

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلاز، شواهدی از فرایندهای وابسته به سیستم‌های باز: بررسی موردی آتشفشان بزمان (جنوب شرق ایران)

علی احمدی^۱، زهرا فیروزکوهی^{۱*}، علی اصغر مریدی فریمانی^۱، دیوید ریچارد لنتز^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا

(دریافت مقاله: ۹۵/۴/۲۰، نسخه نهایی: ۹۵/۷/۳۰)

چکیده: ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بافتی درشت بلورهای پلاژیوکلاز در آندزیت و بازالت‌های آتشفشان بزمان (از کمان آتشفشانی مکران) شواهدی از برهمکنش ماگمای بازالتی و ماگمای آندزیتی را در مخزن ماگمایی ارائه می‌دهند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز هم در آندزیت و هم بازالت‌ها متشکل از سه بخش هسته، گوشته و پوسته هستند و محتوای انورتیت در هسته و گوشته‌ی آن‌ها مشابه‌اند (An_{39-60}). هسته‌های فنوکریست‌های پلاژیوکلاز که به نظر می‌رسد در تعادل با ماگمای آندزیتی تبلور یافته، الگوهای مختلفی از منطقه‌بندی را به نمایش می‌گذارند. محتوای عناصر فرعی (Ba ، Sr ، Mg ، Fe) در مناطق مختلف هسته این بلورها گاه ثابت و گاه از محتوای انورتیت پلاژیوکلاز پیروی می‌کنند و می‌توانند نشانگر فرایندهای دینامیکی درون مخزن ماگمایی حین شکل‌گیری هسته در ماگمای آندزیتی باشند. شکل‌گیری بافت‌های واجذبی و خلیجی در حاشیه هسته، و سپس تغییر الگوی توزیع عناصر Ba و Sr ، جهش ناگهانی محتوای انورتیت (حدود An_{40} تا An_{60})، Fe و Mg همراه با شکل‌گیری گوشته‌ی دارای بافت غربالی روی هسته در پاسخ به تغییر دما و ترکیب ماگما در اثر تزریق ماگمای بازالتی به مخزن ماگمایی رخ داده‌است. افزایش انورتیت در پوسته‌ی پلاژیوکلازهای ماگمای بازالتی (از An_{53} به An_{74}) و کاهش محتوای انورتیت در پوسته‌ی پلاژیوکلازهای ماگمای آندزیتی (از An_{69} به An_{53}) نشان می‌دهند که دو ماگما در مراحل‌نهایی تبلور پلاژیوکلاز در اثر عواملی نظیر صعود ماگما هویت شیمیایی متمایز خود را یافته‌اند. این شواهد همراه با گردشگری حاشیه میکروفنوکریست‌های پیروکسن و منطقه‌بندی ضعیف در آن‌ها نشان از تغذیه اتافک ماگمایی با ماگمای بازالتی دارد که چه به صورت فیزیکی و چه به صورت شیمیایی با ماگمای آندزیتی بر همکنش داشته‌است.

واژه‌های کلیدی: مکران؛ فرایندهای سامانه‌ی باز؛ عناصر فرعی؛ منطقه‌بندی کانایی تغذیه ماگمایی.

مقدمه

مخزن و بین مخزن ماگمایی، و محیط در بردارنده‌ی آن رخ می‌دهند [۳-۴]. فرایندهای فیزیکی نظیر تغییر دما [۵]، فشار لیتواستاتیک [۳، ۶] و فشار بخار آب در فضای ماگما [۷]، به علاوه فرایندهای شیمیایی نظیر اختلاط [۸] که شیمی ماگما را تغییر می‌دهند، می‌توانند بر ترکیب پلاژیوکلاز اثر تعیین کننده‌ای داشته باشند.

فرایند اختلاط در ماگماهای جزایر قوسی و آتشفشان‌های حاشیه‌های فعال قاره‌ای که مخزن ماگمایی در آن‌ها به صورت

شناسایی فرایندهای مختلف نظیر تغییر شرایط فیزیکی ماگما یا رخداد اختلاط در اتاق ماگمایی با توجه به بافت و ترکیب کانی‌ها خصوصاً پلاژیوکلاز در پژوهش‌های گوناگون مورد توجه قرار گرفته است [۱-۲]، از میان بسیاری، تغییر ترکیب پلاژیوکلاز حین رشد و ایجاد انواع منطقه‌بندی در آن، همراه با شکل‌گیری بافت‌های مختلف نظیر انواع بافت‌های واجذبی، معرف فرایندهایی هستند که در اثر تبادل انرژی و ماده در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۷۳۹۰۳۹۷، نمابر: ۳۳۴۴۶۵۶۵ (۰۵۴)، پست الکترونیکی: zfirouzkhoei@pgs.usb.ac.ir

پی در پی تغذیه می‌شود، بسیار رایج است [۹-۱۱] و فرایند اختلاط چه به‌صورت اختلاط ماگماهایی با خاستگاه‌های متفاوت و چه به‌صورت ماگماهایی با منشأ یکسان امکان‌پذیر است [۱۲]. شدت و گستردگی این فرایند می‌تواند در حدی باشد که ماگمای جدیدی (به‌عنوان مثال ماگمای آندزیتی) را از اختلاط دو ماگمای متفاوت (به‌عنوان مثال ماگمای بازالتی و داسیتی) ایجاد کند [۱۲-۱۵] و یا به‌صورت محلی و با شدت کمتری رخ داده و تنها شواهدی از بلورهای بیگانه را در دو ماگمای اختلاطی بر جای بگذارد [۹، ۱۴، ۱۵].

امروزه با بهره‌گیری از روش‌های دقیق تجزیه نقطه‌ای کانی-ها، امکان دسترسی به محتوای عناصر اصلی و فرعی در هر کانی و تغییرات ایزوتوپی آنها فراهم شده است [۱۶]. ترکیب بررسی‌های بافتی همراه با بررسی تغییرات غلظت عناصر فرعی نظیر Fe، Mg، Ba، Sr و تغییر محتوای تشکیل دهنده انورتیت در پلاژیوکلاز می‌تواند در تفکیک عوامل درون ماگمایی (فیزیکی) نظیر تغییر فشار، دما و محتوای بخار آب از عوامل تغییر دهنده ترکیب ماگما (شیمیایی) نظیر اختلاط ماگمایی راهگشا باشد [۹، ۱۷، ۱۸] زیرا، اثر تغییر ترکیب ماگمای دربردارنده بر غلظت عناصر فرعی نظیر Fe، Mg، Ba و Sr در پلاژیوکلاز از تغییر ناشی از نوسانات محتوای انورتیت پلاژیوکلاز و به دنبال آن تغییر ضریب توزیع این عناصر، در این کانی بیشتر است [۱۹].

آتش‌فشان بزمان یکی از مراکز آتشفشانی اصلی حاصل از فرورانش پهنه مکران [۲۰-۲۳]، در جنوب ایران است (شکل ۱، الف). این آتشفشان در مساحتی به گستردگی حدود ۱۶۰۰ کیلومتر مربع گسترش دارد و با وجود ترکیب غالب داسیتی و آندزیتی سنگ‌های خروجی، آتش‌فشان‌های کوچک بازالتی در پیرامون آن و از درون گدازه‌های آندزیتی و داسیتی آتشفشان بزمان سر بر آورده‌اند. تصاویر میکروسکوپ الکترونی، و نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای، وجود پلاژیوکلازهایی با بافت‌ها و تغییرات ترکیبی بسیار مشابه را در آندزیت‌های به دست آمده از قله آتش‌فشان و بازالت‌های پیرامونی آتش‌فشان آشکار کرده است.

در این پژوهش با تکیه بر داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز، خصوصاً تغییرات عناصر فرعی Fe، Mg، Sr و Ba همراه با تغییر محتوای انورتیت و ویژگی‌های بافتی آن‌ها، در آندزیت‌های قله و بازالت‌های پیرامونی، به ارائه بحثی

پیرامون احتمال رویداد فرایندهای وابسته به سیستم‌های باز آتشفشانی در مخزن(های) ماگمایی آتشفشان بزمان پرداخته شده است. بدیهی است که با توجه به عدم وجود داده‌های سنی از گدازه‌های سازنده‌ی مخروط اصلی آتشفشانی بزمان (شکل ۱ ب)، نمی‌توان سن قطعی فازهای مختلف خروجی منجمله آندزیت‌های قله را مشخص کرد و فرض بر آن است که ماگماهای هم ارز بازالت و آندزیت‌های یاد شده تفاوت سنی قابل توجهی نداشته و در اتاق ماگمایی همراه بوده‌اند.

داده‌های زمین‌شناختی، ژئوشیمیایی، سنگ‌نگاری

موقعیت زمین‌شناختی

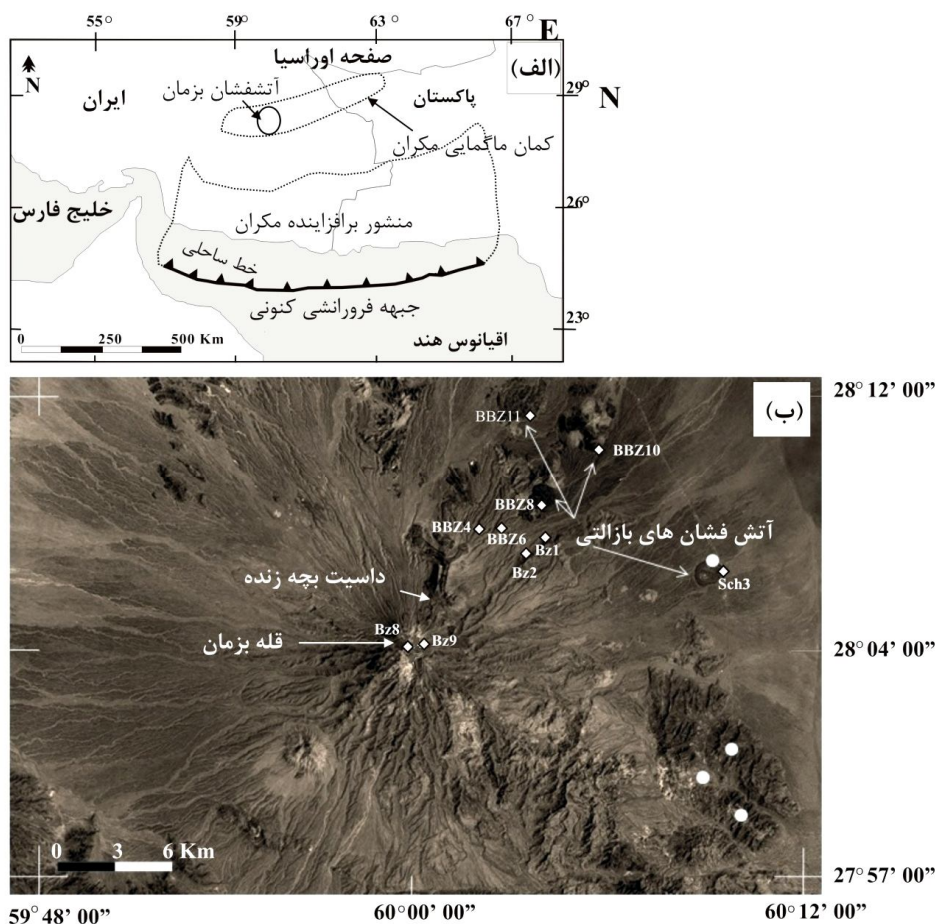
واحدهای رسوبی، آتش‌فشانی و بقایای پوسته‌ی اقیانوسی نفوتتیس گسترده شده در شمال سواحل دریای عمان، پهنه مکران ایران را تشکیل می‌دهد [۲۴]. این پهنه در اثر فرورانش باقی مانده‌ی پوسته‌ی اقیانوسی نفوتتیس در دریای عمان و اقیانوس هند به زیر لبه‌ی جنوب شرقی صفحه‌ی ایران (بلوک لوت) و جنوب غربی پاکستان (بلوک افغان) ایجاد شده است [۲۵]. ماگمای حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر لیتوسفر قاره‌ای لوت - هلمند به صورت نواری منقطع در شمال فرونشست جازموریان و بخش جنوبی منطقه‌ی زمیندرز سیستان گسترده شده است (شکل ۱ الف). کمان مکران مشتمل بر چند مرکز آتشفشانی سلطان، تفتان، غرب خاش، بزمان و شاهسواران [۱۳، ۲۰، ۲۲] است که در شکل ۱ (الف) نشان داده شده‌اند. شروع فعالیت‌های آتشفشانی وابسته به فرورانش در این منطقه‌ی به اواخر میوسن باز می‌گردد [۲۰].

استراتوولکان جوان بزمان به سن پلیوسن - پلیستوسن [۲۶] مخروطی متشکل از گدازه‌ها و خاکسترهای دارای ترکیب بیشتر داسیتی و آندزیتی است (شکل ۱ ب). با توجه به مشاهدات صحرایی می‌توان گفت اولین گدازه‌های خروجی از دهانه اصلی، قله فعلی، آتش‌فشان بزمان دارای ترکیب داسیتی و آندزیتی بوده که بخش بزرگ پیکره آن را تشکیل داده‌اند. فراوانی و گسترش افق‌های توفی، و حجم بسیار زیاد لاپیلی در بخش‌های کم ارتفاع تا قله استراتوولکان بزمان، نشان از رخداد‌های انفجاری در مراحل مختلف فعالیت آتشفشان دارد. مخروط آتشفشانی بچه زنده در شمال غرب قله بزمان (شکل ۲ الف)، به طور غالب از داسیت تشکیل شده است.

مراحل نهایی فوران آتشفشان بزمان با خروج ماگماهای بازالتی همراه بوده است. ماگماهای بازالتی به صورت آتش

آندزیت بازالتی گسترده شده‌اند که به نظر می‌رسد حاصل فعالیت‌های آتشفشانی پیش از آتشفشان بزمان در این منطقه باشند. بر اساس مشاهدات صحرایی و با توجه به تنوع داده‌های سنی ارائه شده [۲۱-۲۳] (شکل ۱ ب)، سنگ‌های آتشفشانی نامبرده قطعاً از محصولات آتشفشانی سازندهی مخروط اصلی آتشفشان بزمان، قدیمی‌تر بوده و ممکن است همزمان با شکل‌گیری مجموعه آتشفشانی شاهسواران تشکیل شده باشند. پانگ و همکاران (۲۰۱۴) [۲۳] با به کارگیری روش اورانیوم - سرب در زیرکن، برای آندزیت و داسیت‌های جنوب شرقی آتشفشان، سنی حدود ۵/۹ تا ۷/۵ میلیون سال را تعیین کرده‌اند.

فشان‌های تک خاستگاه (Satellite cones) بسیار کوچک غالباً مدور با قطری حدود ۱/۵ کیلومتر، بیشتر از حاشیه و دامنه‌های شرقی و شمالی آتشفشان بزمان، خارج شده‌اند (شکل‌های ۱ ب و ۲ الف و ب) برخی از این واحدها به روش پتاسیم - آرگن سال‌سنجی شده و سنی بین حدود ۰/۶۹ تا ۱۱/۵ میلیون سال از آن‌ها به دست آمد [۲۱]. سیندرکن‌های بازالتی تا حاشیه‌های غرب و شمال غربی آتشفشان بزمان امتداد داشته و به علاوه مجموعه آتشفشان گسترده‌ای از گدازه‌های بازالتی تا آندزیتی [۲۰-۲۲] که به نام کوه‌های شاهسواران از آن یاد می‌شود [۲۰]، در غرب آتشفشان بزمان گسترش یافته‌اند (شکل ۱ الف). در جنوب شرقی آتشفشان بزمان نیز، حجم چشمگیری از گدازه‌های داسیتی، آندزیتی و



شکل ۱ الف: محل آتش فشان بزمان در جنوب ایران، نسبت به سلسله کوه های مکران و برخی دیگر از عناصر وابسته به فرورائش پوسته ی اقیانوس هند نیز نمایش داده شده‌اند. پهنه منشور فزاینده مکران و محدوده ی کمان ماگمایی مکران با خط چین نشان داده شده اند. خطوط خاکستری ممتد نیز نشان دهنده ی مرز کشورهای ایران، پاکستان و افغانستانند. ب: تصویر ماهواره ای از آتشفشان بزمان که محل نمونه های تجزیه شده در آن به صورت لوزی نشان داده شده اند و هر نمونه معرفی شد. دوایر توپر نشان دهنده ی گدازه های تعیین سن شده هستند.



شکل ۲ الف: نمای شمال شرقی از آتشفشان بزمان که در آن قله‌ی مخروط بچه زنده و محصولات آتشفشان خروجی از آن و نیز مخروط کوچک بازالتی در شمال آن قابل مشاهده هستند. ب: نمای نزدیک تر از دامنه شرقی همان مخروط بازالتی.

روش بررسی

نمونه‌ها و روش‌های تجزیه

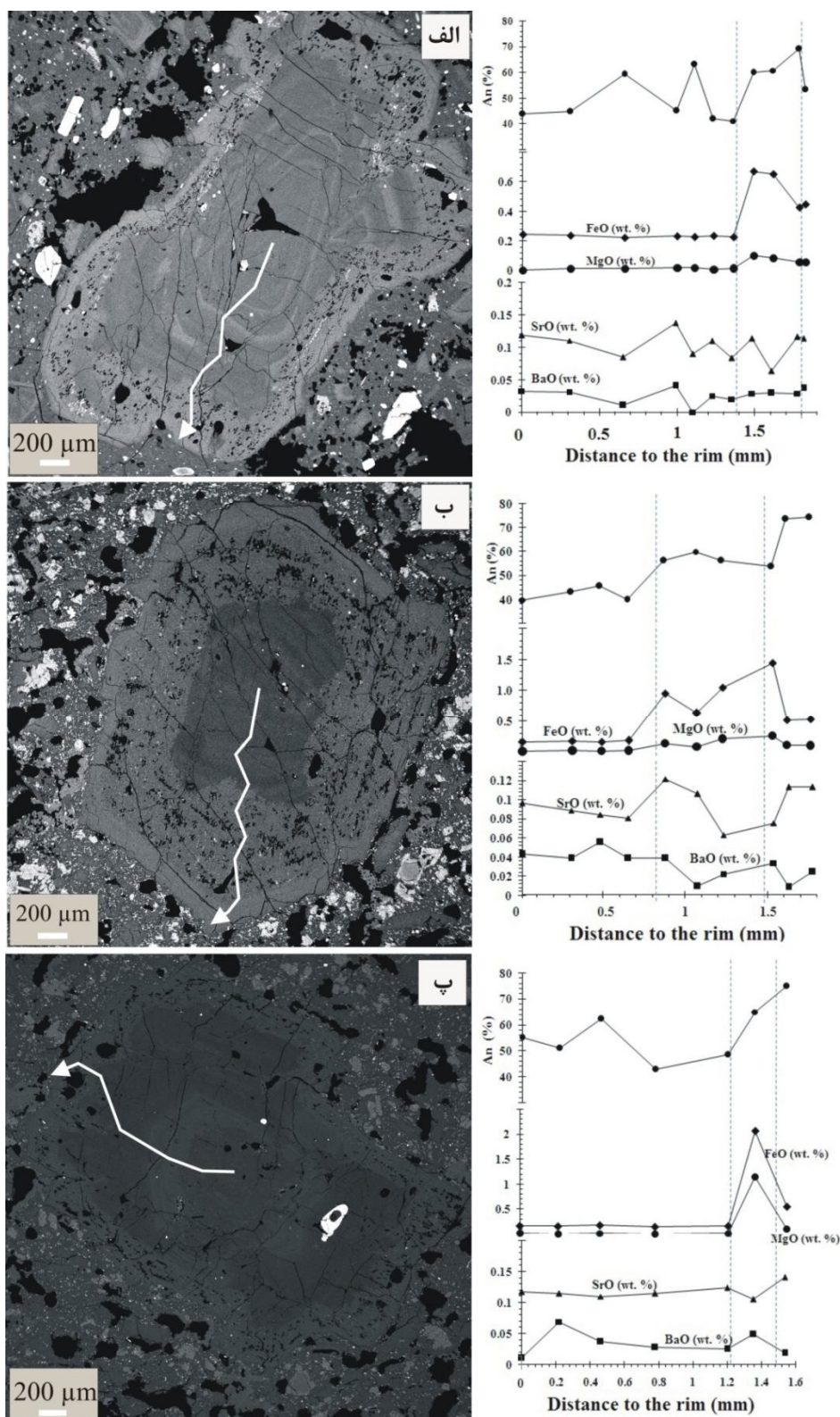
نمونه‌های آندزیتی، داسیتی، آندزیت بازالتی، و بازالتی از نقاط مختلف قله تا دامنه‌های شرقی، و شمالی آتشفشان بزمان (شکل ۱ ب) مورد بررسی‌های میکروسکوپی، قرار گرفتند. از بین این نمونه‌ها، انواع همگن و تا حد امکان فاقد بخش‌های هوازده، انتخاب و به صورت قطعات نازک برش داده شدند. پس از شستشو و خشک شدن، چیپس‌ها در خُرد کن فکی تا حدود ۵ تا ۱۰ میلیمتر خُرد شده و در هاون فولادی به مدت ۲ دقیقه پودر شدند. پودر سنگ به دست آمده به روش فلورسانی پرتو ایکس روی دیسک گداخته (XRF) در آزمایشگاه ACME در ونکوور کانادا تجزیه شدند. بر اساس نتایج حاصل از سه بار تجزیه‌ی یک نمونه‌ی استاندارد BCR-1 به صورت ناشناس در میان نمونه‌های دیگر، درستی و دقت به دست آمده برای عناصر اصلی بهتر از ۹/۳۸ و ۱/۳۲٪ بوده است. جدول ۱ نتایج تجزیه-

ی نمونه‌های منتخب بازالتی و آندزیتی آتشفشان بزمان را نشان می‌دهد. مقاطع میکروسکوپی صیقلی لازم برای تجزیه نقطه‌ای در دانشگاه خوارزمی تهران تهیه شده‌اند. فازهای کریستالی سنگ با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی JEOL JXA-733 مجهز به چهار بیناب‌سنج و قطر باریکه‌ی ۱ میکرومتر و ولتاژ ۱۰ کیلو الکترون ولت، در دانشگاه نیوبرانزویک، فردریکتون، کانادا تجزیه شدند. همچنین برای تجزیه‌ی شیشه‌ی زمینه از SEM JEOL JSM-6400 با قطر باریکه‌ی ۱۰ نانومتر استفاده شد. بلورهای پلاژیوکلاز نیز، مورد توجه ویژه‌ای قرار داشت و بخش‌های متمایز فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، تجزیه شدند (شکل ۳). در جدول ۲ مختصات و ویژگی‌های کانی‌شناسی همه‌ی نمونه‌های تجزیه شده ارائه شده‌اند. در این جدول نمونه‌هایی که تجزیه‌های نقطه‌ای از پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های آن‌ها انجام گرفت، ستاره‌دار شده‌اند.

جدول ۱ مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی سنگ براساس درصد وزنی در نمونه‌های منتخب آندزیتی و بازالتی آتشفشان بزمان

sample	BBZ8	BBZ10	BBZ11	Sch3	BZ1	BZ2	BZ3	BZ8	BZ9	BBZ4	BBZ6
SiO ₂	۵۱٫۵۰	۵۲٫۳۹	۴۹٫۹۰	۵۰٫۷۴	۶۲٫۳۱	۵۸٫۷۴	۵۹٫۳۷	۶۰٫۷۱	۵۹٫۶۷	۶۳٫۳۰	۶۳٫۰۵
Al ₂ O ₃	۱۷٫۰۱	۱۷٫۲۰	۱۸٫۰۱	۱۸٫۱۶	۱۷٫۱۸	۱۷٫۱۸	۱۷٫۳۴	۱۶٫۹۲	۱۷٫۸۳	۱۷٫۰۳	۱۷٫۸۷
Fe ₂ O ₃ *	۶٫۹۲	۷٫۲۴	۷٫۴۲	۸٫۵۳	۴٫۵۸	۶٫۲۸	۵٫۶۹	۵٫۵۱	۵٫۵۶	۴٫۳۳	۳٫۹۳
CaO	۱۰٫۳۳	۸٫۸۸	۱۰٫۱۲	۹٫۲۷	۵٫۵۸	۶٫۶۳	۶٫۲۲	۵٫۶۱	۶٫۵۹	۵٫۴۱	۵٫۳۴
MgO	۶٫۰۶	۶٫۶۰	۶٫۷۴	۶٫۴۸	۲٫۹۳	۳٫۸۳	۳٫۳۵	۳٫۲۳	۳٫۳۵	۲٫۳۴	۲٫۲۵
Na ₂ O	۳٫۶۴	۳٫۷۴	۳٫۵۸	۴٫۰۶	۴٫۱۱	۳٫۵۸	۴٫۱۳	۴٫۰۰	۳٫۸۹	۴٫۲۰	۴٫۲۸
K ₂ O	۰٫۷۹	۰٫۶۷	۰٫۸۱	۰٫۶۸	۱٫۴۲	۱٫۵۳	۲٫۱۸	۲٫۱۶	۱٫۵۷	۱٫۳۶	۱٫۵۵
MnO	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸
TiO ₂	۰٫۷۷	۰٫۷۸	۱٫۰۲	۰٫۹۴	۰٫۵۲	۰٫۷۰	۰٫۸۶	۰٫۸۵	۰٫۷۲	۰٫۴۷	۰٫۴۸
P ₂ O ₅	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
LOI	۲٫۴۳	۱٫۳۴	۰٫۸۳	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۱٫۰۰	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۹۶	۰٫۸۰
SUM	۹۹٫۸۲	۹۹٫۲۰	۹۹٫۸۵	۹۹٫۷۸	۹۹٫۵۷	۹۹٫۷۶	۹۹٫۹۲	۹۹٫۸۳	۹۹٫۷۴	۹۹٫۶۴	۹۹٫۷۸

* Fe₂O₃: Fe total



شکل ۳ نقاط تجزیه شده در بلورهای پلاژیوکلاز الف: در آندزیت (Bz1) و ب، پ: (به ترتیب نمونه‌های BBZ8 و BBZ10) در بازالت و نمودارهایی که تغییر محتوای انورتیت و عناصر Fe, Mg, Ba و Sr را از هسته تا حاشیه نشان می‌دهند (جزئیات در متن آمده‌اند).

جدول ۲ مختصات و ویژگی‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی اندزیت و بازالت‌های تجزیه شده از آتشفشان تفتان.

شماره نمونه و مختصات	نوع سنگ	مشخصات کانی شناسی		بافت	
		فئوکریست	زمینه	کلی	زمینه
BBZ8*	بازالت	پلاژیوکلاز (حدود ۳۰٪) کلینوپیروکسن (حدود ۲٪) الیوین (حدود ۲٪)	میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه	پورفیری	اینترگرانولار
BBZ10*	بازالت	پلاژیوکلاز (حدود ۲۰٪) الیوین (حدود ۵٪) کلینو و اورتوپیروکسن (حدود ۲٪)	میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، شیشه	پورفیری	میکرولیتی
BBZ11	بازالت	الیوین (حدود ۵٪) اورتوپیروکسن (حدود ۲٪) پلاژیوکلاز (حدود ۱٪)	پلاژیوکلاز، اورتو و کلینوپیروکسن به علاوه الیوین	پورفیری	تراکیتی (جریانی)
Sch3	بازالت	الیوین (حدود ۲٪) اورتوپیروکسن (حدود ۱٪)	پلاژیوکلاز میکرولیتی پیروکسن و شیشه	پورفیری	اینترگرانولار
Bz1*	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۰٪) اورتو و کلینوپیروکسن (کمتر از ۵٪) کلینوپیروکسن < اورتوپیروکسن	شیشه، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های اوپاک	پورفیری	میکرولیتی
Bz2	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۵٪) کلینوپیروکسن (حدود ۳٪) اورتوپیروکسن (حدود ۲٪)	میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، اوپاک و شیشه	پورفیری	میکرولیتی
Bz8*	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۰٪) اورتوپیروکسن (حدود ۳٪) کلینوپیروکسن (حدود ۲٪) بیوتیت (حدود ۱٪)	شیشه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اوپاک	پورفیری	میکرولیتی
Bz9	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۰٪) سه کانی اورتو و کلینوپیروکسن و بیوتیت در مجموع کمتر از ۵٪	شیشه، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اوپاک	پورفیری	میکرولیتی
BBZ4	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۵٪) اورتوپیروکسن (حدود ۵٪) کلینوپیروکسن (حدود ۱ درصد) بیوتیت (حدود ۱ درصد)	شیشه، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، اورتو پیروکسن و کانی‌های اوپاک	پورفیری	میکرولیتی
BBZ6*	آندزیت	پلاژیوکلاز (حدود ۱۵٪) اورتوپیروکسن (حدود ۵٪) کلینوپیروکسن (حدود ۲٪)	شیشه، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپاک	پورفیری	میکرولیتی

× نمونه‌هایی که داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای آن‌ها در این نوشتار ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

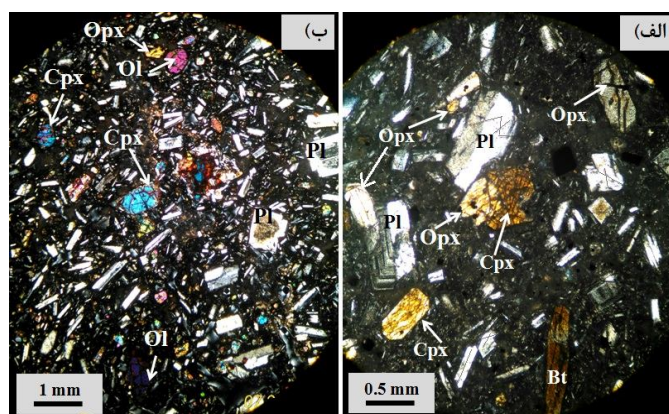
با توجه به شباهت‌های بافتی و نزدیکی محتوای انورتیت در پلاژیوکلازهای موجود در گدازه‌های آندزیتی قله و بازالت‌های پیرامونی، در ادامه ویژگی‌های سنگ‌نگاری دو نوع سنگ مورد نظر مرور شدند.

آندزیت

آندزیت‌های بزمان از بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن (در برخی آندزیت‌ها)، با ابعاد مختلف (بین کمتر از ۱۰۰ میکرون تا بیش از ۲ میلی‌متر) در زمینه‌ای از ریز بلورهای همین کانی‌ها به علاوه‌ی شیشه تشکیل شده‌اند (شکل ۴ الف).

آندزین تا بیتونیت (An_{41-88}) قرار می‌گیرد و محتوای آنورتیت در میکروولیت‌های زمینه بین ۷۲ در هسته تا ۴۵ در حاشیه تغییر می‌کند. جدول ۳ ترکیب میانگین هسته، پوسته و گوشته‌ی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز را به علاوه میانگین ترکیب آن‌ها در زمینه‌ی بازالت و آندزیت‌های مورد بررسی نشان داده است.

درصد فنوکریست در این آندزیت‌ها بین ۱۰ تا بیش از ۴۰٪ متغیر بوده و پلاژیوکلاز بیشترین سهم را به خود اختصاص داده است که در برخی بلورها دارای حاشیه‌های واجبی هستند. بنابر نتایج به دست آمده از تجزیه‌ی نقطه‌ای پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌های آندزیتی، این کانی به‌صورت فنوکریست دارای منطقه‌بندی نوسانی و در زمینه دارای منطقه‌بندی عادی است. ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیشتر در گستره‌ی



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی در نور XPL (الف) از یک نمونه آندزیتی (BZ-2) و (ب) یک نمونه بازالتی (BBZ-8) از آتش فشان بزمان. پیکان‌ها نمونه‌هایی از هر کانی معرفی شده در تصویر را نشان داده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از [۲۷].

جدول ۳ ترکیب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بلورهای زمینه در آندزیت و بازالت

	بازالت								آندزیت							
	m.c.	sd (8)	m.m.	sd(5)	m.r.	sd(4)	m.g.	sd(12)	m.c.	sd (9)	m.m.	sd (2)	m.r.	sd(2)	m.g.	sd(7)
Na ₂ O	۶۰.۸	۰.۹۲	۴۶.۳	۰.۸۵	۳۴.۳	۰.۹۳	۴۱.۷	۰.۹۲	۵۹.۷	۱.۱۹	۳۶.۸	۰.۲۲	۴۴.۱	۱.۲۵	۴۸.۷	۱.۳۶
MgO	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۳۱۷	۰.۴۷۲	۰.۱۴۵	۰.۰۷۵	۰.۲۴۲	۰.۲۲۱	۰.۱۹	۰.۰۳۴	۰.۰۸۰	۰.۰۳۰	۰.۰۵۸	۰.۰۰۱	۰.۳۰۶	۰.۶۵۴
Al ₂ O ₃	۲۷.۴۳	۱.۳۷	۲۷.۹۴	۰.۷۴	۲۹.۹۴	۲.۹۰	۲۶.۵۰	۴.۳۲	۲۷.۳۱	۱.۵۶	۲۹.۳۴	۲.۷۲	۲۹.۴۶	۱.۹۸	۲۶.۱۳	۶.۶۳
SiO ₂	۵۵.۶۱	۲.۱۹	۵۳.۸۲	۱.۶۲	۵۰.۴۳	۳.۶۵	۵۵.۴۶	۵.۰۴	۵۵.۱۶	۲.۶۹	۵۲.۹۲	۳.۶۶	۵۲.۲۷	۲.۷۴	۵۵.۹۹	۶.۶۷
K ₂ O	۰.۲۲	۰.۰۶	۰.۳۹	۰.۲۰	۰.۲۱	۰.۲۹	۰.۵۱	۰.۴۸	۰.۲۵	۰.۱۷	۰.۳۹	۰.۴۳	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۷۷	۱.۴۵
CaO	۱۰.۱۷	۱.۷۲	۱۱.۷۷	۱.۰۶	۱۴.۵۲	۲.۲۹	۱۰.۵۵	۳.۴۳	۱۰.۷۵	۱.۹۰	۱۳.۱۷	۲.۰۴	۱۲.۹۵	۲.۳۵	۹.۹۱	۴.۱۸
MnO	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۱۶	۰.۰۲۱	۰.۰۱۷	۰.۰۱۴	۰.۰۱۹	۰.۰۱۲	۰.۰۰۷	۰.۰۱۱	۰.۰۱۴	۰.۰۱۸	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱۴	۰.۰۲۶
FeO	۰.۱۶۷	۰.۰۱۲	۰.۹۷۱	۰.۷۰۰	۰.۷۶۱	۰.۴۵۷	۱.۳۲	۰.۷۴	۰.۲۶۹	۰.۱۶۶	۰.۵۴۶	۰.۱۷۲	۰.۴۳۵	۰.۰۱۵	۰.۹۳۳	۱.۱۴۷
SrO	۰.۱۰	۰.۰۱۵	۰.۱۰	۰.۰۲۴	۰.۱۱	۰.۰۲۷	۰.۱	۰.۰۳۵	۰.۱۰	۰.۰۱۸	۰.۱۱۵	۰.۰۰۱	۰.۱۱۴	۰.۰۰۲	۰.۰۹۳	۰.۰۳۲
BaO	۰.۰۴	۰.۰۱۸	۰.۰۲۹	۰.۰۱۵	۰.۰۲۲	۰.۰۱۱	۰.۰۵۱	۰.۰۳۱	۰.۰۲۵	۰.۰۱۴	۰.۰۲۹	۰.۰۰۰	۰.۰۳۳	۰.۰۰۶	۰.۰۸۳	۰.۰۲۶
Total	۹۹.۸۸	۰.۳۱	۱۰۰.۰	۰.۳۴۱	۹۹.۶۹	۰.۲۲	۹۹.۹۰	۰.۹۲	۹۹.۶۶	۰.۵۴	۱۰۰.۳۰	۰.۲۵	۹۹.۹۰	۰.۲۵	۱۰۰.۱۰	۰.۷۴
An	۴۷.۴۱	۸.۰۵	۵۷.۱۶	۶.۰۱	۶۹.۱۰	۱۰.۲۱	۵۲.۳۷	۱۳.۵۸	۵۰.۳۴	۹.۵۱	۶۴.۶۵	۶.۴۳	۶۱.۳	۱۱.۱۷	۴۷.۷۶	۱۷.۸۷
Ab	۵۱.۳۵	۷.۷۱	۴۰.۵۴	۶.۲۶	۲۹.۶۵	۸.۵۲	۴۴.۳۱	۱۰.۶۷	۴۸.۲۵	۹.۴۷	۳۲.۹۵	۳.۷۵	۳۷.۸۵	۱۰.۶۸	۴۴.۸۶	۷.۷۹
Or	۱.۲۴	۰.۳۸	۲.۲۶	۱.۲۶	۱.۲۵	۱.۷۰	۳.۳۲	۳.۳۹	۱.۴۴	۱.۰۳	۲.۳۵	۲.۶۲	۰.۸۵	۰.۴۹	۷.۳۸	۱۶.۳۳

† m.c. میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در هسته فنوکریست ها $sd \pm$: انحراف استاندارد داده ها از مقدار میانگین (اعداد داخل پرانتز نشان دهنده تعداد داده های موجود از هر قسمت پلاژیوکلاز هستند) که میزان پراکندگی داده ها را نشان می دهد. † m.m.: میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در گوشته فنوکریست های پلاژیوکلاز. * میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در پوسته فنوکریست های پلاژیوکلاز. ** میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در زمینه سنگ.

ترکیب غالب پیروکسن‌ها در آندزیت‌ها در گستره‌ی اوژیت و هیپرستن واقع شده و مقدار $Mg\#$ آن‌ها بین ۶۵ تا ۸۵ تغییر می‌کند. تصاویر به دست آمده از میکروسکوپ الکترونی و داده‌های حاصل از تجزیه‌ی نقاط مختلف فنوکریست‌های پیروکسن در آندزیت‌ها وجود ۲ تا ۴ منطقه با ترکیب‌های مختلف از هسته تا حاشیه بلورها را اثبات می‌کنند که غلظت عناصر Na ، K ، Cr ، Mg و Fe در آن‌ها نوساناتی نشان می‌دهد. جدول ۴ میانگین ترکیب پیروکسن‌ها را در هسته، بخش میانی و حاشیه آن‌ها در آندزیت‌ها و ترکیب میانگین هسته پیروکسن‌های مشاهده شده در بازالت‌ها را نشان می‌دهد.

بازالت

بازالت‌های پیرامون آتشفشان بزمان با وجود شباهت‌های کانی-شناختی با یکدیگر، از نظر بافتی دارای تفاوت‌هایی بوده و ابعاد و درصد فراوانی فنوکریست‌های الیوین و درصد بخش مخفی بلور تا شیشه‌ای در زمینه‌ی سنگ، متفاوت است. بافت‌های غالب در این بازالت‌ها، جریان‌ی و در برخی، انواع پورفیری

(ویتروفری، و به ندرت گلوپورفیری) است. بخش بزرگ این بازالت‌ها را زمینه‌ای متشکل از شیشه و مقدار کمتری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، و در برخی نمونه‌ها، ریز بلورهای الیوین تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ب). فنوکریست‌های اصلی این سنگ‌ها الیوین، و پلاژیوکلاز است. ابعاد فنوکریست‌ها در اکثر نمونه‌ها بین ۱ تا ۳ میلی‌متر بوده و در معدودی از آن‌ها به کمتر از ۱ و بیشتر از ۴ میلی‌متر می‌رسد. الیوین در بازالت‌های پیرامونی بزمان غالباً به صورت فنوکریست، دارای ترکیب $Fe_{0.78}$ با منطقه‌بندی عادی است. محتوای انورتیت در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در بازالت‌های بزمان بین ۳۹ تا ۷۴٪، و در پلاژیوکلازهای زمینه‌ی آن‌ها بین ۳۷ تا ۶۵٪ تغییر می‌کند (جدول ۳). این بازالت‌ها غالباً فاقد اورتوپروکسن بوده و ترکیب کلینوپروکسن بیشتر در گستره‌ی اوژیت قرار دارد (En₄₄₋₄₇ Wol₄₁₋₄₄ FS₁₀₋₁₂). مقدار عدد منیزی در این پیروکسن‌ها بین ۷۸ تا ۸۱ تغییر می‌کند.

جدول ۴ ترکیب فنوکریست‌های پیروکسن و بلورهای زمینه در آندزیت و بازالت

	بازالت								آندزیت	
	m.c.†	sd.‡(4)	m. c.	sd.(17)	m.m.§	sd.(2)	m.r.*	sd.(9)	m.g.**	sd.(7)
Na₂O	۰.۳۴۴	۰.۰۴۳	۰.۱۳۲	۰.۱۵۴	۰.۰۳۱	۰.۰۲۸	۰.۱۷۶	۰.۱۳۱	۰.۰۵۵	۰.۰۴۵
MgO	۱۵.۶۵	۰.۶۶	۲۱.۸۶	۵.۱۱	۲۵.۱۲	۱.۸۹	۲۱.۱۳	۴.۵۷	۲۳.۹۴	۱.۲۷
Al₂O₃	۲.۳۶	۱.۲۸	۱.۵۹	۰.۹۳	۱.۷۶	۰.۵۷	۱.۵۷	۰.۶۱	۱.۳۷	۰.۷۶
SiO₂	۵۳.۴۴	۱.۰۷	۵۲.۴۵	۱.۶	۵۲.۸۶	۰.۳۶	۵۲.۶۹	۰.۸۰	۵۳.۰۸	۱.۰۷
CaO	۲۰.۴۰	۰.۴۰	۶.۹۰	۸.۹۵	۱.۵۸	۰.۴۷	۷.۹۹	۹.۵۹	۱.۵۲	۰.۴۲
TiO₂	۰.۴۵	۰.۱۸	۰.۳۲	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۰۷	۰.۳۱	۰.۱۴	۰.۲۳	۰.۰۸
Cr₂O₃	۰.۰۸۶	۰.۰۹۹	۰.۰۵۰	۰.۱۶۶	۰.۰۲۲	۰.۰۱۷	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۱۴	۰.۰۱۹
MnO	۰.۱۹	۰.۰۲	۰.۴۹	۰.۱۷	۰.۵۶	۰.۱۸	۰.۵۰	۰.۱۴	۰.۶۰	۰.۰۹
FeO	۷.۰۲	۰.۵۵	۱۵.۹۰	۵.۰۷	۱۸.۲۹	۳.۰۸	۱۵.۵۱	۴.۷۳	۱۸.۷۱	۱.۱۹
NiO	۰.۰۱	۰.۰۱۴	۰.۰۱۷	۰.۰۲۳	۰.۰۱۹	۰.۰۱۰	۰.۰۱۶	۰.۰۱۷	۰.۰۱۴	۰.۰۲۱
Total	۹۹.۹۷	۰.۲	۹۹.۷۱	۱.۱۳	۱۰۰.۱۳	۰.۱۱	۹۹.۹۳	۰.۳۲	۹۹.۶۰	۰.۳۶
En	۴۵.۷	۱.۱۶	۶۲.۵۶	۱۳.۴۳	۷۱.۴۳	۴.۵۸	۶۰.۶۸	۱۲.۲۰	۶۸.۱۸	۴.۰۱
Fs	۱۱.۵۰	۰.۸۸	۲۲.۷۸	۷.۹۶	۲۵.۹۳	۵.۳۹	۲۲.۴۵	۸.۵۴	۲۸.۶۷	۴.۵۵
Wol	۴۲.۸۰	۱.۲۹	۱۴.۶۵	۱۹.۱۰	۲.۶۳	۰.۹۶	۱۶.۸۷	۲۰.۳۸	۳.۱۴	۰.۹۲

† m.c. میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در هسته‌ی فنوکریست با $sd.$ انحراف استاندارد داده‌ها از هر یک از مقادیر میانگین محاسبه شده که نشان دهنده‌ی پراکندگی داده‌هاست (اعداد داخل پرانتز نشان دهنده‌ی تعداد داده‌های موجود از هر قسمت پلاژیوکلاز هستند). § m.m. میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در گوشته-ی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز. * میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در پوسته فنوکریست‌های پلاژیوکلاز. ** میانگین ترکیب پلاژیوکلاز در زمینه سنگ.

الگوی منطقه بندی در پلاژیوکلاز

در مقایسه با بسیاری از منطقه‌بندی‌های معرفی شده در پلاژیوکلازهای مناطق مختلف [۴، ۷، ۱۶] پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای منطقه‌بندی شدید نبوده و حتی در شدیدترین موارد منطقه‌بندی، بیش از ۱۰ زون در طولی معادل حدود ۱ میلیمتر از کانی مشاهده نمی‌شود. پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌های مطالعه شده از آندزیت‌های آتشفشان بزمان و بازالت-های پیرامون آن را می‌توان دارای سه بخش هسته، گوشته واجد بافت غربالی، و پوسته دانست. دو بخش هسته و گوشته پلاژیوکلاز در آندزیت‌ها مشابه بازالت‌های مورد بررسی بوده و تفاوت مهم پلاژیوکلازها در آندزیت و بازالت‌ها در بخش پوسته-ی آنهاست. شکل ۳ الف تصاویر به دست آمده از میکروسکوپ الکترونی و نمودارهای تغییر محتوای انورتیت و عناصر Fe، Mg، Ba و Sr را در یک بلور پلاژیوکلاز وابسته به آندزیت‌های مورد بررسی و ب، ج تغییرات یاد شده را در دو پلاژیوکلاز مربوط به بازالت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد.

قطر هسته‌ها بین ۱/۲ تا ۲ میلی‌متر و ترکیب آن‌ها در بازالت و آندزیت‌ها مشابه و در گستره‌ی آندزین قرار می‌گیرد. محتوای انورتیت در هسته پلاژیوکلازها در بازالت بین ۴۰ تا ۶۳ و در آندزیت بین حدود ۴۱ تا ۶۳ تغییر می‌کند. با وجود شباهت هسته پلاژیوکلاز در آندزیت و بازالت‌ها (از نظر محتوای انورتیت)، نوسان محتوای انورتیت در آندزیت‌ها بیشتر است و منطقه‌بندی نوسانی گسترش بیشتری نشان می‌دهد. تغییر محتوای انورتیت در هسته با تغییر مقادیر اکسید عناصر کمیاب SrO (بین ۰/۰۴ تا ۰/۱۳ درصد وزنی) و BaO (۰ تا ۰/۰۴ درصد وزنی) در آندزیت‌ها رابطه عکس دارد اما با تغییر چندانی در FeO و MgO همراه نیست. ضمن آنکه تغییرات دو اکسید FeO و MgO تقریباً به طور کامل از یکدیگر پیروی می‌کنند. در بازالت‌ها، محتوای انورتیت در هسته پلاژیوکلازها نوسان چندانی نشان نمی‌دهد و همزمان با تغییر محتوای انورتیت در هسته پلاژیوکلاز، مقدار عناصر Sr، Ba، Fe و Mg نسبتاً ثابت باقی می‌ماند و تغییرات ناچیز مقادیر دو عنصر Sr و Ba از یکدیگر پیروی نمی‌کنند.

بخش غربالی روی هسته‌ی (گوشته پلاژیوکلاز) در آندزیت و بازالت‌ها ضخامتی حدود ۲۰۰ تا ۴۰۰ میکرون، دارد و با افزایش محتوای انورتیت (تا حدود ۵۰٪) همراه است. در این بخش ترکیب پلاژیوکلاز در آندزیت به طور ناگهانی از An₄₁ در

هسته به An₆₀ و در بازالت از An₄₀₋₄₈ در هسته به An₅₆₋₆₅ جهش داشته است. اما درون این منطقه (در گوشته) محتوای انورتیت پلاژیوکلاز دستخوش نوسانات متفاوتی شده و ترکیب آن در بازالت‌ها در محدوده An₅₆₋₆₀ (و در برخی An₄₉₋₆₅) و در آندزیت‌ها در گستره‌ی An₆₀₋₆₉ قرار می‌گیرد. در این بخش از پلاژیوکلازهای موجود در بازالت‌ها بین مقدار انورتیت و محتوای Fe و Mg رابطه عکس وجود داشته و رفتار دو عنصر Fe و Mg با هم مطابقت دارند، ولی بین مقدار BaO و SrO و محتوای انورتیت رابطه‌ی منظمی وجود نداشته و در برخی بلورها رابطه معکوس و در برخی رابطه‌ی مستقیم مشاهده می‌شود. همراه با کاهش ۳ درصدی محتوای انورتیت درون منطقه‌ی گوشته، مقدار FeO (از ۰/۶۳ تا ۱/۲۳ درصد وزنی) به دو برابر و MgO (از ۰/۰۸ تا ۰/۲۵ درصد وزنی) به سه برابر می‌رسد. همچنین مقادیر دو عنصر SrO و BaO نیز به ترتیب بین ۰/۰۶ تا ۰/۱۳ و ۰/۰۰۹ تا ۰/۰۳۹ درصد وزنی تغییر می‌کند. در آندزیت‌ها افزایش ناگهانی محتوای انورتیت پلاژیوکلاز همراه با آغاز شکل‌گیری گوشته غربالی با افزایش ناگهانی Fe₂O₃ (از ۰/۲۲ به ۰/۶۶ درصد وزنی) و MgO (از ۰/۱۴ به ۰/۱ درصد وزنی) همراه است که در ادامه شکل‌گیری بافت غربالی که به تدریج با افزایش محتوای انورتیت در آن همراه است، مقدار این دو عنصر کاهش می‌یابد. مقدار BaO در این بخش تقریباً بدون تغییر و در عوض SrO بین ۰/۰۶ تا ۰/۱۱ درصد وزنی نوسان دارد.

روی گوشته‌ی بافت غربالی پوسته‌ی نازک (با ضخامت حدود ۵۰ تا ۱۵۰ میکرون) قرار گرفته که از نظر محتوای انورتیت پلاژیوکلاز در آندزیت و بازالت تفاوت دارد. بطوریکه، محتوای انورتیت در پوسته پلاژیوکلازهای وابسته به آندزیت‌ها ناگهان کاهش می‌یابد (از An₆₉ تا An₅₃) اما در بازالت تا An₇₄ افزایش می‌یابد. کاهش محتوای انورتیت (از ۶۹ به ۵۳) در پوسته پلاژیوکلازهای مربوط به آندزیت با کاهش ناگهانی FeO (از ۰/۶۵ به ۰/۴۴ درصد وزنی) و MgO (از ۰/۰۸ به ۰/۰۶ درصد وزنی) و کاهش محتوای SrO (از ۰/۰۵ به ۰/۰۱۸ درصد وزنی) همراه است. در حالیکه محتوای BaO افزایش ناچیزی (از ۰/۰۲ تا ۰/۰۴ درصد وزنی) نشان می‌دهد. حال آنکه در بازالت‌ها با افزایش محتوای انورتیت (از ۶۵ تا ۷۴) در پوسته از مقدار FeO (از ۲/۰۶ به ۰/۵۵ درصد وزنی) و MgO (از ۱/۱۵ به ۰/۱ درصد وزنی) کاسته شده و در عوض محتوای SrO (از

۰/۰۷ تا ۰/۱۴ درصد وزنی) در پوسته‌ی این پلاژیوکلازها افزایش یافته و مقدار BaO تقریباً بدون تغییر باقی مانده است.

بحث و بررسی

شواهد بافتی

منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز به فرایندهای دینامیکی که منجر به تغییر ترکیب ماگما، دما، مقدار بخار آب [۲۸-۳۰، ۷] و فشار [۳۱] می‌شوند، نسبت داده می‌شود. به‌طور کلی با افزایش دما، فشار بخار آب و کاهش فشار در اثر صعود ماگما، محتوای انورتیت پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد [۳۲]. همچنین، منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز به عملکرد جریان‌های همرفتی در فضای ماگمایی آنکه اختلاط، اثر تعیین کننده‌ای داشته باشد، نسبت داده می‌شود [۵]. بنابر تقسیم‌بندی استرک (۲۰۰۸) [۱۲] منطقه‌بندی نوسانی را می‌توان به زونینگ ریز باند (Fine banding) با پهنای حدود ۱ تا ۱۰ میکرون و زونینگ درشت باند (Coarse banding) با پهنای بیش از ۱۰ میکرون تقسیم کرد. منطقه‌بندی ریز باند بیشتر به اثر عوامل درونی مانند روابط سینتیکی پیچیده در سطح تماس بلور - ماگما نسبت داده می‌شود [۱۷، ۲۸]. الگوی منطقه‌بندی در هسته پلاژیوکلازهای مورد بررسی متفاوت است ولی، طبق این تقسیم‌بندی در غالب پلاژیوکلازهای مورد بررسی بیشتر با منطقه‌بندی درشت باند مطابقت دارند و تغییر محتوای انورتیت در طول شکل‌گیری هسته این فنوکریست‌ها نمی‌تواند تنها در اثر عوامل سینتیکی موجود بین بلور و ماگمای دربرگیرنده آن باشد. بلکه بنابر نظر استرک (۲۰۰۸) [۱۲] غالباً محصول فرایندهای دینامیکی در اتاقک ماگمایی هستند.

بافت واجذبی

ایجاد حاشیه‌های گرد شده تا شکل‌گیری حاشیه‌های خلیجی (مضرس) پیرامون کانی‌های مختلف نظیر پلاژیوکلاز با عنوان بافت‌های واجذبی شناخته می‌شوند [۱۲]. شکل‌گیری بافت واجذبی در پلاژیوکلاز عموماً به باز بودن سیستم ماگمایی و قرار گرفتن آن‌ها در شرایط غیر تعادلی در اتاقک ماگمایی نسبت داده می‌شود [۳۳، ۳۴]. همچنین، ایجاد جریان همرفتی در اتاقک ماگمایی به دلیل تغذیه اتاقک ماگمایی با ماگمای داغ و مافیک و انتقال گرمای آن به ماگمای فلسیک دارای بلورهای پلاژیوکلاز، می‌تواند عامل شکل‌گیری بافت‌های انحلالی باشد [۷، ۱۲]. شباهت وزن مخصوص پلاژیوکلاز با ماگمای فلسیک آندزیتی و داسیتی، دربر دارنده آن پتانسیل بیشتری برای

شناور شدن و باقی ماندن آن در ماگما ایجاد می‌کند و در نتیجه نسبت به کانی‌هایی نظیر الیوین و پیروکسن، به راحتی از بخش آبگون ماگما تفکیک نمی‌شود [۳۵]. از این رو، اثر عواملی نظیر گرم شدن احتمالی ماگما در اثر تشکیل جریان‌های همرفتی یا تغذیه با ماگمای مافیک‌تر و داغ‌تر از بخش‌های تحتانی تأثیر بیشتری در جابه‌جایی پلاژیوکلاز نسبت به کانی‌های سنگین‌تر نظیر پیروکسن یا الیوین و در نتیجه شکل‌گیری بافت‌های واجذبی در آن دارد [۳۵، ۳۶]. این فرایند با اصطلاح خود اختلاطی (Self-mixing) در ماگما معرفی شده [۵] است.

شکل‌گیری بافت غربالی (Sieve) نیز که نوعی از بافت‌های واجذبی فراگیر محسوب می‌شود [۳۷، ۱۱]، در سنگ‌های آتشفشانی بسیار متداول است و به عوامل بر هم زنده‌ی تعادل در ماگما نظیر فرایند برداشته شدن ناگهانی فشار از روی ماگما و یا وقوع اختلاط نسبت داده می‌شود [۶، ۳۸]. در پلاژیوکلازهای مورد بررسی همراه با تشکیل بافت غربالی در گوشته، انورتیت در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد. از این رو، می‌توان صرف‌نظر از صعود ماگما، تغذیه‌ی اتاقک ماگمایی با ماگمای داغ‌تر را نیز به عنوان عاملی در شکل‌گیری گوشته دارای بافت غربالی در نظر گرفت [۳۸]. منطقه‌بندی ضعیف در فنوکریست‌های پیروکسن همراه با گردش‌گی حاشیه فنوکریست‌های کلینوپیروکسن نیز می‌تواند مؤید تغذیه اتاقک ماگمایی با ماگمای داغ و مافیک باشد. همچنین، شواهد صحرایی مبنی بر وجود فازهای آتشفشانی متأخر بازالتی طی فعالیت‌های آتشفشانی در آتشفشان بزمان، احتمال تغذیه اتاقک ماگمایی با ماگمای بازالتی و اختلاط در مقیاس محلی را در مرحله‌ی شکل‌گیری گوشته‌ی غربالی برجسته می‌کند.

شواهد ژئوشیمیایی

تغییرات عناصر فرعی و محتوای انورتیت

اگر سیر شکل‌گیری ماگما به صورت عادی و تنها از طریق فرایند جدایش طی شود همراه با افزایش سیلیس در ماگما و در نتیجه کاهش محتوای انورتیت در پلاژیوکلاز، ضرایب توزیع عناصر Fe و Mg در آن کاهش [۳۹] و ضرایب توزیع Ba و Sr اندکی افزایش می‌یابند [۴۰]. از طرف دیگر اگر تغییری در ترکیب ماگما در اثر اختلاط یا تغذیه مخزن ماگمایی، ایجاد شود بر محتوای چنین عناصری در پلاژیوکلاز تأثیر خواهد گذاشت [۱۹].

مقدار Fe پلاژیوکلاز تحت تاثیر افزایش گریزندگی اکسیژن (افزایش فشار بخار آب) [۳] در فضای ماگما و نیز کاهش دما و صعود ماگما (به دلیل ورود ماگما به شرایط اکسایشی یا آزاد شدن هیدروژن از حباب‌های سیال موجود در ماگما و در نتیجه آزاد شدن اکسیژن از ساختارهای بلوری [۷]) افزایش می‌یابد [۲۸، ۳۱]. در چنین فرایندهایی غالباً دو عنصر Fe و Mg دارای رفتار مشابه بوده و غلظت آن‌ها از یکدیگر پیروی می‌کند. به این ترتیب عدم تغییر محتوای عناصر Fe و Mg، در هسته پلاژیوکلازهای مورد بررسی همراه با نوسان‌های محتوای انورتیت در آن، احتمال اختلاط یا فرایندهایی که شیمی ماگما را تحت تاثیر قرار داده باشند، در مراحل اولیه رشد کانی را کم می‌کند. بدون تغییر ماندن محتوای Fe و Mg همراه با تغییر محتوای انورتیت پلاژیوکلاز در هسته را می‌توان با فرایندهایی نظیر تغییر دما در و یا حرکت بلور در فضای ماگما در اثر وجود جریان‌های همرفتی در مخزن ماگمایی به دلیل وجود یا تزریق یک ماگمای داغ تر به مخزن ماگمایی وابسته دانست [۱۶].

ضریب توزیع دو عنصر Ba و Sr در بلور در حال رشد، با توجه به دما، و ترکیب ماگمای میزبان و ماگمای تغذیه کننده متفاوت است [۱۷]. غلظت دو عنصر Ba و Sr چنانکه پیشتر نیز اشاره شد، در هسته‌ی برخی پلاژیوکلازهای مورد بررسی تقریباً بدون تغییر باقی مانده و در برخی دیگر انتظار داریم که با محتوای انورتیت رابطه‌ی عکس داشته و بین ۰/۰۸ تا ۰/۱۴ درصد تغییر کند. اگر با توجه به شواهد بافتی و ژئوشیمیایی ارائه شده بپذیریم که نوسان‌های محتوای انورتیت طی شکل‌گیری هسته‌ی پلاژیوکلاز، در اثر وجود جریان‌های همرفتی و حرکت بلور در فضای ماگما صورت گرفته باشد، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که تغییر محتوای Sr تا نزدیک به ۰/۰۶ درصد در اثر تغییر محتوای انورتیت و به دنبال آن تغییر میزان ضریب توزیع آن در کانی است. بنابر نظر بلوندی و وود (۱۹۹۱) [۴۰] مهم‌ترین عامل کنترل کننده‌ی ضرایب توزیع این دو عنصر در پلاژیوکلاز، محتوای انورتیت آن است و می‌توان چنین استنباط کرد که در زمان رشد هسته در ماگمای آندزیتی امکان انتشار این دو عنصر از ماگما به بلور در حال رشد در شرایط عادی قرار داشته باشد.

افزایش FeO (تا بیش از ۳ برابر) و MgO (تا حدود ۱۰ برابر) همراه با افزایش ناگهانی محتوای انورتیت پلاژیوکلاز در آغاز شکل‌گیری گوشته دارای بافت غربالی در آندزیت و بازالت-

ها را می‌توان به دو رخداد مختلف نسبت داد. رخداد اول، چنانکه با توجه به شواهد بافتی نیز اشاره شد، می‌تواند کاهش فشار در اثر صعود ناگهانی ماگما و افزایش گریزندگی اکسیژن در آن باشد. اما افزایش ناگهانی محتوای Fe و Mg همراه با ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز، احتمال رخداد دیگری مانند تغذیه‌ی اتاق ماگمایی با ماگمای جدید [۳۸] را نیز مطرح می‌کند. با توجه به گسترش فازهای آتشفشانی با ترکیب بازالتی در اطراف آتشفشان بزمان، امکان وقوع اختلاط در ماگما، حداقل، به صورت محلی وجود دارد. به علاوه تغییر ناگهانی الگوی توزیع دو عنصر Ba و Sr و ایجاد رابطه مستقیم بین غلظت آن‌ها و محتوای انورتیت در گوشته، می‌تواند مؤید فرایند تزریق ماگمای بازالتی فقیر از Ba (غلظت متوسط کمتر از ۲۰۰ ppm در برابر غلظت متوسط بیش از ۳۵۰ ppm در آندزیت‌ها) و غنی از Sr (غلظت متوسط بیش از ۶۰۰ ppm در بازالت‌ها در برابر غلظت حدود ۳۵۰ ppm در آندزیت‌ها) به درون ماگمای آندزیتی باشد. به نظر می‌رسد، افزایش غلظت SrO و کاهش غلظت BaO (جدول ۱) در اثر ورود ماگمای بازالتی امکان ورود Sr را به ساختار پلاژیوکلاز افزایش داده است.

در پوسته پلاژیوکلازهای بازالتی افزایش محتوای انورتیت با کاهش مقدار Fe و Mg همراه است. وجود رابطه‌ی معکوس بین محتوای انورتیت در پلاژیوکلاز و غلظت دو عنصر Fe و Mg البته محدود به آتشفشان بزمان نیست و از آتشفشان‌های دیگری نظیر جزایر کوریل [۴۱]، آتشفشان اونزن (Unzen) [۴۲]، و کیزیمین (Kizimen) [۱۶] نیز گزارش شده است. در آتشفشان استرومبلی کاهش ناگهانی مقدار Fe همراه با افزایش ناگهانی محتوای انورتیت پلاژیوکلاز در پوسته بیتونیتی، به عنوان شواهدی بر وقوع اختلاط در مخزن ماگمایی معرفی شده است [۳۸]. این پدیده علاوه بر وقوع اختلاط به رفتار غیر خطی این دو عنصر در ورود به فاز کریستالین نسبت داده شده است [۱۹].

اگر فرض کنیم که پوسته‌ی نازک (بین ۵۰ تا ۲۰۰ میکرون) بیتونیتی در پلاژیوکلازهای ماگمای بازالتی پس از رسیدن ماگما به سطح زمین شکل نگرفته بلکه در هنگام عبور از مسیرهای خروجی تشکیل شده باشد، افزایش چشمگیر (حدود ۱۵ درصد مولی نسبت به گوشته) انورتیت در پوسته فنوکریست‌های بازالتی همراه با کاهش غلظت عناصر Mg، و Fe نمی‌تواند در اثر افزایش ناگهانی فشار بخار آب رخ داده

باشد. افزایش فشار بخار آب منجر به کاهش محتوای انورتیت و افزایش محتوای Fe در پلاژیوکلاز می‌شود [۱۸]. فرایند دیگری که می‌توان برای توجیه چنین پدیده‌ای در نظر گرفت، صعود ناگهانی ماگما و ایجاد شرایط نامتعادل ماگمایی است که با وجود امکان افزایش محتوای انورتیت در پوسته پلاژیوکلاز در فضایی نامتعادل، امکان جذب دو عنصر Fe و Mg را از کانی گرفته است.

در چنین شرایط نامتعادل، تغییرات محتوای عناصر Ba و Sr نیز می‌تواند تابع قوانین مورد انتظار برشمرده شده نباشد. در عین حال، وجود رابطه مستقیم بین غلظت Sr و محتوای انورتیت در پوسته‌ی این پلاژیوکلازها، نیز تأیید می‌کند که پلاژیوکلازهای تبلور یافته در ماگمای آندزیتی میزبان، در مراحل نهایی رشد در تعادل با یک ماگمای بازالتی بوده‌اند. کاهش محتوای انورتیت از ۶۹ نیز به ۵۳ در پوسته‌ی فنوکریست‌های آندزیتی همراه با کاهش قابل توجه در محتوای Fe، Mg و کاهش ناچیز محتوای Sr در آن‌ها (همراه با افزایش ناچیز BaO) می‌تواند نتیجه از بین رفتن اثر ماگمای بازالتی بر روند تبلور پلاژیوکلاز در ماگمای آندزیتی باشد.

برداشت

شواهد بافتی و تغییرات محتوای عناصر فرعی و انورتیت در پلاژیوکلازهای مورد بررسی نشان از ارتباط ماگمای آندزیتی با ماگمای بازالتی در مخزن ماگمایی آتش فشان بزمان دارد. با توجه به حجم چشمگیر داسیت و آندزیت و حضور سیندرکن-های بازالتی پیرامون آتش فشان بزمان می‌تواند اتافک ماگمایی را برای این آتشفشان در نظر گرفت که در بخش فوقانی آن ماگمای داسیتی و آندزیتی تشکیل و از بخش تحتانی به صورت متناوب با ماگمای بازالتی تغذیه شده و ماگمای بازالتی با ماگمای آندزیتی در ارتباط قرار گرفته است.

تشابه ترکیب هسته و گوشته در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مربوط به آندزیت و بازالت‌های آتشفشان بزمان در عین وجود تفاوت‌های ترکیبی قابل ملاحظه بین این دو نوع ماگما، بر اختلاط دو ماگما دلالت دارد. حتی هسته‌ی پلاژیوکلازها که با ترکیب آندزیت‌ها هماهنگی بیشتری دارد، شواهدی بر وجود یک ماگمای بازالتی در تماس با ماگمای آندزیتی را در خود دارد. نوسان محتوای انورتیت در هسته و تشکیل بافت‌های خلیجی در حاشیه‌ی آن‌ها، به علاوه گردشگری در هسته میکروفنوکریست‌های پیروکسن در آندزیت‌ها و منطقه‌بندی

جزئی وارون در آن‌ها با وجود جریان‌های همرفتی در مخزن ماگمایی در نتیجه تماس ماگمای آندزیتی و بازالتی همخوانی دارد. رشد گوشته دارای بافت غربالی بر روی هسته‌های پلاژیوکلاز، و جهش ناگهانی محتوای انورتیت، Fe، Mg همراه با تغییر ناگهانی الگوی توزیع Sr و Ba در آن با اختلاط حداقل به صورت جزئی و حداقل در بخش‌هایی از مخزن ماگمایی قابل توجیه است.

قدردانی

تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها نتیجه‌ی زحمات بی دریغ آقای دکتر هال، دانشگاه نیوبرانزویک، است که بدینوسیله از ایشان صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. نویسندگان سپاسگزار همراهی و پشتیبانی صحرایی خانم اعظم شیرین شاندیز و آقای امان ا... آبچر هستند.

مراجع

- [1] Eichelberger J. C., Chertkoff D. G., Dreher S. T., Nye C. J., "Magmas in collision: Rethinking chemical zonation in silicic magmas", *Geology* 28 (2000) 603-606.
- [۲] آیتی ف.، مهدوی س.، "بررسی توزیع اندازه ی بلورها در سنگ های آذرین: رهنمودی بر روند تکامل ماگما در اتافک ماگمایی"، *مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران*، شماره ۳، (۱۳۸۹) ص ۴۱۹-۴۳۰.
- [3] Pringle G. J., Trembath L. T., Pajari G. E., "Crystallization history of a zoned plagioclase", *Mineralogical Magazine* 39(1974) 867-877.
- [4] Hattori K., Sato H., "Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products", *American Mineralogist*, 81(1996) 982-994.
- [5] Couch S., Sparks R. S. J., Carroll M.R., "Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers", *Nature* 411(2001) 1037-1039.
- [6] Nelson S. T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist* 77(1992) 1242-1249.
- [7] Shcherbakov V. D., Plechov P. Y., Izbekov P. E., Shipman J. S., "Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162 (2011) 83-99.

- [18] Zhijian N., Yue L., Yongjun D., "Plagioclase Zoning as a Record of Magma Evolution", Acta Geologica Sinica (English Edition) 88 (2014) 1477-1478.
- [19] Ginibre C., Wörner G., "Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase", Lithos 98 (2007) 118-140.
- [20] Dupuy C., Dostal J., "Geochemistry of calc-alkaline volcanic rocks from southeastern Iran (Kouh-e-Shahsavaran)", Journal of Volcanology and Geothermal Research 4 (1978) 363-373.
- [21] Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M., "Tertiary and quaternary geodynamics of southern Lut (Iran) as deduced from paleomagnetic, isotopic and structural data", Tectonophysics 75 (1981) 11-17.
- [22] Saadat S., Stern C. R., "Petrochemistry and genesis of olivine basalts from small monogenetic parasitic cones of Bazman stratovolcano, Makran arc, southeastern Iran", Lithos, 125 (2011) 607-619.
- [23] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Chiu H. Y., Hua X., "On the magmatic record of the Makran arc, southeastern Iran: Insights from zircon U-Pb geochronology and bulk-rock geochemistry", Geochemistry, Geophysics, Geosystems 15 (2014) 2151-2169.
- [24] McCall G. J. H., "East Iran Project- Area no. 1." Geological Survey of Iran, Report no. 57 (1985).
- [25] Zarifi Z., "Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran", Ph.D. Thesis, University of Bergen, Norway (2006).
- [26] Jafarian A. R., "Geochemical signatures of Bazman Volcano: Evidence from Makran subduction Zone, Southeast Iran", Geophysical Research Abstracts 13 (2011) 470-471.
- [27] Kretz R. "Symbols of rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [28] Allegre C. J., Provost A., Jaupart C., "Oscillatory zoning: a pathological case of crystal growth", Nature 294 (1981) 223-228.
- [29] Perugini D., Busa T., Poli G., Nazzareni S., "The role of chaotic dynamics and flow fields in the development of disequilibrium textures in volcanic rocks", Journal of Petrology 44 (2003) 733-756.
- [30] Putirka K. A., "Igneous thermometers and barometers based on plagioclase plus liquid equilibria: tests of some existing models and new
- [8] Snyder D., Tait S., "Magma mixing by convective entrainment", Nature 379 (1996) 529-531.
- [۹] بیابانگرد ج.، مرادیان ع.، "بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آتشفشانی تفتان"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، (۱۳۸۸) ص ۱۸۷-۲۰۲.
- [۱۰] پیرمحمدی ف.، عامری ع.، جهانگیری ا.، مجتهدی م.، چن چ.، کسکین م.، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی مجموعه‌ی آتشفشانی سهند، شمال غرب ایران"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، (۱۳۹۰) ص ۸۳-۱۰۲.
- [۱۱] شهریار ش.، قربانی م.، نصیری بزنجان ر.، ژئوشیمی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق نراق: ماگماتیسزم جزایر قوسی یا حواشی قارم‌ای فعال؟"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، (۱۳۹۰) ص ۲۵۱-۲۶۲.
- [12] Streck M. J., "Mineral textures and zoning as evidence for open system processes", Reviews in Mineralogy & Geochemistry 69(2008) 595-622.
- [13] Moinevaziri H., Aminsobhani A., "The Taftan Volcano", Teacher Training University of Tehran edition (1978) 31p, in Persian and French.
- [۱۴] سیاری م.، نوربهشت ا.، ترابی ق.، داودیان دهکردی ع.، "شیمی بلورها و مقایسه ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و برونوم‌های آذرین بازی آن‌ها در شمال انارک (شمال شرق استان اصفهان)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، (۱۳۸۷) ص ۱۱۳-۱۲۴.
- [15] Lee C. T. A., Bachmann O., "How important is the role of crystal fractionation in making andesitic magmas? Insight from Zr and P systematics", Earth and Planetary Science Letters 393 (2014) 266-274.
- [16] Churikova T. G., Ivanov B. V., Eichelberger J., Worner G., Browne B., Izbekov P. "Major and Trace element zoning in plagioclase from Kizimen volcano (Kamchatka): insight into magma chamber processes", Journal of Volcanology and Seismology 7 (2013) 112-130.
- [17] Ginibre C., Kronz A., Worner G., "High-resolution quantitative imaging of plagioclase composition using accumulated backscattered electron images: new constraints on oscillatory zoning", Contributions to Mineralogy and Petrology 142 (2002) 436-448.

andesite", Contributions to Mineralogy and Petrology 89 (1985) 1-16.

[38] Ruprecht P., Worner G., "Variable regimes in magma systems documented in plagioclase zoning patterns: El Misti stratovolcano and Andahua monogenetic cones", Journal of Volcanology and Geothermal Research 165 (2007) 142-162.

[39] Arth D., "Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications", Journal of Research of United States Geological Survey 4 (1976) 858-863.

[40] Blundy J. D., Wood B. J., "Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions", Geochimica et Cosmochimica Acta 55 (1991) 193-209.

[41] Volynets O. N., Popolitov E. I., Flerov G. B., Kirsanov I. T., "Composition and geochemical characteristics of plagioclases from Quaternary volcanic rocks of Kamchatka and Kuril Islands", Geokhimiya 5 (1977) 736-747.

[42] Browne B. L., Eichelberger J. C., Patino L. C., "Magma mingling as indicated by texture and Sr/Ba ratios of plagioclase phenocrysts from Unzen Volcano, SW Japan", Journal of Volcanology and Geothermal Research 154 (2006) 103-116.

calibrations", American Mineralogist 90 (2005) 336-346.

[31] Lange R. A., Frey H. M., Hector J., "A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer", American Mineralogist 94 (2010) 494-506.

[32] Blundy J., Cashman K., Humhreys M., "Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes", Nature 443 (2006) 76-80.

[33] Pearce T. H., "Recent work on oscillatory zoning in plagioclase", In: Feldspars and their Reactions. Parsons I. (eds.) Kluwer Academic Publisher (1994) 313-349.

[34] Humphreys M. C. S., Blundy J. D., Sparks R. S. J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning", Journal of Petrology 47 (2006) 2303-2334.

[35] Vance J. A., "Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning", The Journal of Geology 73 (1965) 636-651.

[36] Marsh B. D., "Magma chambers", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 17 (1989) 439-474.

[37] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in