

بررسی شیمی کانی‌ها و سنگ‌زایی گدازه‌های داسیتی مخروط آتشفشانی آروانه در جنوب غرب شهرستان بستان آباد-شرق آتشفشان سهند

رباب حاجی علی اوغلی*، مریم رشیدی، محسن مؤید

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۴/۴/۵، نسخه نهایی: ۹۴/۸/۲۰)

چکیده: مخروط آتشفشانی آروانه وابسته به بخش شرقی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب غرب شهرستان بستان آباد قرار گرفته است. این مخروط با ترکیب گدازه‌ای داسیت، آندزیت داسیت و ریوداسیت در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی جوان سهند به سن پلیوسن-پلئستوسن تشکیل شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌های فنوکریست شامل پلاژیوکلاز + هورنبلند + بیوتیت $\pm$ کوارتز $\pm$ فلدسپار پتاسیم است. بافت اصلی این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و میکرولیتی پورفیریک است. ترکیب پلاژیوکلازها اغلب در بخش مرکزی آندزین و در حاشیه‌ی لابردوریت است. ترکیب بیوتیت بر اساس مقادیر Si و FeO/FeO+MgO از نوع بیوتیت منیزومدار بوده و بیوتیت‌های مورد بررسی با میزان $Mg/Mg+Fe+Mn$ بین ۰/۵۲ تا ۰/۶۱ در شرایط گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن تشکیل شده و به سری ماگمایی آهکی-قلیایی وابسته‌اند. ترکیب شیمی فنوکریست‌های آمفیبول از نوع کلسیک است. حضور آمفیبول-های کلسیک در سنگ‌های ماگمایی نشانه وابستگی این سنگ‌ها به ماگماهای وابسته به محیط‌های تکتونوماگمایی فرورانشی است. ترکیب شیمی آمفیبول شرایط گریزندگی بالای اکسیژن در ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. خاستگاه ماگمایی گدازه‌های مخروط آتشفشانی آروانه بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت و آمفیبول در ارتباط با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش تعیین می‌شود. شرایط دما-فشار تبلور سنگ‌ها بر اساس ترکیب شیمی فنوکریست‌ها و با استفاده از روش‌های متعدد به ترتیب در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در گستره‌ی ۳ تا ۶ کیلو بار تعیین می‌شود. بر اساس فشار محاسبه شده احتمالاً می‌توان شروع تبلور فنوکریست‌ها را از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته‌ی قاره‌ای منطقه در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: داسیت؛ شیمی کانی؛ حرارت-فشار سنجی؛ مخروط آروانه؛ آتشفشان سهند.

مقدمه

مجموعه‌ی آتشفشان سهند در شمال غرب منطقه‌ی ارومیه-دختر با گستره‌ی گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته به آن به پهنه معادل ۱۸۰۰ کیلومتر مربع به صورت مخروط آتشفشانی بوده و در برگیرنده‌ی فعالیت‌های انفجاری (شامل مواد آذرآواری) و جریان‌های گدازه‌ای میوسن تا کواترنری است [۴]. گدازه‌های جوانتر به صورت پی در پی سنگ‌های آتشفشانی پیشین را پوشانیده است. مخروط آتشفشانی آروانه در منطقه‌ی مورد بررسی با ترکیب اسیدی و حدواسط به سن پلیوسن-پلئستوسن [۴] به آخرین مرحله‌ی

منطقه‌ی مورد بررسی با مشخصات جغرافیایی ۳۰' ۴۶° و ۴۲' ۴۶° طول شرقی و ۳۷' ۴۰° و ۳۷' ۵۰° عرض شمالی در جنوب غرب شهرستان بستان آباد قرار گرفته است. این منطقه‌ی در تقسیم‌بندی ایالت‌های زمین‌ساختی ایران در منطقه‌های مختلف البرز غربی-آذربایجان [۱]، ایران مرکزی [۲] و منطقه-ی ماگمایی ارومیه-دختر [۳] واقع شده است (شکل ۱-الف). فعالیت‌های آتشفشانی در منطقه‌ی ارومیه-دختر به‌طور متناوب احتمالاً از ائوسن تا پلیوسن - پلئستوسن صورت گرفته است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۳۳۹۲۷۰۳-۴۱، نمابر ۰۲۹۳۳۵۶۰۴۱-۴۱، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

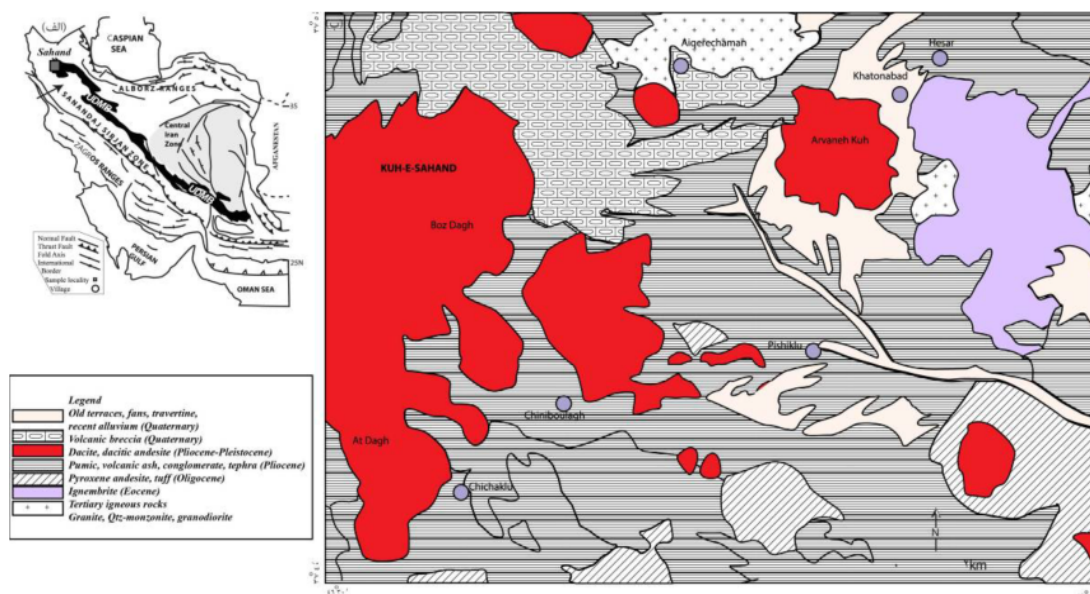
از فوران آتشفشان سهند (فاز جوان سهند) وابسته است.

زمین شناسی صحرایی

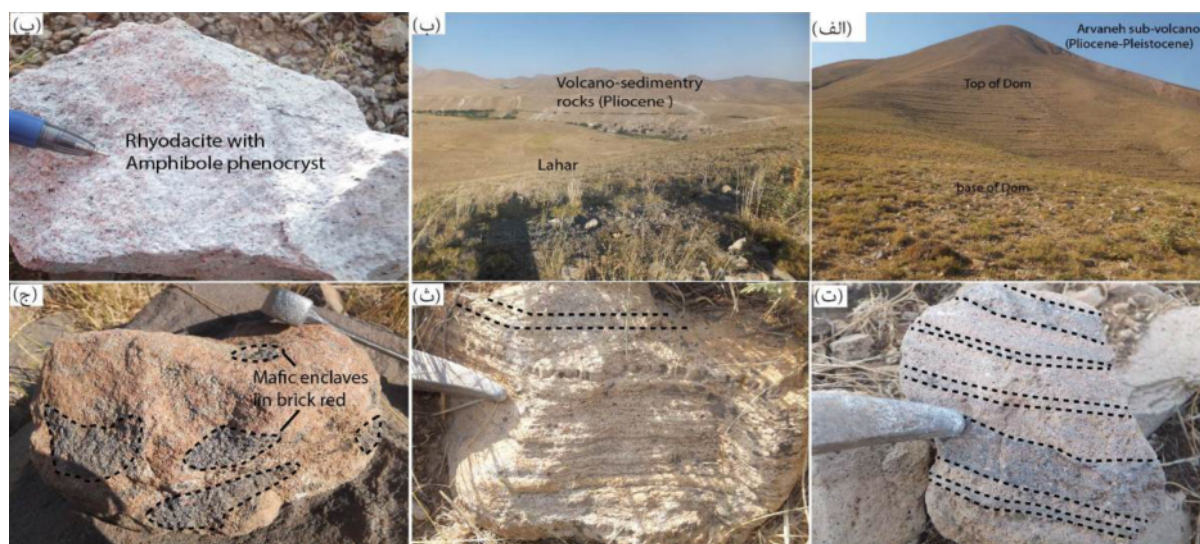
بر اساس سال سنجی‌های انجام گرفته [۵] سن آتشفشان سهند میوسن-کواترنری است. مخروط آتشفشانی آروانه کوه مشابه با دیگر گدازه‌های سهند به دلیل غلظت بالای ماگما به صورت مخروط نسبتاً کامل مشاهده می‌شود که با نفوذ خود،

کمانش رو به بالای رسوب‌های قدیمتر را ایجاد کرده است (شکل ۲-الف).

کهن‌ترین واحدهای آتشفشانی این مخروط به سن پلیوسن از سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های آندزیتی به رنگ خاکستری و سبز تیره با لایه‌بندی و تناوبی از توف‌های خرد شده، ایگنمبریت و توف ماسه‌ای تشکیل شده است (شکل ۲-ب).



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در رده‌بندی [۳]، ب) نقشه زمین‌شناسی مخروط آروانه کوه و رخساره‌های آتشفشانی در جنوب غرب بستان آباد در شرق آتشفشان سهند [۴].



شکل ۲ الف) نمایی از مخروط آروانه کوه به سن پلیوسن-پلیستوسن (دید رو به جنوب)، ب) نمایی از نهشته‌های وابسته به پلیوسن که مخروط آروانه از آن بیرون آمده است، پ) قطعات و بلوک‌های سنگی سرخ رنگ نزدیک به دهانه‌ی مخروط، ت) لایه بندی تیره و روشن در گدازه آروانه، ث) لایه بندی در گدازه روشن که احتمالاً به موازی قرار گرفتن پورفیرهای پلاژیوکلاز وابسته است، ج) برونوم‌های تیره در داخل گدازه‌ی سرخ‌رنگ که احتمالاً در ارتباط با قطعات جدا شده از حاشیه سرد شده گدازه در داخل آن می‌باشد.

بخش بزرگی از منطقه به‌وسیله‌ی گدازه‌های آتشفشانی سه‌ند به سن پلیوسن-پلیستوسن پوشانیده شده است [۴]. ترکیب این گدازه‌ها داسیت و آندزیت داسیت و ریوداسیت با رنگ و بافت‌های متنوع است. این سنگ‌ها به صورت بلوک‌های بزرگ و تخته‌سنگی پیرامون دهانه یافت می‌شوند. اغلب قطعات سنگی پیرامون دهانه پرتاب کننده‌ی گدازه‌ی سنگ‌هایی به رنگ سرخ آجری و صورتی هستند، که در نتیجه اکسایش آهن دو ظرفیتی در اثر اکسیژن هوا به وجود آمده‌اند. اکسایش شدید سنگ‌ها طی خروج سنگ‌ها از دهانه و برخورد با اکسیژن هوا حاصل شده است. رنگ گدازه‌ها در نمونه‌های دستی خاکستری روشن، صورتی و گاهی سفید و خاکستری تیره است که فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در اندازه چندین میلی متر در نمونه‌های دستی آن‌ها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص‌اند (شکل ۲- پ). ویژگی‌های سنگ‌شناختی این توده-ها به‌ویژه بافت آن‌ها می‌تواند در ارتباط با عمق جای‌گیری آن‌ها تفسیر شود [۴]. این گدازه‌ها هر چند از نظر رنگ و بافت تا اندازه‌ای متفاوت‌اند ولی عموماً ترکیب شیمیایی مشابهی دارند [۴]. برخی از گدازه‌ها دارای لایه‌بندی جریانی و لایه‌بندی چین‌خورده هستند که از جمله ساختارهای وابسته به جریان گدازه‌ها هستند (شکل ۲- ث-ت). در برخی نمونه‌ها قطعاتی از سنگ‌های گرد شده و تیره رنگ داخل گدازه‌های آتشفشانی دیده می‌شوند (شکل ۲- ج) که به لحاظ ترکیب مشابه سنگ-های منطقه بوده و خاستگاه احتمالی آن‌ها توسط [۶] به حاشیه‌های انجماد سریع گنبد‌ها نسبت داده شده است. وجود ساختارهایی مانند لایه‌بندی جریانی و نوارهای چین‌خورده و ساختارهای متعدد مشابه را احتمالاً می‌توان به فوران شکافی از طریق شکستگی‌های قبلی نسبت داد [۷].

روش پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی مقاطع نازک تهیه شده از نمونه های سنگی مخروط آتشفشانی آروانه کوه، تعداد ۲ نمونه برای تعیین ترکیب شیمی کانیها انتخاب و تجزیه‌ی نقطه‌ای روی آن‌ها انجام گرفت. تجزیه‌ی نقطه‌ای با استفاده از یک ریزپردازنده‌ی مدل HORIBA XGT-7200 با ولتاژشتاب دهنده‌ی 750 k و جریان پرتو الکترونی 1/000MA در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود انجام گرفت. نتایج بررسی شیمی فنوکریست‌های فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول در جدول-های ۱-۳ آورده شده‌اند.

بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط بافتی گدازه‌های آروانه کوه
در این بخش با استفاده از بررسی‌های میکروسکوپی دقیق، نامگذاری سنگ‌ها بر اساس شناسایی کانی‌ها و روابط بافتی آن-ها انجام گرفت. کانی‌های فنوکریست در سنگ‌های مورد بررسی عبارتند از پلاژیوکلاز+هورنبلند±بیوتیت±کوارتز±فلدسپار±پتاسیم.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فاز فنوکریست بوده که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار و درشت بلور در اندازه‌ی چند میلی متر و نیز دانه ریزتر در سنگ حضور دارد (شکل الف-خ). اغلب درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای ساختار منطقه بندی ترکیبی، احتمالاً از نوع نوسانی با بافت غربالی هستند (شکل الف-ت ۳). برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در مرکز حاشیه گرد شده نشان می‌دهند که حاشیه در اثر رشد دوباره بدون بافت غربالی و دارای منطقه‌بندی پوشیده شده است (شکل ۳-ب). در برخی از پلاژیوکلازها، بافت غربالی تمام بلور را فرا گرفته است (شکل ت ۳). [۸] بافت غربالی پلاژیوکلاز را به افت سریع فشار نسبت داده‌اند. کاهش فشار طی صعود ماگما به سطح نیز می‌تواند دلیل گرد شدگی و انحلال برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در ماگمای آبدار باشد. در فشارهای پایین‌تر، پلاژیوکلاز به صورت رشد دوباره در حاشیه‌ی پلاژیوکلاز خورده شده قبلی به تبلور خود ادامه داده و نیز به‌صورت ریزبلور در زمینه تشکیل شده است. تبلور کانی‌های بی آب مانند پلاژیوکلاز می‌تواند از دلایل غنی شدگی ماگمای باقی مانده از آب و افزایش شدت گاززدایی باشد. برخی از فنوکریست‌های بزرگ پلاژیوکلاز در مقاطع به‌صورت خرد شده هستند (شکل ۳-پ). این ویژگی بافتی می‌تواند به علت به دام افتادن ماگما در هسته‌های بافت غربالی و سپس انبساط آن حین فوران و تبلور باشد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با رد پلی سنتتیک گاه به حالت انباشتی در سنگ مشاهده می‌شوند.

آمفیبول: آمفیبول دومین فاز کانیایی مهم در سنگ‌های مورد بررسی است. فنوکریست‌های آمفیبول به صورت منشوری و شکل دار و به رنگ سرخ قهوه‌ای، قهوه‌ای و قهوه‌ای متمایل به سبز یافت می‌شوند. وجود آمفیبول و نیز عدم مشاهده هیپرستن در نمونه‌های مورد بررسی نشان دهنده‌ی تبلور در شرایط فشار بخار آب بالاست [۷]. در شرایط آبدار، بیوتیت به جای هیپرستن و هورنبلند به جای اوژیت تبلور می‌شود [۹]. آمفیبول در گدازه‌های آبدار در شرایطی که فشار برای نگه-داشت کافی آب به صورت محلول در گدازه کافی باشد رشد کرده و پایدار است اما اگر آب حل شده گدازه در اثر کاهش

میکرولیتی ریزدانه در برخی از سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳ ث-ج) [۱۱].

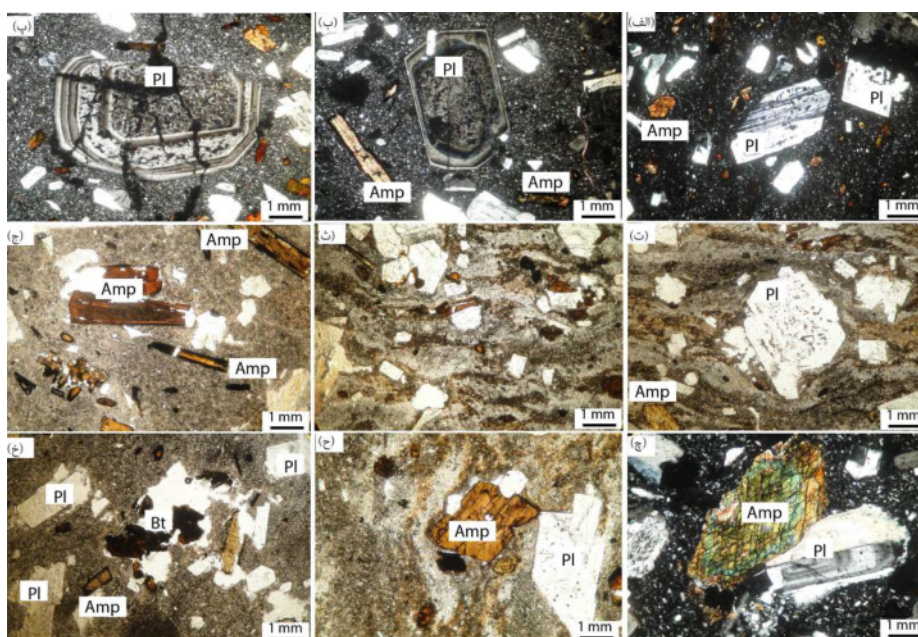
شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز: کانی‌های فنوکریست پلاژیوکلاز در گدازه‌های داسیت مخروط آتشفشانی آروانه به صورت نقطه‌ای مورد بررسی نقطه‌ای قرار گرفتند. کانی‌های بررسی شده دارای مقادیر مختلفی از اکسید سیلیس از ۵۷/۸۵ تا ۶۵/۳۶ درصد، اکسید آلومینیوم از ۲۱/۶۰ تا ۲۵/۱۵ درصد، اکسید کلسیم از ۸/۲۹ تا ۹/۶۲ درصد و اکسید سدیم از ۳/۳۴ تا ۷/۲۶ درصد هستند (جدول ۱). مقدار K_2O پلاژیوکلاز در سنگ‌ها بسیار کم و در حدود ۰/۵۷-۰ درصد است. فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر اساس ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۱). ترکیب شیمی پلاژیوکلازها بین An_{39} تا An_{59} در تغییر است. ترکیب شیمی پلاژیوکلاز در نمودار سه تایی [۱۲] در گستره‌ی آندزین و لابرادوریت قرار گرفته است (شکل ۴-الف). درصد آنورتیت در بخش میانی پلاژیوکلاز بیشتر از مرکز آن است (منطقه بندی وارون) (جدول ۱).

فشار از دست برد آمفیبول همچون دیگر کانی‌های آبدار به صورت طولانی پایدار نمی‌ماند و حاشیه‌های واکنشی در پیرامون آن ایجاد می‌شود. در برخی نمونه‌ها حاشیه‌ی سوخته ضخیم‌تر بوده و گاهی به‌طور کلی کانی آپاسیته شده و به وسیله‌ی کانی‌های اکسیدی جایگزین شده‌است (شکل ۳-ب-خ). هاله‌های واکنشی ضخیم در آمفیبول را احتمالاً بتوان به عواملی همچون طولانی بودن زمان گاز زدایی طی صعود ماگما، کاهش محدوده‌ی پایداری و واکنش آن‌ها با گدازه نسبت داد [۱۰].

کوارتز و پتاسیم فلدسپار: فنوکریست کوارتز و فلدسپار پتاسیم در سنگ‌ها کم و یا در برخی حضور ندارند. کوارتز اغلب به صورت فنوکریست با حاشیه‌ی خلیجی و به شدت خورد شده مشاهده می‌شوند. نبود یا مقادیر کم کوارتز و فلدسپار پتاسیم همراه با بافت خلیجی کوارتز در سنگ‌های مورد بررسی را احتمالاً می‌توان به ناپایداری این کانی‌ها در شرایط افت فشار نسبت داد.

بافت اصلی این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و میکرولیتی پورفیریک است. بافت جریان‌ی در زمینه‌ی شیشه‌ای و گاه



شکل ۳ تصاویر سنگ‌نگاری گدازه‌های آروانه کوه (الف) پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک، بافت میکرولیتیک پورفیریک، حالت XPL (ب، پ) منطقه بندی هم مرکز و بافت غربالی در پلاژیوکلاز و حاشیه‌ی اکسید شده در آمفیبول، میکرولیتیک پورفیریک، حالت XPL، (ت) پورفیروبلاست پلاژیوکلاز با بافت جریان‌ی در زمینه، بافت هیالومیکرولیتیک پورفیریک، حالت PPL، (ث) بافت جریان‌ی و پورفیرهای پلاژیوکلاز و آمفیبول در آن، هیالومیکرولیتیک پورفیریک، حالت PPL، (ج) آمفیبول سرخ قهوه‌ای و با حاشیه ضخیم از کانی‌های تیره در اطراف آمفیبول سوزنی، حالت PPL، (چ) آمفیبول شکل‌دار با رخ‌های دو جهتی با زمینه‌ای از میکرولیت‌های نسبتاً درشت دانه، حالت XPL، (ح) فنوکریستال‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز، حالت PPL، (خ) فنوکریستال بیوتیت و آمفیبول در زمینه ریزدانه، حالت XPL. علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۱] است.

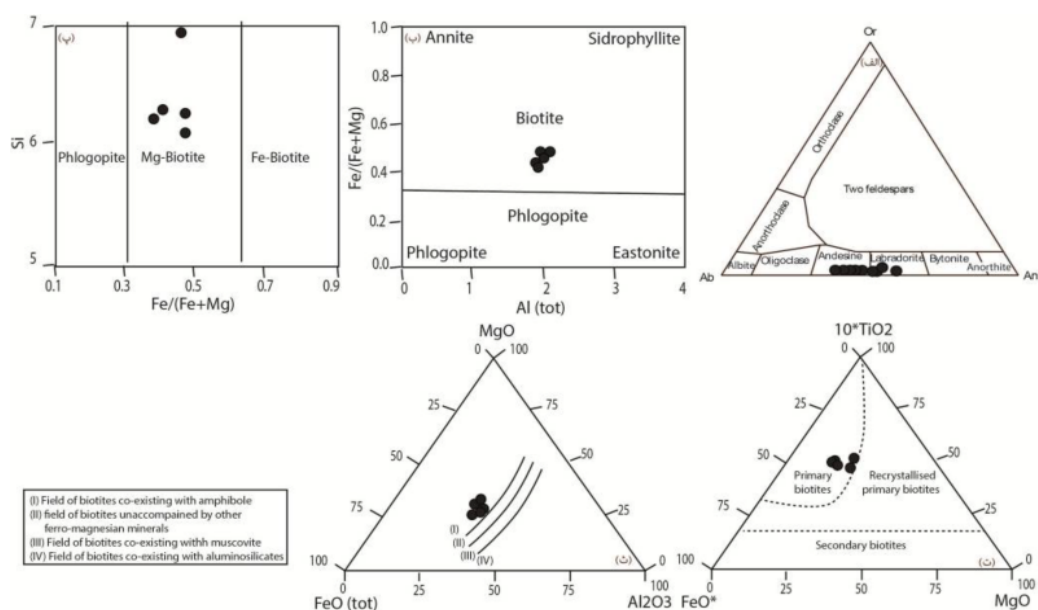
جدول ۱ ترکیب شیمی پلاژیوکلاز در سنگ‌های داسیت آروانه کوه.

	Pl-rim	Pl-mid	Pl-core	Pl-mid	Pl-rim	Pl-core	Pl-rim	Pl-mid	Pl-rim	Pl
SiO ₂	۵۸٫۶۱	۵۷٫۸۵	۵۹٫۲۴	۵۸٫۵۳	۶۰٫۰۷	۶۳٫۵۸	۶۱٫۰۵	۶۱٫۴۴	۶۲٫۵۸	۶۵٫۳۶
TiO ₂	۰٫۴۱	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۲۴٫۸۲	۲۴٫۹۹	۲۴٫۵۲	۲۵٫۰۷	۲۵٫۰۳	۲۱٫۹۱	۲۳٫۲۳	۲۲٫۶۵	۲۵٫۱۵	۲۱٫۶۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۳۴	۰٫۳۰	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۶۵	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۰
CaO	۹٫۶۱	۹٫۶۲	۹٫۵۳	۹٫۰۸	۹٫۱۵	۸٫۳۰	۸٫۵۷	۸٫۳۰	۸٫۵۵	۸٫۲۹
Na ₂ O	۵٫۷۸	۶٫۴۹	۵٫۸۰	۶٫۴۳	۴٫۸۰	۴٫۱۰	۶٫۷۸	۷٫۲۶	۳٫۳۴	۴٫۵۰
K ₂ O	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۳۰	۰٫۵۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۸۲	۹۹٫۷۸	۹۹٫۷۶	۹۹٫۷۴	۹۹٫۴۰	۹۹٫۴۰	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۰	۹۹٫۹۵
Formula	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸	(O)۸
Si	۲٫۶۳	۲٫۶۱	۲٫۶۶	۲٫۶۳	۲٫۶۸	۲٫۸۲	۲٫۷۳	۲٫۷۵	۴٫۲۲	۵٫۴۳
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۱	۱٫۳۳	۱٫۳۰	۱٫۳۳	۱٫۳۱	۱٫۱۵	۱٫۲۲	۱٫۱۹	۱٫۷۸	۱٫۵۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۴۱	۰٫۴۰	۰٫۵۵	۰٫۵۳
Ca	۰٫۵۰	۰٫۵۷	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۴۲	۰٫۳۵	۰٫۵۹	۰٫۶۳	۰٫۳۸	۰٫۵۲
Total	۴٫۹۶	۵٫۰۰	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۸۸	۴٫۷۹	۴٫۹۶	۴٫۹۷	۵٫۰۰	۵٫۰۰
Na/(Na+K+Ca)	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۵۲	۰٫۵۶	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۴۱	۰٫۵۰
K/(Na+K+Ca)	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca/(Na+K+Ca)	۰٫۴۱	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۴۳	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۵۹	۰٫۵۰

سنگ‌های آتشفشانی آروانه کوه نشان داده شده‌اند. مقادیر کاتیونی در فرمول ساختاری بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شد (جدول ۲). طبق نتایج بررسی شده، میزان درصد اکسید سیلیس از ۴۲٫۲۲ تا ۴۷٫۷۷ و اکسید تیتان از ۲٫۷۸ تا ۳٫۱۸ و درصد اکسید آلومینیم از ۱۱٫۴۴ تا ۱۳٫۱۶ در تغییرند. میزان درصد اکسید آهن کانی از ۱۵٫۶۰ تا ۱۹٫۳۲ و درصد اکسید منیزیم از ۱۳٫۸۷ تا ۱۰٫۴۲ تغییر می‌کنند. نمودار ASPE (شکل ۴-ب) برای تعیین ترکیب میکاهای هشت وجهی سه گانه بر پایه‌ی $Fe/(Fe+Mg)$ و $Al_{(tot)}$ به ترتیب شاخص گریزندگی اکسیژن و پراآلومینه بودن ماگما در زمان تبلور، ارائه شده است. همه‌ی میکاهای تجزیه شده با توجه به داشتن مقادیر $FeO/(FeO+MgO)$ بزرگتر از ۰٫۳۳، در رده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). بیوتیت‌های مورد بررسی در این نمودار، با توجه به تغییرات Al نسبت به $FeO/FeO+MgO$ ، بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت و کمی متمایل به قطب فلوگوپیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ب).

این حالت می‌تواند نشان دهنده عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر تغییر فشار بخار آب هنگام تبلور پلاژیوکلازها و یا اختلاط ماگمایی تفسیر شود. مقدار کم Ca در ترکیب حاشیه‌ی برخی از پلاژیوکلازها احتمالاً با فرایندهای شبه انجمادی در طی سرد شدن سنگ‌هاست. در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلاز به صورت انکلوزیون در داخل کانی هورنبلند حضور دارد. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در انکلوزیون‌ها غیر قابل تشخیص از ترکیب پلاژیوکلاز در فنوکریست هاست.

بیوتیت: ترکیب بیوتیت در سنگ‌های ماگمایی تابع ترکیب ماگمای مادر، گریزندگی اکسیژن [۱۳]، دمای گدازه [۱۴] و خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده است [۱۵]. بیوتیت به رنگ قهوه‌ای در مقادیر کم در نمونه‌های مورد بررسی حضور دارد. رنگ بیوتیت از ترکیب شیمیایی آن پیروی می‌کند. [۱۶]. [۱۷] رنگ قهوه‌ای تیره بیوتیت را به بالا بودن مقادیر Mg , Si و Na و پایین بودن K , Al در ترکیب آن نسبت داده‌اند. در جدول ۲ نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای انجام شده از بیوتیت در



شکل ۴ (الف) ترکیب شیمی فلدسپار در نمودار سه تایی Or-Ab-An [۱۲]. پلاژیوکلازهای آنالیز شده دارای ترکیب آندزین و لابرادوریت هستند، (ب) رده بندی شیمیایی میکاهای مورد بررسی در نمودار ASPE [۱۲]، (پ) ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار [۱۸] در گستره بیوتیت منیزیوم دار قرار می‌گیرد، (ت) نمودار سه تایی $MgO-10TiO_2-FeO^*$ [۱۹] که بیوتیت‌های اولیه را از بیوتیت‌هایی را که دستخوش تعادل دوباره در محیط شده‌اند از بیوتیت‌های ثانویه متمایز می‌کند، (ث) نمودار $MgO-FeO-Al_2O_3$ (توت) [۲۰] که ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی را در گستره بیوتیت همزیست با آمفیبول نشان می‌دهد.

جدول ۲ ترکیب شیمی آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های داسیت مخروط آروانه کوه.

	Amp-rim	Amp-mid	Amp-mid	Amp-rim	Amp-rim	Amp-inc	Amp	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	۴۴٫۸۳	۴۴٫۲۰	۴۴٫۹۴	۴۴٫۷۸	۴۹٫۲۹	۵۰٫۸۸	۴۹٫۶۱	۴۲٫۲۲	۴۰٫۳۹	۴۱٫۹۲	۴۱٫۹۰	۴۷٫۷۷
TiO ₂	۱٫۳۸	۱٫۴۶	۱٫۴۸	۱٫۲۳	۱٫۰۳	۱٫۴۷	۱٫۳۸	۲٫۷۸	۲٫۹۲	۲٫۸۸	۳٫۱۸	۲٫۳۹
Al ₂ O ₃	۸٫۴۶	۱۰٫۲۵	۱۰٫۱۹	۱۰٫۳۶	۸٫۱۳	۱۰٫۷۷	۷٫۷۷	۱۱٫۴۴	۱۳٫۱۶	۱۲٫۲۹	۱۱٫۷۹	۱۱٫۹۲
FeO	۱۶٫۶۹	۱۴٫۶۲	۱۳٫۸۰	۱۴٫۷۶	۱۵٫۰۷	۱۰٫۰۵	۱۴٫۷۲	۱۷٫۷۱	۱۹٫۱۸	۱۹٫۳۲	۱۶٫۲۶	۱۵٫۶۰
MnO	۰٫۲۸	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۱۳	۰٫۲۵	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۱۳	۰٫۱۱
MgO	۱۱٫۹۷	۱۳٫۳۹	۱۱٫۷۶	۱۳٫۳۸	۹٫۶۶	۱۲٫۰۴	۱۰٫۷۴	۱۳٫۸۷	۱۱٫۵۸	۱۱٫۶۹	۱۴٫۳۳	۱۰٫۴۲
CaO	۱۰٫۷۷	۱۰٫۷۸	۱۰٫۵۵	۱۰٫۴۵	۹٫۲۸	۱۰٫۷۲	۱۱٫۴۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲٫۰۱	۰٫۰۰	۱٫۴۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K ₂ O	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۵۸	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۷٫۸۳	۸٫۲۱	۷٫۳۸	۶٫۱۲	۴٫۳۹
Total	۹۴٫۷۹	۹۵٫۳۶	۹۵٫۴۲	۹۵٫۶۰	۹۵٫۴۹	۹۶٫۲۷	۹۶٫۰۹	۹۶٫۰۲	۹۵٫۶۸	۹۵٫۶۹	۹۴٫۶۱	۹۴٫۲۲
Formula	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۳	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲	(O)۲۲
Si	۶٫۶۳	۶٫۴۰	۶٫۶۹	۶٫۴۴	۷٫۳۱	۷٫۲۵	۷٫۳۰	۶٫۲۱	۶٫۰۳	۶٫۲۱	۶٫۱۷	۶٫۸۵
Ti	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۲۵
Al	۱٫۴۸	۱٫۷۵	۱٫۷۹	۱٫۷۶	۱٫۵۴	۱٫۸۱	۱٫۳۵	۱٫۹۸	۲٫۳۱	۲٫۱۵	۲٫۰۴	۲٫۰۱
Fe ²⁺	۲٫۰۶	۱٫۷۷	۱٫۷۱	۱٫۷۷	۱٫۸۶	۱٫۱۹	۱٫۸۱	۲٫۱۸	۲٫۳۹	۲٫۳۹	۲٫۰۰	۱٫۸۷
Mn	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۲٫۶۴	۲٫۹۰	۲٫۶۱	۲٫۸۹	۲٫۱۳	۲٫۵۶	۲٫۳۵	۳٫۰۴	۲٫۵۸	۲٫۵۸	۳٫۱۴	۲٫۲۲
Ca	۱٫۷۱	۱٫۶۷	۱٫۶۸	۱٫۶۱	۱٫۴۷	۱٫۶۴	۱٫۸۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۲۴
K	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۱٫۴۷	۱٫۵۶	۱٫۳۹	۱٫۱۵	۰٫۸۰
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۵۸	۰٫۰۰	۰٫۴۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۱۴٫۷۸	۱۴٫۷۵	۱۵٫۳۵	۱۴٫۷۱	۱۵٫۰۱	۱۴٫۶۹	۱۴٫۶۸	۱۵٫۲۲	۱۵٫۲۵	۱۵٫۰۹	۱۵٫۰۳	۱۴٫۲۸
Al ^{IV}	۱٫۳۷	۱٫۶۰	۱٫۳۱	۰٫۵۶	۰٫۷۰	۰٫۷۵	۰٫۷۰					
Al ^{VI}	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۴۸	۰٫۱۹	۰٫۸۵	۱٫۰۷	۰٫۶۵					

نمودار دو تایی $\text{Si-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ [۱۸] ترکیب منیزیم دار بیوتیت در سنگهای مورد بررسی را تأیید می‌کند (شکل ۴-ب). غنی بودن بیوتیت از آهن یا منیزیم بستگی به گریزندگی اکسیژن طی سرد شدن گدازه دارد [۲۱]. در شرایط اکسایش، بیوتیت غنی از منیزیم خواهد بود و در نتیجه مگنتیت در سنگ تشکیل می‌شود، در صورتی که اگر تبلور در شرایط احیاء و گریزندگی پایین اکسیژن صورت گیرد، بیوتیت غنی از آهن تشکیل شده و مگنتیت کمیاب خواهد بود [۲۲]. بیوتیت‌های مورد بررسی دارای MgO نسبتاً بالا با میزان $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ بین ۰/۵۲ تا ۰/۶۱ هستند که تشکیل آن‌ها در شرایط گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن را نشان می‌دهد. به منظور شناسایی بیوتیت‌های اولیه از ثانویه، از نمودار سه تایی $\text{MgO}-10*\text{TiO}_2-(\text{FeO}+\text{MnO})$ [۱۹] استفاده شد (شکل ۴-ت). بر اساس این نمودار تمامی بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی بیوتیت‌های اولیه یا ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-ت). تشکیل دوگانه‌ی بیوتیت از عوامل موثر در کنترل ترکیب شیمی آن است [۲۳]. به منظور بررسی رابطه‌ی بین تشکیل دوگانه و ترکیب شیمی بیوتیت‌های مورد بررسی، از نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}_{(\text{tot})}\text{-MgO}$ [۲۰] استفاده شد (شکل ۴-ث). ترکیب بیوتیت‌های بررسی شده در این نمودار با بیوتیت‌های هم زیست با آمفیبول در سنگ‌های آهکی-قلیایی همخوانی دارد (شکل ۴-پ).

آمفیبول: آمفیبول فاز فرومنیزین اصلی در سنگ‌های داسیت منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهد. بنابر داده‌های به دست آمده از بررسی نقطه‌ای، درصد اکسیدهای اصلی آمفیبول در نمونه‌های مورد بررسی به مقدار قابل توجه‌ای متغیر است. میزان اکسید سیلیس از ۴۴/۲۰ تا ۵۰/۸۸ درصد، اکسید تیتان از ۱/۰۳ تا ۱/۴۸ درصد، اکسید آلومینیم ۷/۷۷ تا ۱۰/۷۷ درصد و اکسید آهن ۱۰/۰۵ تا ۱۶/۶۹ درصد در تغییر است (جدول ۲). فرمول ساختاری آمفیبول به ازای ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است (جدول ۲). آمفیبول به دلیل دارا بودن مکان‌های بلورشناسی متعدد برای همه کاتیون‌های اصلی $[\text{AM}_2^3\text{M}_2^3\text{M}_2^2\text{M}_1^1\text{T}_4^4\text{O}_{22}(\text{OH})]$ ، قادر است کاتیون‌های ماگما را به مقدار زیادی جدا کرده و در ساختار خود جای دهد. به همین دلیل از آمفیبول به عنوان شاخصی برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماگمایی استفاده می‌شود. برای تعیین خاستگاه آمفیبول‌ها از نمودار جدا کننده‌ی آمفیبول‌های آذرین از انواع دگرگونی [۲۴] استفاده شد (شکل

۵-الف). بر اساس این نمودار آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع آذرین‌اند (شکل الف ۵). بر این اساس، رده بندی [۲۵] آمفیبول‌های مورد بررسی در گروه آمفیبول‌های کلسیک رده بندی می‌شوند (شکل ۵-ب). حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های ماگمایی نشانه‌ی وابستگی این سنگ‌ها به ماگماهای وابسته به محیط‌های تکتونوماگمایی فروورانشی است [۲۶-۲۸]. به‌طور کلی سنگ‌های ماگمایی غیر کوهزایی A-type از عناصر قلیایی غنی‌تر بوده و آمفیبول‌های آن‌ها بیشتر غنی از سدیم هستند، در حالی که مقدار CaO در ماگماهای نوع I-type بیشتر بوده و هورنبلند کانی اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد [۲۹]. ترکیب شیمی آمفیبول می‌تواند نشان دهنده‌ی شرایط گریزندگی اکسیژن ماگما باشد [۳۰]. با توجه به میزان $\text{Fe}\# = (\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe}))$ می‌توان گریزندگی اکسیژن ماگما را مشخص کرد [۳۰].

مقدار $\text{Fe}\#$ بین صفر تا ۰/۶ نشان دهنده‌ی گریزندگی بالای اکسیژن، به مقادیر ۰/۶ تا ۰/۸، نشان دهنده‌ی گریزندگی متوسط اکسیژن بوده و مقادیر ۰/۸ تا ۱/۰ نشان دهنده‌ی گریزندگی پایین آن خواهد بود. با توجه به ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول مورد بررسی، میزان $\text{Fe}\#$ برابر با ۰/۳۲ تا ۰/۴۷ بوده و بیانگر شرایط گریزندگی بالای اکسیژن است. نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ نسبت به Al^{IV} ، بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۳۰]، بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد (شکل ۵-پ) [۳۱]. این نتایج با نتایج به‌دست آمده از گریزندگی اکسیژن بر اساس شیمی بیوتیت‌ها در همین نمونه‌ها همخوانی دارد.

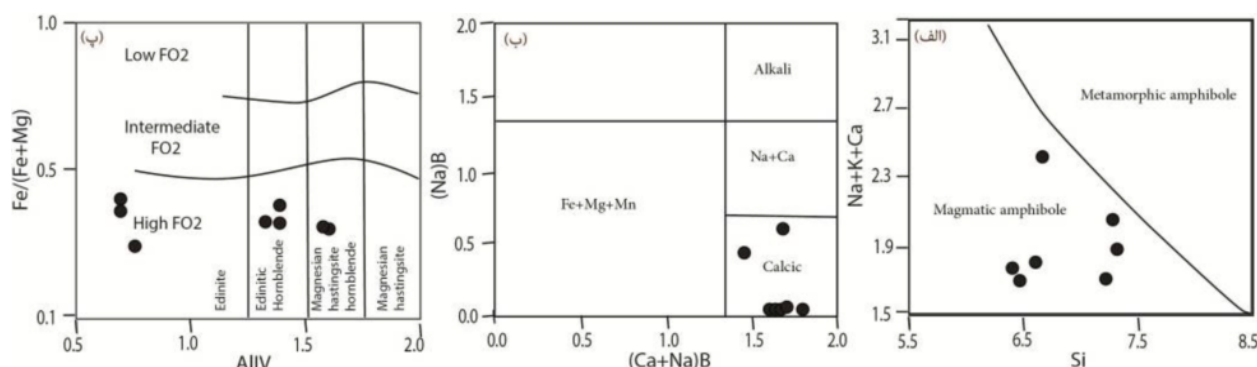
به‌منظور نامگذاری ترکیب شیمی آمفیبول در گدازه‌های داسیت مورد بررسی، از رده‌بندی [۲۵] استفاده شد (شکل ۴-الف-ت). ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس مقادیر کاتیونی Ti در مقابل Al^{IV} از نوع منیزیم-هورنبلند و چرماکیت تعیین می‌شود (شکل ۴-الف). در رده‌بندی بر اساس مقادیر Si در مقابل $\text{Na}+\text{K}$ ، ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی چرماکیت، هورنبلند و ادینیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). آمفیبول‌های بررسی شده در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ در برابر Si از نوع اکتینولیت-هورنبلند، مگنزیو-هورنبلند و چرماکیت-هورنبلند است (شکل ۴-پ). نمودار Al در جایگاه چهاروجهی (T) در مقابل مجموع کاتیونی در جایگاه A

فرمول ساختاری آمفیبول با نتایج نمودارهای قبلی همخوانی نشان می‌دهد (شکل ت-۶).

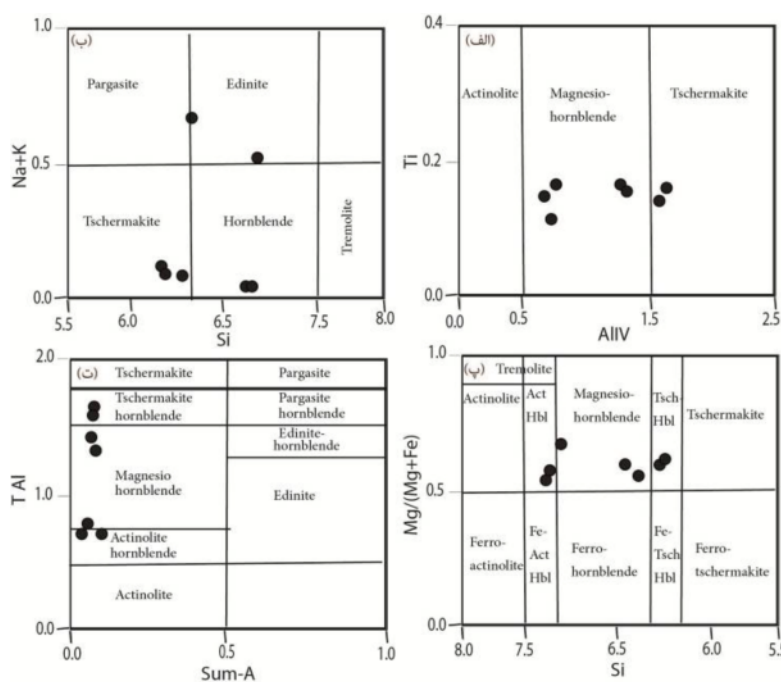
تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

آمفیبول از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین به‌ویژه سری آهکی-قلیایی به‌شمار می‌آید [۱۲]. برای تعیین محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف به خصوص تشخیص محیط‌های

فرورانش و درون صفحه‌ای از ترکیب شیمی آمفیبول استفاده می‌شود [۳۲]. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش دارای مقادیر پایین‌تر Na_2O و TiO_2 نسبت به انواع درون صفحه‌ای هستند. بر اساس نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی [۳۲] آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف).



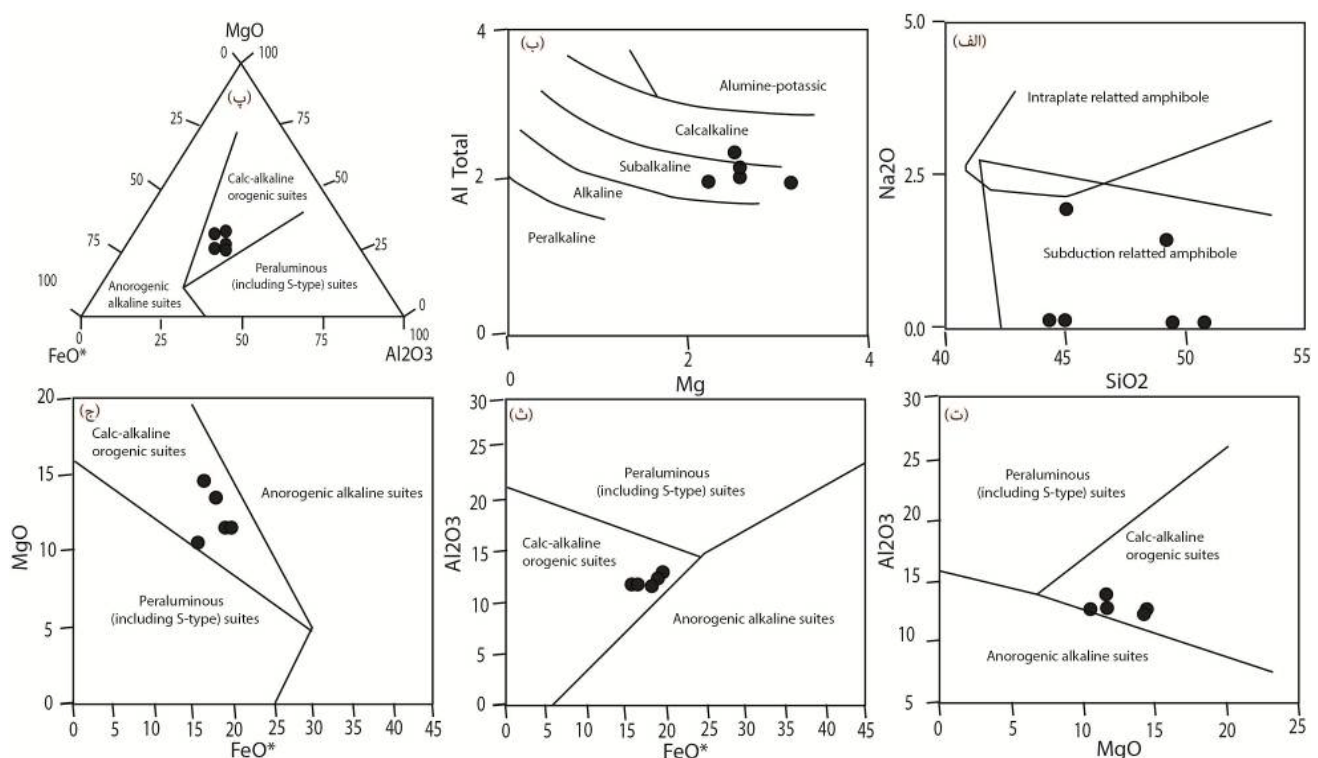
شکل ۵ (الف) نمودار جدا کننده‌ی آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگون [۲۴]. (ب) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی روی نمودار $(\text{Na})_B$ در برابر $(\text{Na}+\text{Ca})_B$ [۳۱] که ترکیب غنی از کلسیم آن را نشان می‌دهد، (پ) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول [۳۰] که بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد.



شکل ۶ رده بندی شیمیایی آمفیبول‌ها [۲۵] (الف) ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس مقادیر کاتیونی Ti در مقابل Al^{IV} از نوع منیزو-هورنبلند و چرماکیت تعیین می‌شود، (ب) در نمودار Si در مقابل $\text{Na}+\text{K}$ ترکیب آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی چرماکیت، هورنبلند و ادینیت واقع می‌شوند، (پ) در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ در برابر Si ترکیب کانی‌شناسی آمفیبول‌ها اکتینولیت-هورنبلند، مگنزیو-هورنبلند و چرماکیت-هورنبلند است، (ت) نمودار Al در جایگاه چهاروجهی (T) در مقابل مجموع کاتیونی در جایگاه A آمفیبول با ترکیب منیزو-هورنبلند، اکتینولیت-هورنبلند و چرماکیت - هورنبلند همخوانی نشان می‌دهد.

رده بندی [۳۵] استفاده شد (شکل ب-۷). براساس تغییرات منیزیوم در مقابل آلومنیوم کل در کانی بیوتیت [۳۵]، ترکیب بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی شبه قلیایی تا آهکی قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ب-۷). بر اساس رده‌بندی [۱۵] خاستگاه ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی در تمامی نمودارهای رده‌بندی [۱۵] (شکل ۷-پ-ج)، آهکی-قلیایی کوهزایی وابسته به فرورانش تعیین می‌شود. حضور آمفیبول کلسیک-منیزیوم دار همراه با بیوتیت و گریزندگی بالای اکسیرن طی تبلور کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در ماگما که در بالا اشاره شد، از شواهدی هستند که نتایج به‌دست آمده‌ی وابسته به فرورانش آهکی-قلیایی از نمودارهای ژئوشیمیایی (سری های آهکی-قلیایی منطقه های فرورانش) را تأیید می‌کنند. این نتیجه با نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب عناصر اصلی بیوتیت‌های موجود در همین سنگ‌ها (شکل ۴-ث و ۷-ب) و نیز نتایج ژئوشیمی سنگ کل به دست آمده از بررسی‌های [۷] همخوانی دارد.

بر اساس بررسی‌های [۳۴،۳۳] مقدار Al^{IV} در ترکیب شیمی آمفیبول به عنوان مرز جدایش محیط‌های تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته می‌شود. مقادیر $Al^{IV} > 1.5$ وابسته به تشکیل آمفیبول در محیط‌های زمین ساختی جزایر قوسی در فشارهای بالاتر از ۱۰ کیلو بار بوده و مقادیر $Al^{IV} < 1.5$ معرف آمفیبول‌های تشکیل شده در حاشیه های فعال قاره‌ای در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار است. بر این اساس و با توجه به مقادیر Al^{IV} در آمفیبول‌های مورد بررسی (۰/۷۰-۱/۳۷، جدول ۲)، بیشتر آمفیبول‌ها (به استثنای یک نقطه با Al^{IV} برابر با ۱/۶۷) با حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش همخوانی دارند. ترکیب بیوتیت در مجموع تابع ترکیب و شرایط تبلور ماگمایی است که از آن متبلور شده است و به این علت می‌توان از آن به‌عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی ماهیت و شرایط فیزیکی‌شیمیایی ماگما و محیط زمین ساختی سنگ‌های آذرین استفاده کرد. برای تعیین سری ماگمایی سازنده‌ی میکاها در مخروط آتشفشانی آروانه کوه، از



شکل ۷ (الف) نمودار رده بندی تکتونوماگمایی آمفیبول [۳۲]، در سنگ‌های آندزیت داسیت آروانه کوه، (ب) ترکیب سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت [۳۵]، (پ) ترکیب میکاهای مورد بررسی روی نمودار تکتونوماگمایی Al_2O_3 -FeO*-MgO [۱۵]، نمودار Al_2O_3 -MgO [۱۵]، (ت) نمودار Al_2O_3 -FeO* [۱۵]، (ث) نمودار Al_2O_3 -FeO* [۱۵] و (ج) نمودار MgO-FeO* [۱۵].

زمین دما-فشار سنجی

سنگ‌های آتشفشان مورد بررسی با فنوکریست‌های درشت بلور، می‌تواند بیانگر رخداد تبلور سنگ‌ها طی مراحل مختلفی باشد. فنوکریست‌های درشت بلور در عمق متبلور شده و بلورهای ریزتر طی صعود ماگما به نزدیک سطح زمین (نیمه آتشفشانی) و یا سطح (آتشفشانی) تشکیل شده‌اند. وجود فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی مخروط آروانه کوه نشان می‌دهند که پلاژیوکلاز یک فاز فنوکریستی مهمی در اعماق و در مخزن ماگمایی بوده است که سپس هنگام صعود ماگما دستخوش افت فشار نیز شده است. در این بخش به منظور تعیین شرایط دما-فشار تبلور فنوکریست‌ها از روش‌های متعدد تبادل کاتیونی استفاده شد.

آمفیبول تقریباً در تمام سنگ‌های آذرین (مافیک، فلسیک، حدواسط) با گستره‌ی وسیعی از فشار و دما ۱ تا ۲۳ کیلو بار و ۴۰۰ تا ۸۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد پایدار است [۳۶]. مقدار Al در ترکیب آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور است. میزان $Ca, Ti, Al^{(tot)}, Al^{IV}$ در ترکیب آمفیبول تابع دماست [۳۷]. مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما بر آن بی‌تاثیر است. محاسبه‌ی مقدار Al^{IV} و $Al^{(tot)}$ مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. نمونه‌های مناسب از سنگ‌های مورد بررسی با تشکیل دوگانه‌ی کانیاپی مناسب، ترکیب شیمی آمفیبول‌های کلسیک با Si و Ca مناسب (۶۴۰ تا ۷۳۱ و ۱/۵ تا ۱/۸)، داشتن نسبت $Fe^{tot}/(Mg+Fe^{tot})$ بین ۰/۳۲ تا ۰/۴۷ و نداشتن منطقه‌بندی در آمفیبول برای دما-فشارسنجی انتخاب شدند. به‌منظور کاهش خطا از وارد کردن اطلاعات وابسته به آمفیبول‌های اکتینولیتی چشم‌پوشی شده است. در این پژوهش از روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار از روی آمفیبول استفاده شد. با استفاده از مقدار کاتیونی آلومینیم کل موجود در ساختار آمفیبول بر اساس درجه‌بندی [۳۷]، فشار حدود 5.2 ± 0.2 کیلو بار برای این سنگها برآورد شده است. فشارهای محاسبه شده بر اساس [۳۸] برابر با 5.5 ± 0.15 بدست آمد. فشار تبلور آمفیبول بر اساس معادله‌ی [۳۹] $(P=4.76*Al^{(tot)}-3.01)$ ، در حدود ۴/۰۳ الی ۵/۶۰ کیلو بار محاسبه شد. در تمام روش‌های ارائه شده در بالا، محاسبه‌ی فشار از روی میزان آلومینوم در آمفیبول انجام شد. نمودار (شکل ۸-الف)، که بر اساس مقدار $Al^{(tot)}$ در مقابل $Fe^{tot}/(Mg + Fe^{tot})$ [۴۰] رسم شده است گستره‌ی فشاری

در حدود ۳/۲ تا ۵/۴ کیلو بار را نشان می‌دهد. [۳۰] با در نظر گرفتن این نکته که میزان Al در ترکیب آمفیبول نه تنها به فشار بلکه تا حدی به دما نیز وابسته است، رابطه‌ی زیر را برای محاسبه‌ی فشار ارائه کردند:

$$P[\pm 0.6Kbar] = -3.01 + 4.76Al^{tot} - [(T(^{\circ}C) - 675)/85] * [0.53Al^{tot} + 0.005294*(T(^{\circ}C) - 675)]$$

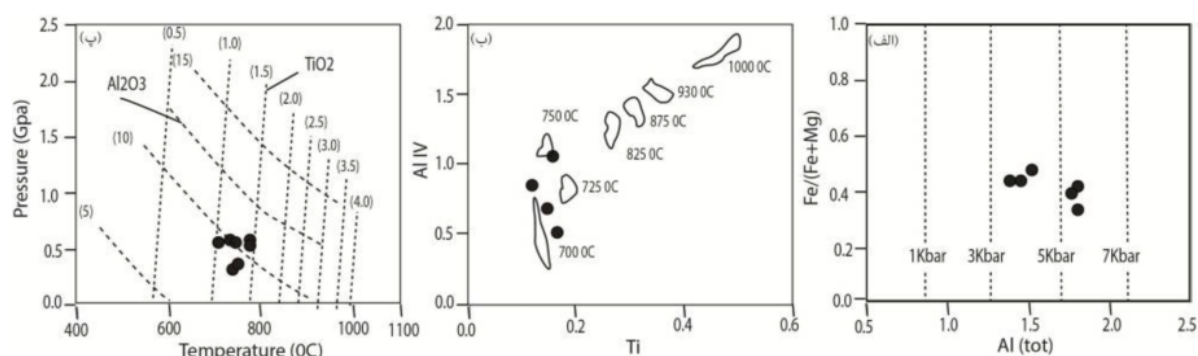
این رابطه در دماهای کمتر از ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد معتبر است. بر اساس معادله‌ی بالا، فشار محاسبه شده برای آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی ۳/۷۰ تا ۶/۰۰ کیلو بار محاسبه شد. بر پایه‌ی نتایج به‌دست آمده از فشارسنجی، بیشینه‌ی عمق تبلور فنوکریست‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر ارزیابی می‌شود. به عبارت دیگر تبلور فنوکریست‌ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته‌ی قاره‌ای شروع شده است. دماسنجی به روش پلاژیوکلاز و آمفیبول یکی از روش‌های متداول برای دماسنجی سنگ‌های آهکی-قلیایی است [۴۱]. برای تعیین دما با این روش باید آمفیبول و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در سنگ حضور داشته و آمفیبول نیز فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد. این روش درجه‌بندی برای دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلو بار قابلیت استفاده را دارد [۴۲]. در دماسنجی به روش زوج کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند [۴۲]، دمای ۶۰۰ تا ۶۴۵ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های مورد بررسی محاسبه شد.

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم تیتانیوم محسوب می‌شود. میزان Ti موجود در بیوتیت به تغییرات دما، فشار، شیمی بلور و مجموعه‌ی کانی‌های همزیست وابسته است [۴۳].

میزان Ti در بیوتیت به‌طور کلی با افزایش مقدار Fe افزایش می‌یابد [۴۴]. دماسنجی با استفاده از درجه‌بندی [۴۵] و بر اساس تیتان موجود در بیوتیت‌های اولیه در فشارهای ۴ تا ۶ کیلو بار، دمای میانگین تبلور بیوتیت‌ها را در حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست می‌دهد.

$$T = ([Ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b)^{33}$$

که در آن T دما بر حسب سیلیسیوس، Ti تعداد اتم در واحد فرمول بر اساس ۲۲ اکسیژن و X_{Mg} برابر $Mg/(Mg + Fe)$ است. پارامترهای ثابت قابل استفاده در زمین دماسنجی براساس Ti عبارتند از: $a = -2.3594$ ، $b = 4.6482*10^{-9}$ ، $c = -1.7283$. این روش دماسنجی در شرایط $Ti = 0.04-0.6$ ، $(apfu)$ $T(^{\circ}C) = 480 - 800$ و $X_{Mg} = 0.275-1.0$ قابل اعتماد است.



شکل ۸ (الف) نمودار $Al^{(tot)}$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ از [۴۰] که محدوده‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نشان می‌دهد. آمفیبول‌های مورد بررسی حدود ۵ کیلو بار را نشان می‌دهند، (ب) محاسبه‌ی تقریبی دمای تشکیل آمفیبول بر اساس [۴۷]، (پ) دما- فشارسنجی بر اساس اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم موجود در تک کانی آمفیبول [۴۹]. دمای حدود ۷۰۰-۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در فشار معادل ۶ کیلو بار برای تبلور فنوکریست‌های آمفیبول از عمق حدود ۱۸ کیلومتری پوسته ارزیابی می‌شود.

به نظر می‌رسد تبلور فنوکریست‌ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته قاره ای شروع شده است.

برداشت

- مخروط آروانه با برونزدهای گسترده‌ای از گدازه‌های اسیدی و حدواسط با ترکیب داسیت، آندزیت داسیت و ریوداسیت در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشانی جوان سهند به سن پلیوسن- پلیستوسن تشکیل شده است.

- بر اساس داده‌های ریزپرذاشی، ترکیب پلاژیوکلازها آندزین و لابرادوریت هستند. بیوتیت‌های مورد بررسی با میزان $Mg/(Mg+Fe+Mn)$ بین ۰/۵۲ تا ۰/۶۱ در شرایط گریزندگی نسبتاً بالا تشکیل شده و به سری ماگمایی آهکی- قلیایی وابسته‌اند. ترکیب شیمی فنوکریست‌های آمفیبول از نوع اکتینولیت-هورنبلند، مگزیو-هورنبلند و چرماکیت-هورنبلند. حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های ماگمایی تشکیل سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های فرورانشی را نشان می‌دهند. ترکیب شیمی آمفیبول با میزان $Fe\#$ برابر با ۰/۳۲ تا ۰/۴۷ شرایط گریزندگی بالای اکسیژن در ماگمای تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها را تأیید می‌کند.

- محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی گدازه‌های اسیدی و حدواسط مخروط آتشفشانی آروانه بر اساس ترکیب شیمی بیوتیت و آمفیبول در ارتباط با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش تعیین شد.

- شرایط دما- فشار تبلور فنوکریست‌ها با استفاده از روش‌های متعدد تبادل کاتیونی به ترتیب در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در گستره‌ی فشار ۳ تا ۶ کیلو بار تعیین شد. بر

دماسنجی بر اساس آمفیبول، دماهای بالاتر تبلور را برای سنگ‌های مورد بررسی بدست داده است. [۴۶] نشان داد که مقدار Ti هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. [۴۷] با استفاده از تغییرات مقدار آلومینیوم نسبت به تیتانیوم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرده است. در این پژوهش با استفاده از تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} ، دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برای تبلور آمفیبول‌ها به‌دست آمد (شکل ۸- ب). دماهای محاسبه شده بر اساس مقادیر Ti در آمفیبول [۴۸] ۷۱۰ تا ۷۴۵ درجه‌ی سانتی‌گراد است. دماسنجی به روش زوج کانی پلاژیوکلاز و هورنبلند [۳۶] دماهای ۷۶۵ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را به دست داده است.

روش دما-فشار سنجی بر مبنای اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیوم در آمفیبول [۴۹] برای سنگ‌های داسیت آروانه کوه مورد استفاده قرار گرفت. بر این اساس دمایی در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در فشار حدود ۳ تا ۶ کیلو بار نتیجه شده‌اند (شکل ۸- پ). بررسی‌های [۳۸] نشان می‌دهد که برای ماگماهای آبدار با ترکیب تونالیتی و گرانودیوریتی دمای گدازه بین ۷۰۰ الی ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است و این دما تقریباً مستقل از فشار است. بر این اساس دماهای محاسبه شده بر اساس روش‌های متعدد شیمی آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۷۱۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۶ کیلو بار منطقی به نظر می‌رسد. بر اساس فشار محاسبه شده عمق بیشینه‌ی تبلور فنوکریست‌ها در سنگ‌های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر تعیین می‌شود که بر این اساس

- [12] Deer W., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock forming minerals", John Wiley and Sons, Inc. New York, 2nd, (1992) PP 696.
- [13] Partin E., Hewitt D.A., Wones D.R., "Quantification of ferric iron in biotite: Mineralogy and Petrology", 41 (1983) 41-52.
- [14] Abbott R.N., Clarke D.B., "Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a $(H_2O) = 1$ ", Canadian Mineralogist, 17 (1979) 549-560.
- [15] Abdel – Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology, 35(1994) 525-541.
- [16] Lalonde A., Bernard P., "Composition and color of biotite from granites: Two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, NW Territories", Canadian Mineralogist, 31 (1993) 203-217
- [17] De Pieri R., Jobstraibizer P.G., "Crystal chemistry of biotite from dioritic to granodioritic rock type of Adamello massif (Northern Italy)", Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 148 (1983) 58-82.
- [18] Forster C.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral mica". United State Geological Survey, Professional Paper, Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 354 (1960) 11-49.
- [19] Nachite H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, Geomateriala (Mineralogy)", Comptes Rendus Geosciences, 337 (2005) 1415-1420
- [20] De Albuquerque. C.A.R., "Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal", Geochimica Et Cosmochimica Acta, 37 (1973) 1779-1802.
- [21] Wones D.R., Eugster H.P., "Stability of biotite: experiment, theory, and application", American Mineralogist, 50 (1965) 1228-1272.
- [22] Castro A., Stephen W.E., "Amphibole rich clots in calcalkalin granitic rocks and their Enclaves", Canadian Mineralogist, 30 (1992) 1093-1112.
- [23] Nockolds S.R., "Average chemical compositions of some igneous rocks", Geological Society of America, 65 (1954) 1007-1032.
- اساس فشار محاسبه شده عمق بیشینه ی تبلور فنوکریست ها در سنگ های مورد بررسی در حدود ۱۸ کیلومتر تعیین می شود که بر این اساس به نظر می رسد تبلور فنوکریست ها از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته قاره ای شروع شده است.
- ### مراجع
- [۱] نبوی م. ح. "دیاچه ای بر زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۳۸۱ ص.
- [2] Stocklin J. "Stratigraphic Lexicon of Iran. Part 1: Central, North and East Iran", Geological Survey of Iran, 18 (1971) 1-338.
- [3] Gilg H.A., Boni M., Balassone G., Allen C.R., Banks D., Moore F. "Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex", Mineral Deposita, 41 (2006) 1-16.
- [۴] بهروز ع.، امینی فضل ع.، امینی آذر ج.، "نقشه زمین شناسی بستان آباد در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۷۴).
- [۵] معین وزیری ج.، امین سبحانی ا.، "سهند از دیدگاه ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۵۶)، ۵۹ ص.
- [۶] پیرمحمدی ف.، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سهند با نگرشی ویژه بر سنگ های آذرآواری"، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، (۱۳۹۰) ۱۹۵ ص.
- [۷] وصالی خضرو ی.، "بررسی پترولوژی و پتروگرافی سنگ های آتشفشانی آروانه کوه (شرق سهند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، (۱۳۹۱) ۱۱۷ ص.
- [8] Nelson S.T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.
- [۹] معین وزیری ج.، احمدی ع.، "پتروگرافی و پتروگرافی سنگ های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، (۱۳۷۱) ۵۳۹ ص.
- [10] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) pp 405.
- [11] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", American mineralogist, 68 (1983) 277-279.

- [35] Nachite H., "Contribution a l'etude analytique et experimental des biotites des granitoids applications typologiques", These de Doctorat De L'universite de Bretagne occidentale, (1986) pp 235.
- [36] Blundy J., Holland T., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase Geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
- [37] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous Geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
- [38] Hollister L.S., Grissom G.E., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.
- [39] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", Journal of African Earth Sciences, 38 (2004) 255-268.
- [40] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 115 (1992) 304-310.
- [41] Stein E., Dietl G., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.
- [42] Holland T., Blundy J., "Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433-447.
- [43] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "Nomenclature of the micas", Canadian Mineralogist, 36 (1998) 905-912.
- [44] Abrecht J., Hewitt D.A., "Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite", American Mineralogist, 73 (1988) 275-284.
- [45] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for
- [24] Leake B.E., "On aluminous and edenitic hornblende", Mineralogical Magazine, 38 (1971) 389-407.
- [25] Leake B.E., Woolly A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Awhorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schmucker J.C., Smith D. C., Stephenson N.C.N., Unungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy, 9 (1997) 623-651.
- [26] Clemens J.D., Wall V.J., "Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics", Contribution to Mineralogy and Petrology, 88 (1984) 354-371.
- [27] Wyborn D., Chappel B.W., Johnston R.M., "Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia", Journal of Geophysics Research, 86 (1981) 10335-10348.
- [28] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology, 8 (1974) 173-174.
- [29] Christopher R.V., Harry V.M., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implication for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", American Mineralogist, 76 (1991) 176-189.
- [30] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in hornblende barometer", American Mineralogist, 80 (1995) 549-559.
- [31] Hawthorne F.C., Oberti R., Della Ventura G., Mottana A., "Amphiboles: crystal chemistry, occurrence and health issues", Mineralogical Society of America, 67 (2007) 567.
- [32] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphibole from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos, (2007) doi: 10.1016/j.lithos.2007.05.009.
- [33] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science, 274 (1974) 321-355.
- [34] Ghent E.D., Nicholls J., Siminy P.S., Sevigny H.H., Stout M. Z., "Hornblende geobarometry of the Nelson Batholite, South eastern British Columbia: tectonic implication", Canadian Journal of Earth Science, 28 (1991) 1982-1991.

- [48] Otten M.T., "*The origin of brown hornblende in Artfjället gabbro and Dolerites*", Contribution to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 189-199.
- [49] Ernst W. G., Liu J., "*Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- content of calcic amphibole in MORB-a semiquantative thermobarometer*", American Mineralogist, 83 (1998) 925-969.
- geothermometry and Ti-substitution mechanisms", American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.
- [46] Anderson J.L., "*Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American*", Geological Society of America Memoir, 161 (1983) 133-152.
- [47] Helz R., "*Phase reactions of basalts in their melting range at $PH_2O=5kbar$, part II, Melt Composition*", Journal of Petrology, 17 (1993) 139-193.