ماگمایی

بافتی در روانه B از دیگر روانه‌ها بیشتر است و منطقه‌بندی نوسانی متراکم در میکرولیت‌های روانه B از دیگر روانه‌ها فراوان‌تر است. نهشته‌های خاکستر موجی و ریزشی دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی درشت هستند که عمدتاً حاشیه کاملاً تحلیل رفته دارند و این فراوان‌ترین بافت در خاکسترها است و نیز بیشترین تأثیر کاهش شدید فشار در خاکسترها دیده می‌شود (شکل ۵). در این خاکسترها تنها ۳ نوع بافت دیده شد که احتمالاً به دلیل اختلاف وزن (از آن جهت که بیشتر بلورهای درشت پلاژیوکلاز بافت غربالی درشت را دارند) نوعی تفکیک صورت گرفته است. به طور کلی این تفاوت‌ها نشان از آن دارد که در حقیقت ماگماتیسم در آتشفشان دماوند با طیفی از تعادل‌ها و عدم تعادل‌های بافتی همراه بوده است و این موضوع در بلورهای پلاژیوکلاز در زمان رشد مکرر رخ داده است (شکل ۱۰). بیشتر میکرولیت‌ها و حاشیه باریکی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی نوسانی ریز و فشرده در حاشیه خود هستند و این نشان می‌دهد که در مخازن ماگمایی دماوند، بلور در مذابی در حال تبلور بوده است که پی‌درپی تغییرات منظم دما یا فشار بخار آب و تغییر شیمیایی داشته است (Humphreys et al., 2006; Ginibre et al., 2002) و این شرایط آخرین لحظات پیش از فوران آتشفشان دماوند است، چراکه حاشیه بلور نشانه‌ای از تغییرات بافتی دیگری

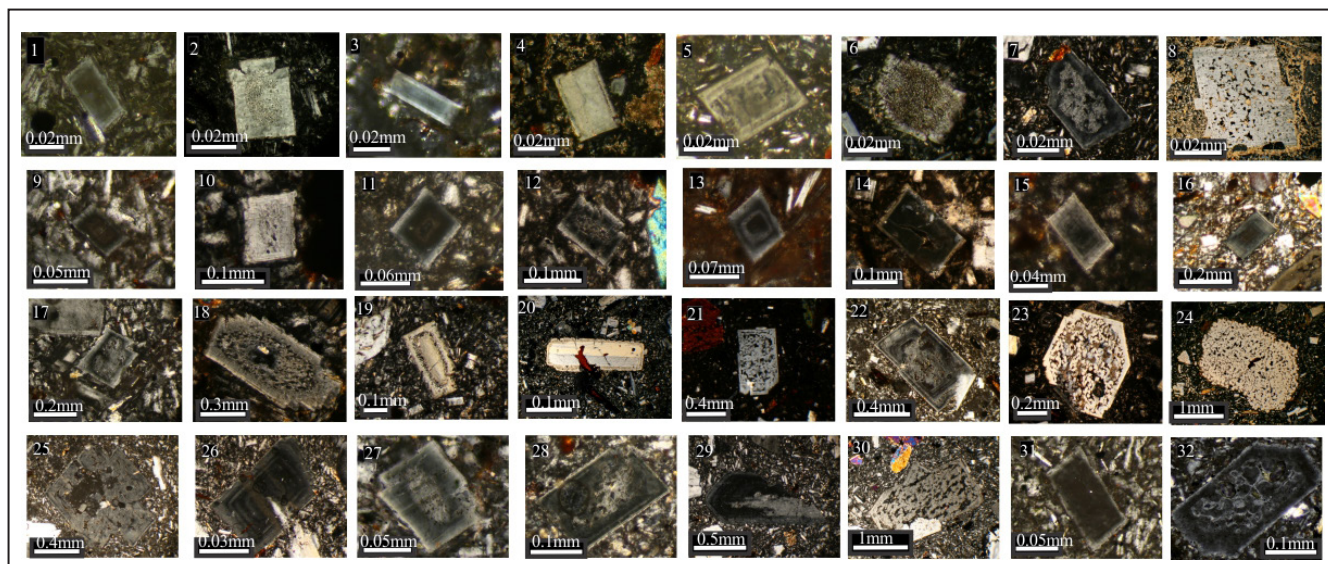
کانی پلاژیوکلاز در دامنه وسیعی از شرایط فیزیکی پایدار و بنابراین تاریخیچه و تحولات ماگما را به صورت بافت‌های مختلف در خود ثبت نماید (Heiken and Eichelberger, 1980; Nelson and Montana, 1992; Davidson and Tepley, 1997; Izbekov et al., 2002; Browne et al., 2006; Lofgren, 1980; Pearce et al., 1994; Nakamura and Shimakita, 1998; Singer et al., 1995; Tsuchiyama et al., 1987; Lofgren, 1983; Viccaro et al, 2016; Tsuchiyama and Takahashi, 1983). در این مطالعه مشخص شد، پلاژیوکلازهای رشدیافته در روانه‌های دماوند دارای ۲۸ نوع بافت متمایز است که هر یک در شرایط مختلفی شکل گرفته‌اند. وجود هم زمان دو بلور با اندازه یکسان و بافت متفاوت و بلورهای غیرهم‌اندازه و بافت مشابه در یک روانه ماگمایی (شکل ۴-۵-۹) که هر یک در شرایط خاصی شکل می‌گیرند، نشانگر نوسان‌های زیاد میان تبلور تعادلی و غیر تعادلی در مخزن ماگمایی آتشفشان دماوند است. فراوانی بالای منطقه‌بندی نوسانی در درشت‌بلورهای روانه F و منطقه‌بندی تکه‌ای در روانه D آشکارتر است و نشان می‌دهد که دینامیک و فرایندهایی که بر مخزن ماگمایی روانه جوان F و روانه قدیمی D حاکم بوده، متفاوت از هم بوده‌اند. همچنین روانه F در برابر دیگر روانه‌ها کمترین حجم را به خود اختصاص داده است. تنوع

دماوند معرفی شده است (Shomali and Shirzad, 2014)، می‌توان استنباط کرد که فضا‌های مختلف مخازن ماگمایی می‌توانسته شرایط متفاوتی را ایجاد و نسل‌هایی از بلورها با ویژگی‌های مختلف را شکل دهد، زیرا همانطور که توضیح داده شد، منطقه‌بندی نوسانی و انحلال‌ها به ابعاد مخازن ماگمایی که باعث ایجاد تغییرات دمایی و فشار می‌شود، بستگی داشته است. در زمان‌های تزریق، احتمالاً این بلورها از مخازن پایینی به مخازن بالایی جابه‌جا شده‌اند و بنابراین طیفی از ویژگی‌های متفاوت بافتی در کنار هم قرار گرفته‌اند.

را ندارد. برای آتشفشان دماوند مخازن ماگمایی متعدد به صورت کاملاً متبلور و حتی نیمه متبلور در ژرفاهای مختلف توسط مطالعات ژئوفیزیکی و همچنین مطالعات سنگ‌شناختی معرفی شده است (Eskandari et al; 2018; Mostafanejad et al., 2011; Shomali and Shirzad, 2014). بنابراین می‌توان احتمال تزریق ماگما از مخزن ماگمایی پایینی به بالایی و به هم خوردن تعادل فیزیکی و شیمیایی در مخزن ماگمایی را در نظر گرفت که زادصالح و پورخرسندی (Zadsaleh and Pourkhorsandi, 2016) وجود اختلاط ماگمایی در روانه‌های A-B-C را نشان داده‌اند. باتوجه به اینکه ابعاد مختلفی برای مخزن ماگمایی



شکل ۱۰- به صورت نمادین یک بلور در طول رشد خود ممکن است بارها شرایط تعادل و عدم تعادل را تجربه کند و دچار انحلال‌ها و رشد دوباره شود.



شکل ۱۱- تنوع بافت‌های پلاژیوکلاز در تراکیت و تراکی آندزیت دماوند در نور XPL.

۶- نتیجه‌گیری

مترکم و ظریف و نیمه‌متعادل (مانند درشت بلورها با منطقه‌بندی نوسانی با تغییرات آنورتیت پایین و سطوح انحلالی ناچیز) و عدم تعادل (مانند بلورهایی با بافت غربالی شدید تا منطقه‌بندی تکه‌ای) را ثبت کرده‌اند. این شرایط در تمام روانه‌ها با سن‌های (محدوده سنی ۷۳۰۰ سال تا ۴۴۵ هزار سال) متفاوت دیده می‌شود که گویای تنوع تحولات ماگمایی در شکل‌گیری آتشفشان دماوند است. نکته قابل توجه این است که در روانه F در جبهه باختری دماوند که بیشترین میزان بافت منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز را دارد، حجم روانه نسبت به دیگر روانه‌ها کمتر است و در دیگر روانه‌ها که حجم خروج ماگما از دهانه نسبت به روانه F چندین برابر است، بافت غربالی درشت در درشت بلورها بیشترین فراوانی را دارد. تنوع فرایندهای یاد شده وجود مخازن ماگمایی متفاوت و حرکت ماگما در میان این مخازن در اعماق مختلف آتشفشان دماوند را تأیید می‌نماید.

سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه شهید بهشتی تهران و مرکز تحقیقاتی اروپایی CEREGE واقع در دانشگاه Aix-Marseille فرانسه برخوردار بوده‌اند، بنابراین بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی دارند. از جناب دکتر جمشید حسن‌زاده برای راهنمایی در شناخت روانه‌های تعیین سن شده، از دوستان گرامی هومن جلالی شکیب و میلاد کارآمد که در امر نمونه‌برداری یاری و مساعدت داشتند، سپاسگزاریم. نگارندگان، همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم فصلنامه علوم زمین سپاسگزاری می‌نمایند.

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی نوع بافت در برابر اندازه بلورهای پلاژیوکلاز آتشفشان دماوند، ۲۸ نوع بافت در روانه‌ها و ۳ نوع بافت در خاکسترهای ریزشی و موجی با ویژگی‌های متمایز شناسایی شد. مشخص شد که گسترش بافت غربالی درشت محدود به اندازه درشت‌بلورها شده است و این بافت در خاکسترهای موجی و ریزشی به فراوانی دیده می‌شود. در یک مقطع نازک از روانه‌های تراکیتی و تراکی‌آندزیتی می‌توان تنوعی از پلاژیوکلازها را دید که در اندازه و بافت‌های مختلف کنار هم قرار گرفته‌اند. قرار گرفتن بافت غربالی که نشانه نوسانات شدید در ماگما بوده و بافت منطقه‌بندی نوسانی ریز که حاکی از شرایط متعادل هست، خود حاکی از سازوکارهای متفاوتی است که در طول تاریخ رشد هر کدام از این بلورها بر دماوند گذشته، اما سرانجام پلاژیوکلازها همزمان با یکدیگر از دهانه خارج شده‌اند. بلورهایی دیده شد که بافت غربالی در هسته و سپس انحلال بلور و رشد دوباره در شرایط آرامش درون مخزن ماگمایی و در نهایت حاشیه منطقه‌بندی نوسانی دارند که نشان از شرایط به نسبت متعادل در آخرین دوره‌های رشد خود پیش از خروج از دهانه است. بلورهایی وجود دارند که چندین بار رشد و انحلال داشته‌اند، که نشان از حاکم شدن پی‌درپی شرایط تعادل و عدم تعادل در مخزن یا مخازن ماگمایی است. اما همه عدم تعادل‌ها باعث خروج بلور از مخزن ماگمایی نشده است. زیرا همانطور که اشاره شد، رورشدی که عمدتاً منطقه‌بندی نوسانی در حاشیه بلور است و گاه سترای قابل توجهی دارد، نشان از شرایط نیمه‌متعادل بوده که در مخزن ماگمایی حاکم بوده است. به طور کلی در روانه‌های آتشفشان دماوند بلورهایی وجود دارند که حالت تعادل (مانند جمعیت میکروولیت‌ها با منطقه‌بندی

کتابنگاری

- اسکندری، ا.، ۱۳۹۵، بررسی تحولات ماگمایی گدازه‌های آتشفشان دماوند را با تکیه بر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، رساله دکترا، دانشگاه خوارزمی، ۳۴۰ صفحه.
- امامی، م.، ۱۳۶۸، آتشفشان دماوند و فعالیت احتمالی آن گزارش، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹۹ صفحه.
- پندآموز، ع.، ۱۳۷۷، تعیین جایگاه روانه‌های بازالتی در توالی آتشفشان دماوند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- مرتضوی، ح.، ۱۳۹۲، جوان‌ترین فعالیت آذرآواری در آتشفشان دماوند، نمونه‌ای از یک فوران ساب‌پلینی با ارتفاع ستون فوران در استراتوسفر، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۸۹، صص ۱۵۵-۱۶۶، <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2013.53597>.

References

- Allenbach, P., 1966. Geologie und petrographie des Damavand und seiner umgeurg (Zentral-Elburz): Iran: Geologisches Institut, ETH-Zurich, Mitteilung Nr. 63, 114 p. DOI: [org/10.3929/ethz-a-000089799](https://doi.org/10.3929/ethz-a-000089799).
- Anderson, Jr, A.T., 1982. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. American Mineralogist 69 (7-8), 660-676. American Mineralogist (1984) 69 (7676-660): (8-).
- Arzilli, F., Morgavi, D., Petrelli, M., Polacci, M., Burton, M., Di Genova, D., and Perugini, D., 2019. The unexpected explosive sub-Plinian eruption of Calbuco volcano (22-23 April 2015; southern Chile): Triggering mechanism implications. Journal of Volcanology and

- Geothermal Research, 378(April 2015), 35–50. DOI: org/10.1016/j.jvolgeores.2019.04.006.
- Bennett, E. N., Lissenberg, C. J., and Cashman, K. V. 2019. The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(6), 1–22. DOI:org/10.1007/s004101-1587-019-.
- Browne, B. L., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., and Vogel, T. A., 2006. Magma mingling as indicated by texture and Sr / Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen volcano, SW Japan. 154, 103–116. DOI: org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.022.
- Campion, R., Mehrabi, B., Shakeri, A., Nekrylov, N., Pokrovsky, B., and Kuznetsova, O., 2020. Jour I P. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106880. DOI: org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106880.
- Coote, A. C., and Shane, P., 2016. Crystal origins and magmatic system beneath Ngauruhoe volcano (New Zealand) revealed by plagioclase textures and compositions. *LITHOS*, 260, 107–119 DOI: org/10.1016/j.lithos.2016.05.017.
- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, D.F., Bashukooh, B., Turrin, B., and Pandamouz, A., 2004. The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Bull. Geol. Soc. Am.* 116, 16e29. DOI: org/10.1130/B25344.1.
- Davidson, J.P., Tepley, F.J. III, Knesel, K.M., 1998. Isotopic fingerprinting may provide insights into evolution of magmatic systems. *EOS Transactions, Amer. Geophys. Union*, 79: 185, 189, 193. DOI: 10.1093/petrology/40.5.787.
- Dowty, E., 1980. Synneusis reconsidered. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, 75e84. DOI: 10.2478/mipo-20180009-.
- Eichelberger, C.J., 1978. Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature* 275, 21–27. DOI:10.1038275021/a0.
- Eskandari, A., Amini, S., De Rosa, R., Donato, P., 2018. Nature of the magma storage system beneath the Damavand volcano (N. Iran): An integrated study. *Lithos* 300–301. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.002>.
- Eskandari, A., Deevsalar, R., De Rosa, R., Shinjo, R., Donato, P., and Neill, I., 2020. Geochemical and isotopic constraints on the evolution of magma plumbing system at Damavand Volcano, N Iran. *Lithos*, 354–355. DOI: org/10.1016/j.lithos.2019.105274.
- Foley, F. V., Pearson, N. J., Rushmer, T., Turner, S., and Adam, J., 2013. Magmatic evolution and magma mixing of quaternary adakites at solander and little solander islands, new zealand. *Journal of Petrology*, 54(4), 703–744. DOI:org/10.1093/petrology/egs082.
- Giacomoni, P. P., Ferlito, C., Coltorti, M., Bonadiman, C., and Lanzafame, G., 2014. Earth-Science Reviews Plagioclase as archive of magma ascent dynamics on “open conduit” volcanoes: The 2001 – 2006 eruptive period at Mt. Etna. *Earth Science Reviews*, 138, 371–393. DOI: org/10.1016/j.earscirev.2014.06.009.
- Ginibre, C., and Wörner, G., 2007. Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase. 98, 118–140. DOI: org/10.1016/j.lithos.2007.03.004.
- Ginibre, C., Kronz, A., and Wörner, G., 2002. High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 436e448. DOI: org/10.1007/s004100100298.
- Heiken, G., and Eichelberger, J.C., 1980. Eruptions at Chaos Crags, Lassen Volcanic National Park, California. *J. Volcanol. Geotherm Res.* 7, 443–481. DOI:org/10.10166-90042(80)0273-0377/.
- Hibbard, M.J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 158–170. DOI:org/10.1007/BF00371956.
- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology*, 13. Elsevier, Amsterdam. DOI: 10.4236/ojms.2016.62017.
- Housh, T. B., and Luhr, J. F., 1991. Plagioclase melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist* 76, 477,492.
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D., Sparks, S.J., 2006- Magma evolution and open system processes at shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology* 47 (12), 2303e2334. DOI:10.1093/petrology/egl045.
- Izbekov, P.E., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, B.V., and Ivanov, B. V., 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: evidence for rapid introduction by basalt replenishment. *Geology* 30, 799–802. DOI: org/10.1130030(2002)7613-0091/.
- Johannes, W., Koepke, J., and Behrens, H., 1994. Partial melting reactions of plagioclase and plagioclase bearing systems. In: Parson, I. (Ed.), *Feldspar and Their Reactions*. Kluwer, Dordrecht, pp. 161–194. DOI: 10.10074-5-1106-011-94-978/.
- Kuo, H., 1950. Petrology of the Hakone Volcano and the Adjacent Areas, Japan. *Bull. Geol. Soc. Am.* 61, p. 957–1020. DOI:org/10.113061(1950)7606-0016/.
- Kuo, L. C., and Kirkpatrick, R. J., 1982. Pre-eruption history of phyric basalts from DSDP legs 45 and 46: Evidence from morphology and zoning patterns in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(1), 13–27. DOI:org/10.1007/BF00376957.
- Kuritani, T., 1999. Phenocryst crystallization during ascent of alkali basalt magma at Rishiri Volcano, northern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88 (77–97). DOI:10.1016/S037700105-(98)0273-X.

- Lofgren, G.E., and Norris, P.N., 1981. Experimental duplication of plagioclase sieve and overgrowth textures. *Geol. Soc. Am., Abstr.* Lofgren, G.E., 1980. Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts, Chapter 11. In: Hargraves, R.B. (Ed.), *Physics of Magmatic Processes*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey. DOI: [org/10.1515/9781400854493.487/](https://doi.org/10.1515/9781400854493.487/).
- Loomis, T. P., and Welber, P. W., 1982. Crystallization processes in the Rocky Hill granodiorite pluton, California: An interpretation based on compositional zoning of plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, 230-239. DOI: [10.1007/BF00371300](https://doi.org/10.1007/BF00371300).
- Mehdizadeh, H., Liotard, J.-M., and Dautria, J.-M., 2002. Geochemical characteristics of an intracontinental shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran. *Comptes Rendus Geosci.* 334, 111-117. DOI: [org/10.1016/S16310-01717\(02\)0713-](https://doi.org/10.1016/S16310-01717(02)0713-).
- Mirnejad, H., Hassanzadeh, J., Cousens, B.L., and 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. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 288-296. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2010.09.014](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.014).
- Mortazavi, S.M. 2017. High Potash Volcanic Rocks and Pyroclastic Deposits of Damavand Volcano, Iran, an Example of Intraplate Volcanism. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 28(2): 155-168-. DOI: [10.22059/JSCIENCES.2017.60752](https://doi.org/10.22059/JSCIENCES.2017.60752).
- Mortazavi, S.M., Amigo, A., and Sparks, R.S.J. 2009. Evidence for recent large magnitude explosive eruptions at Damavand Volcano, Iran with implications for volcanic hazards. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, v. 20(3): p.253-264-.
- Mostafanejad, A., Hossein Shomali, Z., and Mottaghi, A.A., 2011. 3-D velocity structure of Damavand 789 volcano, Iran, from local earthquake tomography. *J. Asian Earth Sci.* 790. DOI: [org/10.1016/j.jseaes.2011.03.011](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.011).
- Nakamura, M., and Shimakita, S., 1998. Dissolution origin and syn-entrapment compositional changes of melt inclusions in plagioclase. *Earth and Planetary Science Letters* 161, 119-133. DOI: [10.1016/S0012821-X\(98\)001447-](https://doi.org/10.1016/S0012821-X(98)001447-).
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Am. Mineral.* 77, 1242-1249. *American Mineralogist* (1992) 77 (111249-1242): (12-.
- Pearce, T. H., and A. M. Kolisnik., 1990. Observations of plagioclase zoning using interference imaging, *Earth Sci. Rev.*, 29, 9-26, DOI: [org/10.1016/0024-\(0\)8252-0012/P](https://doi.org/10.1016/0024-(0)8252-0012/P).
- Pearce, T.H., Russel, J.K., and Wolfson, I., 1987. Laser-interference and Nomarsky interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980- eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist* 72, 1131-1143, *American Mineralogist* (1987) 72 (111143-1131): (12-.
- Perugini, D., and Poli, G., 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences. *Lithos* 153, 261-277. DOI: [org/10.1016/j.lithos.2012.02.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.002).
- Renjith, M. L., 2014. Geoscience Frontiers Micro-textures in plagioclase from 1994 e 1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5(1), 113-126. DOI: [org/10.1016/j.gsf.2013.03.006](https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.006).
- Ruprecht, P., and Wörner, G., 2007. Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahuia monogenetic cones. 165, 142-162. DOI: [org/10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.06.002).
- Schwindinger, K.R., 1999. Particle dynamics and aggregation of crystals in a magma chamber with application to Kilauea Iki olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 209-238. DOI: [10.1016/S03778-00009\(99\)0273-](https://doi.org/10.1016/S03778-00009(99)0273-).
- Schwindinger, K.R., and Anderson, Jr., A.T., 1989. Synneusis of Kilauea Iki olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 187-198. DOI: [org/10.1007/BF00378504](https://doi.org/10.1007/BF00378504).
- Shane, P., 2015. Contrasting plagioclase textures and geochemistry in response to magma dynamics in an intra-caldera rhyolite system, Okataina volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 297, 1-10. DOI: [org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.013](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.013).
- Shomali, Z. H., and Shirzad, T., 2014. Crustal structure of Damavand volcano, Iran, from ambient noise and 799 earthquake tomography. *J Seismol*: 110-. DOI: [10.1007/s109508-9458-014-](https://doi.org/10.1007/s109508-9458-014-).
- Sigurdsson, H., 1971. Feldspar relations in a composite magma. *Lithos* 4:231-238. DOI: [10.1016/0003-\(71\)4937-0024/x](https://doi.org/10.1016/0003-(71)4937-0024/x)
- Singer, B., Dungan, M.A., Layne, G.D., 1995- Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *American Mineralogist* 80, 776-798. DOI: [org/10.2138/am-1995815-7-](https://doi.org/10.2138/am-1995815-7-).
- Smith, R.K., and Lofgren, G.E., 1983. An analytical and experimental study of zoning in plagioclase. *Lithos* 16, 153-168. DOI: [10.1016-0024/9-90012\(83\)4937](https://doi.org/10.1016-0024/9-90012(83)4937).
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., and Sadidkhouy, A., 2009. Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. *Geophysical Journal International* 177, 733-742 DOI: [10.1111/j.1365246-X.2009.04115.x](https://doi.org/10.1111/j.1365246-X.2009.04115.x).
- Streck, M.J., 2008. Mineral textures and Zoning as evidence for Open System Processes. 69(1983), 595-622. DOI: [org/10.2138/rmg.2008.69.15](https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.15).

- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N. and Sodoudi, F., 2015. Crustal Thickness of Iran Inferred from Converted Waves. *Pure Appl. Geophys.*, 172(2), 309331-. <https://doi.org/10.1007/s000240-0901-014->.
- Triebold, S., Kronz, A., and Wörner, G., 2006. Anorthite-calibrated backscattered electron profiles, trace elements, and growth textures in feldspars from the Teide-Pico Viejo volcanic complex (Tenerife). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154(1–2), 117–130. DOI: [org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.023](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.09.023).
- Tschiyama, A., and Takahashi, E., 1983. Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(4), 345–354. DOI: [org/10.1007/BF01160286](https://doi.org/10.1007/BF01160286).
- Tschiyama, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite – anorthite, and the origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 1–16. DOI: [org/10.1007/BF01177585](https://doi.org/10.1007/BF01177585).
- Tsune, A., and Toramaru, A., 2008. Quantitative description of oscillatory zoning in basaltic to dacitic plagioclases from the Shirahama Group, Japan. *Earth, Planets and Space*, 60(6), 653–660. DOI: [org/10.1186/BF03353129](https://doi.org/10.1186/BF03353129).
- Ustunisik, G., Kilinc, A., and Nielsen, R. L., 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase. *Lithos*, 200–201(1), 80–93. DOI: [org/10.1016/j.lithos.2014.03.021](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.021).
- Vance, J.A., 1962. zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning. *Am J Sci* 260:746760-. DOI: [org/10.2475/ajs.260.10.746](https://doi.org/10.2475/ajs.260.10.746).
- Viccaro, M., Barca, D., Bohrsen, W. A., Oriano, C. D., Giuffrida, M., Nicotra, E., and Pitcher, B. W., 2016, Lithos 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, 309–323. DOI: [org/10.1016/j.lithos.2016.02.004](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.004).
- Viccaro, M., Giacomoni, P. P., Ferlito, C., and Cristofolini, R., 2010. Dynamics of magma supply at Mt. Etna volcano (Southern Italy) as revealed by textural and compositional features of plagioclase phenocrysts. *Lithos*, 116(1–2), 77–91. DOI: [org/10.1016/j.lithos.2009.12.012](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.012).
- Viccaro, M., Giuffrida, M., Nicotra, E., and Ozerov, A. Y., 2012. Magma storage, ascent and recharge history prior to the 1991 eruption at Avachinsky Volcano, Kamchatka, Russia: Inferences on the plumbing system geometry. *Lithos*, 140–141(January 1991), 11–24. DOI: [org/10.1016/j.lithos.2012.01.019](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.019).
- Yan, L. L., He, Z. Y., and Xu, X. S., 2020. Magma recharge processes of the Yandangshan volcanic-plutonic caldera complex in the coastal SE China: Constraint from inter-grain variation of Sr isotope of plagioclase. *Journal of Asian Earth Sciences*, 201, 104511. DOI: [org/10.1016/j.jseaes.2020.104511](https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104511).
- Zadsaleh, M., and Pourkhorsandi, H., 2016. Quantitative textural investigation of trachy-andesite of Damavand volcano (N Iran): Insights into the magmatic processes, *Journal of African Earth Sciences*, 120, 238247-. DOI: [10.1016/j.jafrearsci.2016.05.011](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.05.011).
- Zelenski, M., Chaplygin, I., Farhadian Babadi, M., Taran, Y., Campion, R., Mehrabi, B., and Kuznetsova, O., 2020. Volcanic gas emissions from Taftan and Damavand, the Iranian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 397, 106880. DOI: [org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106880](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106880).

Original Research Paper

Application of plagioclase mineral textures in lava, ash fall and surge deposits to examine young Damavand magmatic processes

Mohsen Zadsaleh¹, Fariborz Masoudi^{1*}, Hamed Pourkhorsandi² and Karen Fontijn²

¹ Geology Department, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Laboratoire G-Time, Université libre de Bruxelles, Brussels, Belgium

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 September 13

Accepted: 2021 October 25

Available online: 2022 June 22

Keywords:

Damavand volcano

Plagioclase texture

Non-equilibrium crystallization

Ash

Fall – surge deposit

Magma chamber

ABSTRACT

Damavand is a young volcanic edifice with an elevation of 5610 meters formed in the middle of the central Alborz Mountain range (N Iran) during the Quaternary. Its edifice is composed of trachyte and trachyandesite rocks, pyroclastic fall and flow deposits and lahars, formed during several eruptions and under different magmatic conditions. To investigate the crystallization trends in the Damavand magma chamber and its evolution over time, plagioclase internal textures in lava flows, pyroclastic flow and ash deposits were studied. Samples from six different lava flows and pyroclastic fall and density current deposits with different ages were collected. Plagioclase crystals with similar dimensions and sizes but with completely different textures, and plagioclases with different dimensions but similar textural characteristics were observed. Twenty-eight different texture types were observed in plagioclase crystals from lava flows, whereas only three texture types were distinguished in the pyroclastic deposits. A large population of plagioclase in pyroclastic deposits reveal the non-equilibrium crystallization in the Damavand magma chamber(s), while in lava flows, a series of plagioclase cumulates present both equilibrium and non-equilibrium crystallization conditions in the magma chamber. Plagioclase crystals in the source magmas of lava flows have repeatedly remained in a non-equilibrium state without eruption, letting the crystals to overgrow. Changes in the rate of magma ascent, small- and large-scale convection cells in magma chambers, varying temperature and/or pressure, and different volumes of (non-) eruptible mush/melt, are some of the parameters that are revealed by our textural studies. In the period between about 7-450 ky ago, the magma chamber that led to the buildup of the young Damavand volcano, was in non-equilibrium conditions as demonstrated by individual crystals textures and chemistry. However, these conditions have not always led to volcanic eruptions.

* Corresponding author: Fariborz Masoudi; E-mail: drfmasoodi@gmail.com

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.303195.1933

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.2.6.8



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)