

## مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی توده‌های آذرین منطقه خونیک، (شمال شرق قاین)

حسین فتاحی<sup>۱\*</sup>، ایرج رسا<sup>۲</sup>، محمد یزدی<sup>۲</sup> و مسعود حسینی<sup>۳</sup>

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی

۲- عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی

۳- مدیر عامل شرکت زرناب اکتشاف

khosrofattahi@yahoo.com\*

دریافت: ۹۲/۲/۲۴ پذیرش: ۹۲/۴/۲۶

## چکیده

منطقه خونیک در شمال شرق شهرستان قاین در استان خراسان جنوبی و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قاین قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی این منطقه مربوط به فعالیت ولکانیکی دوره اتوسن است. واحدهای سنگی این محدوده شامل: آندزیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت بازالت، آگومرا و توف است. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیریتیک و تراکیتیک بوده ولی گاهی بافت غربالی، اینترگرانولار تا اینترسرتال نیز قابل مشاهده می‌باشد. آلتراسیون‌های سریسیتی، آرژیلیک، کلریتی، کربناتی و سیلیسی در محدوده، به خصوص در امتداد گسل‌ها، مشاهده می‌شود. در رده‌بندی شیمیایی، سنگ‌های منطقه خونیک، در محدوده آندزیت تا تراکی‌آندزیت مربوط به سری کالک‌آلکان و محیط تکتونیکی زون فرورانش حاشیه قاره قرار می‌گیرند. عناصر HFSE مانند Ti، Y و Nb نسبت به عناصر نادر خاکی و عناصر LILE تهی شدگی نشان می‌دهند. تهی شدگی از عناصر HFSE و غنی شدگی از عناصر Sr، Ba، K نشان دهنده آلودگی ماگما توسط پوسته است. علاوه بر آرایش پوسته‌ای، این شاخص ژئوشیمیایی در محیط‌های فرورانش، ناشی از تاثیر سیالات آبدار حاصل از آبردائی پوسته اقیانوسی فرورو است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، تراکیتیک، آلتراسیون، فرورانش حاشیه قاره، آلودگی ماگما.

## مقدمه

شکستگی‌ها هستند. توده‌های ولکانیکی منطقه اغلب توسط درزه‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌های متعدد، شکسته و خرد شده‌اند. در امتداد این درز و شکستگی‌ها، آثار ضعیفی از دگرسانی نیز مشاهده می‌شود. آلتراسیون‌های مهم مشاهده شده در محدوده نیز شامل کلریتی، آرژیلی، کربناتی و سیلیسی می‌باشد (شکل ۲).

## زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

با توجه به نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری<sup>۱</sup> ایران، منطقه قاین در پهنه شرق ایران قرار گرفته است. پهنه شرق ایران، خود به دو نیم پهنه لوت و نیم پهنه فلیشی تقسیم گردیده است و منطقه قاین نیز ویژگی‌های این دو نیم پهنه را دارا است، به طوری که بخش غربی منطقه در پهنه لوت و بخش شرقی آن در پهنه فلیشی قرار می‌گیرد. فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسهٔ پسین، آغاز شده و ۵ میلیون سال ادامه داشته است سنگ‌های

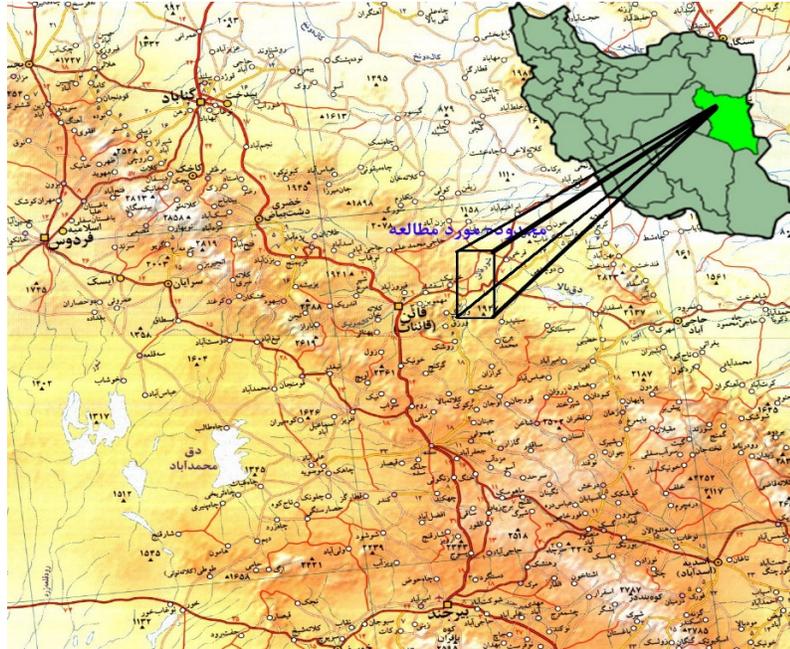
منطقه خونیک در استان خراسان جنوبی و در ۱۷ کیلومتری شرق - شمال شرق شهرستان قاین واقع است. محدوده مطالعاتی خونیک - قاین در بخش شرقی محدوده برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ قائن واقع شده است. برای دسترسی به این محدوده می‌توان از کیلومتر ۲۲ جاده آسفالت قاین - اسفدان زیر استفاده نمود. محدوده مورد مطالعه در ۳ کیلومتری شرق روستای خونیک قرار دارد (شکل ۱).

با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌های ولکانیکی منطقه شامل محدوده وسیعی از سنگ‌های حد واسط تا مافیک بوده و شامل آندزیت، آندزیت-داسیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت بازالتی و آگومرا است. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیریتیک و تراکیتیک بوده ولی گاهی بافت غربالی، اینترگرانولار تا اینترسرتال نیز قابل مشاهده می‌باشد. میکروولیت‌ها و درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بلورهای خود شکل آمفیبول و پیروکسن کانی‌های اصلی هستند و کلریت و کوارتز به صورت ثانویه پرکننده حفرات و

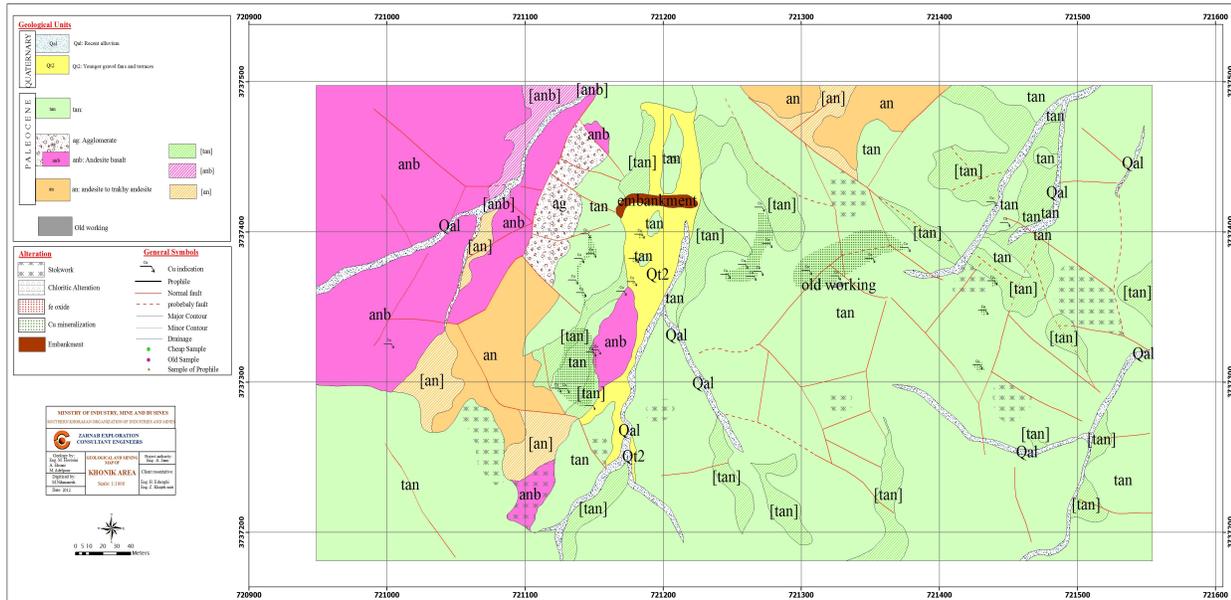
<sup>۱</sup>. Structural zone

آتشفشانی حاشیه فعال، مرز صفحه‌های همگرا در آن‌ها دیده می‌شوند [۱].

ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و هم‌چنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه عمیق هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها بیانگر آنست که همه از نوع کالک‌آلکان هستند و همه شکل‌های



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه خونیک.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه خونیک.

## روش انجام پژوهش

جهت بررسی‌های کانی‌شناسی منطقه مورد مطالعه، تعداد ۳۰ نمونه جهت تهیه مقطع نازک برداشت شده و تعداد ۵ نمونه نیز جهت انجام آنالیز کانی‌شناسی به روش XRD انتخاب گردیده است. پس از مطالعه مقاطع نازک و تعیین سالم‌ترین و غیر دگرسان‌ترین نمونه‌های برداشت شده، از این نمونه‌ها تعداد ۱۰ نمونه جهت انجام آنالیز XRF انتخاب شد. نمونه‌برداری از محدوده مورد مطالعه، به صورت تصادفی و با توجه به تغییرات لیتولوژیکی مشاهده شده به گونه‌ای انجام شد که تا حد ممکن از تمام منطقه نمونه‌برداری به عمل آمده باشد.

## بحث و بررسی

## پتروگرافی

**آندزیت تا تراکی آندزیت:** به دلیل شباهت فراوان آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها، نمی‌توان آن‌ها را به سادگی تفکیک و از یکدیگر متمایز کرد. آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها، بیش‌ترین سنگ‌های ولکانیک منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها اغلب به رنگ خاکستری تیره با ساخت شبه تراکیتی و پورفیری دیده می‌شوند. کانی پلاژیوکلاز حدود ۸۰ درصد آندزیت‌ها را تشکیل می‌دهد. طول بلورهای پلاژیوکلاز در آندزیت‌های مگاپورفیری گاهی به ۱ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل A۳). در برخی از آن‌ها زونینگ مشاهده می‌شود که احتمالاً به دلیل اختلاط ماگمایی و تغییر مداوم ترکیب ماگما در حین انجماد و عدم توانایی ماگما در رسیدن به تعادل در حین انجماد است [۱۶]. سایر کانی‌های غالب، شامل: پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های اپاک هستند. بلورهای یوهدرال پیروکسن و آمفیبول، اغلب شدیداً آلتیره شده‌اند. در برخی از مقاطع، بلورهای آمفیبول با حاشیه‌های سوخته دیده می‌شوند که علت آن را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، در هنگام بیرون‌ریزی ماگما نسبت داد [۶] (شکل ۵، D). گاهی بلورهای شکل‌دار آپاتیت و زیرکن به صورت انکلوژیون درون درشت بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل A۵، B). علت تشکیل بلورهای آپاتیت را می‌توان به تجزیه کانی ترکواز<sup>۱</sup> و آزاد شدن فسفر و در پی آن

تشکیل آپاتیت نسبت داد [۱۸]. گاهی در مقاطع الیوین دیده می‌شود که در اثر تجزیه شدید، به کانی ایدینگزیت<sup>۲</sup> تبدیل شده‌اند. بافت تراکیتی با میکروولیت‌های پلاژیوکلاز معمولاً در خمیره زیاد دیده می‌شود. بافت حفره‌ای و بادامکی هم معمولاً در این سنگ‌ها وجود دارد که با کانی‌های ثانویه مثل کلریت، کلسیت، کوارتز و اکسید آهن پر شده است (شکل ۴، A و B).

**آندزیت بازالتی:** آندزیت بازالت، پراکندگی کمتری نسبت به آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها دارند. دارای ساخت ریز دانه و شیشه‌ای هستند (شکل B۳). بافت غالب آن‌ها پورفیریتییک با زمینه میکروولیتی بوده و دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بافت پورفیری با زمینه هیالوپلیتیک بوده و گاهی هم بافت غربالی مشاهده می‌شود که در آن حفرات توسط کانی‌های ثانویه، مثل کلریت و زئولیت پر شده‌اند (شکل ۴، C). بر اساس شکل قالب کانی‌های فرومنیزین، کانی‌ها احتمالاً پیروکسن و آمفیبول هستند. کانی‌های مشاهده شده در آندزیت-بازالت‌ها عبارتند از: پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت ± اولیوین و اکسیدهای آهن. آندزیت-بازالت‌ها، کمتر دچار آلتراسیون شده‌اند ولی آثاری از اپاسیتی شدن، سرپانتینی شدن و پر شدگی حفرات آمیگدال با کلریت و زئولیت در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴، C و D).

**آندزیت-داسیت:** این سنگ‌ها در مقیاس ماکروسکوپی دارای ساخت ریز دانه و متراکم هستند و بلورهای پلاژیوکلاز کمتری در آن به چشم می‌خورد (شکل C۳) که دارای بافت میکروکریستالین تا فلسیتیک هستند و آثاری از کانی‌های کوارتز در آن دیده می‌شود که دچار خوردگی خلیجی شده‌اند و هم‌چنین آثاری از کربناتی شدن و اپاسیتی شدن نیز مشاهده می‌شود (شکل ۴، E و F).

**آگلومرا:** واحد سنگی آگلومرا نسبت به سایر واحدهای لیتولوژیکی دارای گستردگی کمتری بوده و از قطعات ولکانیکی با ابعاد مختلف از جنس آندزیت تا بازالت تشکیل شده است (شکل D۳). این واحد به شدت گسله بوده و گسل‌های چپگرد و راستگرد با روند شمال غرب-جنوب شرق این واحد را به طول حدود ۵ متر قطع و

<sup>2</sup>.Iddingsite<sup>1</sup>.Turquoise

هستند. زونینگ متحدالمرکز ترکیبی در بلورها نشان دهنده این است که در طی تبلور، بلورها به تعادل نرسیده‌اند و این پدیده معمولاً در طی تبلور سریع سنگ‌های ولکانیک، رخ می‌دهد [۱۶]. این نوع زونینگ در پلاژیوکلاز معمول و واضح است چون تعادل بلورهای پلاژیوکلاز با مذاب نیازمند تبادل Si و Al و تغییر در نسبت  $Al/Si$  است که بسیار مشکل می‌باشد چون در آن تغییر ترکیب بستگی به جانشینی Ca+Al به جای Na+Si دارد [۱۸] (شکل ۴، B و شکل ۵، C و D).

### دگرسانی

اساساً، آلتراسیون شامل تغییرات بافتی و کانی‌شناسی می‌شود. تغییرات بافتی شامل تغییر در شکل، فرم، اندازه دانه‌ها و جهت‌یابی دانه‌ها درون سنگ می‌شود و می‌تواند از نظر ساختاری، مخرب باشد، بافت‌های از قبل موجود را حفظ کند یا بافت‌ها را توسعه دهد [۷]. تغییر در بافت در حین آلتراسیون ممکن است شامل: ته نشست کانی‌ها در مسیر عبور سیالات، پر شدن شکاف‌ها و فضاها، خالی، انحلال و جانشینی کانی‌های اولیه و شیشه، با کانی‌های ثانویه، و تبلور مجدد باشد. کانی‌های ثانویه در حفره‌ها معمولاً رابطه‌ای نزدیک با ترکیب سنگ میزبان دارند. بعضی از بلورها که دارای شکل یوهدرال هستند، به طرف مرکز حفره رشد می‌کنند. سایر بلورها فشرده یا ریز دانه هستند و تجمعات ساب‌هدرال یا انهدرال تشکیل می‌دهند. گاهی اوقات کلسدونی‌های لایه‌ای (آگات) در یک حفره به صورت سطوح تخت متوالی تشکیل شده است. سایر کانی‌هایی که معمولاً در حفرات یافت می‌شوند، شامل: کلسدونی، کلریت، کربنات، اعضای گروه اپیدوت و محصولات آلتراسیون مختلف از خود سنگ، می‌شوند [۱۶]. مهم‌ترین آلتراسیون موجود در محدوده مورد مطالعه شامل آلتراسیون کلریتی است ولی آثاری از آلتراسیون آرژیلیکی، کربناتی، سیلیسی، و هم‌چنین اکسید آهن (ایدینگزیتی) نیز مشاهده می‌شود.

**دگرسانی آرژیلیک:** دگرسانی آرژیلیک به طور بسیار ضعیفی در برخی از سنگ‌ها (شکل ۳) و در مقاطع نازک دیده می‌شود، که

جایجا کرده است. واحد آگلومرای دارای آثاری از اکسید آهن در سطح رخنمون قطعات بوده و فاقد هرگونه آلتراسیون و هوازدگی است.

**سوزن‌های آپاتیت:** معمولاً تصور می‌شود که ادخال‌های معمولاً کوچک و یوهدرال (مخصوصاً سوزن‌های آپاتیت) لزوماً به صورت اولیه تبلور شده‌اند. به دلیل اندازه کوچک آن‌ها، آن‌ها ممکن است، در هر مرحله‌ای طی فرآیند سرد شدن، تشکیل شوند [۱۸]. این گونه بلورها همواره توسط بلورهای بزرگ‌تر سایر کانی‌ها در بر گرفته می‌شوند. بنابراین آپاتیت در هر زمانی می‌تواند تشکیل شود و نمی‌توان زمان تشکیل آن را با مشاهدات ریز ساختاری تشخیص داد. تشکیل کانی‌های فرعی ممکن است نشان دهنده تجمعات کوچک بعضی از ترکیبات آن کانی خاص در ماگما باشد. (برای مثال ترکیبات فسفوری برای آپاتیت). مثلاً چون فسفر در مذاب‌های فلسیک نسبتاً نا محلول است آپاتیت ممکن است در اطراف بلورهای سایر کانی‌هایی که در حین رشد فسفر آزاد می‌کنند، تشکیل شود. بنابراین ترتیب و توالی محلی تبلور کانی‌های فرعی می‌تواند با توالی کلی تبلور متفاوت باشد [۱۸] (شکل ۵، A و B).

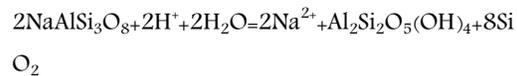
**ماکل و زونینگ:** ماکل در هم رشدی دو بلور از یک نوع با چند رابطه کریستالوگرافی خاص بین دو بخش است [۱۶]. از نظر توصیفی ماکل‌ها به ماکل ساده که در آن تنها دو بلور به هم متصل شده‌اند و ماکل پیچیده یا پلی‌سنتتیک تقسیم می‌شوند. ماکل‌های موجود در فلدسپارها از نوع ماکل ساده هستند. کانی‌های متعلق به سری جامد مایع (مثل پلاژیوکلاز) در حین انجماد به طور پیوسته با مذاب اطراف خود واکنش می‌دهند. رسیدن به تعادل بین یک بلور کاملاً رشد یافته و مذاب، در طی انجماد باید بلوری یکنواخت از نظر ترکیب ایجاد کند. اما انتشار و تبادل در بسیاری از کانی‌ها معمولاً بسیار آهسته است تا همه بلور در حال رشد ترکیب خود را با تغییر شرایط (مثلاً کاهش دما) هماهنگ کند. بنابراین تنها حاشیه‌ها می‌توانند با مایع به تعادل برسند و نتیجه این فرآیند تشکیل زونینگ ترکیبی است [۶]. معمول‌ترین نوع زونینگ ترکیبی زونینگ متحدالمرکز است که در آن زون‌ها موازی سطوح بلوری در حال رشد

<sup>2</sup>.Argillic

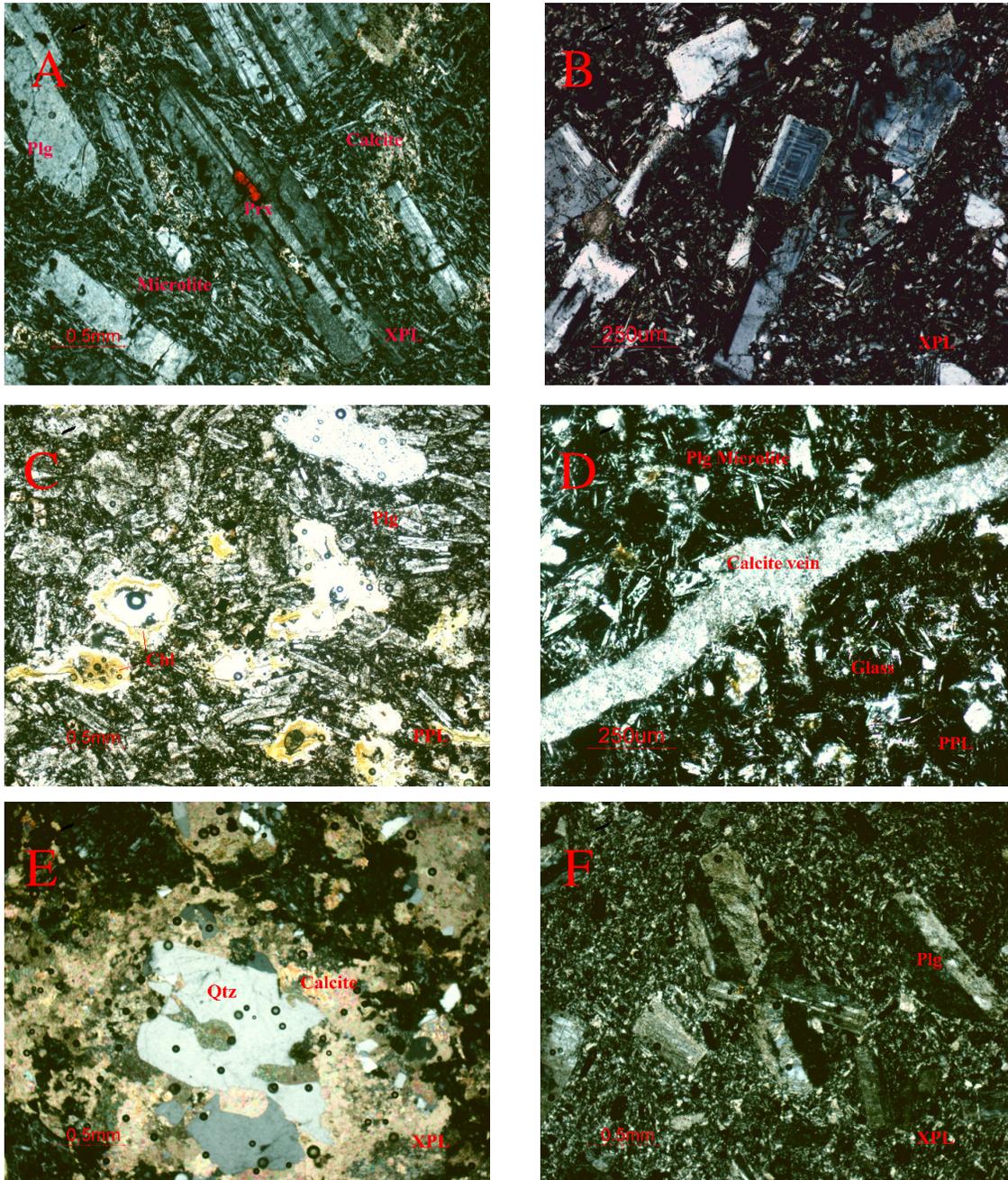
<sup>1</sup>.Engulfed

**دگرسانی کلریتی:** دگرسانی کلریتی در اغلب مقاطع و نمونه‌های دستی به وضوح مشاهده می‌شود (شکل E۳). در مقاطع نازک، اغلب کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت و آمفیبول به کلریت دگرسان شده‌اند. در نمونه‌های دستی، کلریت به صورت پرکننده حفرات آمیگدال و هم‌چنین به صورت پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۵، B).

طی آن، اغلب بلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی ضعیفی شده و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. تشکیل کانی‌های رسی و ایجاد دگرسانی آرژیلیک را طبق واکنش زیر، می‌توان به هیدرولیز شدید و تجزیه سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار مثل فلدسپات‌ها، نسبت داد [۱۵].



شکل ۳. A: بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده با چشم غیر مسلح در واحد آندزیت (دید به جنوب غرب). B: واحد آندزیت - بازالت (دید به شمال شرق). C: واحد آندزی داسیت (دید به شمال غرب). D: تصویری از واحد آگلومرایبی همراه با قلوه‌های آندزیتی و بازالتی درون آن. E: نمایی از آلتراسیون کلریتی در واحد آندزیتی (دید به غرب). F: نمایی از آلتراسیون آرژیلیک.

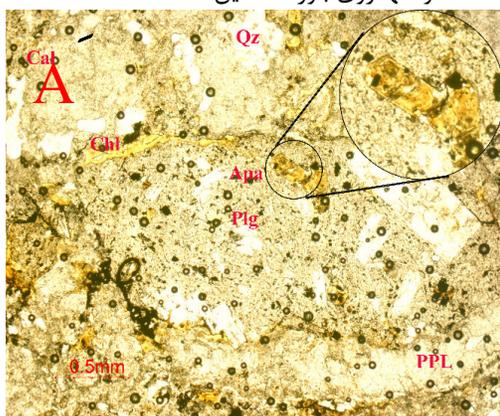


شکل ۵. A: زونینگ در بلور پلاژیوکلاز مربوط به سنگ آندزیت تا تراکی آندزیت. B: درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در سنگ آندزیتی. C: آندزیت-بازالت با بافت حفره‌ای با پر شدگی کلریت و زئولیت. D: آندزیت-بازالت با بافت پورفیریتیک با زمینه هیالوپلیتیک و زمینه هیالین. E: آثاری از خوردگی خلیجی در کانی کوارتز در سنگ آندزیت-داسیت. F: آندزی داسیت با بافت پورفیری.

انواع کنسارهای مختلف توسعه می‌یابد و معمولاً یک محصول جانبی واکنش‌های آبکافت ایزوشیمیایی است که سیلیسیم به طور محلی دریافت شده است [۱۵].

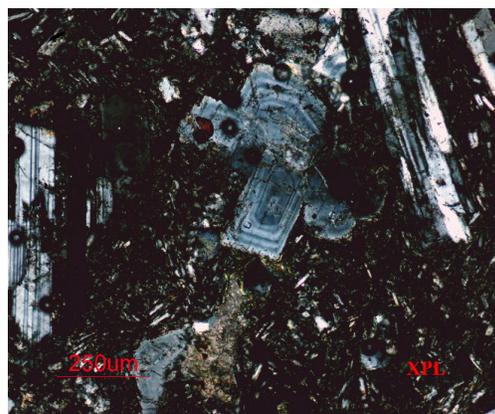
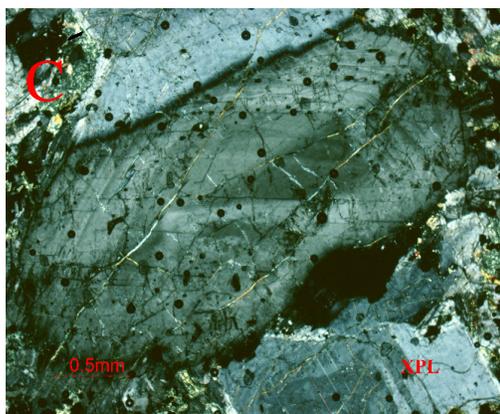
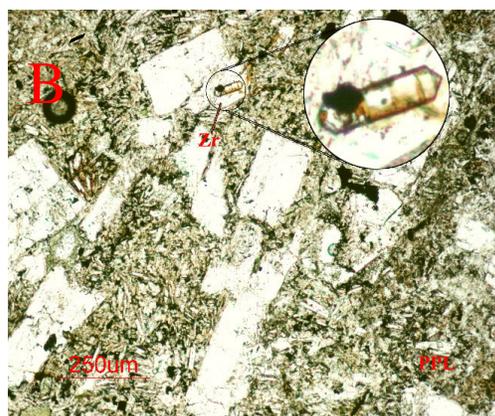
دگرسانی سیلیسی شدن: این دگرسانی اختصاصاً به تشکیل کوارتز جدید یا کانی‌های سیلیکاته آمورف در یک سنگ، در طول دگرسانی، نسبت داده می‌شود. سیلیسی شدن کمتری در هاله‌های دگرسانی مرتبط با بسیاری از

**کربناتی شدن:** کربناتی شدن، به تشکیل کانی‌های کربناته در طول دگرسانی یک سنگ اشاره دارد و به وسیله سیال با مشخصه فشارهای بخشی بالای دی اکسید کربن و PH خنثی تا بازیک پیش می‌رود [۱۵]. این دگرسانی زمانی تشکیل می‌شود که واکنش بین یک سیال غنی از دی اکسید کربن با شوری کم، و سنگ میزبان رخ می‌دهد و کانی کربناته‌ای که تشکیل می‌شود، تابع ترکیب سنگ میزبان است [۱۵]. کربناتی شدن، اغلب به صورت پرکننده فضای خالی و همراه با دگرسانی سیلیسی شدن ایجاد شده است. حضور محلول‌های غنی از  $CO_2$  باعث تجزیه بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز شده و در نتیجه این فرآیند، کربنات کلسیم تشکیل می‌شود و سیال از طریق شکستگی‌ها و سطوح ضعف سنگ، وارد شده و با بخش‌های آنورتیتی بلورهای پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و باعث کلسیتی شدن آن‌ها می‌شود [۶] (شکل ۶، C). در برخی از بلورها نیز کلسیت جانشین بلور نشده و تنها روی بلور ته نشین شده است [۷].



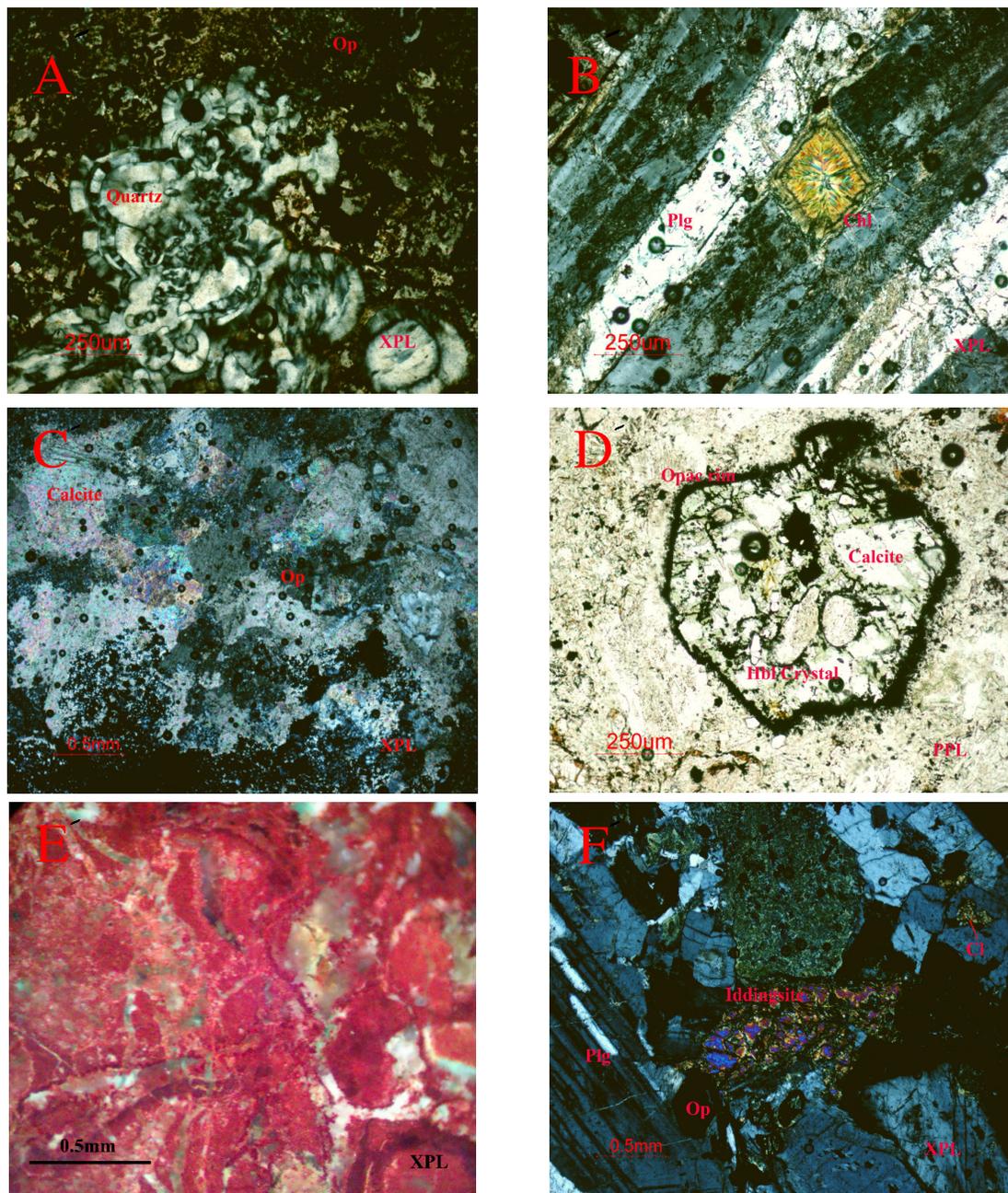
اکثر شکستگی‌هایی که سیالات گرمایی از میان آن‌ها گذشته‌اند، حداقل به طور بخشی با کوارتز به شکل رگه پر شده‌اند. در این محل‌ها معمولاً سیلیسیم از شسته شدن سنگ‌های دربرگیرنده در اثر چرخش سیال از میان آن‌ها تامین می‌شود (شکل ۵، A).

**اپاسیتی<sup>۱</sup> شدن:** این نوع دگرسانی بیش‌تر در کانی‌های فرومنیزین مثل آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها ایجاد شده و باعث ایجاد یک حاشیه سوخته در اطراف بلورها شده و گاهی این حاشیه‌های سوخته تا مرکز بلور پیشروی کرده است. وجود این حاشیه سوخته به دلیل واکنش‌های اگزوترمیک است که در سطح زمین رخ می‌دهد و باعث می‌شود که کانی آبدار، با کاهش فشار و ثابت ماندن حرارت، ناپایدار شده و آب خود را از دست بدهد [۶] (شکل ۶، D).



شکل ۵. A: بلورهای آپاتیت و B: زیرکن درون درشت بلورهای پلاژیوکلاز. C و D: زونینگ متحدالمرکز ساده در بلورهای پلاژیوکلاز در آندزیت که احتمالاً نشان دهنده عدم تعادل در نسبت  $Al/Si$  به دلیل اختلاط ماگمایی است.

<sup>۱</sup>. Opacification



شکل ۶: A: آلتراسیون سیلیسی شدن به صورت کوارتز ثانویه پر کننده حفرات. B: آلتراسیون کلریتی. C: آلتراسیون کربناتی شدن. D: اپاسیتی شدن در بلورهای آمفیبول به دلیل بالا بودن فوگاسیته اکسیژن، در هنگام بیرون ریزی ماگما [۶]. E: کانی‌های الیوین و پیروکسن به همراه آثاری از ایدینگزیتی شدن در کانی الیوین. F: آلتراسیون هماتیته شدن.

با فرآیندهای احیایی در ارتباط است که در آن سیالات اکسید کننده با درجه شوری زیاد در مجاورت یک سنگ میزبان احیایی تر قرار می‌گیرد یا با سیالات بیش‌تر احیایی مخلوط می‌شود. یکی از دلایل اصلی عدم پایداری کانی‌هایی چون الیوین و ارتوپروکسن در زون هوازده و

هماتیته شدن و ایدینگزیتی شدن: دگرسانی هماتیته با سیالات اکسید کننده همراه است و اغلب منجر به تشکیل کانی‌هایی با نسبت  $Fe^{+3} / Fe^{+2}$  بالا، به ویژه هماتیت می‌شود که با فلدسپات پتاسیم، سرسیت، کلریت و اپیدوت همراه است. این نوع از دگرسانی، ظاهراً

استفاده از سیلیس در رده‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد. زیرا سیلیس اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند [۲]. هم‌چنین استفاده از مقادیر  $Na_2O$  و  $K_2O$  در محاسبات همراه با سیلیس اهمیت دارد، به طوری که با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگ‌های ماگمایی می‌توان سنگ‌های ساب‌آلکان، آلکان یا هیپرآلکان را از هم جدا نمود. زیرا مقادیر  $SiO_2$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$  یک سنگ، معمولاً تعیین‌کننده مقدار و نوع کانی‌های فلسیک یک سنگ است [۴]. نمودار TAS، سنگ‌ها را بر پایه مقدار سیلیس به گروه‌های فرا بازی، بازی، حد واسط و اسیدی تقسیم می‌کند. جهت تمایز میان سری سنگ‌های قلیایی و کم‌قلیایی، با استفاده از TAS، سنگ‌های آتشفشانی را می‌توان روی نمودار، به دو سری اصلی ماگمایی (قلیایی و کم‌قلیایی) تقسیم کرد [۲] (شکل ۷).

با توجه به شکل ۶، نمونه‌های آنالیز شده در محدوده آندزیت تا تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. هم‌چنین از نظر ترکیب شیمیایی در محدوده حد واسط قرار گرفته‌اند و جزء سری ساب‌آلکان/تولیتی هستند.

ایدینگزیتی شدن نیز، وجود آهن در فرمول این کانی‌ها می‌باشد [۱۵]. محصولات اصلی آلتراسیون الیون شامل: سرپانتین، ایدینگزیت، بولینژیت<sup>۱</sup> و کلروفائیت<sup>۲</sup> است و اینها در محدوده وسیعی از شرایط آلتراسیون تشکیل می‌شوند. از دید ژئوشیمی، این آلتراسیون شامل اضافه شدن آهن و آب و از دست دادن منیزیم است و سیلیس نیز در طی این نوع آلتراسیون، غیر متحرک است [۱۸] (شکل ۶، E و F).

### رده‌بندی شیمیایی سنگ‌ها

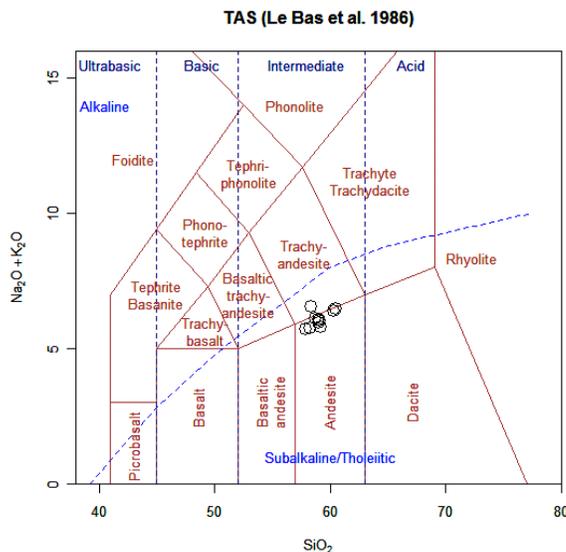
کاربرد شیمی عناصر اصلی برای رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها، مخصوصاً در سنگ‌شناسی آذرین بیرونی، استفاده گسترده‌ای دارد. پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها، تعداد ۱۰ نمونه که کمترین شواهد هوازدگی و آلتراسیون را نشان می‌دادند، جهت آنالیز شیمی سنگ به روش XRF انتخاب و به آزمایشگاه کانساران بینالود فرستاده شد. نتایج آنالیز این نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

### رده‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار Le

#### Bas et al

#### نمودار آلکالی-سیلیس (TAS)

نمودار قلیایی-کل-سیلیس، یکی از سودمندترین روش‌های رده‌بندی موجود برای سنگ‌های آتشفشانی غیر دگرسان شده است.



شکل ۷. رده‌بندی شیمیایی و نام‌گذاری سنگ بر اساس [۱۲].

<sup>۱</sup>. Bowlingite

<sup>۲</sup>. Chlorophaeite

نمودار شکل ۸ سنگ‌های منطقه خونیک، در محدوده سری کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. هم‌چنین با پیاده کردن نمونه‌ها بر روی نمودار ایروین و باراگر (۱۹۷۱) [۱۱]، نیز نمونه‌ها در محدوده سری کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸ B).

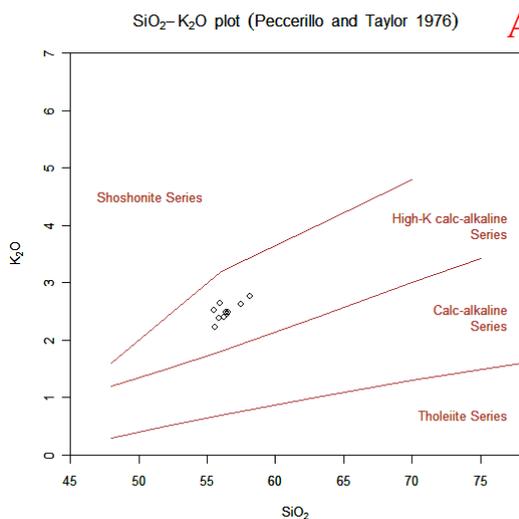
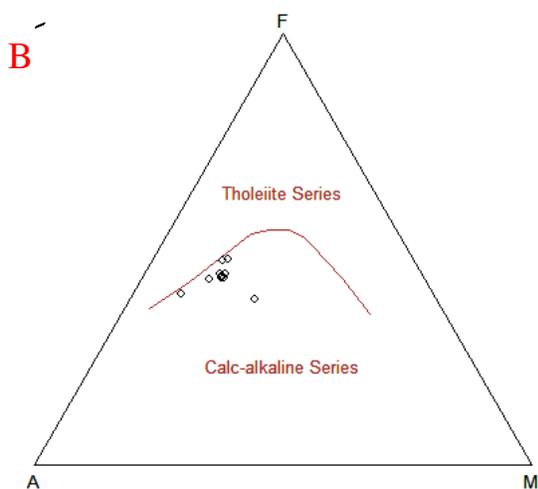
نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  برای تقسیم‌بندی فرعی سری کم قلیایی سنگ‌های آذرین سری کم آلکالن را می‌توان بر اساس مقدار  $K_2O$  و  $SiO_2$  تقسیم‌بندی کرد [۱۵]. بر اساس

جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های انتخاب شده برای آنالیز XRF

Sample	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	LOI	Cl	V	Cr
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm
khf-1	58.12	1.549	17.25	5.44	0.061	1.18	5.81	3.45	2.77	0.453	0.002	3.47	107	191	13
khf-2	56.24	1.654	16.84	6.45	0.056	3.82	3.96	3.12	2.39	0.559	0.001	2.82	124	207	36
khf-3	55.61	1.467	16.93	7.87	0.094	2.23	5.23	3.28	2.23	0.468	0.001	3.09	103	191	8
khf-4	55.89	1.683	16.57	7.59	0.109	2.08	6.52	3.15	2.38	0.565	0.003	3	97	201	12
khf-5	56.46	1.588	16.89	6.83	0.088	2.32	5.38	3.25	2.44	0.511	0.001	3.09	110	197	17
khf-6	55.97	1.661	16.37	7.27	0.076	2.41	5.32	3.18	2.64	0.486	0.001	3.02	102	201	24
khf-7	57.47	1.745	15.98	6.81	0.099	1.95	4.67	3.48	2.63	0.521	0.001	3.04	105	198	15
khf-8	56.53	1.624	16.69	6.89	0.082	2.28	5.27	3.27	2.49	0.509	0.003	2.94	99	197	17
khf-9	55.48	1.682	16.34	7.57	0.067	2.37	4.91	3.71	2.52	0.489	0.002	3.04	100	200	14
khf-10	56.41	1.628	16.65	6.96	0.082	2.29	5.23	3.32	2.49	0.506	0.001	3.09	106	198	17

Sample	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Pb	Th	La	Ce	Co	Ni	Cu	Zn	Ga
	ppm	ppm	ppm												
khf-1	114	527	51	379	1	135	10	2	32	76	2	44	190	84	18
khf-2	88	475	47	298	2	132	11	1	45	98	4	62	15609	119	12
khf-3	82	503	40	274	1	158	12	1	21	55	4	53	9967	59	12
khf-4	99	520	45	317	1	215	15	1	35	74	7	52	123	65	18
khf-5	96	506	45	317	1	160	12	1	33	76	4	52	6472	82	15
khf-6	78	521	43	312	2	174	13	1	30	62	5	57	4035	77	16
khf-7	77	496	42	302	1	167	10	2	36	77	3	48	851	115	14
khf-8	90	506	44	314	1	163	11	1	33	73	4	52	5321	85	15
khf-9	84	502	41	295	1	171	12	1	31	71	4	50	704	75	13
khf-10	89	506	44	312	1	163	11	1	32	73	4	52	480	84	14



شکل ۸: A. تقسیم بندی سنگ‌های کم قلیایی با استفاده از نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  [۱۵]. B. نمودار تعیین سری ماگمایی [۱۱].

## نمودارهای تغییرات

یک نوع خاص از نمودارهای تغییرات که در آن  $SiO_2$  در امتداد محور X پیاده می‌شود، نمودار هارکر نامیده می‌شود. نمودار هارکر به گونه‌ای کیفی، همبستگی میان هر کدام از عناصر اصلی و  $SiO_2$  را نشان می‌دهد. از این ارتباط و همبستگی بین عناصر اصلی و  $SiO_2$  جهت بررسی وجود فرآیندی که روابط میان عناصر اصلی را توضیح دهد، استفاده می‌شود [۲]. روند بیش‌تر نمودارهای تغییرات، نتیجه آمیختگی است. در سنگ‌های آذرین، آمیختگی ممکن است مربوط به دو ماگما، افزوده شدن و یا جدا شدن فازهای جامد هنگام آلودگی و تبلور جزء به جزء، یا حاصل افزوده شدن ذرات مذاب در حین ذوب بخشی باشد [۲]. در شکل ۹ نمودار هارکر عناصر اصلی و در شکل ۱۰ نمودار هارکر عناصر نادر نشان داده شده است.

از نمودار هارکر اکسیدهای اصلی می‌توان موارد زیر را نتیجه‌گیری کرد:

۱- روند تغییرات  $MgO$ ،  $TiO_2$  و  $FeO$  کاملاً مشابه بوده و از  $SiO_2 = 56.5\%$ ، روندی کاهشی دارد.

۲- مقدار  $P_2O_5$ ،  $CaO$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$ ،  $Al_2O_3$

پراکندگی نسبتاً مشابهی نسبت به مقدار  $SiO_2$  دارند و در مقدار اکسید سیلیس 56-57% روندی افزایشی نشان می‌دهند.

همانگونه که در نمودار شکل ۹ مشاهده می‌شود، عناصر فرعی نسبت به مقدار اکسید سیلیس دارای توزیع پراکنده هستند و فاقد روند یا نظمی خاص می‌باشند که علت این پدیده را می‌توان به عوامل زیر نسبت داد:

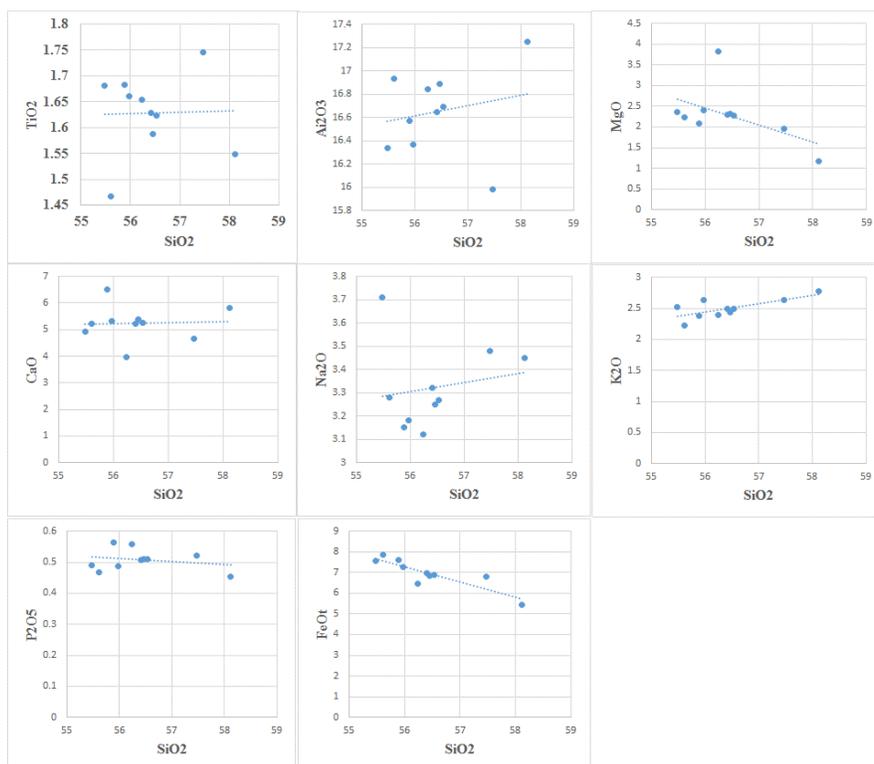
۱- به علت پورفیری بودن سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه، احتمالاً پراکندگی داده‌ها به علت انباشت درشت بلورها در ماگما می‌باشد [۲].

۲- نمونه‌ها متعلق به یک ماگمای واحد نیستند و از چندین توده مختلف نمونه‌برداری انجام شده است [۲].

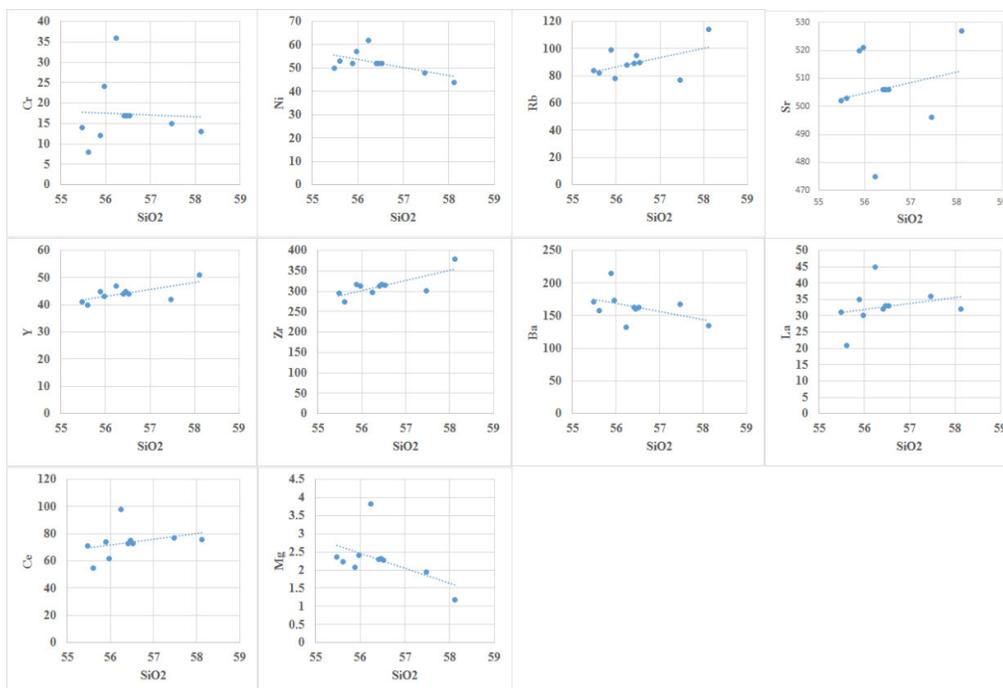
۳- احتمالاً نمونه‌ها از یک مجموعه تفکیکی در حال تبلور جزء به جزء برداشت شده‌اند [۲].

۴- کم بودن تعداد نمونه‌ها باعث می‌شود که نتوان تفسیر درستی از توزیع عناصر نسبت به  $SiO_2$  ارائه داد [۲].

۵- دگرسانی سنگ‌ها و تاثیر آن بر روی مقدار سدیم و پتاسیم سنگ‌ها.



شکل ۹. نمودار دو متغیره اکسیدهای اصلی در برابر  $SiO_2$ .



شکل ۱۰. نمودار دو متغیره عناصر جزئی در برابر  $SiO_2$ .

۳- آرایش ماگما به پوسته قاره‌ای [۴]. همان‌طور که در نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت مشاهده می‌شود، K و Rb که جزء عناصر متحرک تر LILE می‌باشند، دارای آنومالی مثبت هستند؛ که این نشان دهنده آغشتگی پوسته‌ای ماگماها است [۲].

#### تعیین محیط تکتونیکی

با استفاده از نمودار تمایزی پیرس و کان<sup>۱</sup> (۱۹۷۳) [۱۴] با گسسته ترکیبی  $CaO + MgO > 20\%$  که برای سنگ‌های بازالتی تا آندزیتی استفاده می‌شود [۲]، محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه را تعیین نمودیم. با توجه به نمودار شکل ۱۲، سنگ‌های محدوده خونیک در بخش مربوط به بازالت‌های کالک آلکالن و محیط تکتونیکی بازالت‌های کمان قاره‌ای<sup>۲</sup> قرار می‌گیرند.

#### نمودارهای چند عنصری به هنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

نمودارهای چند عنصری به هنجار شده بر اساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی‌شناسی خاص قرار دارند [۲]. برای به هنجارسازی داده‌ها، از مقادیر گوشته‌ای و شخانه‌های کندریتی استفاده شده است و انحراف از ترکیب اولیه اندازه‌گیری شده است. گوشته اولیه، ترکیب گوشته پیش از تشکیل پوسته قاره‌ای است. عناصر ناسازگار به ترتیب افزایش سازگاری، نسبت به درصد کوچکی از مذاب گوشته مرتب می‌شوند. تامپسون (۱۹۸۲) پیشنهاد کرد به علت اینکه مقادیر کندریتی، بر خلاف ترکیب گوشته اولیه که، برآورد می‌شود، مستقیماً اندازه‌گیری می‌شوند، به هنجارسازی به مقادیر کندریتی ممکن است بر ترکیب گوشته اولیه ارجحیت داشته باشد [۲] (شکل ۱۱).

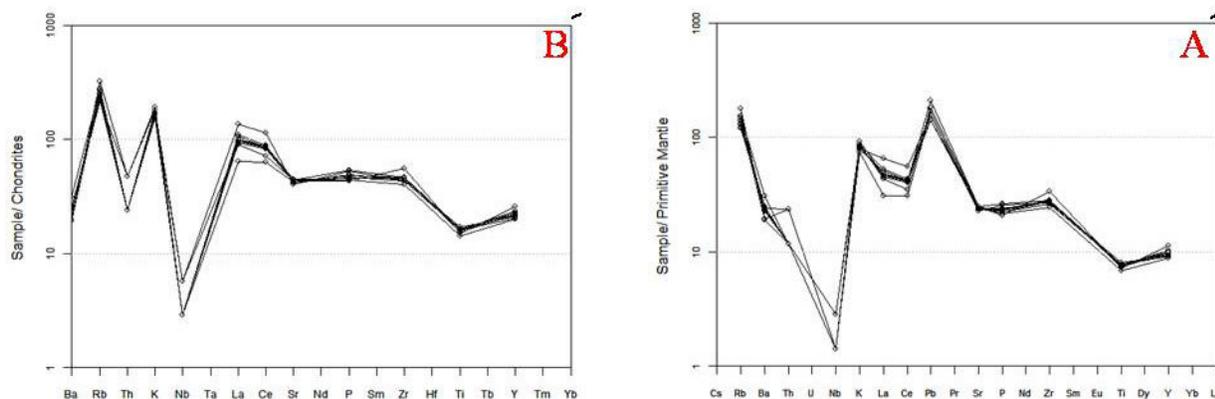
با توجه به نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای عناصر جزئی، مشاهده می‌شود که عنصر Nb دارای آنومالی منفی است که می‌تواند دارای سه منشا می‌باشد:

۱- افزایش عناصر متحرک اطراف آن در نمودار عنکبوتی در محیط‌های فرورانش

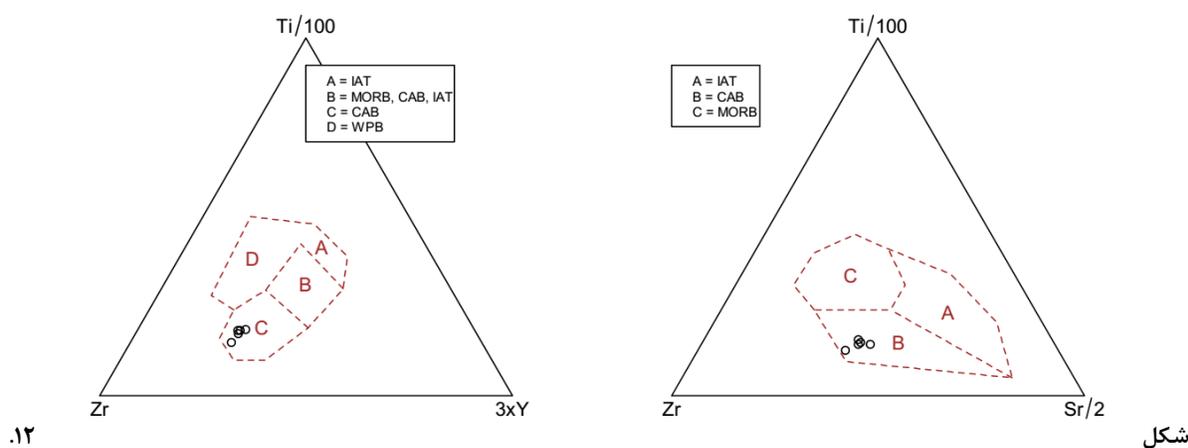
۲- باقی ماندن نیوبوم در تفاله ذوب بخشی

<sup>۱</sup>.Pearce & Cann

<sup>۲</sup>.Continental arc basalt (CAB)



شکل ۱۱: نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۸]. B: نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت.



شکل ۱۲: نمودار تمایزی برای بازالت‌ها و آندزیت‌ها [۱۴]. A: محدوده تولیت‌های جزایر کمانی، B: میدان MORB، C: میدان بازالت‌های کلسیمی-قلیایی، D: میدان بازالت‌های درون صفحه‌ای.

REE و LILE نشان می‌دهند. این ویژگی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش است [۴]. تهی شدگی از عناصر HFSE، مانند Ti، Y، Nb و غنی شدگی از Cs، Ba، K احتمالاً نشان دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی و آلودگی توسط پوسته بالایی و ژنز مرتبط با جایگاه فرورانش است [۴].

### تقدیر و تشکر

از آقای مهندس مسعود حسینی، مدیر عامل محترم شرکت زرناب اکتشاف، و کارکنان محترم آن شرکت، به خاطر اطلاعاتی که در اختیار اینجانب قرار دادند، تشکر می‌نمایم.

### نتیجه‌گیری

واحدهای سنگی موجود در محدوده شامل: آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت-بازالت و کنگلومرا بوده و از نظر کانی‌شناسی حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و مقداری بیوتیت، کوارتز و سایر کانی‌های فرعی است. بافت غالب آن‌ها، پورفیریستیک و تراکیتیک بوده و گاهی بافت غربالی و اینترسرتال نیز مشاهده می‌شود. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه از نظر ترکیب شیمیایی شامل آندزیت و تراکی آندزیت هستند؛ که این موضوع تأییدی بر ماهیت حدواسط بودن سنگ‌ها است. سنگ‌های ذکر شده دارای ماهیت کالک‌آلکان می‌باشند. در دیاگرام عنکبوتی عناصر HFSE مانند Ti، Y، Nb تهی شدگی را نسبت به عناصر

- northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- [16] Robb, L.J (2005) *Introduction to ore-forming processes*, Blackwell Pub, 373p.
- [17] Shelly, D (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britian, 445 p.
- [18] Sun S. S., McDonough W. F (1989) A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry M. J. (eds), *Magmatism in oceanic basins*. *Geology. Soc. London. Spec. Pub.*, 42, 313 – 345.
- منابع**
- [۱] آقانیانی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی، ۵۸۶ ص.
- [۲] رولینسون، ه. آ (۱۹۹۳) کاربرد داده‌های زمین شیمیایی، مترجم: مر، ف، مدبری، س، انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، ۴۵۲ ص.
- [۳] شلی، د (۱۹۹۳) بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، ترجمه عباس آسیابان‌ها، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، ۵۹۵ ص.
- [۴] میدل موست. ا (۱۹۹۴) ماگماها و سنگ‌های ماگمایی: مبانی پتروولوژی آذرین، مترجم: درویش‌زاده، ع، آسیابان‌ها، ع، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۷ ص.
- [۵] نصر اصفهانی، ع (۱۳۸۴) پتروگرافی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، ۲۷۲ ص.
- [6] Best, M. G (2003) *Igneous and metamorphic petrology*, second edition, Blackwell pub, 729 p.
- [7] Cathryn. G (2005) *Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation*, CODES pub, 276p.
- [8] Cox K.G., Bell J.D. and Pankhurst R.G (1979) *the interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- [9] Graham C. Wilson (2008) *Glossary of abbreviations used in petrographic descriptions*, Turnstone Geological Services, 6p.
- [10] Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G (1986) *Geochemical characteristics of collision-Zone Magmatism*. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds), *Collision Tectonise*". Geological Society London, Special Publication 19, 67-81.
- [11] Irvine T.N., Baragar W.R.A (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Can. Journal of Earth Sciences* 8, 235-458.
- [12] Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram. *Journal Petrol*, 27, Part 3, 375 – 750.
- [13] Nakamura N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757 – 775.
- [14] Pearce, J.A., and Cann, J.R (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- [15] Peccerillo R., Taylor S. R (1976) *Geochemistry of Eocene calk– alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area*,