

شیمی کانی، فشار و دماسنجی روانه‌های حد واسط و اسیدی پلیو-کواترنر پیرامون

کوه بیگزو (هم سنجی با رخنمون‌های مشابه در کمربند ماگمایی ارسباران، شمال غرب ایران)

رحیم دبیری*؛ دانشیار، گروه زمین شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران
کیوان شیعیان؛ استادیار، گروه زمین شناسی، واحد طبس، دانشگاه آزاد اسلامی، طبس، ایران
عبدالله یزدی؛ استادیار، گروه زمین شناسی، واحد کهنوج، دانشگاه آزاد اسلامی، کهنوج، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۵/۲۱

چکیده

محدوده مورد مطالعه در کمربند ماگمایی ارسباران قرار دارد. این بلوک توسط گسل‌های تبریز، میانه، تالش، اللهیارلو- هوایی و اراکس محدود می‌شود. سنگ‌های حد واسط منطقه، شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت و هورنبلند آندزیت است. فلدسپات، (XAn: 0.30-0.65) آمفیبول (مگنزیم هورنبلند و پارگازیت) و پیروکسن (Wo43-47, En40-42, Fs11-15) به ترتیب عمده‌ترین کانی‌های این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های اسیدی منطقه، شامل تراکی داسیت، داسیت و ریوداسیت‌ها می‌باشند. عمده‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل فلدسپات (XAn: 0.33-0.58)، آمفیبول (مگنزیم هورنبلند و پارگازیت)، بیوتیت غنی از Mg و کوارتز است. بافت غربالی پلاژیوکلازها، اپاسیته‌شدن کانی‌های فرومیزین و گرد شدگی کانی‌های آمفیبول‌ها، عدم مطابقت ترکیب پیروکسن‌ها با مذاب دربرگیرنده و منطقه‌بندی معکوس پیروکسن‌ها، حکایت از عدم تعادل بین مذاب- بلور داشته و نشان می‌دهد که فرایندهای تفریق ماگمایی در سیستم ترمودینامیکی باز انجام شده است. ورود پالس ماگماهای جدید و داغ باعث گردیده، حجره ماگمایی از سطوح عمیق به اعماق کمتر مهاجرت نماید. این مهاجرت در شرایط غیرتعادلی فشار ۷/۲ کیلو بار و دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است. سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و برخی نمونه‌های اسیدی منطقه، دارای شواهد آرایش پوسته‌ای است. با توجه به دما و فشار تشکیل‌دهنده ماگماهای حد واسط و اسیدی در محدوده‌های کوه بیگزو و آتشفشان‌های سبلان و اروانه و سنگ‌های آتشفشانی آندریایی در بلوک ارسباران، مخزن ماگمایی در محدوده کوه بیگزو در عمق بیشتر و دما و فشار بالاتری قرار داشته است و تزریق‌های مکرر در داخل مخزن ماگمایی انجام شده است.

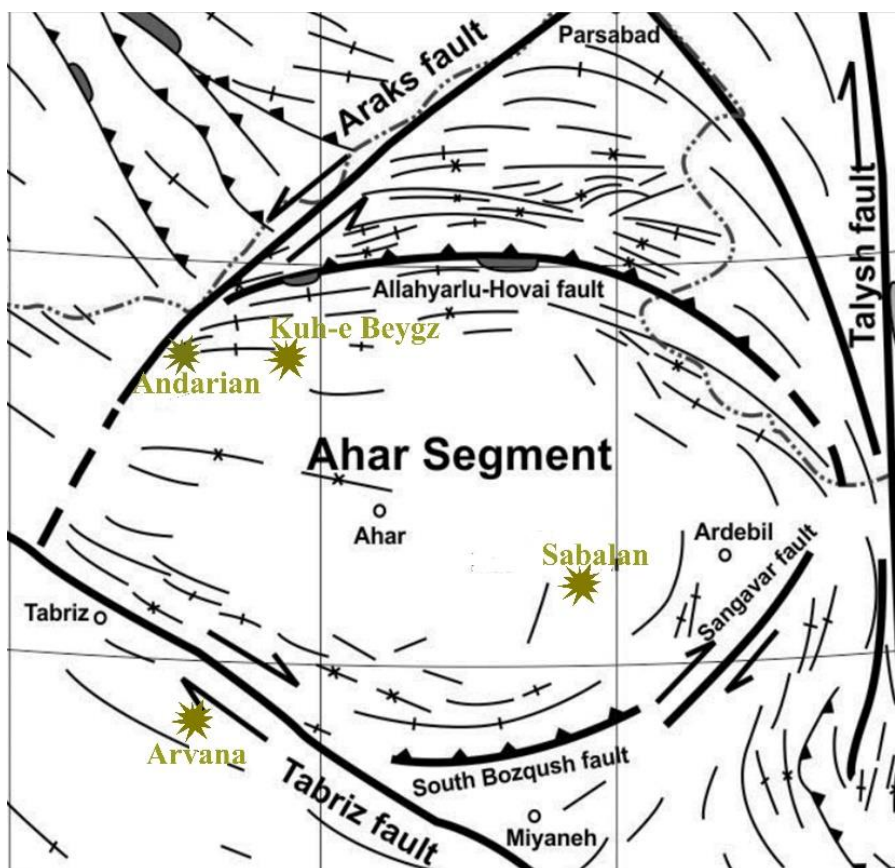
واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، فشار و دماسنجی، عدم تعادل، کوه بیگزو، کمربند ماگمایی ارسباران.

۱- مقدمه

بر اساس نقشه زمین‌ساختی شمال غرب ایران (Huber et al. 1976; Alavi 1991; Nogole-Sadat and Almasian 1993) و با توجه به ویژگی‌های ساختار سنگی و روندهای گسل‌های اصلی، بلوکی وجود دارد که آن را «بلوک ماگمایی ارسباران» می‌نامیم که توسط گسل‌های تبریز، میانه، تالش، اللهیارلو-هوایی و اراکس احاطه می‌شود (شکل ۱). برخی از محققین این بلوک را «بلوک اهر» نیز می‌نامیدند (Barka and Reilinger, 1997) درحالی‌که برخی دیگر آن را «صفحه تالش» نامیده‌اند (Allen et al. 2003; Golonka 2004; Zanchetta et al. 2009). پی‌سنگ بلوک اهر با پسامیت‌ها، متاپلیت‌ها و متابازالت‌ها از رخساره‌های شیبست سبز تا آمفیبولیت در محدوده گسل اللهیارلو-هوایی مشخص می‌شود. در محدوده اللهیارلو سه واحد زمین‌شناسی دیده می‌شود (۱) سنگ‌های دگرگونی قدیمی، (۲) سنگ‌های افیولیت ملانژ و سنگ‌های رسوبی کرتاسه و (۳) سنگ‌های آتشفشانی ترشیری. پی‌سنگ و رسوبات کرتاسه روی مجموعه سنگ‌های افیولیتی کرتاسه پیش تا پسین، شامل سنگ‌های آذرین اولترامافیک، مافیک و حد واسط رانده شده‌اند (Moazzen et al, 2020). محدوده مورد مطالعه در این بلوک، با توجه به قرار گرفتن در زون فلز زایی، مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است. اغلب این محققین، در قالب طرح‌های پژوهشی، به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی اقتصادی توده‌های پلوتونیک مرتبط با کانسارهای منطقه پرداخته‌اند. تعداد معدودی از مؤلفین نامبرده، ماگماتیسم این منطقه را مورد توجه قرار داده و آن را محصول فرورانش تشخیص داده‌اند. بعضی از محققینی که در این زمینه مطالعاتی داشته‌اند شامل (وئوقی عابدینی، ۱۳۵۵، خیر خواه و کریمی، ۱۴۰۰)،

(Innocenti et al, 1976)، (Didon and Gemain 1976)، (Alberti et al, 1980)، (Riou et al, 1981)، (Pearce et al, 1990)، (Dabiri et al, 2014)، (Ghalamghash et al, 2016)، (Hajialioghli et al, 2016)، (Dabiri et al, 2019)، (Faridazad, 2020)، (Namnabat et al, 2021)، (Hassanpour, and Ahankoub, 2022)، (Abdolahadi et al, 2022)، (Ghalamghash et al, 2022)، (Fedele et al, 2023)، (Amel, and Fazeli Hagh, 2023)

هستند. هدف از این پژوهش بررسی کانی‌شناسی، تغییرات دما و فشار سنجی گدازه‌های حد واسط و اسیدی پلیو-کواترنر پیرامون کوه بیگز در کمربند ماگمایی ارسباران و مقایسه آن با موارد مشابه همچون آتشفشان سبلان، سنگ‌های آتشفشانی آندریایی نئوژن (بخشی از زون ماگمایی ارسباران) و مخروط آتشفشانی آروانه وابسته به بخش شرقی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب غرب شهرستان بستان‌آباد (حاشیه خارجی بلوک) است.



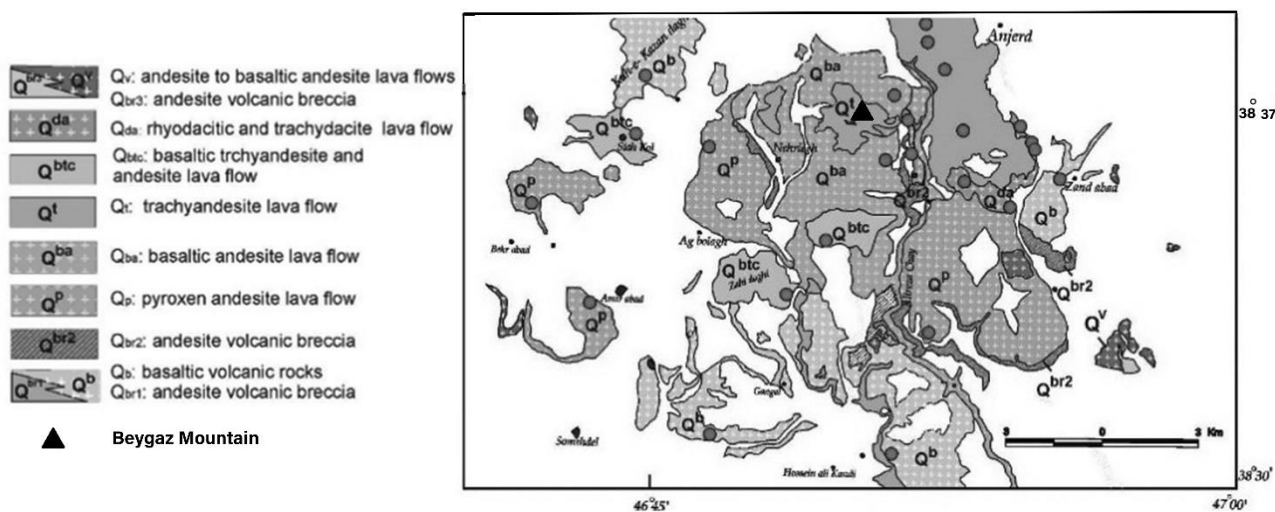
شکل ۱: موقعیت کوه بیگز و دیگر محدوده‌ها نسبت به بلوک اهر- ارسباران

۲- مواد و روش‌ها

جهت بررسی توالی‌های مختلف آتشفشانی و نیز تغییرات جانبی این توالی‌ها، پیمایش‌های مختلف به صورت پروفیل‌های عرضی و طولی انجام پذیرفت. در این پیمایش‌ها بیش از ۳۰۰ نمونه سنگی برداشت شد و مشخصات مکانی نمونه‌ها توسط GPS ثبت و شماره‌گذاری گردید. در نمونه‌برداری سعی شد تا از رخنمون‌های کمتر هوازده و سالم برداشت صورت گیرد. از تمامی نمونه‌های سنگی برداشت‌شده، مقطع نازک و در مواردی نازک صیقلی تهیه گردید و با استفاده از میکروسکوپ عبوری- انعکاسی Zeiss مدل Axioplan2 مشخصات سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و بافت آنها مورد ارزیابی کیفی قرار گرفت و در نهایت با استفاده از جداول و نمودارهای مرجع، طبقه‌بندی سنگ‌شناسی نمونه‌ها صورت گرفت. با توجه به مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۳۳ نمونه از نمونه‌های برداشت‌شده که دارای کمترین تأثیرات دگرسانی بودند، جهت آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب شدند. آنالیز عناصر اصلی، با روش ME-ICP06 با آستانه دقت ۰,۰۱٪ و عناصر نادر و نادر خاکی با دستگاه ICP-MS با روش ME-MS81 با آستانه دقت ۰,۰۱ ppm تا ۱۰ ppm در آزمایشگاه Als Chemex کانادا انجام گردید همچنین تعداد ۱۳ نمونه (در مجموع ۲۵۳ نقطه)، جهت آنالیز الکترون مایکروپروب (EPMA) انتخاب و در دانشگاه تاسمانیا (Tasmania) کشور استرالیا و مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC) مورد آنالیز قرار گرفتند.

۱-۲- زمین‌شناسی منطقه

تنوع ترکیبی میان گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری، نشان از تعدد فعالیت‌های آتشفشانی دارد. نقشه رخمون‌های آتشفشانی کواترنری پیرامون کوه بیگز بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ورزقان (مهرپر تو، ۱۳۷۱) در شکل ۱ آورده شده است. بر اساس این نقشه، ۱۰ تنوع لیتولوژی در سنگ‌های آتشفشانی کواترنری این منطقه قابل تمایز است. نخستین نشانه‌های تکاپوی آتشفشانی کواترنری در منطقه را می‌توان در شمال روستاهای دوپیق و پیشک جستجو کرد. این فعالیت، با یک واحد آتشفشانی - رسوبی با ترکیب آندزیتی (Qbr1) آغاز شده است. این واحد شامل ترادفی از برش‌ها، توف و آگلومرا می‌باشد. بر روی این واحد گدازه‌های آتشفشانی جریان‌ی بازیک (Qb) قرار دارد که گستره وسیعی از منطقه را به خود اختصاص داده است. این واحد بیشتر در جنوب محدوده مورد مطالعه و در حوالی روستاهای دوپیق، پیشک، نهار، گلگل آباد و کسلان رخمون دارد. در مرحله بعدی، بار دیگر سنگ‌های آتشفشانی برشی با ترکیب آندزیتی (Qbr2) تظاهر پیدا می‌کنند. این سنگ‌ها گسترش چندانی نداشته و به صورت واحدهای کوچک در حوالی روستاهای زنگمورت، ابلو، نهریق و مسگران دیده می‌شود. این واحد آتشفشانی - رسوبی توسط گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب پیروکسن آندزیت (Qp) پوشیده می‌شود. این واحد، در شمال و جنوب محدوده مورد مطالعه، به صورت هفت توده جدا از هم نمود پیدا می‌کند. در مرحله بعدی، دهانه‌ای در اطراف کوه بیگز باز شده و گدازه‌های جریان‌ی با ترکیب بازالتیک آندزیت (Qba) از آن خارج می‌شوند. بر روی گدازه‌های آندزیتی کوه بیگز، گدازه‌های تراکیت تا تراکی آندزیتی (Qt) نشست است. یک واحد گدازه‌ای دیگر با ترکیب بازالتیک تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت (Qbtc) ولی با شمای گنبدی شکل واحد اخیر را می‌پوشاند. این واحد نیز دارای دهانه‌های مشخص خروج مواد آتشفشانی می‌باشند. کوه‌های گنبدی شکل بوغدا داغ و زکی داغ، از این واحد آتشفشانی تشکیل یافته‌اند. گدازه‌های بعدی با یک گستره بسیار کم دارای ترکیب ریوداسیت (Qda) می‌باشند. آخرین فرآورده‌های آتشفشانی کواترنری در منطقه به صورت گدازه‌های جریان‌ی با ترکیب آندزی بازالتی تا آندزیتی (Qv) واحدهای دیگر را می‌پوشانند. این گدازه به صورت ساختمان منشوری دیده شده و به صورت کلاهی بر روی سایر واحدهای آتشفشانی قرار دارند. در بسیاری موارد، این واحد با یک لایه نازک سنگ‌های آتشفشانی برشی با ترکیب آندزیتی (Qbr3) در زیر آن مشخص می‌شود. ادامه رخساره کواترنری در منطقه مورد مطالعه، دشت‌های آبرفتی هست که با رخساره‌های سیلت، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و رس پوشیده شده است.



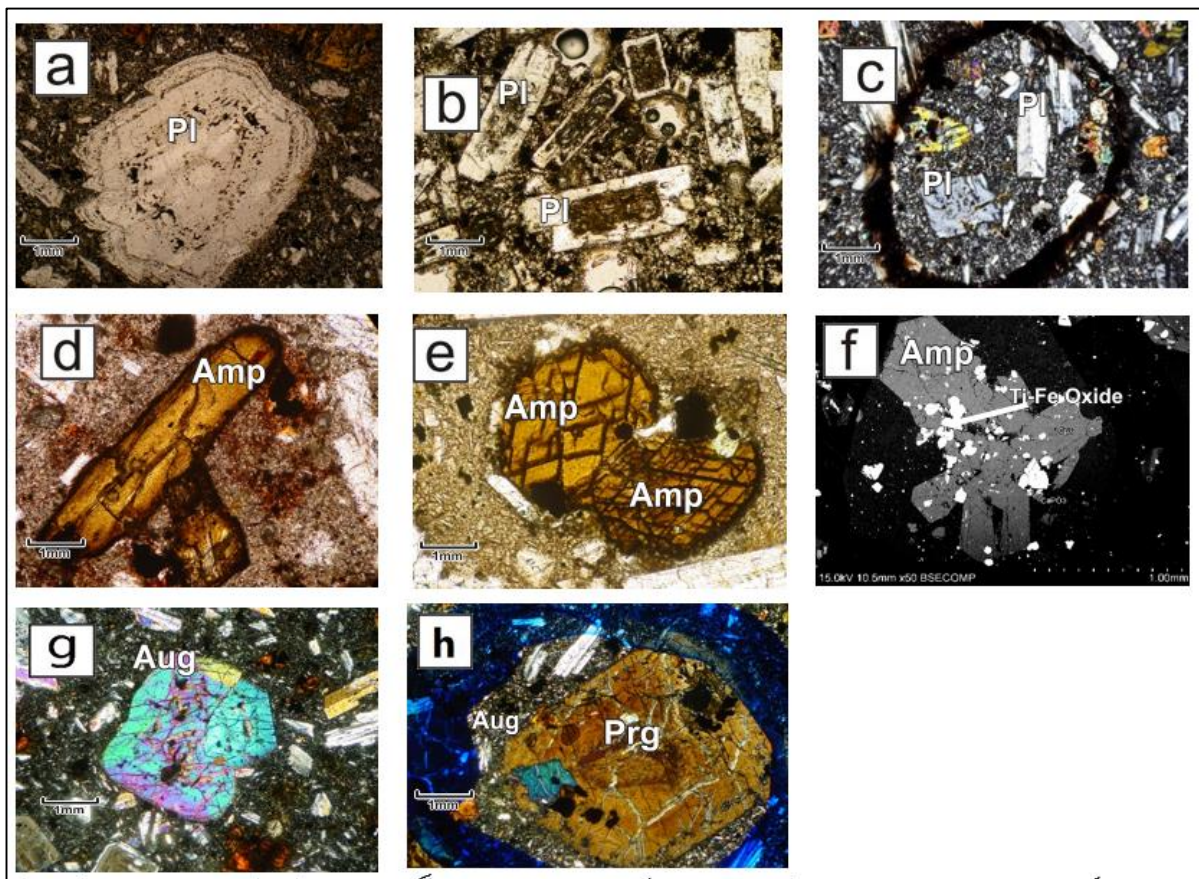
شکل ۲: نقشه رخنمون‌های آتشفشانی پیرامون کوه بیگز برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان (مهرپرتو، ۱۳۷۱) با تغییرات کلی.

۳- یافته‌های پژوهش

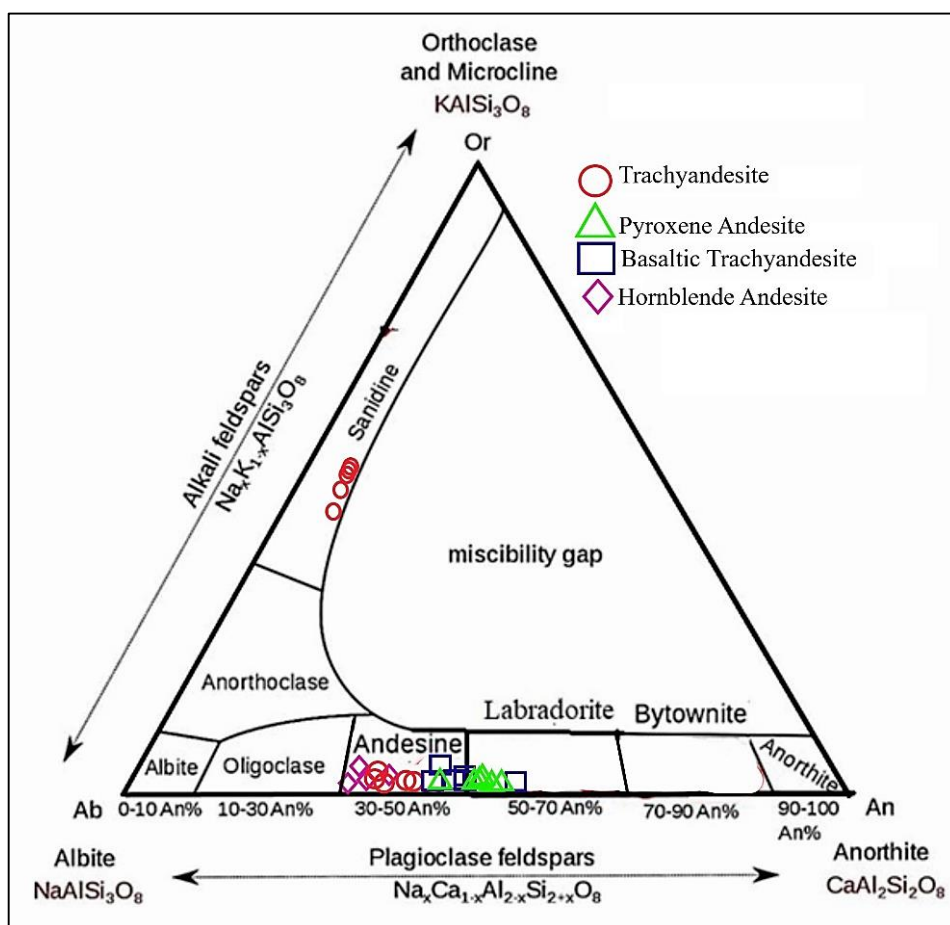
۳-۱- پتروگرافی و شیمی کانی در سنگ‌های آتشفشانی حد واسط مورد مطالعه

سنگ‌های حد واسط منطقه، شامل تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، پیروکسن آندزیت و هورنبلند آندزیت می‌باشند که فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. در این بین تراکی آندزیت‌ها فراوانی بیشتری دارند. اغلب این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک با خمیره کریپتوکریستالین یا میکروکریستالین، تراکیتی و حفره دار (آمیگدال) می‌باشند. سنگ‌های حد واسط (بالاخص تراکی آندزیت‌ها و تراکی آندزی بازالت‌ها)، حجم عظیمی از گدازه‌های کواترنری کوه بیگز را به خود اختصاص داده‌اند و در برخی مناطق ضخامتی بیش از ۱۰۰ متر دارند. این سنگ‌ها به‌طور غالب دارای بافت تراکیتی و پورفیریتیک با خمیره ریزبلور دارند. فلدسپات‌ها، آمفیبول و پیروکسن به ترتیب عمده‌ترین فازهای کانیایی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است که به‌صورت بلورهایی در حد چند میلی‌متر تا حدود یک سانتی‌متر، در یک زمینه شیشه‌ای حاوی میکروولیت‌های فراوان، شناور می‌باشند. پلاژیوکلازها ترکیب لابرادوریت تا آندزین دارند. مولفه آنورتیت (X_{An}) آنها ما بین مقادیر ۰/۳۰ تا ۰/۵۶ در تغییر است (شکل ۴). اغلب پلاژیوکلازها دارای ماکن ساده و پلی‌سنتتیک هستند. برخی از آنها نیز دارای منطقه‌بندی شیمیایی می‌باشند (شکل ۳a). در بیشتر موارد مولفه آنورتیت (X_{An}) پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی شیمیایی، تغییرات منظم کاهشی از مرکز به سمت حاشیه بلورها داشته و اکثر پلاژیوکلازها در حاشیه خود مولفه آلبیت بالایی دارند. در برخی از تراکی آندزیت‌ها و آندزیت‌ها، پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی نیز می‌باشند (شکل ۳a,b). حاشیه پلاژیوکلازهای مذکور در مواردی سالم باقی‌مانده‌اند که حکایت از برقراری تعادل مجدد در اواخر تبلور این کانی‌ها دارد (شکل ۳b). در تراکی آندزیت‌های منطقه فلدسپارهای پتاسیک مانند سانیدین نیز قابل مشاهده است. مولفه پتاسیم این کانی‌ها ما بین مقادیر ۰/۴۵ تا ۰/۵۳ در تغییر است (شکل ۴). در مواردی این فلدسپارهای پتاسیک به‌صورت هاله‌ای در اطراف پلاژیوکلازها نیز رشد کرده‌اند. این کانی‌ها در صورت دگرسانی معمولاً به کانی‌های رسی و کلسیت تبدیل شده‌اند. آمفیبول، دیگر کانی پراهمیت در سنگ‌های حد واسط منطقه مورد مطالعه است. این کانی بیشتر در نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی معمول است. فراوانی حجمی آنها در نمونه‌های آندزیتی گاهی به حدود ۳۵ درصد نیز می‌رسد که می‌توان این طیف از سنگ‌ها را هورنبلند آندزیت

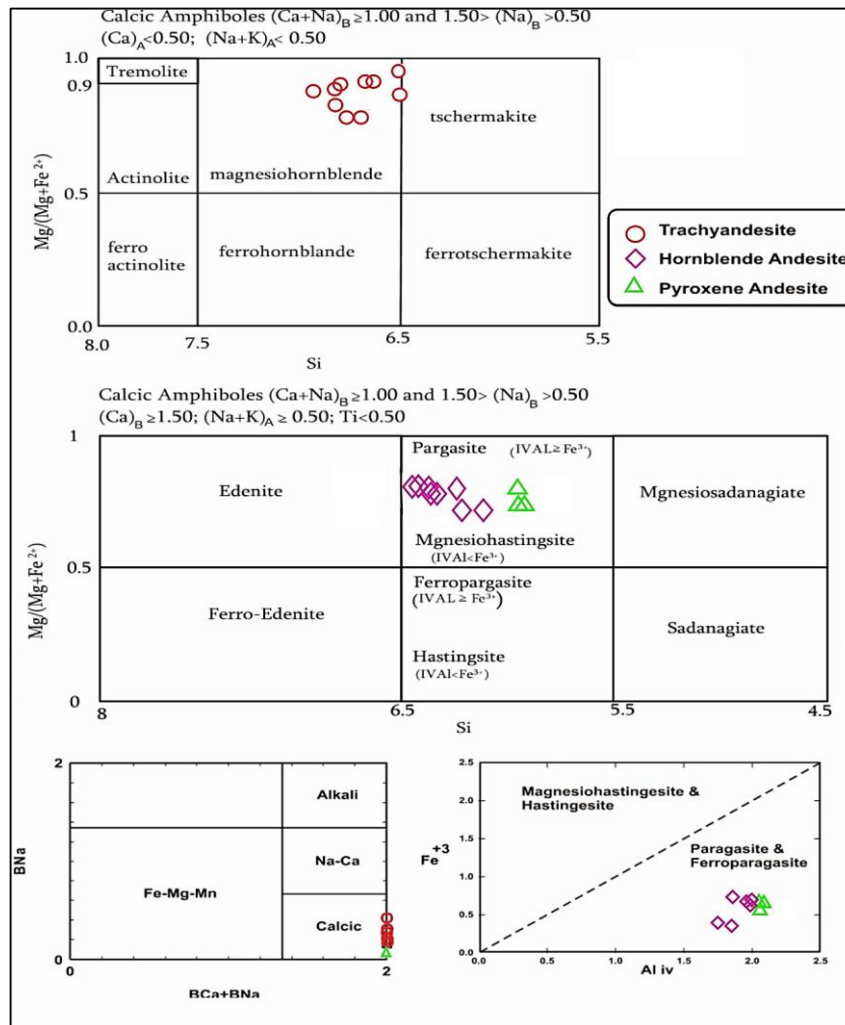
نامید. این کانی‌ها به صورت بلورهای منشوری و سوزنی شکل دار تا بی‌شکل با اندازه‌ای بسیار متغیر (حداکثر تا ۱ سانتی‌متر) دیده می‌شوند. آمفیبول‌های مورد مطالعه سنگ‌های حد واسط منطقه، از نوع کلسیک بوده و بر اساس نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leak et al, 1997) در محدوده مگنزیم هورنبلند و پارگازیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). آمفیبول‌های نمونه‌های تراکی‌آندزیتی، با داشتن $(Ca)A < 0.50$ و $(Na+K)A < 0.50$ در محدوده مگنزیم هورنبلند قرار می‌گیرند در حالیکه آمفیبول‌های نمونه‌های هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت با داشتن $(Ca)_B \geq 1.50$ ، $(Na+K)_A$ و $Ti < 0.50$ ، $Al^{IV} \geq Fe^{+3}$ در محدوده پارگازیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). مقادیر $Mg/Mg+Fe^{2+}$ در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۷۱ تا ۹۶ درصد در تغییر است. در بیشتر موارد (بالاخص در تراکی‌آندزیت‌ها) در نتیجه پدیده فروپاشی، آمفیبول‌ها اپاسیته شده و حواشی آنها توسط کانی‌های بسیار ریز اپک و اکسیدهای آهن و تیتان پر شده است (شکل ۳d,f). در مواردی نیز آمفیبول‌ها به صورت آنهدرال و گرد شده دیده می‌شوند (شکل ۳e). پیروکسن، دیگر کانی موجود در این طیف از سنگ‌ها است. این کانی در برخی از آندزیت‌های منطقه، به‌وفور قابل مشاهده است، به طوری که می‌بایستی این سنگ‌ها را پیروکسن آندزیت نامید. در نمودار En-Wo-Fs بلورهای کلینوپروکسن موجود، در محدوده دیوپسید و اوزیت با مولفه کلسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۶). ترکیب کلینو پیروکسن‌ها موجود در بازالتیک تراکی‌آندزیت‌ها، کلسیک تر بوده و از نوع دیوپسید می‌باشد (شکل ۶ و ۷). بطوریکه این پیروکسن‌ها با مولفه Wo از ۴۳ تا ۴۷ درصد، مولفه En از ۴۰ تا ۴۲ درصد و مولفه Fs از ۱۱ تا ۱۵ درصد مشخص می‌شوند. ترکیب کلینوپروکسن‌های منطقه، به سمت سنگ‌های تفریق یافته تر، دارای کلسیم و منیزیم پایینی تر می‌باشد (شکل ۷). به طوری که عدد منیزیم ($Mg\#$) کلینو پیروکسن‌ها در سنگ‌های بازالتیک تراکی‌آندزیت‌ها، در محدوده ۷۲ تا ۷۹ بوده و در سنگ‌های تفریق یافته تر تا ۶۹ نیز کاهش می‌یابد. در بیشتر تراکی‌آندزیت‌های منطقه، پیروکسن‌ها دارای حواشی تحلیل رفته و خورده شده می‌باشند و بافت غربالی دارند (شکل ۷g). میزان مولفه Al_2O_3 پیروکسن، در سنگ‌های بازالتیک تراکی‌آندزیتی ($Al_2O_3 = 4-$ wt%) بالاتر از سنگ‌های تفریق یافته تر ($Al_2O_3 = 2-4\%$ wt) است. با توجه به میزان Al_2O_3 بالا در پیروکسن این سنگ‌ها به نظر می‌رسد، تبلور آنها در فشار بالا صورت گرفته است. تغییرات فشار بخار آب (PH_2O) و دما در این طیف از سنگ‌ها، باعث تشکیل پدیده‌های جالبی شده است. به طوری که برخی از آمفیبول‌ها دچار فروپاشی شده و به کانی‌هایی همچون پیروکسن، فلدسپات و کانی‌های اپک تجزیه شده‌اند. بعد از این واقعه (تغییرات فشار بخار آب و دما) برخی کلینو پیروکسن‌ها به صورت رشد دوباره بر روی این آمفیبول‌های رشد کرده‌اند (شکل ۳h). مزوستاز این طیف از سنگ‌های آتشفشانی (سنگ‌های حد واسط)، عمدتاً نهان بلور بوده و شامل میکروولیت‌های ریزدانه پلاژیوکلاز، در خمیره شیشه‌ای است. از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، کلریت، اپیدوت، پرهنیت، منیتیت و گوتیت اشاره کرد.



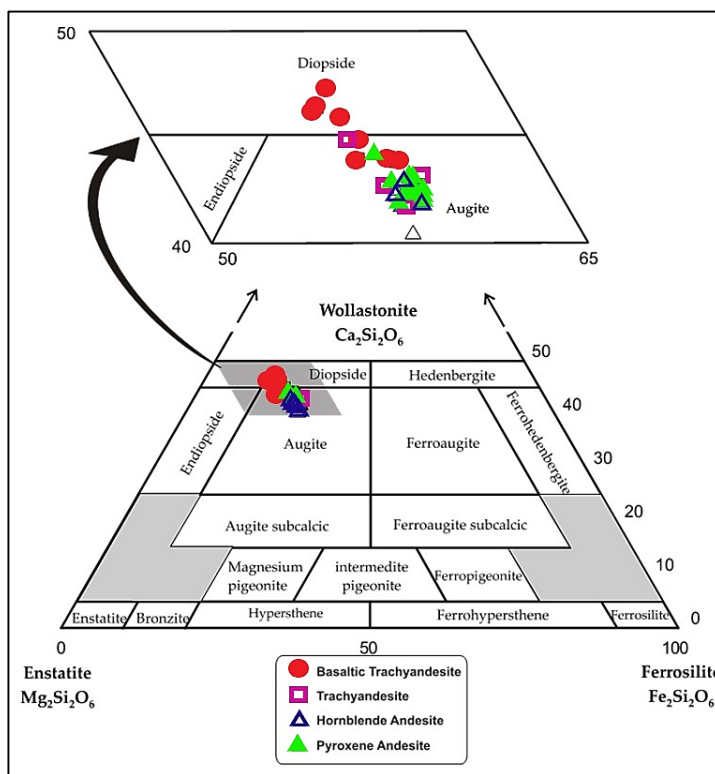
شکل ۳: تصاویری از بافت‌های غیرتعادلی موجود در درشت‌بلورهای فلدسپات سنگ‌های حد واسط منطقه، شامل بافت غربالی، منطقه بندی شیمیایی معکوس و حواشی تحلیل رفته. (a) تصویری از بافت غربالی (Sieve texture) موجود در یک درشت بلور پلاژیوکلاز با حواشی خورده شده و تحلیل رفته در یک نمونه آندزیتی (b) تصاویری از بافت غربالی موجود در یک درشت بلور پلاژیوکلاز با حواشی سالم که حکایت از برقراری تعادل مجدد در اواخر تبلور این درشت بلور دارد (c) تصویری از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و بدون بافت غربالی به صورت همزیست (d) تصویری از یک درشت بلور هورنبلند (Amp) با حواشی اپاسیته شده (e) تصویری از یک درشت بلور گرد شده هورنبلند با که در حال تجزیه به مجموعه‌ای از کانی‌های اپک آهن و تیتانیوم (Ti-Fe Oxide)، کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Pl) می‌باشد. (f) تصویری از یک درشت بلور هورنبلند (Amp) با اکسید آهن - تیتانیوم (Ti-Fe Oxide). (g) تصویری از یک درشت بلور کلینوپیروکسن (Cpx) با بافت غربالی و حواشی تحلیل رفته. (h) تصویری از فروپاشی (Break down) کانی پارگازیت (Prg) به مجموعه‌ای از کانی‌ها (همچون بیروکسن، فلدسپات و کانی‌های فلزی) و رشد دوباره یک درشت بلور اوژیت (Aug) بر روی پارگازیت (Prg) (تصاویر a,b,d,e در نور عبوری PPL تصویر c,g,h در نور عبوری XPL و تصاویر f از نوع تصویر بازتاب پراکنش (Backscatter) می‌باشد)



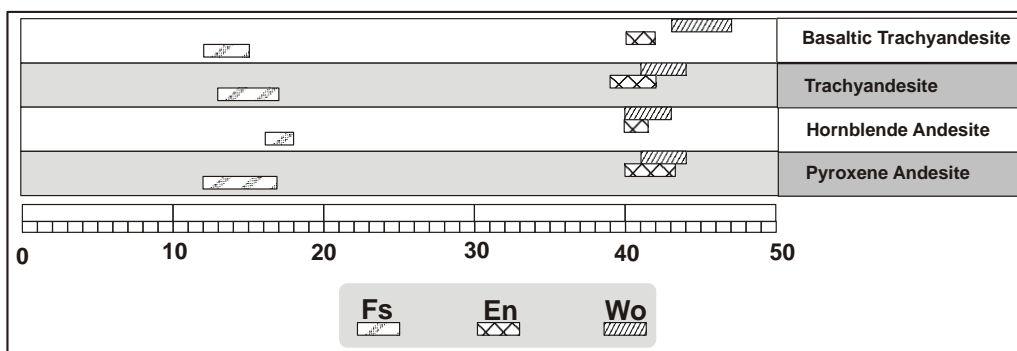
شکل ۴: ترکیب کانی‌های فلدسپاتی سنگ‌های حد واسط منطقه (شامل بازالتیک تراکی آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها، هورنبلند آندزیت‌ها و پیروکسن آندزیت‌ها) در نمودار Ab-Or-An. همچنانکه در نمودار نیز دیده می‌شود ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های حد واسط منطقه در محدوده $X_{an} = 0.30-0.56$ و ترکیب فلدسپاتهای آلکالن در محدوده $X_{or} = 0.45-0.53$ قرار گرفته و از نوع سانیدین می‌باشند. در این بین طیف ترکیبی پلاژیوکلازهای نمونه‌های بازالتیک تراکی آندزیت، کلسیک تر بوده و در محدوده $X_{an} = 0.44-0.56$ قرار دارند.



شکل ۵: ترکیب آمفیبول‌های نمونه‌های حدواسط منطقه (شامل تراکی آندزیت، هورنبلند آندزیت و بیروکسن آندزیت) در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها. تمامی آمفیبول‌های نمونه‌های حد واسط در محدوده کلسیک واقع شده و بر اساس تقسیم‌بندی (Leak et al, 1997)، آمفیبول‌های سنگ‌های تراکی آندزیتی از نوع مگنزیو هورنبلند و نمونه‌های هورنبلند آندزیت و بیروکسن آندزیت با توجه به مقادیر Al^{iv} و Fe^{+3} از نوع پارگازیت می‌باشند



شکل ۶: ترکیب کانی‌های پیروکسن در سنگ‌های حد واسط منطقه (شامل بازالتیک تراکی آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها، هورنبلند آندزیت‌ها و پیروکسن آندزیت‌ها) در نمودار En-Wo-Fs. همچنانکه در نمودار نیز دیده می‌شود ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از قطب دیوپسید، در سنگ‌های بازالتیک تراکی آندزیت به سمت قطب اوژیت کلسیم بالا، در سنگ‌های تفریق یافته تر تغییر می‌کند.

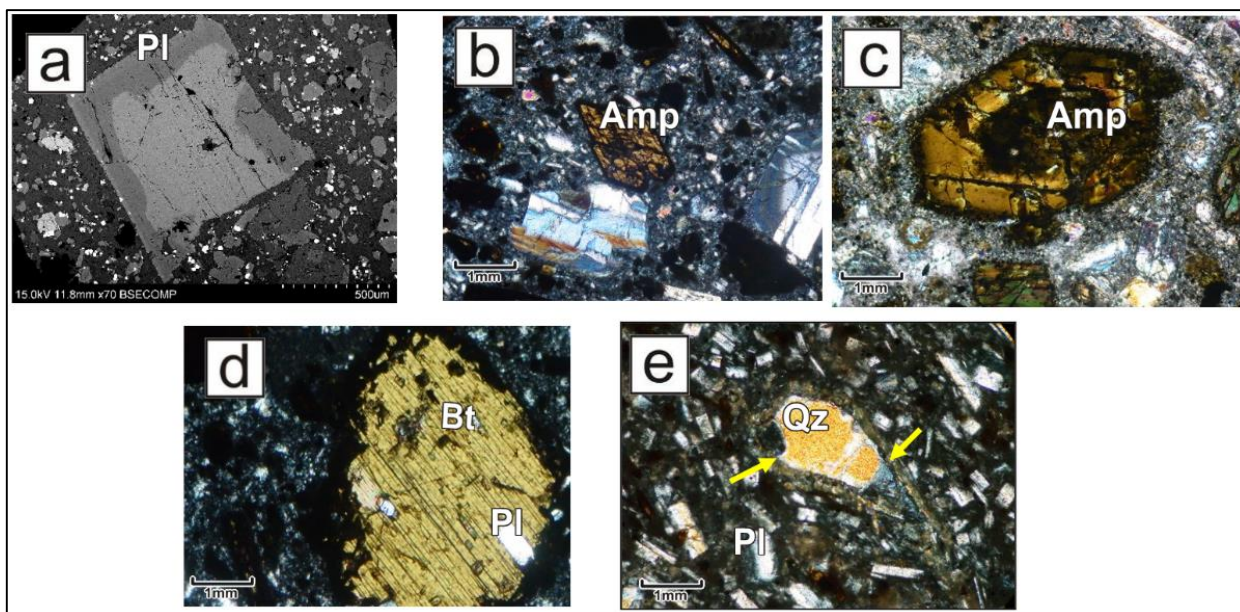


شکل ۷: مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن‌های مختلف در سنگ‌های حد واسط منطقه. شامل بازالتیک تراکی آندزیت‌ها، تراکی آندزیت‌ها، هورنبلند آندزیت

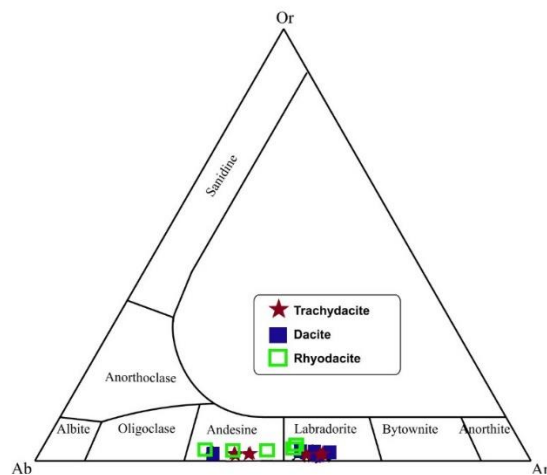
۳-۲- پتروگرافی و شیمی کانی در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی مورد مطالعه

سنگ‌های اسیدی منطقه، شامل تراکی داسیت، داسیت و ریوداسیت‌ها می‌باشند که حجم ناچیزی را در منطقه به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت پورفیریتیک با خمیره میکرو کریستالین و تراکیتی می‌باشند. عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این طیف از سنگ‌های منطقه شامل فلدسپات، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز می‌باشند. کانی اساسی تشکیل دهنده سنگ‌های اسیدی منطقه، درشت بلور پلاژیوکلاز است که ترکیبی در حد لابرادوریت تا آندزین دارد. مولفه آنورتیتی (X_{An}) این پلاژیوکلازها از ۰/۳۳ تا ۰/۵۸ در تغییر است (شکل ۹). اغلب این پلاژیوکلازها، دارای منطقه بندی ترکیبی بوده و ابعادی در حدود چند میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر دارند (شکل ۸a) برخی از پلاژیوکلازها، در نتیجه دگرسانی به مجموعه کانی‌های سریسیتی و سوسوریتی تبدیل شده‌اند. آمفیبول، دیگر کانی پراهمیت در این طیف از سنگ‌های منطقه است. آمفیبول در این سنگ‌ها به صورت بلورهای منشوری شکل دار تا نیمه شکل دار قابل مشاهده‌اند. آمفیبول‌های مورد مطالعه سنگ‌های اسیدی منطقه از نوع کلسیک بوده و بر اساس نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leak et al, 1997) در محدوده مگنزیو هورنبلند و پارگازیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). آمفیبول‌های نمونه‌های داسیتی با داشتن $(Na+K)_A < 0.50$ و $(Ca)_A < 0.50$ در محدوده مگنزیو هورنبلند قرار می‌گیرند در حالیکه آمفیبول‌های نمونه‌های تراکی داسیتی و ریوداسیتی با داشتن $(Ca)_B \geq 1.50$ ، $(Na+K)_A \geq 0.50$ ، $Ti < 0.50$ و $Al^{IV} \geq Fe^{+3}$ در محدوده پارگازیت قرار می‌گیرند (شکل ۹). مقادیر $Mg/Mg+Fe^{2+}$ در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۷۲ تا ۹۳ درصد در تغییر است (شکل ۱۱). تعدادی از آمفیبول‌های موجود با حاشیه سوخته شده مشخص می‌شوند (شکل ۸ b,c). برخی نیز کاملاً با کانی‌های اکسید آهن جایگزین شده است و فقط قالب آنها مشاهده می‌شود. از دیگر کانی‌های آبدار پراهمیت در سنگ‌های اسیدی منطقه می‌توان به بلورهای میکا اشاره کرد. درشت بلورهای میکای موجود در این طیف از سنگ‌های منطقه، از نوع بیوتیت غنی از Mg می‌باشند. میزان X_{Mg} آنها بین ۰/۵۴ تا ۰/۶۶ در تغییر است (شکل ۱۱). میزان مولفه TiO_2 آنها بین ۴/۳ تا ۵/۷ درصد در تغییر است. این کانی غالباً به صورت درشت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار با ابعاد چند میلی‌متر قابل مشاهده هستند. اغلب دارای رنگ قهوه‌ای روشن تا حنایی تیره هستند. بیوتیت‌ها نیز به مانند آمفیبول‌ها در مواردی حاشیه سوخته دارند. حاشیه آنها به مجموعه‌ای از کانی‌های اپک و اکسید آهن تبدیل شده است و برخی نیز به کلریت دگرسان شده‌اند. در مواردی حواشی بیوتیت‌ها دارای خوردگی شدید است. همچنین ادخال‌هایی از کانی‌های فلدسپات در داخل بیوتیت‌ها دیده می‌شود (شکل d8). کوارتز دیگر کانی پراهمیت در سنگ‌های اسیدی منطقه است. کوارتز در این سنگ‌ها به صورت درشت بلور و ریز بی‌شکل در متن سنگ پراکنده‌اند. در مواردی کوارتز در سنگ‌های اسیدی پرکننده حفرات بوده و به صورت شعاعی رشد کرده است. برخی از کوارتزها نیز دارای حاشیه خورده شده و بافت خلیجی می‌باشند. همچنین در برخی از تراکیت‌ها، کوارتزها به صورت کانی‌های زنولیتی حضور دارند (شکل ۸e). این کوارتزهای زنولیتی با حاشیه واکنشی همراه با پیشرفت فرایند انحلال دیده می‌شوند. جنس این حاشیه واکنشی احتمالاً کلینوپیروکسن (اوژیت؟) و شیشه آتشفشانی می‌باشد. Holmes (1936) با مطالعه بر روی زنولیت‌های کوارتز در گدازه‌های آکالن، اعتقاد دارد که حاشیه‌های شیشه‌ای اطراف زنولیت‌ها دارای مواد شیمیایی است که منحصرأ از ماگمای میزبان به وجود می‌آید.

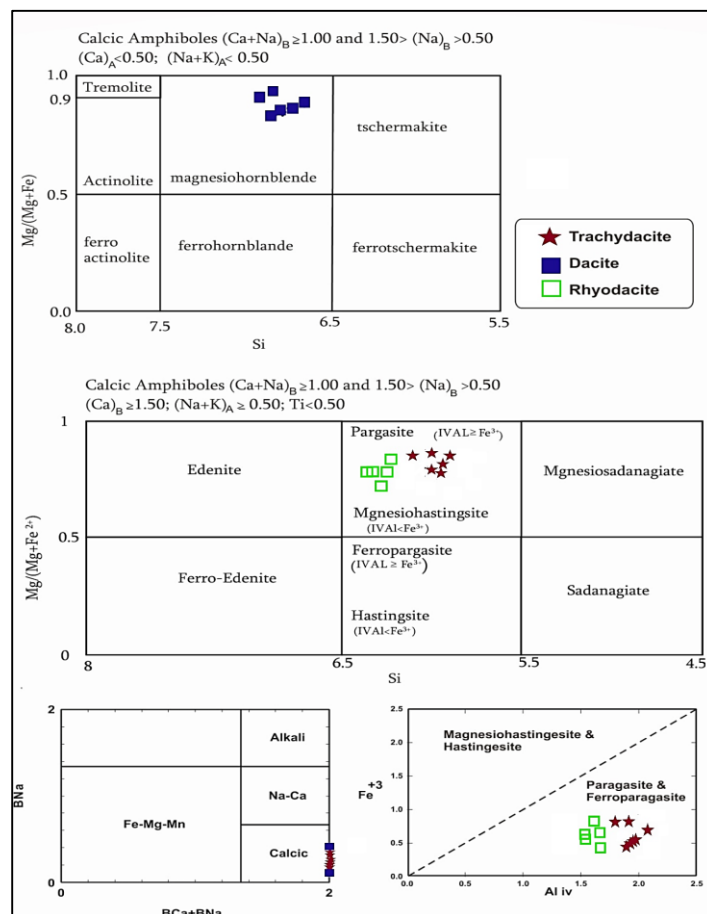
خمیره سنگ‌های اسیدی مورد مطالعه به صورت نهان بلور بوده و متشکل از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، کلریت، اپیدوت و کانی‌های اپیک است. از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، کلریت، اپیدوت، منیتیت و گوتیت اشاره کرد.



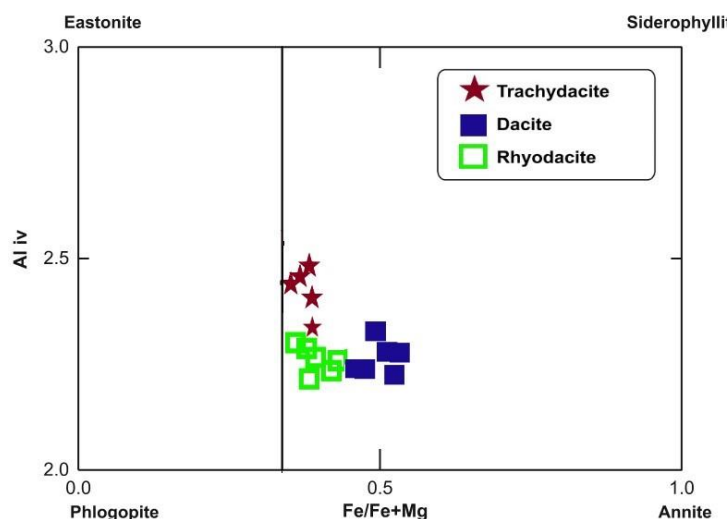
شکل ۸- (a) تصویر از پلاژیوکلاز با منطقه بندی ترکیبی. (b,c) تصویری از درشت بلورهای آمفیبول (Amp) در سنگ‌های اسیدی منطقه. (d) تصویری از بیوتیت (Bt) با حاشیه سوخته بیوتیت و همراه با ادخال‌های پلاژیوکلاز (Pl) (e) کوارتز (Qz) به صورت زئوکریست در یک نمونه تراکیتی همراه با حاشیه واکنشی از جنس اوژیت (?) و بافت خورد شده (تصاویر b,c,d,e در نور عبوری XPL، تصویر a نوع بازتاب پراکنش (Backscatter)).



شکل ۹: ترکیب کانی‌های فلدسپاتی سنگ‌های اسیدی منطقه (شامل تراکی داسیت، داسیت، ریوداسیت) در نمودار Ab-Or-An. همچنانکه در نمودار نیز دیده می‌شود ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های حد واسط منطقه در محدوده $X_{an} = 0.33-0.58$ قرار گرفته و از نوع لابرادوریت تا آندزین می‌باشند.



شکل ۱۰: ترکیب آمفیبول‌های نمونه‌های اسیدی منطقه (شامل تراکی داسیت، داسیت و ریوداسیت) در نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها. تمامی آمفیبول‌های نمونه‌های حد واسط، در محدوده کلسیک واقع شده و بر اساس تقسیم‌بندی (Leak et al, 1997)، آمفیبول‌های سنگ‌های داسیتی از نوع مگنزیم هورنبلند و نمونه‌های تراکی داسیت و ریوداسیت با توجه به مقادیر Fe^{+3} و Al^{IV} از نوع پارگازیت می‌باشند.



شکل ۱۲- ترکیب میکاهای نمونه‌های اسیدی منطقه (شامل تراکی داسیت، داسیت و ریوداسیت) در نمودار $Fet/Fe+Mg$ در برابر Al_{iv} . تمامی میکاهای نمونه‌های اسیدی با داشتن مقادیر بالای Mg در محدوده بیوتیت واقع می‌شوند.

گدازه‌های سیلان قدیمی در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیریتیک با زمینه میکرولیتیک و شیشه‌ای هستند. در برخی از سنگ‌ها بافت جریان، اسفرولیتی و حفره‌دار نیز دیده می‌شود. کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار جزئی پتاسیم فلدسپار و کوارتز به ترتیب فراوانی به صورت درشت بلور در متن این سنگ‌ها وجود دارند. الیوبین فقط در سنگ‌های آتشفشانی سیلان قدیمی به مقدار بسیار کم و نادر وجود دارد. گدازه‌ها و سنگ‌های نیمه عمیق سیلان جوان دارای بافت‌های پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک هستند. درشت بلورهای این گدازه‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کوارتز هستند که در خمیره شیشه‌ای، میکرولیتی و جریان‌ی حضور دارند. بافت گلوپروفیری در بعضی از مقاطع دیده می‌شود (Ghalamghash et al, 2022). مخروط آتشفشانی آروانه وابسته به بخش شرقی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب غرب شهرستان بستان‌آباد قرار گرفته است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی درشت بلور شامل پلاژیوکلاز + هورنبلند + بیوتیت ± کوارتز ± فلدسپار پتاسیم است. بافت اصلی این سنگ‌ها هیالوپورفیریک و میکرولیتی پورفیریک است. ترکیب پلاژیوکلازها اغلب در بخش مرکزی آندزین و در حاشیه‌ی لابرادوریت است. ترکیب شیمی درشت بلورهای آمفیبول از نوع کلسیک است (Hajjalioghlı et al, 2016). سنگ‌های آتشفشانی اندریایی نئوژن، بخشی از زون ماگمایی ارسباران هستند و در شمال غربی ایران قرار دارند. این واحدها از مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی متوسط تا اسیدی شامل آندزیت بازالتی، آندزیت هورنبلند، آندزیت، داسیت و ریوداسیت تشکیل شده‌اند. آندزیت بازالتی و آندزیت هورنبلند عمدتاً از K-feldspar (Or10-63)، پلاژیوکلاز (An5-37)، آمفیبول کلسیک، کلینوپیروکسن (-En45) و بیوتیت (64 Wo29-54 Fs0-20) ($Mg\#$: 0.70-0.82) تشکیل شده است. بافت مشاهده‌شده در این سنگ‌ها عمدتاً میکرولیتیک پروفیریک، پروفیریک تا تراکیت است (Namnabat et al, 2021).

۳-۳- شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی از آرایش ماگمایی:

زنولیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه به سه گروه زنولیت‌های اسیدی، بازیک و کانی بیگانه (زنوکریست) قابل تقسیم‌بندی می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی حد واسط و اسیدی منطقه حاوی زنولیت‌های اسیدی می‌باشند (شکل ۱۲a). زنولیت‌های موجود در سنگ‌های حد واسط معمولاً با حاشیه انجماد سریع مشخص می‌شوند. این در حالی است که زنولیت‌های موجود در سنگ‌ها اسیدی معمولاً فاقد حاشیه انجماد سریع می‌باشند. تفاوت‌های دمایی ما بین ماگمای میزبان و زنولیت را می‌توان عاملی بر این تفاوت‌ها دانست. مطالعه مرز زنولیت‌های موجود در سنگ‌های حد واسط نشان می‌دهد که این مرزها گرد شده و مضرسی است. زنولیت‌های بازیک به دو صورت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه قابل رویت می‌باشند. یکی از جنس سنگ‌های مافیک پلوتونیک منطقه و دیگری از جنس سنگ‌های مافیک آتشفشانی منطقه می‌باشند (شکل ۱۲b). دسته سوم کانی‌های بیگانه هستند. این کانی‌ها شامل انواع فلسیک می‌باشند. تجمعی از کانی‌های کوارتز با حاشیه انجماد سریع و درشت بلورهای فلدسپات، از انواع این کانی‌های بیگانه می‌باشند. علاوه بر موارد فوق، در یک مورد، تزریق ماگماهای مافیک به درون ماگمای فلسیک که با یک حاشیه انجماد سریع مشخص می‌باشد، مشاهده گردیده است (اختلاط ماگمایی؟) (شکل ۱۲c). با توجه به مطالب بالا، می‌توان گفت که سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و برخی نمونه‌های اسیدی منطقه، دارای شواهد آرایش پوسته‌ای می‌باشند.



شکل ۱۲: تصاویری از تنوع زنولیت‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه. (a) زنولیت با ترکیب اسیدی در داخل سنگ‌های حد واسط (b) زنولیت با ترکیب بازیک (از جنس سنگ‌های آتشفشانی مافیک منطقه) در داخل سنگ‌های حد واسط (c) تزریق ماگمای مافیک به درون ماگماهای فلسیک در مقیاس ماکروسکوپی. سنگ میزبان (از جنس تراکی داسیت) توسط شبکه رگه‌ای از ماگماهای آندزیت بازالتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند.

۴- بحث و نتیجه گیری

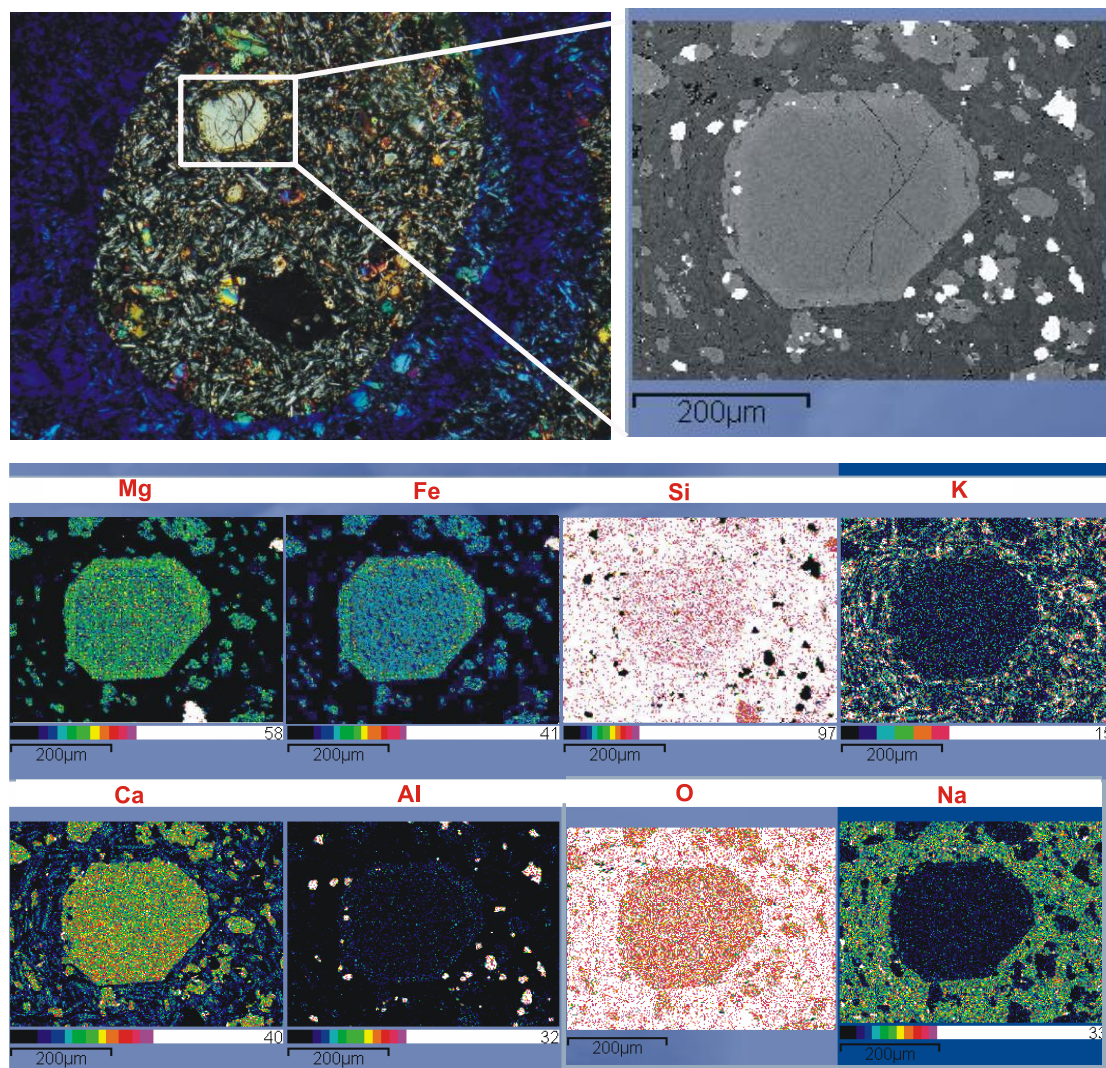
۴-۱- تعادلات فازی و ترموبارومتري

در بحث سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی، عنوان گردید که در برخی از سنگ‌های حد واسط منطقه (بال اخص آندزیت‌ها)، بافت‌های انحلالی قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها دارای بافت غربالی بوده و بخش‌هایی از این کانی‌ها دچار خوردگی و تحلیل رفتگی شده‌اند. اپاسیته شدن آمفیبول‌ها نیز، از دیگر پدیده‌های شاخص در سنگ‌های هورنبلند آندزیت‌های منطقه بودند. امروزه بافت‌های متعددی در سنگ‌های آذرین وجود دارند که به‌عنوان بافت‌های معرف شرایط عدم تعادل مشهورند. از جمله این بافت‌های غیر تعادلی که در سنگ‌های آندزیتی منطقه مشاهده می‌شود می‌توان به بافت غربالی، حاشیه خورده شده یا خلیجی، اپاسیته شدن کانی‌های فرومنیزین و گرد شدگی کانی اشاره نمود. بافت غربالی و حواشی تحلیل رفته در سنگ‌ها ناشی از تحولات پیچیده فیزیکی - شیمیایی حاکم بر سیستم‌های ماگمایی است. تحقیقات نشان می‌دهد که بافت غربالی در پلاژیوکلازها می‌تواند ناشی از دو عامل برداشت ناگهانی فشار از روی اتاقک‌های ماگمایی و تزریق مکرر ماگماهای داغ به درون اتاقک ماگمایی در حال تفریق باشد (Tsuchiyama, 1985; Nelson and Montana, 1992; Izbekov et al., 2002; Stewart and Pearce, 2004). اگرچه برداشت ناگهانی فشار قادر است، بافت غربالی را در پلاژیوکلازها به وجود آورد، اما این عامل به‌تنهایی نمی‌تواند وجود هم‌زمان پلاژیوکلازهای نرمال و کلسیک‌تر، در یک نمونه را توضیح دهد (شکل ۷c). برای تشکیل بافت غربالی در چنین شرایطی، می‌بایستی تزریق ماگماهای داغ و مافیک‌تر را نیز در نظر گرفت (Kuscu and Floyd, 2001). آغاز اغلب فوران‌های ماگمایی با ورود یک یا چند دسته ماگمای جدید به درون اتاقک ماگمایی صورت می‌گیرد (Troll et al, 2004). به عبارت دیگر، تزریق ماگمای مافیک‌تر باعث بالا رفتن دمای اتاقک ماگمایی شده و پلاژیوکلازها شروع به هضم شدن و تحلیل رفتن می‌کنند. همچنین بخش‌هایی از پلاژیوکلاز با ماگمای دربرگیرنده وارد واکنش شده و ترکیب با مولفه آنورتیت بالا و کلسیک‌تر جای آن را می‌گیرد. علاوه بر فلدسپات‌ها، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های حد واسط (بالاخص آندزیت‌ها) نیز نشانه‌های از عدم تعادل مذاب - بلور دارند. همچنانکه اشاره گردید، آمفیبول‌های این سنگ‌ها دارای حاشیه اپاسیته می‌باشند (شکل ۷d). کانی‌های آمفیبول، در نتیجه ناپایداری ترمودینامیکی در سیستم‌های باز دچار فروپاشی شده و به مجموعه از کانی‌های اپک (منیتیت و هماتیت)، کلینوپیروکسن‌های تهی از آهن و اسفن و فلدسپات‌ها تبدیل شده‌اند. این فرایند قادر است بخش‌هایی از حاشیه و حتی کل کانی را تحت تأثیر خود قرار دهد (شکل ۷h). اساساً آمفیبول‌ها، به تغییرات آب، دما و فشار حساس بوده و عدم تعادل این کانی‌ها، در نتیجه تغییرات فشار در حین صعود و تغییرات دما در زمان رخداد اختلاط ماگمایی، صورت می‌گیرد (Gill, 1981; Browne and Gardner, 2002). برخی از کانی‌های (بالاخص آمفیبول‌ها) در سنگ‌های آندزیتی و هورنبلند آندزیتی منطقه، به‌صورت گرد شده درآمده‌اند (شکل ۷e). این قبیل گرد شدگی کانی‌ها را نیز در ارتباط با تزریق ماگماهای جدید به درون اتاقک ماگمایی دانسته و عقیده دارند که این گرد شدگی‌ها نمی‌تواند با کاهش فشار ماگما در حین صعود توجیه شود (Kawabata and Shuto, 2005).

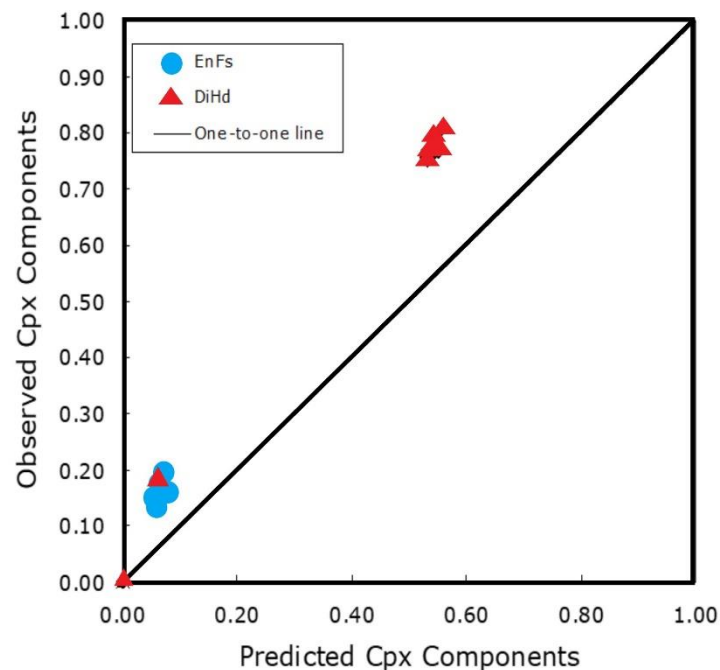
بررسی ترکیب پیروکسن‌های موجود در نمونه‌های پیروکسن آندزیت نیز، نشان از عدم تعادل در این گروه از سنگ‌های منطقه دارد. همچنانکه اشاره گردید، برخی از کلینوپيروكسن‌های موجود دارای منطقه‌بندی معکوس می‌باشند. توجه به نقشه WDS X-ray و توزیع عناصر، نشان می‌دهد که توزیع منیزیم در حواشی و آهن و سیلیس در مرکز چشم‌گیرتر است (شکل ۱۳). بر اساس این نقشه می‌توان گفت که حاشیه بلور نسبت به مرکز آن دارای غنی‌شدگی Mg# بوده و منطقه بندی معکوس را نشان می‌دهد. احتمالاً بلورهای پیروکسن توسط یک ماگمای اولیه‌تری تحت تأثیر قرار گرفته و حاشیه آنها غنی از Mg شده است. عدم تعادل مابین مذاب-کلینوپيروكسن همزیست در نمودار شکل ۱۴ نیز به‌خوبی نشان داده‌شده است. همچنانکه در این نمودار نیز دیده می‌شود، ترکیب کلینوپيروكسن‌های یک نمونه پیروكسن آندزیت (Ah=355) در محدوده (DiHd= 0.75-0.80) قرار داشته و از ترکیب مورد انتظار از سنگ کل (DiHd= 0.53-0.55) فاصله دارند. همچنین ترکیب EnFs محاسبه‌شده برای این کلینوپيروكسن (EnFs= 0.14-0.19) از ترکیب مورد انتظار EnFs برای این نمونه سنگی (EnFs= 0.05-0.07) فاصله زیادی دارد (شکل ۱۴). به‌منظور محاسبه نسبت‌های DiHd و EnFs در محور X نمودار (Predicted Cpx Components) از معادلات زیر استفاده می‌شود (Putirka, 1999).

$$\ln[\text{DiHd}^{\text{px}}] = -9.8 + 0.24 \ln[\text{Ca}^{\text{liq}} \text{Fm}^{\text{liq}} (\text{Si}^{\text{liq}})^2] + \frac{17558}{T} + 8.7 \ln \left(\frac{T}{1670} \right) - 4.61 \times 10^3 \left[\frac{(\text{EnFs}^{\text{cpx}})^2}{T} \right]$$

$$\ln[\text{EnFs}^{\text{px}}] = -6.96 + \frac{18438}{T} + 8.0 \ln \left(\frac{T}{1670} \right) + 0.66 \ln[(\text{Fm}^{\text{liq}})^2 (\text{Si}^{\text{liq}})^2] - 5.1 \times 10^3 \left[\frac{(\text{DiHd}^{\text{px}})^2}{T} \right] + 1.81 \ln[\text{Si}^{\text{liq}}].$$



شکل ۱۳: تصویر بازتاب پراکنش (Backscatter) و میکروسکوپی از یک فنوکریست کلینوپیروکسن در یک پیروکسن آندزیت (Ah355) که دارای منطقه‌بندی شیمیایی معکوس است. همچنانکه در این نمودار مشخص هست میزان مقادیر منیزیم، در حواشی بلور بیشتر از مرکز آن است. همچنین نقشه WDS X-ray و توزیع عناصر Mg، Fe، Si، K، Na، Al، Ca، O این بلور نیز نشان از تمرکز مقادیر منیزیم در حواشی و آهن و سیلیس در مرکز دارد. سایر عناصر به میزان تقریباً مساوی توزیع شده‌اند.



شکل ۱۴: نمودار بررسی ترکیب کلینوپیروکسن‌های محاسبه‌شده برای مذاب (سنگ کل) در برابر کلینوپیروکسن‌های مشاهده‌شده در یک نمونه پیروکسن آندزیتی (Ah=355). این نمودار نشان می‌دهد که ترکیب پیروکسن‌های مورد مطالعه، دارای EnFs و DiHd متفاوتی نسبت به پیروکسن‌های مورد انتظار از ترکیب پیروکسن آندزیت‌های منطقه هستند و از خط تعادلی فاصله گرفته‌اند.

برای دما و فشارسنجی در محدوده کوه بیگز به محاسبه دما و فشار تشکیل آمفیبول و پیروکسن تشکیل شده می‌پردازیم (جدول ۱ و ۲). به دلیل اینکه بررسی‌های تعادلی نشان از عدم تعادل درشت بلورها و مزوستاز سنگ‌های پیروکسن آندزیت دارد، لذا در این قسمت فقط مجاز به استفاده از روش‌های دما و فشارسنجی، بر اساس ترکیب تک‌بلور هستیم. در جدول ۱ نتایج محاسبه دما و فشار تشکیل آمفیبول و پیروکسن مورد مطالعه بر اساس روش‌های مختلف دما و فشارسنجی آورده شده است. میانگین فشار به دست آمده برای آمفیبول مورد مطالعه بر اساس روش‌های Hammarstrom and Zen (1986) برابر با ۷/۶ کیلوبار، بر اساس روش Hollister et al (1987) برابر با ۸/۲ کیلوبار، بر اساس روش Johnson and Rutherford (1989) برابر با ۶/۳ کیلوبار و بر اساس روش Schmidt (1992) برابر با ۷/۹ کیلو بار به دست آمده است. همچنین بر اساس روش Holland and Blundy (1994) دمای تشکیل این آمفیبول (با احتساب فشار میانگین ۷/۵ کیلو بار) برابر با ۱۰۴۳ درجه سانتی‌گراد و بر اساس روش Niida and Green (1999) and ۱۰۲۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه گردید. همچنین بر اساس روش Putrika (2008) (دما و فشار سنجی تنها بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن) فشار تشکیل این کلینوپیروکسن در حدود ۷ کیلوبار و دمای آن نیز ۱۰۷۱ درجه سانتی‌گراد است.

جدول ۲- نتایج آنالیز مایکروپروب پیروکسن در سنگهای مورد مطالعه (TA: تراکی آندزیت، PA: پیروکسن آندزیت)

Sample	103	103	103	103	103	355	355	355	355	355	355	355	355	355	355	355	355	355
Rock Type	TA	TA	TA	TA	TA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA	PA
SiO ₂	48.48	50.26	50.60	50.71	49.74	49.23	50.35	49.82	49.37	50.07	49.10	50.44	49.73	49.44	49.47	49.81	49.41	49.95
TiO ₂	0.90	0.93	0.97	0.90	0.76	0.89	0.96	0.93	0.89	0.97	0.99	0.97	0.82	0.94	0.98	1.01	0.95	0.74
Al ₂ O ₃	2.39	2.51	2.60	2.90	3.48	4.22	2.82	3.37	2.80	3.01	2.95	2.83	3.01	3.27	3.54	3.18	2.88	3.07
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.02	0.03	0.16	0.19	0.06	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	-0.01	0.00
FeO	10.68	10.18	10.43	9.54	8.16	8.99	10.48	9.72	10.25	10.64	10.45	10.45	10.90	10.21	10.46	10.61	10.65	7.81
MnO	0.39	0.33	0.30	0.32	0.19	0.19	0.28	0.29	0.25	0.44	0.39	0.34	0.28	0.33	0.30	0.29	0.41	0.44
MgO	14.41	14.38	13.76	14.08	14.62	14.21	14.40	14.09	14.03	13.94	13.77	14.03	14.06	13.77	14.15	13.95	13.95	15.23
CaO	20.31	20.45	20.67	20.16	21.71	21.14	20.14	20.35	20.76	20.43	20.27	20.32	20.23	20.09	20.22	20.51	20.48	21.53
Na ₂ O	0.38	0.34	0.37	0.41	0.32	0.30	0.41	0.37	0.37	0.38	0.36	0.36	0.41	0.44	0.43	0.38	0.40	0.44
Total	97.96	99.36	99.72	99.04	99.14	99.35	99.90	98.98	98.76	99.92	98.32	99.78	99.44	98.51	99.58	99.74	99.11	99.20
cations	atoms																	
Si	1.83	1.86	1.87	1.88	1.85	1.82	1.86	1.85	1.85	1.85	1.85	1.86	1.85	1.85	1.83	1.84	1.84	1.85
Ti	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Al	0.11	0.11	0.11	0.13	0.15	0.18	0.12	0.15	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13
Fe ₃	0.30	0.28	0.29	0.27	0.23	0.25	0.29	0.27	0.29	0.30	0.30	0.29	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.22
Mg	0.81	0.80	0.76	0.78	0.81	0.79	0.79	0.78	0.78	0.77	0.77	0.77	0.78	0.77	0.78	0.77	0.78	0.84
Ca	0.82	0.81	0.82	0.80	0.86	0.84	0.80	0.81	0.83	0.81	0.82	0.80	0.80	0.81	0.80	0.81	0.82	0.86
tot. cat.	3.95	3.93	3.91	3.91	3.95	3.94	3.92	3.93	3.93	3.92	3.93	3.92	3.93	3.92	3.93	3.92	3.93	3.97
tot. oxy.	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6
XWo	42.44	42.95	43.85	43.40	45.43	44.76	42.36	43.50	43.73	43.20	43.33	43.07	42.64	43.27	42.79	43.29	43.24	44.66
Xen	41.89	42.03	40.61	42.18	42.57	41.87	42.15	41.90	41.11	41.00	40.97	41.37	41.23	41.28	41.66	40.97	40.97	43.97
XF _s	15.67	15.02	15.54	14.42	12.00	13.37	15.49	14.60	15.16	15.80	15.70	15.56	16.13	15.45	15.55	15.74	15.79	11.38

بر اساس تاریخچه فعالیت سبلان، این آتشفشان را می‌توان به دو بخش سبلان قدیمی و سبلان جوان تقسیم نمود. پیروکسن‌های سبلان قدیمی در فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار و عمق حدود ۱۷/۵ تا ۳۵ کیلومتری متبلور شده‌اند. درشت بلورهای آمفیبول سبلان جوان در فشار ۱ تا ۳ کیلو بار و عمق حدود ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتری و دمای حدود ۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. با در نظر گرفتن دمای تبلور آمفیبول (۷۲۵ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد) و مدل‌سازی بیوتیت با بافر FMQ، گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور بیوتیت حدود ۱۶ - تا ۵۰ / ۱۶ - ارزیابی می‌شود. گریزندگی بالای اکسیژن و حضور کانی‌های آب‌دار، نشانگر تأثیر محیط فرورانشی غنی از آب بر ماگمای اولیه آتشفشان سبلان جوان است (Ghulamghash et al, 2022). نمودارهای دما-فشار سنجی بر اساس ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول نشان‌دهنده دمای ۵۴۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵,۳۰ تا ۷ کیلو بار است که با ژرفای پوسته میانی - زیرین همخوانی دارد (Abdolahadi et al, 2022). در مخروط آتشفشانی آروانه وابسته به بخش شرقی مجموعه آتشفشانی سهند بر اساس دماسنج آمفیبول-پلاژیوکلاز و داده‌های فشارسنج Al در هورنبلند دمای تبلور ۷۰۷-۸۹۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰,۵ تا ۲,۹ کیلو بار را به همراه دارد. ترکیبات آمفیبول و کلینوپیروکسن نشان‌دهنده تبلور در شرایط به‌شدت اکسیدکننده است (Namnabat et al, 2021).

سنگ‌های آتشفشانی اندریایی نئوژن که بخشی از زون ماگمایی ارسباران هستند در شرایط دما - فشار تبلور سنگ‌ها بر اساس ترکیب درشت بلورها و با استفاده از روش‌های متعدد به ترتیب در حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در گستره ۳ تا ۶ کیلو بار تعیین می‌شود. بر اساس فشار محاسبه‌شده احتمالاً می‌توان شروع تبلور درشت بلورها را از عمق ۱۸ کیلومتری پوسته قاره‌ای منطقه در نظر گرفت (Hajialioghli et al, 2016).

۲-۴- نتیجه‌گیری

عوامل غیر تعادلی مانند بافت غربالی پلاژیوکلازها، اپاسیته شدن کانی‌های فرومنیزین و گرد شدگی آمفیبول‌ها، عدم مطابقت ترکیب پیروکسن‌ها با مذاب دربرگیرنده و منطقه بندی معکوس پیروکسن‌ها، حکایت از عدم تعادل بین مذاب- بلور داشته و نشان می‌دهد که فرایندهای تحول ماگمایی در سیستم ترمودینامیکی باز صورت پذیرفته است. همچنین بررسی این بافت‌ها گویای این مطلب است که اختلاط ماگمایی، به همراه تبلور بخشی نقش مهمی را در تحول و تکوین برخی آندزیت‌ها و پیروکسن آندزیت‌های منطقه داشته است. گمان می‌رود با ورود ماگمای داغ به اتاقک ماگمایی، دمای آن بالا رفته و در نتیجه فشارهای وارده به اتاقک ماگمایی، پوشش سقف اتاقک ماگمایی شکسته و گازهای موجود در اتاقک ماگمایی آزادشده و فشار سریعاً افت پیدا کرده است. همچنین ممکن است ورود پالس ماگماهای جدید و داغ باعث گردیده، حجره ماگمایی از سطوح عمیق (عمق ۲۲/۵ کیلومتری و فشار ۷/۵ کیلو بار) به اعماق کمتر (عمق ۲۱ کیلومتری و فشار ۷ کیلو بار) مهاجرت نماید. این افزایش دما و کاهش فشار شرایط پایداری آمفیبول را از بین برده و شرایط را برای رشد اوژیت به وجود آورده است. این امر همراه با رشد آلکالی فلدسپات‌ها بر روی برخی از پلاژیوکلازها را می‌تواند نشانگر مهاجرت ماگما و شرایط غیرتعادلی (فشار ۷/۲ کیلو بار و دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد) دانست. سنگ‌های آتشفشانی تراکی آندزیتی و برخی نمونه‌های اسیدی منطقه، دارای شواهد آلیش پوسته‌ای می‌باشند.

با توجه به دما و فشار تشکیل‌دهنده ماگماهای حد واسط و اسیدی در محدوده‌های کوه بیگز و آتشفشان‌های سبلان و اروانه و سنگ‌های آتشفشانی اندریایی در کمربند ماگمایی ارسباران، مخزن ماگمایی در محدوده کوه بیگز در عمق بیشتر و دما و فشار بالاتری قرار داشته و تزریق‌های مکرر در داخل مخزن ماگمایی انجام شده است. وجود روانه‌های مافیک در این محدوده، اختلاط ماگمایی و شواهد تزریق ماگماهای مافیک به درون ماگمای فلسیک در سنگ‌ها، می‌تواند نشان از تزریق در مخزن ماگمایی باشد.

منابع

- وثوقی عابدی، منصور، (۱۳۵۵). مقدمه‌ای بر تحقیقات پتروگرافی و پترولوژی و سنگ‌های بازیک دوران چهارم منطقه آذربایجان، سازمان زمین‌شناسی، گزارش شماره ۶۹ ۳۱ صفحه
- مهرپر تو، م، امینی فضل، آ، رادفر، ج، (۱۳۷۱). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- Abdolahadi, A., Zakariaee, S., Mousavi, Z., 2022, Investigation of mineral chemistry, temperature–pressure measurement and mineral equilibrium in Sabalan Quaternary volcanic rocks. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 30(3), 3-3.
- Alavi, M., 1991, Tectonic Map of Middle East in scale 1:5000000. – Geological Survey of Iran, Tehran
- Alberti, A.A., Comin-Chiaramonti, P., Sinigoi, S., Nicoletti, M. Petrucciani, C., 1980, Neogene and Quaternary volcanism in eastern Azerbaidjan (Iran): some KAr age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau.*, 69, 216-225.
- Allen, M.B., Vincent, S.J., Alsop, G.I., Ismail-Zadeh, A., Flecker, R., 2003, Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: Effects of a rigid basement block within a collision zone. – *Tectonophysics*, 366, pp. 223–239
- Amel, N., Fazeli Hagh, M., 2023, Study and investigation of petrology and petrogenesis of Plioquaternary volcanic rocks of northwest Iran (East Azerbaijan, West and Ardabil provinces). *Quaternary Journal of Iran*, 8(3,4), 455-476. doi: 10.22034/irqua.2023.705464
- Barka, A., Reilinger R., 1997, Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: Deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. – *Annali di Geofisica*, 40(3), 24 pp.
- Browne, B. L., Gardner, J. E., 2002, Experimental Calibration of Amphibole Break Down Rates in Response to Decompression and Heating: Examples From the 1989- 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract*, 11A-p1371
- Dabiri, R., Emami, M. H., Mollaei, H., Ghaffari, M., Vosougi Abedini, M., & Rashidnejad Omran, N., 2014, Investigation of Magmatic Processes in the Quaternary Volcanism in NW of Ahar: a Geochemical and Isotopic Study. *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 23(90), 55-62.
- Dabiri, R., Molai, H., Yazdi, A., Ghaffari, M., 2019, Investigation of mineral chemistry, thermobarometry and fuzzy equilibrium of the basic Plio-Quaternary volcanic rocks in NE Varzeghan. *Quaternary Journal of Iran*, 4(4), 377-394. doi: 10.22034/irqua.2019.702161
- Didon, G., Gemain, Y. M., 1976, Le Sabalan, Vplcan Plio-Quaternaire de l’Azerbaijan Oriental (Iran): Etude geologique et petrographique de l’edificie et de son environment regional. These 3 cycle, Grenoble, France.
- Faridzad, M. 2020, Petrology, geochemistry, and petrogenesis of two- pyroxene andesites in the northwest of Varzaghan (NW Iran): An vidence of calc- alkaline magmatism in a post- collisional setting. *Petrological Journal*, 11(2), 37-64. doi: 10.22108/ijp.2020.113825.1102
- Fedele, L., Ghazi, J. M., Agostini, S., Ronca, S., Innocenzi, F., Lustrino, M., 2023, Concurrent adakitic and non-adakitic Late Miocene-quaternary magmatism at the Sahand volcano, Urumieh-Dokhtar magmatic arc (NW Iran). *Lithos*, 458, 107344.

- Ghalamghash, J., Mousavi, S. Z., Hassanzadeh, J., Schmitt, A. K., 2016, Geology, zircon geochronology, and petrogenesis of Sabalan volcano (northwestern Iran). *Journal of volcanology and geothermal research*, 327, 192-207.
- Ghalamghash, J., Mousavi, S. Z., Khalatbari Jafari, M. 2022, Thermobarometry and petrogenesis of Sabalan volcanic rocks: based on mineral chemistry. *Researches in Earth Sciences*, 13(3), 26-43. doi: 10.48308/esrj.2022.102669
- Gill, J.B., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, New York, 390 pp
- Golonka, J. 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. – *Tectonophysics*, 381, pp. 235–273
- Hajialioghli, R., Rashidi, M., & Moayyed, M., 2016, Mineral chemistry and petrogenesis of the dacitic volcanic rocks from the Arvaneh cone, SW Bostanabad-East of Sahand, Volcano. *Iranian society of crystallography and mineralogy*, 24, 371-384.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E-an., 1986, Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am Mineral*, 71, 1297-1313.
- Hassanpour, S., Ahankoub, M., 2022, Study of Geochemistry and Quaternary Volcanic Rocks source, East of Ahar (NW Iran). *Quaternary Journal of Iran*, 8(1), 1220-1247.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am Mineral*, 72, 231-239.
- Holland, T., Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on plagioclase thermometry. *Contrib Mineral Petrol*, 116, 433-447.
- Holmes, A., 1936, Transfusion of quartz xenoliths in alkali basic and ultrabasic lavas, South-West Uganda. *Min. Mag.* 21, 408.
- Huber, H., Afghani, A., Salek, M.M., Moazami J., 1976, Tectonic map of Northwest Iran in scale 1:2500000. – National Iranian Oil Company Exploration and Production, Tehran.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquaré, G., Radicati di Brozolo, F. Villari, L., 1976, Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey), *J Volcan. and Geotherm. Res.*, 1, 103–112
- Izbekov, P.E., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Ivanov, B.V., 2002, Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky Volcano: evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology* 30, 799– 802
- Kawabata, H., Shuto, K., 2005, Magma mixing recorded in intermediate rocks associated with high-Mg andesites from the Setouchi volcanic belt, Japan: implications for Archean TTG formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140 (4), 241-271.
- Kuscu G. G., Floyd, P. A., 2001, Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanics. *Lithos* 56, p, 207–230
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-ornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker,

- E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Min.*, 35, 219–246.
- Moazzen, M., Salimi, Z., Rolland, Y., Bröcker, M., Hajialioghli, R., 2020, Protolith nature and P–T evolution of Variscan metamorphic rocks from the Allahyarlu complex, NW Iran. *Geological Magazine*, 157(11), 1853–1876.
- Namnabat, E., Ghorbani, M., Nakashima, K., Tabatabaei, S. H., Tavakoli, N., 2021, Mineral chemistry and Petrology of the Andarian volcanic rocks: insight to the Ahar-Arasbaran magmatic zone, Northwestern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(18), 1922.
- Nelson, S.T. Montana, A., 1992, Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression, *American Mineralogist*, 77, 1242–1249.
- Niida, K., Green, D.H., 1999, Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 18–40.
- Nogole-Sadat, M.A.A., Almasian, M., 1993, Tectonic Map of Iran in scale 1:1,000,000. – Geological Survey of Iran, Tehran.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.J., 1990, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 44, p. 189–229.
- Putirka, K.D., 1999, Clinopyroxene + liquid equilibria to 100 kbar and 2450 K, *Contrib Mineral Petrol*, 135, 151–163.
- Putirka, K.D., 2008, Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev Mineral Geochem*, 69, 61–120.
- Riou, R., Dupuy, C., and Dostal, J., 1981, Geochemistry of coexisting alkaline and calcalkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran): *The Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 253–275.
- Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib Mineral Petrol*, 110, 304–310
- Stewart, M.L., Pearce, T.H., 2004, Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results: *American Mineralogist*, 89, 348–351
- Troll, V. R., Donaldson, C. H., Emeleus, C. H., 2004, Pre-eruptive magma mixing in ash-flow deposits of the Tertiary Rum Igneous Centre, Scotland. *Contrib Mineral Petrol*, 147, 722–739
- Tsuchiyama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contrib. Min. Pet.*, 89, 1–16
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., Muttoni G., 2009, The Shanderman eclogites: A Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran). – Geological Society, London, Special Publications, 312. pp. 57–78.