

بررسی سنگ نگاری و سنگ شناسی توده نفلین سینیتی کلیبر استان آذربایجان شرقی

رسول فردوسی^۱، محسن مؤید^۲ و امین اله کمالی^{۱*}

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۳/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۷/۲۰

چکیده

توده نفلین سینیتی کلیبر در استان آذربایجان شرقی در شمال باختر ایران واقع شده است. این توده شوشونیتی به صورت نیمه ژرف در سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه و اتوسن تزریق شده است. بر اساس طبقه‌بندی شیمیایی، ترکیب سنگ‌های توده مورد مطالعه به ترتیب فراوانی شامل سینیت نفلین دار (نفلین سینیت)، گابرو نفلین دار (گابروی شوشونیتی)، سینیت و کوارتز مونزونیت (سینودیوریت) بوده و ترکیب دایک‌ها و پگماتیت‌های همراه شامل نفلین سینیت، سینودیوریت و گابرو می‌باشند. بافت چیره سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پورفیرییک گرانولار و گرانولار بوده و بافت دایک‌های وابسته غالباً گرانولار دانه‌ریز، پورفیری و گرانولار دانه‌درشت است. با توجه به بررسی کانی شناسی و نتایج آنالیزهای XRD، کانی‌های سنگ‌ساز مهم موجود در این توده شامل ارتوکلاز، آلپیت، نفلین، الیگوکلاز، هورنبلند، اوژیت و ملانیت می‌باشند. سرشت ماگمای مولد این توده‌ها کالک آلکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی، متآلومینوس و میاشکایتی است. بررسی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی بر اساس عناصر فرعی و کمیاب بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش یا پس‌برخوردی بوده که تنوعات سنگ‌شناسی آنها با تبلور تفریقی قابل توضیح است. توده‌های نفوذی منطقه غنی‌شدگی در مقادیر عناصر Zn، Sr، Ba، Th، Pb و همچنین دایک‌ها غنی‌شدگی از عناصر Co، Sr، Pb، V را نشان می‌دهند. عناصر کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. مقایسه توده مورد مطالعه از لحاظ مقادیر عناصر فرعی و کمیاب با توده‌های شاخص و مشابه دنیا بیانگر شباهت آنها با توده‌های آنا تولی مرکزی ترکیه، Zijinshan چین و Musala هند می‌باشد.

کلیدواژه‌ها: نفلین سینیت، کلیبر، میاشکایتیک، آلکالن غنی از پتاسیم

* نویسنده مسئول: امین اله کمالی

E-mail: Am_kamali@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

اقتصادی کانسارهای نفلین سینیت رزگاه و کلیبر و بررسی امکان تولید آلومینا از این ذخایر؛ مطالعات نسبتاً کاملی در مورد این ذخایر انجام داده است. عامری (۱۳۸۶) در قالب طرح پژوهشی با عنوان بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و ویژگی‌های اقتصادی نفلین سینیت‌های آذربایجان شرقی (کلیبر، بزقوش و رزگاه) با نگرشی ویژه بر عناصر کمیاب آنها مطالعات جامعی در مورد این توده‌ها انجام داده است. اشرفی (۱۳۸۸) در قالب رساله دکتری با عنوان کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت‌های آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران؛ عمدتاً به مطالعات کانی‌شناسی و سن‌سنجی پرداخته است.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 49' 22''$ تا $38^{\circ} 53' 49''$ عرض شمالی و $46^{\circ} 53' 16''$ تا $47^{\circ} 51' 20''$ طول خاوری واقع شده است. توده نفلین سینیتی کلیبر در نزدیکی شهرستان کلیبر قرار داشته و از طریق جاده تبریز-اهر-کلیبر می‌توان به آن دسترسی پیدا کرد. موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه به همراه لیتولوژی‌های اصلی موجود در منطقه در شکل ۱ آورده شده است. بر اساس زون‌بندی‌های تکتونوماگمایی ایران، منطقه مورد مطالعه در کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان (Alavi, 1991) قرار داشته و بر اساس زون‌بندی پیشنهادی Stocklin (1977) این منطقه به عنوان بخشی از زون ماگمایی ترشیر-کواترنر ایران به شمار می‌رود.

قدیمی‌ترین واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه شامل تناوب سنگ‌های رسی و آهکی با میان‌لایه‌های گدازه‌های بازیک به سن کرتاسه بالایی است که با نفوذ توده نفلین سینیت دگرگون‌شده و هاله دگرگونی مجاورتی با پهنایی در حدود یک کیلومتر پیرامون توده نفوذی تشکیل شده است. توده نفوذی کلیبر با مساحت تقریبی

از لحاظ حجمی سنگ‌های آلکالن کمتر از یک درصد کل سنگ‌های آذرین را تشکیل می‌دهند. با این وجود، تنوع کانی‌شناسی چشمگیر آنها باعث شده که به دفعات فراوان توجه پترولوژیست‌ها و کانی‌شناسان به آنها معطوف گردد. این توجه ویژه سبب شده که حدود نیمی از کل نام‌های سنگ‌های آذرین به سنگ‌های آلکالن اختصاص یابد. این سنگ‌ها غالباً از عناصر آلکالی غنی و از نظر سیلیس تهی هستند، در نتیجه از کانی‌هایی که در ماگماهای فقیر از آلکالی و غنی از سیلیس ناپایدارند، تشکیل می‌شوند. با این وجود، بخش زیادی از توجه معطوف شده به سنگ‌های آلکالن به خاطر تمرکز بالای عناصر ناسازگار یا عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون (LILE) در آنهاست. ویژگی‌های یاد شده فراتر از علاقمندی آکادمیک به این سنگ‌هاست چراکه بیشتر منابع Ta، Nb و عناصر کمیاب خاکی دنیا در توده‌های آذرین آلکالن و با اطراف آنها یافت شده‌اند.

مهم‌ترین سنگ‌های نفلین سینیتی شناخته شده در ایران توده‌های نفوذی کلیبر، بزقوش و رزگاه در استان آذربایجان شرقی است. توده نفلین سینیتی کلیبر از جمله مهم‌ترین سنگ‌های آلکالن ایران به شمار می‌رود که در این نوشتار مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعات پیشین صورت گرفته بر روی این سنگ‌ها شامل شیمی کانی و زمین‌شناسی اقتصادی، به‌ویژه از نظر کاربرد آنها در صنعت تولید آلومینا است. از جمله این مطالعات می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) تهیه شده و در آن موقعیت توده‌های نفلین سینیتی کلیبر و رزگاه مشخص شده است؛ در گزارش نقشه یاد شده نیز توضیحات مختصری راجع به آنها ارائه گردیده است.
- باباخانی (۱۳۶۰) در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود با عنوان مطالعه سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نفلین سینیت‌ها و فنولیت‌های آذربایجان؛ عمدتاً به توده نفوذی بزقوش پرداخته است.
- نجف زاده (۱۳۷۱) در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد با عنوان زمین‌شناسی

زمانی است که سنگ‌های مورد بررسی در حرارت‌های ۶۰ تا ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار داشتند (اشرفی، ۱۳۸۸).

۳- مواد و روش‌ها

این کار پژوهشی در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، تعیین واحدهای سنگی و نمونه‌برداری از واحدهای سطحی و شناسایی زون‌های نفلین سینیتی بوده است. در بخش آزمایشگاهی از نمونه‌های برداشت شده، ۴۰ مقطع میکروسکوپی نازک در کارگاه سنگ‌بری دانشگاه تبریز تهیه و بررسی جامع این نمونه‌ها انجام شد. با توجه به اینکه بخش اعظم تجزیه‌های شیمیایی، تجزیه سنگ کل بوده؛ از این رو، به منظور دریافت به نتایج دارای صحت و دقت بالا، ۲۰ نمونه به روش ICP-MS و ICP-AES در خارج از کشور (آزمایشگاه Als-Chemex کانادا) تحت آنالیز قرار گرفتند. در این مطالعه برای تعیین وجود یا عدم وجود کانی‌های کلیدی مثل نفلین و آنالسیم در نمونه‌های مورد تردید و همچنین جهت تعیین کانی‌های قابل ملاحظه غیر قابل تشخیص در زیر میکروسکوپ، ۱۳ نمونه تحت تجزیه XRD در سازمان زمین‌شناسی شمال باختر کشور (تبریز) قرار گرفتند.

۴- کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

۴-۱. نفلین سینیت

نفلین سینیت در نمونه دستی به رنگ خاکستری بوده و کانی‌های اصلی قابل مشاهده شامل بلورهای پتاسیم فلدسپار و نفلین به رنگ صورتی با جلای شیشه‌ای در سطح سنگ هستند. از نظر میکروسکوپی مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز در سنگ‌های نفلین سینیتی شامل فلدسپارها (پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز)، کالینوپروکسن، آمفیبول، نفلین و گارنت می‌باشند. بافت این سنگ‌ها معمولاً گرانولار بوده و در برخی نمونه‌ها بافت پورفیری نیز نشان می‌دهند. پتاسیم فلدسپار (۳۰-۴۰ درصد) مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی سنگ‌ساز در سنگ‌های سینیتی کلیبر به شمار رفته و دارای بافت‌های میکروپرتیتی، پویی‌کلیتی و دوقلوی ساده به خصوص در نمونه‌های پورفیری و ساب‌ولکانیک می‌باشند. ضریب رنگی نفلین سینیت کلیبر لوکوکرات تا مزوکرات است. نوع پتاسیم فلدسپار براساس کانی‌شناسی میکروسکوپی و XRD اورتوکلاز است (شکل ۳-الف). بلورهای درشت ارتوز در برخی مناطق به طور ضعیفی به کائولینیت و سربیسیت تجزیه شده‌اند که باعث کدر شدن سطح بلور شده است.

پلاژیوکلاز (۲۵-۳۵ درصد) در اغلب مقاطع قابل مشاهده بوده و کانی شاخص در بعضی از دایک‌ها و فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های گابرویی/دیوریتی به شمار می‌رود. بر اساس زوایای خاموشی ترکیب آنها غالباً آلیت و الیگوکلاز است. پلاژیوکلازها گاهی دارای زونینگ و بافت پویی‌کلیتی هستند (شکل ۳-ب). نفلین در سنگ‌هایی که قابل تشخیص است، غالباً به ۱۰ درصد نمی‌رسد. این کانی (تا اندازه یک میلی‌متر) به صورت دانه‌های بی‌شکل تا شش گوش حضور داشته و با بافت میان‌روزنه‌ای، فضای بین کانی‌های درشت‌دانه فلدسپار را پر کرده است (شکل ۳-پ). در زیر میکروسکوپ به واسطه پیرفرزانس خاکستری تیره نسبت به ارتوکلاز، داشتن حالت ایزوتروپ در مقاطع کاملاً عرضی، وجود کانی‌های ثانویه‌ای چون کانکرینیت، سودالیت و زئولیت در مجاورت آنها و در مقاطع تقریباً عمود بر محور C به واسطه علامت نوری تک محوری منفی قابل شناسایی هستند. کانی نفلین در این سنگ‌ها اغلب آبدار شده و به کانی‌های ثانویه همچون آنالسیم و سودالیت تجزیه شده است. کالینوپروکسن ویژگی نوری اوژیت و یا دیوپسید را نشان می‌دهد و به رنگ قهوه‌ای کمرنگ، سبز کمرنگ یا بی‌رنگ دیده می‌شود. در بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۱۰ درصد (۱۰-۵ درصد) حضور دارد، با این وجود مقدار

۷۵ کیلومتر مربع بزرگ‌ترین توده آذرین قلیایی فلدسپاتوید در شمال باختری ایران است. این توده آلکالین از نقطه نظر سنگ‌شناسی نسبت به توده‌های نفلین سینیتی الیگوسن موجود در شمال باختر ایران (توده‌های بزقوش و رزگاه) متنوع تر است. بر اساس ترکیب مودال، تنوع سنگی به ترتیب فراوانی شامل: سینیت نفلین دار، مونزونیت کوآرتزدار، دیوریت/گابرو نفلین دار و مونزوسینیت بوده و دایک‌ها و رگه‌های همراه با این توده عموماً دارای ترکیب نفلین سینیت و نفلین گابرو هستند. توده نفلین سینیتی بیشترین سطح توده را در بر گرفته و با رنگ خاکستری، درشت‌بلور تا متوسط‌بلور و لوکوکرات تا مزوکرات است که سیستم‌های درز عمود بر هم در بیشتر بخش‌ها باعث به وجود آمدن قطعات بزرگ به حجم بیش از یک متر مکعب شده است. در برخی بخش‌ها، توده نفلین سینیتی به صورت ریزبلور تا متوسط‌بلور با رنگ خاکستری روشن تا صورتی نیز دیده می‌شود که عمدتاً از فلدسپار و نفلین تشکیل شده است و کانی‌های فرومینز آن شامل بیوتیت و آمفیبول می‌باشد. در مجاورت دهکده کلالق و در حاشیه جنوبی-جنوب خاوری، توده نفلین سینیت کلیبر به صورت تدریجی به یک رخساره گابرویی نفلین دار با رنگ تیره تبدیل می‌شود که غنی از بلورهای تیره رنگ پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت و مقدار کمتری نفلین و پلاژیوکلاز می‌باشد. توده نفلین گابرویی در گوشه جنوب خاوری توده کلیبر که آهک‌های کرتاسه بالایی در مجاورت با توده نفوذی قرار گرفته‌اند بیشترین گسترش را (بیش از ۲ کیلومتر سترا) داراست. در حالی که به سمت باختر، ستبرای آن به کمتر از ۵۰ متر می‌رسد (باختر روستای حیران-علیا). توده‌های سینودیوریتی و گرانودیوریتی که به صورت توده‌های طویل و همچنین به صورت گنبد‌های منفرد به‌ویژه در بخش‌های جنوبی و خاوری منطقه کلیبر رخنمون دارند؛ در داخل توده نفلین سینیتی کلیبر نیز به صورت استوک‌های کوچک مشاهده می‌شوند. سطح فرسایش آنها به رنگ خاکستری و سطح شکست آنها صورتی روشن می‌باشد. بافت آن دانه‌درشت تا متوسط و کانی‌های مافیک آن همچون آمفیبول و بیوتیت در آن آشکارا قابل مشاهده است. همچنین درون توده‌های گرانیتوئیدی سنگ‌های پگماتیتهای درون شکاف‌ها و شکستگی‌ها تشکیل رگه‌های پگماتیتهای را داده‌اند که دارای کانی‌های بسیار درشت بیوتیت، مسکوویت، کوآرتز و پلاژیوکلاز است.

رگه‌های پگماتیتهای وابسته به نفلین سینیت در بخش‌های مختلف توده و اغلب همراه میکروسینیت‌ها به‌ویژه در بخش شمالی (قلعه بابک)، خاوری (روستای کلالق) و جنوب باختری (روستای برزندیق) یافت می‌شوند. از لحاظ ترکیبی مشابه ترکیب نفلین سینیت هستند، ولی ساخت پگماتوئیدی دارند. لازم به ذکر است که گارنت (ملائیت) درشت و شکل دار در رگه‌های پگماتیتهای یاد شده نسبت به بخش‌های دیگر فراوان تر است. دایک‌ها و رگه‌های میکروسینیتی با ستبرای چند سانتی‌متر تا ۴ متر در رخنمون‌ها مشاهده شده است. این نوع دایک‌ها و رگه‌ها غالباً در داخل توده نفلین سینیتی و نفلین گابرویی رخنمون دارند.

در امتداد همبری توده کلیبر در شمال و باختر با شیل و ماسه‌سنگ‌های کرتاسه بالایی و در بخش جنوبی با سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه، دگرگونی مجاورتی جالب توجهی رخ داده است. دگرگون شدن سنگ‌های آهکی، رسی و آذر آواری و بازیک در هاله باعث تشکیل انواع واحدهای دگرگونی از جمله هورنفلس‌های رسی، آهکی-سیلیکاتی و متابازیک در منطقه شده است (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۰). در امتداد این همبری، زون‌های دگرسانی متاسوماتیک و ذخایر اسکارنی اقتصادی ایجاد نشده و تنها آثاری از لکه‌های مالاکیت همراه با ایلمنیت و کانسنگ‌های آهن مشاهده می‌شود.

همچنین در دگرگونی‌های درجه بالا به علت گرمای حاصل از توده، سنگ‌های رسی ذوب شده، میگماتیت‌های حاصل از آناتکسی در مقیاس بسیار کوچک در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند (حاج‌علی‌اوغلی، ۱۳۸۶). میانگین سن اثر شکافت آپاتیت برای توده نفلین سینیتی کلیبر $36/6 \pm 3/6$ میلیون سال تعیین شده است که نشانگر

و فلدسپار تشکیل شده‌اند. آنالسیم در نمونه‌هایی که حاوی گارنت درشت هستند بهتر قابل تشخیص است. در این حالت آنالسیم به صورت اگرگات (تجمع چند بلور در کنار هم) و نزدیک به هسته گارنت‌ها مشاهده می‌شود. نتایج XRD گویای رخداد آن در بیشتر نمونه‌هاست (شکل ۳-ج). کوارتز جایی که سنگ‌های سینیتی کوارتزاردار و گرانودیوریتی مشاهده می‌شود و مقدار آن در این نمونه‌ها به ندرت تا ۱۵ درصد می‌رسد، مشاهده می‌شود. اسفن در بیشتر نمونه‌ها دیده می‌شود، معمولاً به صورت شکل دار و تجمعی است و از کانی‌های شاخص توده به شمار می‌رود (شکل ۳-خ). کانی‌های ثانویه شامل سریسیست، اپیدوت، زئولیت، کلریت، اکسید آهن، کلسیت، کانکرنیت، کوارتز، کانی‌های رسی و سودالیت است.

نتایج آنالیزهای XRD (جدول ۱) نشان‌دهنده حضور کانی‌هایی از جمله آنالسیم، زئولیت (ناترولیت) و نفلین و همچنین وجود فلدسپار باریم‌دار ($Ba_2Al_2Si_2O_8$) یعنی سلزین (Celsian) در نفلین سینیت‌های مورد بررسی به‌ویژه در دایک‌های منطقه است.

۵- ژئوشیمی

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه در جدول ۲ و ۳ ارائه شده است. بر اساس طبقه‌بندی شیمیایی مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Cox et al., 1979) بیشتر نمونه‌ها جزو سنگ‌های حدواسط از لحاظ سیلیس به شمار می‌روند (نفلین سینیت، سینیت و سینودیوریت) و نمونه‌های اندکی در محدوده سنگ‌های بازیگ (گابرو) قرار می‌گیرند (شکل ۴). این سنگ‌ها از نظر سری ماگمایی متعلق به سری آلکالین بوده ولی به دلیل پایین بودن میزان تیتان نمی‌توان آنها را آلکالین پتاسیم در نظر گرفت و به کار بردن سری شوشونیتی برای این مجموعه صحیح تر است. میزان SiO_2 بین ۶۰-۴۷ و میزان K_2O مابین ۹-۲ درصد است (شکل ۵). مجموع آلکالی این سنگ‌ها بیش از ۵ درصد است. و دارای نسبت K_2O/Na_2O بزرگ‌تر از یک می‌باشند. سنگ‌های غنی از K واقعی، شدیداً تحت اشباع از سیلیس هستند و شامل لوسیت نورماتیتو قابل ملاحظه‌ای هستند. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار ضریب اشباع از آلومین (Shand, 1943)، در محدوده متآلومینوس قرار می‌گیرند (شکل ۶).

به منظور تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه داده‌های شیمیایی به گوشته اولیه (ترکیب گوشته قبل از تشکیل پوسته)، (داده‌ها از Sun and McDonough, 1989) به‌نجار شده‌اند (شکل ۸). در نمودارهای به‌نجار شده به گوشته اولیه، ناسازگاری عناصر از چپ به راست کاهش می‌یابد. بر اساس این نمودار بی‌هنجاری‌های مثبت مهم را می‌توان برای عناصر K, Pb و Rb و بی‌هنجاری‌های منفی مهم را برای عناصر Ti و Nb مشاهده کرد. این غنی‌شدگی در سنگ‌های منطقه می‌تواند در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشته و یا آلاش پوسته قاره‌ای باشد و بی‌هنجاری منفی عناصر Ti و Nb را می‌توان جزو بی‌هنجاری منفی TNT (تیتانیم، نیوبیم و تانتالیم) به شمار آورد. تأثیر فرورانش بر منابع گوشته‌ای می‌تواند در ایجاد این بی‌هنجاری مؤثر باشد (Soesoo, 2000). دلیل تخلیه Ti در ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش فوگاسیته بالای O_2 در زون فرورانشی است. وقتی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد دمای بیشتری لازم است تا فازهای حاوی Ti در مذاب‌های پتاسیک مشتق شده از منطقه فرورانش تخلیه شود (Edward et al., 1994). بنابراین تخلیه Ti صورت نگرفته و در نتیجه، این عنصر بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهد. همچنین بی‌هنجاری منفی در Ti منعکس‌کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti و بی‌هنجاری منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). به نظر Ionov and Hofmann (1995) آمفیبول کانی بسیار مناسبی برای نگهداری Nb و Ta در گوشته بالایی است و می‌تواند بی‌هنجاری منفی Nb و Ta را در ماگماتیسیم مربوط به زون فرورانش کنترل کند.

الگوهای چند عنصری از نمونه سنگ‌های محیط‌های زمین‌ساختی ریفتی یا نقطه داغ مانند سینیت‌های Reunion (Fisk et al., 1988)، تراکیت‌های کنیا

آن تا ۳۵ درصد در سنگ‌های گابرویی می‌رسد. این کانی معمولاً توسط آمفیبول احاطه شده است (بافت کرونا). آمفیبول کانی نسبتاً فراوانی بوده و مقدارش تا ۴۰ درصد در برخی نمونه‌ها می‌رسد. آمفیبول سبز (هورنبلند) به دو صورت دانه‌های مجزا و نوارهای اطراف کلینوپیروکسن‌ها یافت می‌شود. زمانی که به صورت مجزا (منفرد) مشاهده می‌شود، گاهی ماکل ساده نشان می‌دهد (شکل ۳-ت). گارنت در سنگ‌های فویددار تفریق یافته‌تر به صورت شکل دار و بین‌دانه‌ای یافت می‌شود. طبق بررسی‌های میکروسکوپی گارنت ویژگی‌های نوع ملانیت (تیتانیم آندرادیت) را نشان می‌دهد.

بر اساس شیمی کانی‌ها، گارنت‌های کلیر را می‌توان Ti-آندرادیت و ملانیت نامید، بنابراین به نظر می‌رسد که گارنت‌های توده کلیر به صورت فاز آذرین اولیه و در مراحل آخر تبلور ماگمایی تشکیل شده‌اند (اشرفی، ۱۳۸۸).

۴-۲. آلکالی کابرو (گابرو نفلین‌دار)

این واحد عمدتاً در حواشی نفلین سینیت مشاهده می‌شود. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و معمولاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، پتاسیم فلدسپار، اکسید Fe-Ti و نفلین تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها گاهی زونینگ نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌ها معمولاً شکل دار و سبز کمرنگ بوده ولی گاهی مایل به قهوه‌ای کمرنگ‌اند. مقدار کلینوپیروکسن تا ۳۵ درصد می‌رسد. بیوتیت کانی معمول در این سنگ‌ها بوده و در برخی نمونه‌ها تا ۲۰ درصد حجمی حضور دارد. این کانی در بیشتر نمونه‌ها مشاهده شده و در سنگ‌هایی که پتاسیم فلدسپار به عنوان کانی اساسی حضور ندارد، به عنوان کانی مهم و فراوان به شمار می‌رود. در نمونه‌های گابرویی/دیوریتی مقدار بیوتیت معمولاً کمتر از ۲۰ درصد بوده و بافت پوی کلیتیک و رخ‌های (کلیوژهای) خمیده از خود نشان می‌دهد (شکل ۳-ث).

۴-۳. سینودیوریت (کوارتز مونوزونیت)

این سنگ‌ها در نزدیکی روستای ولندران مشاهده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و معمولاً دارای کانی‌های پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، اوژیت، بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت و اکسید Fe-Ti هستند. پتاسیم فلدسپارها میکروپریتی بوده و بافت پوی کلیتیک نیز نشان می‌دهند. اندازه آنها گاهی تا ۶ میلی‌متر نیز می‌رسد و حالت خمیدگی نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها گاهی زونینگ نشان داده و در حاشیه آنها بافت میرمیکیتی دیده می‌شود. مقدار کوارتز در این نمونه‌ها تا ۱۵ درصد می‌رسد.

۴-۴. دایک‌ها و رگه‌ها

با توجه به مطالعات صحرایی و زمین‌شناسی بیشتر دایک‌ها و رگه‌های موجود در داخل توده کلیر عمدتاً در بخش شمالی (قلعه بابک)، خاوری (روستای کلاتق) و جنوب باختری (روستای برزندیق) یافت می‌شوند. این واحدها از لحاظ ترکیبی مشابه ترکیب نفلین سینیت می‌باشند، ولی ساخت پگماتویدی نیز دارند (شکل ۲-پ و ت). گارنت در سنگ‌های فویددار به‌ویژه دایک‌ها و به صورت شکل دار، اسکلتی و رگه‌ای یافت می‌شود. طبق بررسی‌های میکروسکوپی کانی گارنت ویژگی‌های نوع ملانیت (تیتانیم آندرادیت) را نشان می‌دهد. اگرچه طبق نتایج XRD اواروویت (uvarovite) (گارنت کروم‌دار) تشخیص داده شده است (شکل ۳-ج و ح). با توجه به این که ویژگی‌های میکروسکوپی اواروویت در نمونه‌ها دیده نمی‌شود، و با توجه به اینکه میزان کروم نمونه‌های مورد بررسی بر اساس نتایج آنالیز سنگ کل خیلی پایین است (کمتر از ۱۰ ppm) در نتیجه این گارنت‌ها نمی‌توانند از نوع اواروویت باشند. افزون بر این موارد، لازم به یادآوری است که در مورد انواع گارنت‌ها پیک‌های شاخص XRD برای شناسایی نوع ملانیت وجود ندارد. ملانیت‌های درشتی که اندازه آنها حدود ۱ سانتی‌متر است، اغلب دارای اینکلوزن‌های آنالسیم و پتاسیم فلدسپار هستند. گارنت (ملانیت) درشت و شکل دار در رگه‌های پگماتیتی نسبت به بخش‌های دیگر فراوان‌تر است. گاهی رگه‌های پگماتیتی فاقد کانی‌های تیره بوده و تنها از نفلین

تشکیل و تبلور ماگما مربوط باشد. تحت این شرایط Eu^{2+} به Eu^{3+} تبدیل شده و از ورود آن به شبکه فلدسپارها جلوگیری به عمل می‌آورد. در این بین نمونه‌های Ilmask و میانگین نفیلین سینیت (Sorensen, 1979) مقادیر REE بالاتری را نشان می‌دهند. محاسبات نشان داده که هر چه درصد ذوب بخشی افزایش یابد مقدار REE و نسبت LREE/HREE کاهش می‌یابد (Hastie et al., 2007). بنابراین احتمالاً نرخ ذوب بخشی در تشکیل توده‌های مورد بررسی بیشتر از Ilmask بوده است.

به منظور تمایز محیط‌های زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش (subduction-related) با محیط‌های زمین‌ساختی پس‌برخوردی (post-collisional) و محیط‌های همراه با ککش قاره‌ای و دور از فرورانش از نسبت تغییرات Zr-Nb سنگ‌های آلکالن استفاده می‌شود. مقادیر بالای این عناصر مختص سنگ‌های آلکالن دور از فرورانش بوده و غالباً ویژگی‌های محیط‌های زمین‌ساختی مرتبط با ککش (extension-related) را نشان می‌دهند (Thompson and Fowler, 1986). برای مثال در سینیت‌های Namibia تجمع این عناصر بالا بوده ($Zr=400-1100$ ppm; $Nb>200$ ppm) که یک محیط مرتبط با ککش دور از فرورانش را برای آن منطقه در نظر گرفته‌اند (Jung et al., 2007). با توجه به این مقادیر و با در نظر گرفتن مقادیر میانگین برای سنگ‌های مشابه در کلیبر ($Zr=50-300$ ppm; $Nb<50$ ppm) احتمالاً محیط‌های مرتبط با فرورانش و پس از برخورد، محیط‌های زمین‌ساختی مناسبی برای تشکیل این سنگ‌ها می‌باشند.

طبق نظر برخی از پژوهشگران ماگماهای آلکالن جایگیر شده در زون‌های فرورانش دارای نسبت‌های Ba/Nb و La/Nb بالاتری هستند (Thompson & Fowler, 1986; Thirlwall & Burnard, 1990); $La/Nb=3-12$, Fowler, 1992 ($Ba/Nb>20$). این نسبت‌ها برای اعضای فاقد آلودگی که مذاب آلکالن آنها در یک محیط مرتبط با ککش جایگیری کرده باشد، پایین‌تر است (Jung et al., 2007). این نسبت برای بیشتر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به ویژه سنگ‌های اصلی بالا می‌باشد که احتمال جایگیری آنها در زون فرورانش را تقویت می‌کند (شکل ۱۱). با این وجود، چنانچه از شکل مشخص است بیشتر نمونه‌های دایکی با نسبت‌های پایین مشخص می‌شوند. در نمودار Zr در مقابل Y و Al_2O_3 در برابر TiO_2 که برای جدا نمودن محیط زمین‌ساختی سنگ‌های پتاسیک درون صفحه‌ای و محیط مرتبط با کمان به کار می‌روند (Muller et al., 1992)، سنگ‌های مورد مطالعه در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان قرار می‌گیرند (شکل ۱۲- الف و ب). سنگ‌های پتاسیک محیط‌های زمین‌ساختی قاره‌ای و پس از برخورد با تمرکز متوسط LREE، LILE و HFSE در بین سایر زیر گروه‌ها مشخص می‌شود (Muller et al., 1992). برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد از نمودار سه تایی $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$ می‌توان استفاده کرد. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند، با توجه به نمودارهای اسپایدر به خاطر اینکه P_2O_5 دارای بی‌هنجاری منفی است لذا در نسبت Ce/P_2O_5 تأثیر گذاشته و مقدار آن افزایش می‌یابد و این خود سبب می‌شود نمونه‌ها در نمودار مثلثی به طرف میدان Continental arc کشیده شوند (شکل ۱۳).

۶- برداشت

توده نفیلین سینیتی کلیبر همانند بیشتر توده‌های آلکالن به صورت هیپوولکانیک (ساب‌ولکانیک یا نیمه‌ژرف) جایگیری کرده است که از شواهد صحرایی آن می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: ۱- رخداد کانی‌های سودولوسیت در برخی بخش‌های توده؛ ۲- وجود بافت پورفیری در بیشتر سنگ‌ها؛ ۳- رخداد پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده؛ ۴- تغییر تدریجی ساخت سنگ از دانه‌ای در مرکز توده به نیمه متبلور و یا پورفیری در حاشیه توده.

(Baker, 1987) و بازالت‌های آلکالی ویکتوریا (McDonough et al., 1985) نسبت به Nb و Ta غنی‌شدگی نشان می‌دهند (McDonough et al., 1985; Menzies, 1987). نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه نفیلین سینیت‌های منطقه Namibia دارای تهی‌شدگی ملایم در Pb, Rb و Th نسبت به Ba و U می‌باشد. همچنین این سنگ‌ها تهی‌شدگی نسبی در P و Ti، اما غنی‌شدگی نسبی در Nb و Zr نشان می‌دهند که یک محیط مرتبط با ریفت (محیط مرتبط با ککش دور از فرورانش) برای این منطقه دور از ذهن نیست (Jung et al., 2007). سینیت‌های Namibia نیز در ارتباط با یک محیط مرتبط با ریفت می‌باشند. بنابراین سنگ‌های منطقه به احتمال زیاد در محیط‌های ریفتی ککشی تشکیل شده‌اند.

در کل، با در نظر گرفتن مباحث یاد شده، به نظر می‌رسد که گوشته سنگ کراهی متاسوماتیزه شده توسط سیالات حاصل از سنگ کوه فرورونده سبب به وجود آمدن ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه شده است.

لازم به توضیح است میانگین نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده به متوسط پوسته (Weaver and Tarney, 1984) نشانگر تهی‌شدگی نسبی در Ti, Nb و Zr و غنی‌شدگی نسبی در بقیه عناصر به ویژه Rb, K و P است (شکل ۹).

الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای میانگین دایک‌ها و سنگ اصلی هر یک از توده‌های مورد بررسی روندهای مشابه و موازی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). که این امر دلالت بر تشابه فرایندهای ماگمایی سازنده این سنگ‌ها دارد. با استفاده از نسبت‌های (LaN/YbN) ، (LaN/SmN) و (CeN/YbN) که نسبت به کندریت بهنجار شده است، می‌توان درجه تفکیک و جدایش به ترتیب LREE، REE و HREE را تعیین کرد (Rollinson, 1993). نسبت‌های بالا به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی بین $۷/۸۹-۳۶/۹۱$ ، $۲۱/۱۴-۲/۳۷$ و $۱۹/۲۸-۵/۸۰$ است. میزان پایین HREE ها نسبت به LREE ها می‌تواند به علت درجه پایین ذوب بخشی منبع گوشته‌ای و آلودگی ماگما با پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، باقی ماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Clague and Frey, 1982) و یا حضور نقش فاز سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جدایش ماگما (Kogiso et al, 1997) باشد. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است. زیرا عناصر کمیاب خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند. از این رو وقتی که ذوب در ژرفای زیاد صورت می‌گیرد این عناصر HREE در گارنت، روتیل و زیرکن متمرکز می‌شوند، و از ورود آنها به مذاب حاصل از ذوب بخشی جلوگیری شده و بنابراین نسبت HREE/LREE در فاز مایع، کاهش می‌یابد. همچنین درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن بینجامد، که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان دهد (Wass and Roger, 1980). بنابراین می‌توان گفت درجات پایین ذوب بخشی به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در منشأ از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE به شمار می‌روند.

الگوی REE توده‌های مورد بررسی و نمونه‌های تحت مقایسه مربوط به توده نفیلین سینیتی الگویی با شیب کم و منفی نشان می‌دهد که در آنها بی‌هنجاری منفی Eu قابل مشاهده است اگر نسبت Eu/Eu^* بزرگ‌تر از ۱ باشد بی‌هنجاری مثبت و اگر کوچک‌تر از ۱ باشد بی‌هنجاری منفی خواهد بود. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، اکثراً کوچک‌تر از ۱ بوده و بنابراین دارای بی‌هنجاری منفی است. نسبت Eu/Eu^* بین $۰/۳۹۷$ تا $۱/۲۳$ است. گفتنی است که بی‌هنجاری منفی Eu در نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپار پتاسیم‌دار از مذاب فلیسکیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به سبب ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفریق باقی می‌ماند) می‌باشد و انباشت فلدسپار، بی‌هنجاری مثبت Eu را در بر دارد (Jung et al., 2007). همچنین بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند به شرایط اکسیدان

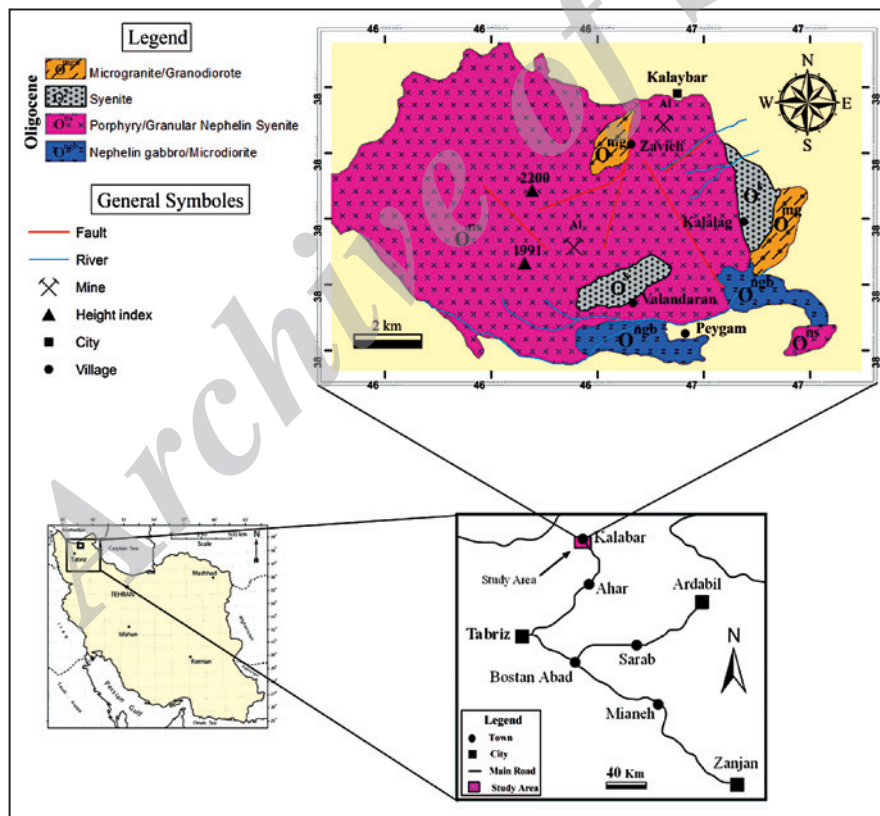
- حضور گارنت تیتان دار در نفلین سینیت های کلیبر نشان می دهد که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ ها، فقیر از آلومینیم نبوده و ضریب آگپایتی آن حداقل ۱ بوده است زیرا ملانیت خاص سنگ های میاسکیتی بوده و در سنگ های آگپایتی دیده نمی شود. حضور کانی هایی مانند ملانیت و تیتانیت نشانگر ماگمای اولیه غنی از تیتان برای سنگ های مورد مطالعه است.

سیاسگزاری

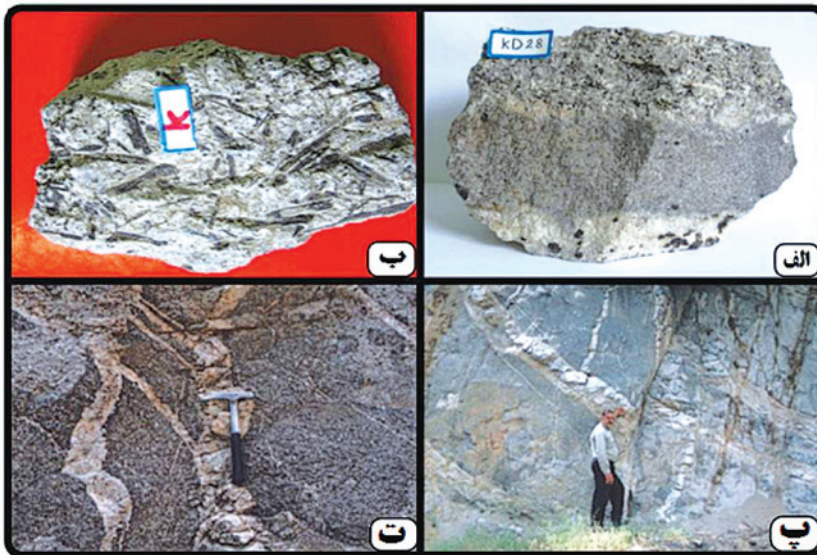
این مقاله مستخرج از طرح پژوهشی استاد مرحوم دکتر علی عامری است که از طرف معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز تأیید و حمایت مالی شده است از این رو شایسته است نگارندگان نهایت سپاس و قدردانی خود را از آنها ابراز دارند. همچنین نگارندگان از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سیاسگزاری می نمایند.

- بر اساس طبقه بندی شیمیایی تیپ های سنگی مهم در توده مورد مطالعه شامل نفلین سینیت، آلکالی گابرو، سینیت و سینودیوریت، ترکیب سنگی دایک ها و پگماتیت ها شامل نفلین سینیت، سینودیوریت و گابرو هستند. مهم ترین کانی های سنگ ساز توده شامل آلکالی فلدسپار، نفلین، پلاژیو کلاز، آمفیبول، اوژریت، گارنت (ملانیت)، بیوتیت، اسفن، تیتانومینتیت، کانکرینیت، سودالیت، آنالسیم، سلزین، آپاتیت و زیرکن می باشد.

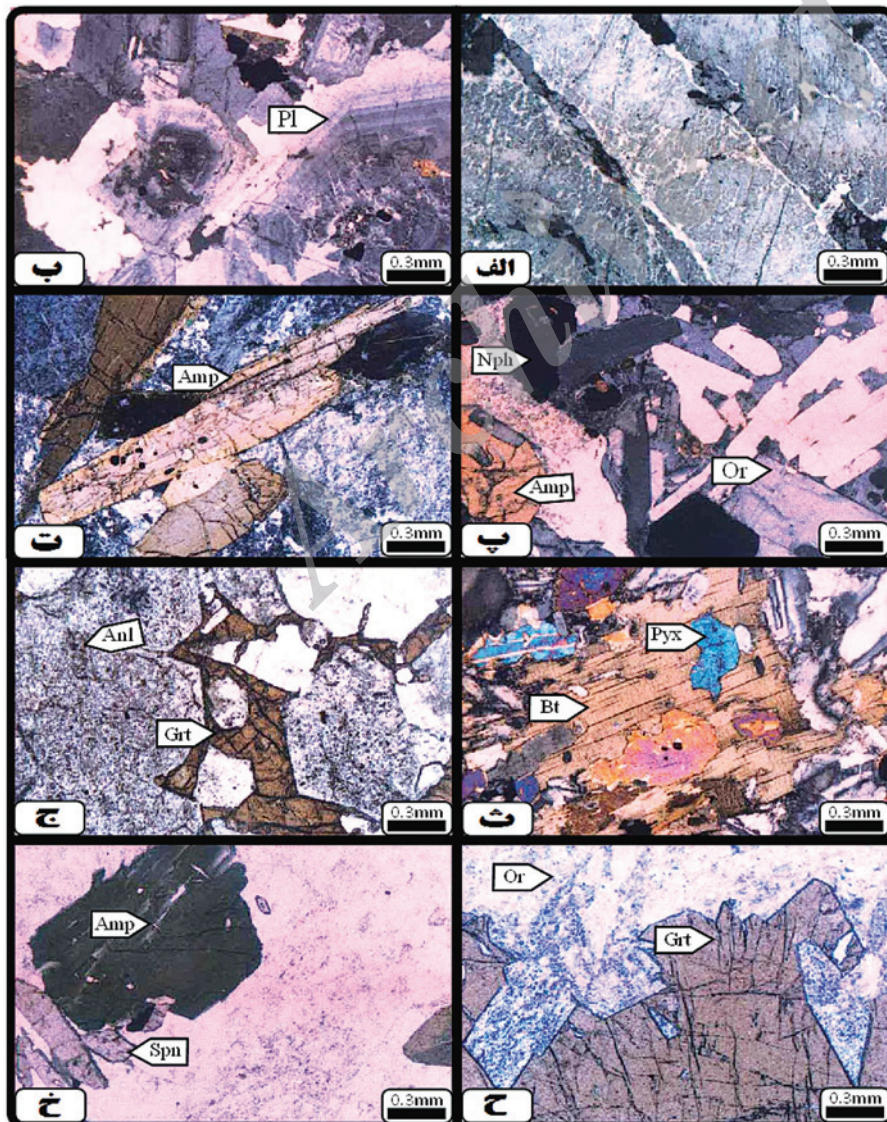
- بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی نمونه های مربوط به توده نفوذی و دایک های وابسته جزو سنگ های سری آلکالن و از نوع غنی از پتاسیم (شوشونیتی) هستند. از لحاظ ضریب اشباع از آلومین سنگ های مورد بررسی جزو سنگ های متاآلومینوس (نزدیک مرز محدوده پر آلکالن) هستند. بر اساس کانی شناسی، ویژگی های شیمیایی و ضریب آگپایتیک نفلین سینیت های مورد بررسی و دایک ها و پگماتیت های وابسته به آن جزو انواع میاسکیتیک به شمار می روند. همچنین بر اساس ژئوشیمی عناصر فرعی و کمیاب خاکی، نفلین سینیت مورد مطالعه به محیط های زمین ساختی مرتبط با فرورانش یا پس از برخورد تعلق دارد.



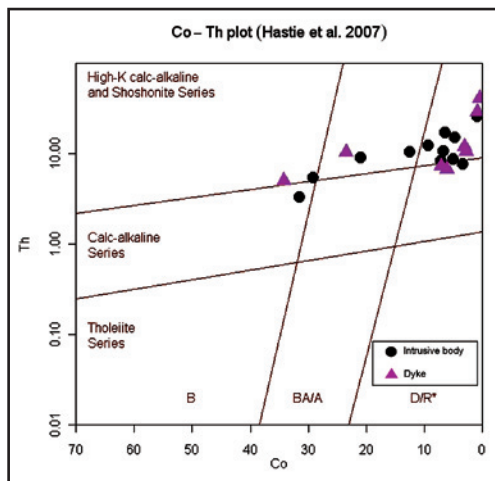
شکل ۱- نقشه زمین شناسی، موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به توده نفوذی کلیبر (با تغییرات برگرفته از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و ورزقان امامی، ۱۳۷۹؛ مهرپر تو و همکاران، ۱۳۷۱) این توده در شمال باختر نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر واقع شده است. موقعیت آن در نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ شامل بخش خاوری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلیبر و بخش باختری نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورزقان است.



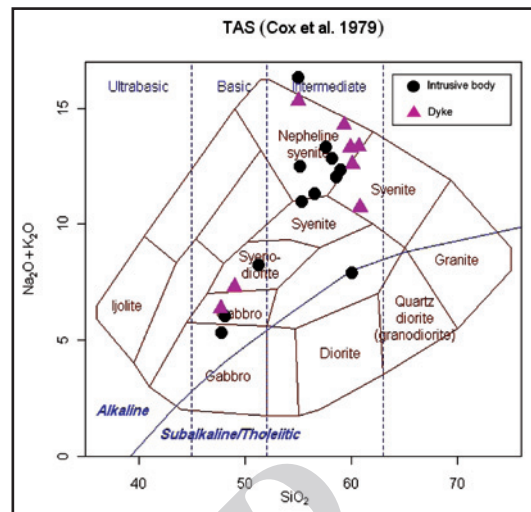
شکل ۲- تصاویر صحرایی از توده نفوذی کلیبر؛ الف) نمونه دستی از توده کلیبر که قسمت بالایی آن سینیت نفیلین داره؛ بخش میانی میکروسینیت، که گاهی حاوی بلورهای درشت گارنت هستند و بخش تحتانی سینیت غنی از گارنت که حالت پگماتیته نیز به خود می‌گیرد؛ ب) نمونه‌ای از پگماتیته‌های کلیبر که در آن بلورهای کشیده و درشت آمفیبول به طور قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود؛ ت) دایک‌ها و پگماتیته‌های نفیلین سینیتی که توده نفیلین سینیتی کلیبر را قطع کرده‌اند؛ ث) پگماتیته‌های سینیتی و نفیلین سینیتی صورتی رنگ در بخش نفیلین کابروی.



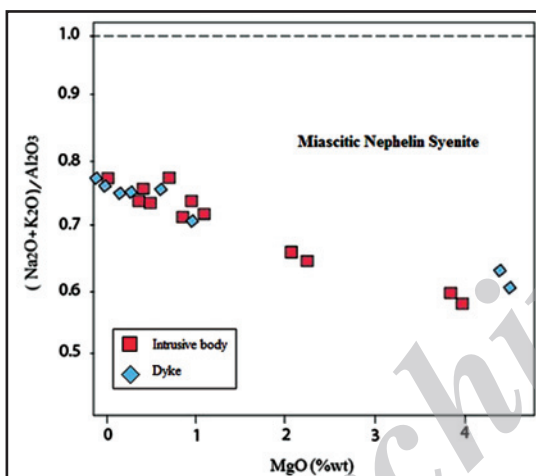
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی کلیبر؛ الف) ارتوکلاز با بافت میکروپریتی (XPL)؛ ب) بلورهای پلاژیوکلاز در اندازه‌های مختلف که اغلب دارای زونینگ هستند (XPL)؛ پ) بلورهای شکل‌دار آلکالی فلدسپار (ارتوکلاز) که فضاهای بین آنها توسط نفیلین پر شده؛ علاوه بر این در این تصویر گارنت در اندازه‌های مختلف به همراه آمفیبول قهوه‌ای مشاهده می‌شود (XPL)؛ ت) آمفیبول‌های کشیده که گاهی ماکل ساده نیز نشان می‌دهند (XPL)؛ ث) بیوتیت با بافت پویی کلیتیک که در آن ادخال‌های پیروکسن قابل مشاهده است (XPL)؛ ج) فنوکریست‌های آنالسیم که گارنت قهوه‌ای به صورت بین‌دانه‌ای در آن دیده می‌شود (PPL)؛ ح) کانی درشت ملاتیت با رنگ قهوه‌ای که با بلورهای ارتوکلاز حالت هم‌شدی نشان می‌دهد (PPL)؛ خ) اسفن در کنار آمفیبول (PPL). Pl = پلاژیوکلاز، Or = ارتوکلاز، Nph = نفیلین، Amp = آمفیبول، Pyx = پیروکسن، Bt = بیوتیت، Grt = گارنت، Spn = اسفن، Anl = آنالسیم. مورد استفاده از Kretz (1983).



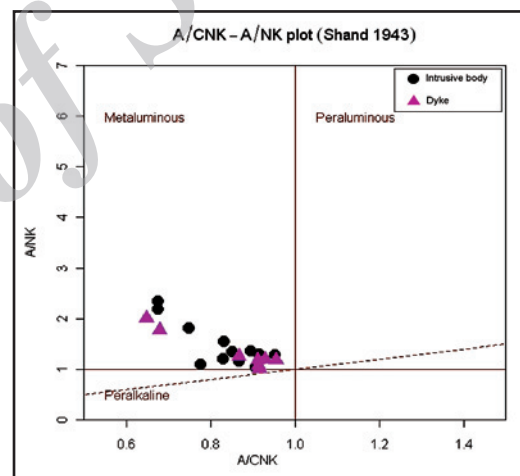
شکل ۵ - نمودار Co-Th (Hastie et al., 2007)؛ برای نشان دادن میزان پتاسیم سنگ‌های مورد بررسی. این نمودار و پایین بودن میزان تیتانیم در نمونه‌ها، سری شوشونیتی را تأیید می‌کند.



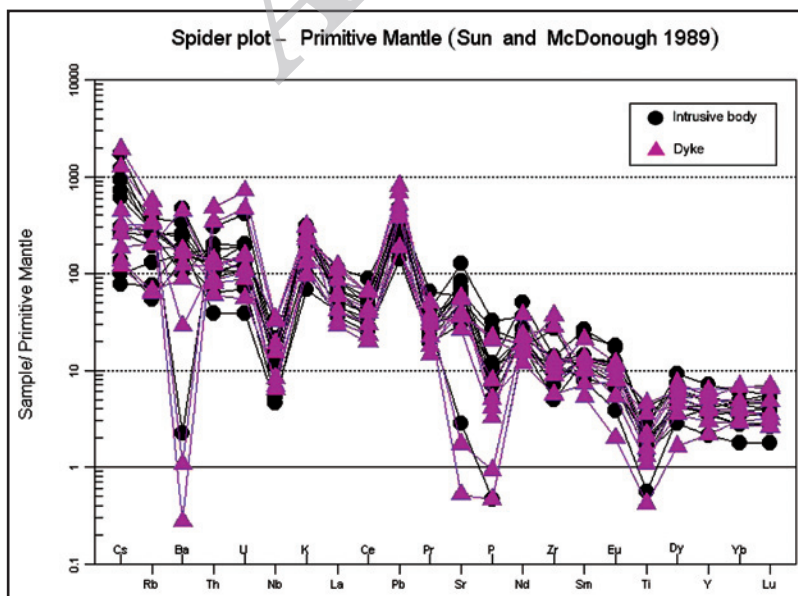
شکل ۴- نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) برای طبقه‌بندی شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی (Cox et al., 1979).



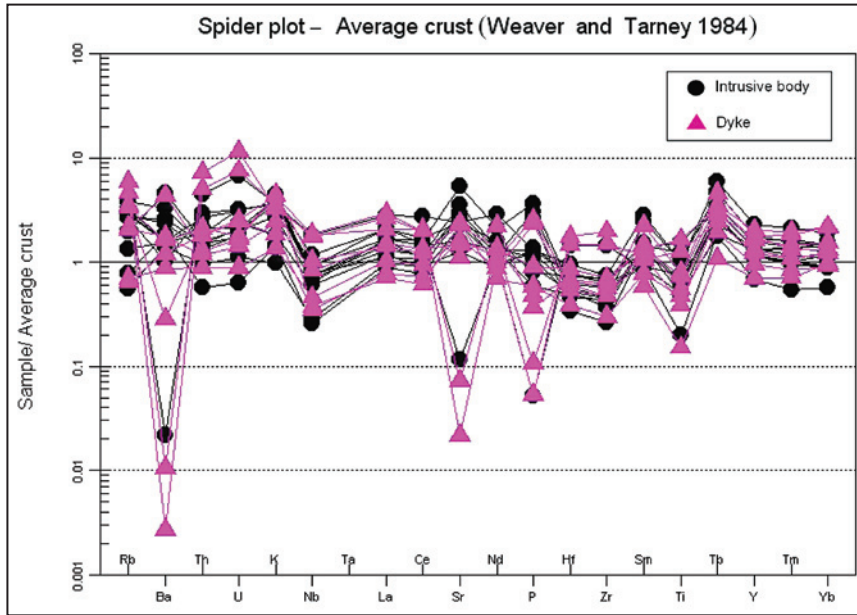
شکل ۷- طبقه‌بندی نمونه‌های مورد بررسی توسط ضریب آگپاتیک Goldschmidt (1930) که در برابر MgO ترسیم شده است.



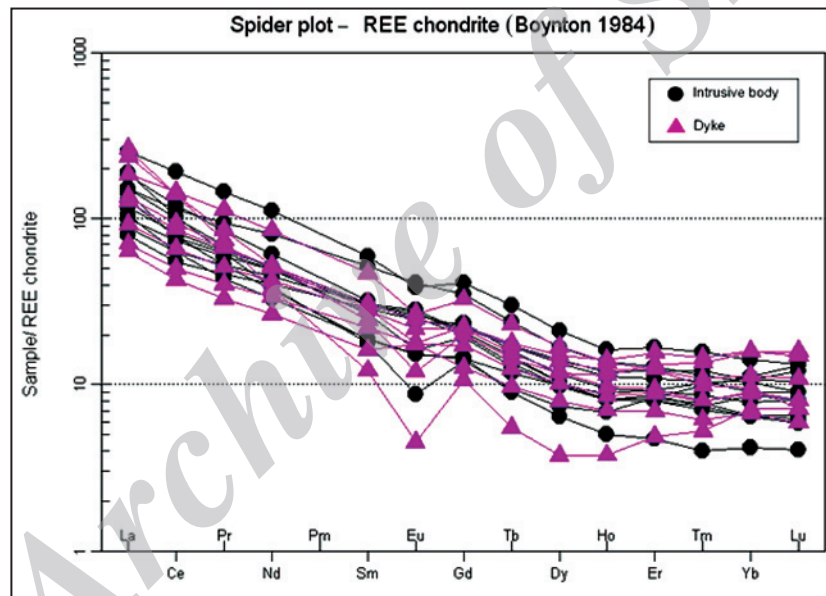
شکل ۶- نمودار تعیین ضریب اشباع از آلومین (Shand, 1943)؛ که در آن موقعیت نمونه‌های مورد بررسی نشان داده شده است.



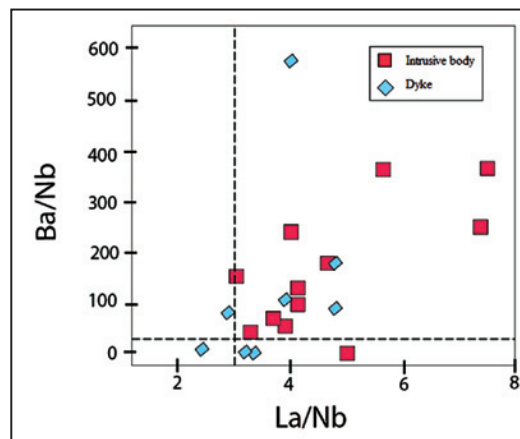
شکل ۸- نمودار عنکبوتی به‌نجار شده به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای کل نمونه‌های مورد بررسی.



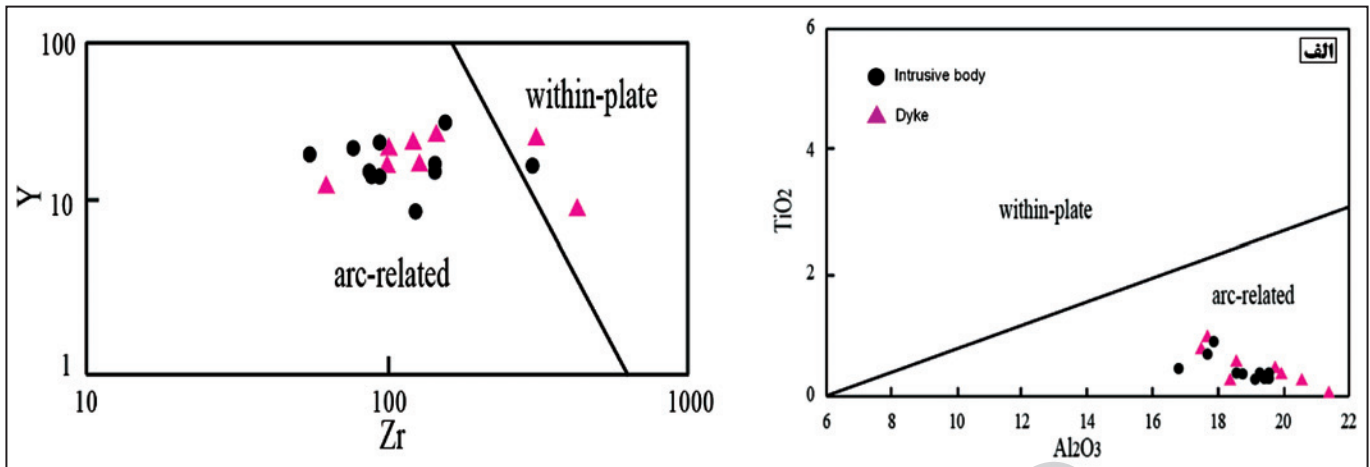
شکل ۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به متوسط پوسته (Weaver & Tarney, 1984) برای کل نمونه‌های مورد بررسی.



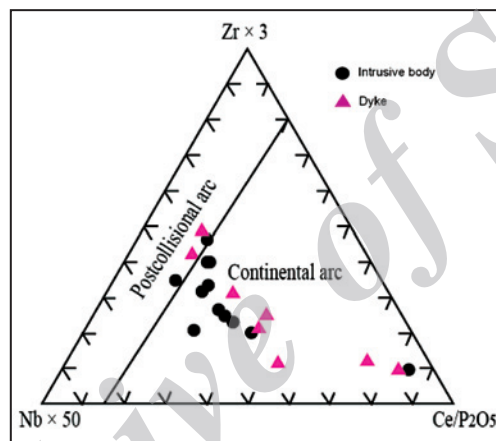
شکل ۱۰- الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های مورد بررسی.



شکل ۱۱- نمودار La/Nb در برابر Ba/Nb .



شکل ۱۲- نمودار الف) TiO_2 در برابر Al_2O_3 و نمودار ب) Y در برابر Zr برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از سنگ‌های درون صفحه‌ای (Muller et al., 1992).



شکل ۱۳- نمودار سه‌تایی $10 \times Hf - La - TiO_2/100$ برای جدایش کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد قاره‌ای (Muller et al., 1992).

جدول ۱- مشخصات سنگ‌نگاری و موقعیت جغرافیایی نمونه‌های معرف مطالعه شده از توده نفوذی کلیبر که تحت تجزیه XRD قرار گرفته‌اند. CG: گرانولار دانه‌درشت؛ FG: گرانولار دانه‌ریز؛ MG: گرانولار دانه متوسط؛ PFG: پورفیری با زمینه گرانولار دانه‌ریز. علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) بوده و به ترتیب فراوانی ذکر شده‌اند.

St. N.	Sample	Minerals*	Texture	Altitude (m)	Lat. /Lon. (UTM)
3.3	KD7	Kfs+Pl±Ne+Bt+Cpx+Opq+Spn+Ap+Zrn	PFG	1792	38 S 677664 4294995
5	KB10	Kfs+Ne+Pl+Cpx+Hbl+Sdl+Anl+Grt+Bt+Opq+Ap	PFG	1784	38 S 677081 4295932
6.1	KB13	Kfs+Sdl+Anl+Ne+Grt+Bt+Hbl+Pl+Ccn+Opq+Spn+Ap+Zrn	MG	1775	38 S 676986 4296186
8	KD17	Kfs+Pl±Ne+Anl+Cpx+Hbl+Opq+Bt+Spn+Ap	CG	1779	38 S 677145 4295134
11	KB21	Pl+Cpx+Kfs±Ne+Bt+Opq+Ap+Zrn	MG	1847	38 S 676562 4294526
15	KB27	Kfs+Hbl+Pl±Ne+Cpx+Anl+Grt+Bt+Opq+Spn+Ap	MG	2013	38 S 672955 4295409
21	KD35	Hbl+Pl+Kfs+Cpx+Opq+Ap	MG	1664	38 S 677669 4294458
25	KB41	Kfs+Pl+Ne+Cpx+Hbl+Bt+Grt+Anl+Opq+Spn+Ap	MG	1244	38 S 678770 4298317
28	KB45	Pl+Kfs+Ne+Cpx+Bt+Anl+Opq+Ap	PFG	1493	38 S 677981 4297448
37	KB54	Kfs+Pl+Hbl+Ne+Grt+Bt+Anl+Cpx+Opq+Spn+Ap	CG	1663	38 S 673595 4301252
39	KD59	Kfs+Grt+Pl+Hbl±Cpx±Anl±Ne+Opq+Spn+Ap+Zrn	MG	2115	38 S 670822 4301102
39	KD61	Kfs+Ne+Grt+Ntr+Hbl+Pl+Opq	MG	2115	38 S 670822 4301102
41	KD64	Kfs+Pl+Hbl+Grt+Ne+Cpx+Anl+Sdl+Spn+Opq+Bt+Ap	FG	2088	38 S 670868 4301440

جدول ۲- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از توده کلیبر شامل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی.

Oxide	KB-10	KB-13	KB-2	KB-21	KB-26	KB-27	KB-41	KB-45	KB-48	KB-54	KB-58	KB-63
SiO ₂	57.6	55	48.1	47.8	60.1	55.4	58.6	51.3	59	58.2	56.6	55.2
TiO ₂	0.4	0.12	0.93	0.74	0.45	0.6	0.36	0.6	0.29	0.38	0.3	0.39
Al ₂ O ₃	18.7	23.2	17.9	17.7	16.75	18.45	19.05	18.5	19.05	19.25	19.45	19.6
Fe ₂ O ₃	2.24	1.36	3.71	3.65	2.14	2.39	1.57	3.06	1.31	1.79	2.31	2.27
FeO	1.13	0	5.16	4.67	1.97	1.62	0.92	2.82	0.73	0.93	1.47	1.44
MnO	0.12	0.1	0.19	0.17	0.13	0.25	0.09	0.13	0.07	0.13	0.13	0.17
MgO	0.81	0.05	3.95	4.08	2.17	1.2	0.6	2.37	0.48	0.55	0.96	1.04
CaO	3.83	1.64	10.05	10.25	5.12	4.3	3.32	7.95	2.75	3.04	4.06	3.96
Na ₂ O	4.78	8.7	2.98	3.27	4.08	3.53	3.15	2.4	2.93	4.93	3.72	5.14
K ₂ O	8.53	7.63	3.05	2.04	3.8	7.42	8.88	5.82	9.4	7.91	7.6	7.36
P ₂ O ₅	0.21	0.01	0.51	0.57	0.26	0.25	0.17	0.7	0.11	0.15	0.23	0.25
LOI	0.88	2.09	0.7	0.34	0.71	2.24	1.31	1.26	1.56	1.43	1.69	1.51
Total	99.9	99.9	98.2	96.2	98.1	98.1	98.5	98	98	99.1	99	99.1
Trace Elements (ppm)												
Ba	2330	15.5	1300	993	1100	1130	1825	3250	1660	1135	1110	706
Rb	234	242	47.8	34	82.2	181.5	162	120	172	193.5	176	164.5
Sr	1775	58.6	1125	1385	630	1225	1505	2700	1495	1180	1325	804
Y	15.7	18.1	21.7	22.9	18.7	32.2	15.8	24.6	15.9	18.5	9.6	16.2
Zr	90	306	56	78	132	155	94	96	87	142	124	144
Nb	9	11.7	3.3	3.7	7.9	23.9	9.6	8.3	10.1	15.4	9.7	12.1
Th	8.34	25.6	3.29	5.39	10.5	12.4	8.75	9.06	7.68	15.15	10.65	17
Pb	28	33	10	14	12	30	25	19	27	34	30	27
Ga	14.9	23	17.8	18.6	17.9	17.2	13.5	16.6	13.8	15.9	16	14.5
Zn	72	60	95	83	51	103	50	80	46	76	77	77
Cu	128	12	46	180	13	55	36	216	28	34	42	41
Ni	<5	5	7	12	6	15	<5	10	<5	12	<5	<5
V	105	35	313	289	101	143	74	207	60	78	112	100
Cr	<10	<10	<10	10	10	20	<10	10	10	10	<10	<10
Hf	2.2	6.7	1.6	2.4	3.6	4.5	2.4	2.7	2.3	3.5	2.8	3.6
Cs	7.24	13.85	0.61	1.08	0.8	9.65	2.05	2.13	2.41	5.8	4.81	7.39
Ta	0.7	0.5	0.3	0.3	0.6	1.7	0.9	0.6	0.9	1	0.6	0.7
Co	7.1	0.8	31.5	29.1	12.5	9.3	5	20.9	3.4	4.8	6.7	6.4
U	2.77	8.79	0.82	1.46	3.06	2.71	2.27	2.64	2.34	4.06	4.21	4.13
W	4	2	1	1	1	3	3	4	5	4	5	5
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Mo	5	<2	<2	<2	<2	3	2	3	2	3	3	4
Rare Earth Elements (ppm)												
La	36.3	58.9	24.8	27.4	32.7	79.1	44.6	47.1	31.4	57.3	40	47.2
Ce	66.4	83.4	44.7	51.5	51.5	155	62.6	91.5	59.8	97.6	63.9	81.3
Pr	7.8	7.58	5.63	6.38	5.33	17.9	7.57	11.45	7.29	10.4	6.44	8.5
Nd	30.9	23	24.2	26.9	19.7	67.1	29.7	48.8	29.6	36.9	22.4	29.5
Sm	5.94	3.5	5.58	5.97	3.69	11.55	5.89	10.05	5.87	6.27	3.65	5.18
Eu	2.07	0.64	1.82	1.93	1.12	2.84	1.86	3.02	2.02	1.76	1.12	1.19
Gd	5.36	3.62	5.72	5.79	3.71	10.6	5.17	9.08	5.26	6.07	3.75	4.98
Tb	0.7	0.45	0.81	0.82	0.56	1.42	0.64	1.14	0.68	0.76	0.43	0.61
Dy	3.35	2.38	4.34	4.56	3.21	6.78	3.19	5.41	3.35	3.7	2.07	3.15
Ho	0.58	0.49	0.8	0.86	0.64	1.17	0.59	0.98	0.58	0.68	0.36	0.58
Er	1.69	1.77	2.29	2.53	1.97	3.51	1.73	2.69	1.68	1.93	1	1.81
Tm	0.24	0.32	0.34	0.39	0.33	0.51	0.25	0.37	0.23	0.28	0.13	0.24
Yb	1.34	2.36	1.9	2.24	2.23	2.95	1.37	2.18	1.34	1.65	0.87	1.8
Lu	0.2	0.42	0.29	0.34	0.39	0.43	0.21	0.29	0.19	0.26	0.13	0.26
ΣREE	162.87	188.83	123.22	137.61	127.08	360.86	165.37	234.06	149.29	225.56	146.25	186.3

جدول ۳- نتایج آنالیز نمونه‌های مورد بررسی از دایک‌های کلیبر شامل عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی.

Oxide	KD-17	KD-25	KD-35	KD-40	KD-5	KD-59	KD-6	KD-64
SiO ₂	60.1	55	49	59.9	47.7	60.7	60.8	59.3
TiO ₂	0.28	0.09	0.75	0.33	0.99	0.47	0.44	0.23
Al ₂ O ₃	18.3	21.4	17.5	19.85	17.7	19.8	18.6	20.5
Fe ₂ O ₃	1.93	1.56	3.77	1.41	4.61	1.33	1.87	1.14
FeO	1.02	0	5.18	0.88	5.36	0.7	1.26	0.67
MnO	0.06	0.13	0.2	0.1	0.22	0.09	0.11	0.16
MgO	0.76	0.03	4.5	0.39	4.61	0.3	1.06	0.1
CaO	2.53	1.09	8.76	2.6	10.15	2.14	3.66	1.71
Na ₂ O	3.25	8.54	3.43	3.94	3.5	4.28	5.64	6.88
K ₂ O	9.35	6.78	3.88	9.38	2.85	9.06	5.09	7.4
P ₂ O ₅	0.11	0.01	0.44	0.09	0.48	0.07	0.17	0.02
LOI	0.94	3.5	1.37	1.08	0.85	1.21	0.68	1.06
Total	99.2	98.1	99.8	100.5	100	100	99.8	99.2

Oxide	KD-17	KD-25	KD-35	KD-40	KD-5	KD-59	KD-6	KD-64
V	98	22	281	73	378	68	101	44
Cr	<10	<10	<10	10	10	<10	<10	<10
Hf	1.8	8.3	2.5	3.2	2.9	3.1	4	6.9
Cs	1.46	15.2	0.93	2.53	1.06	2.03	3.52	9.95
Ta	0.6	0.9	0.4	1.2	0.5	1.7	0.9	1
Co	7.1	0.5	23.5	3.1	34.2	2.8	6.1	0.9
U	2.17	14.95	3.17	2.3	1.15	3.28	1.84	9.78
W	2	2	2	4	2	5	2	2
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	3	<2	<2

Rare Earth Elements (ppm)								
La	19.7	82.5	21.9	39.4	28.7	57.8	42.1	74
Ce	34.7	113	40.6	69.9	53.2	117	76.4	113
Pr	4.01	9.03	4.93	8.12	6.24	13.75	8.4	10.4
Nd	15.9	22.7	20.3	31.1	25.4	51	30.4	31.3
Sm	3.16	2.37	4.31	6.02	5.47	9.15	5.6	4.76
Eu	1.29	0.33	1.3	1.82	1.59	1.97	1.32	0.88
Gd	3.29	2.76	4.45	5.65	5.63	8.47	5.78	5.2
Tb	0.46	0.26	0.59	0.74	0.82	1.09	0.84	0.68
Dy	2.57	1.2	3.28	3.86	4.45	5.46	4.88	3.81
Ho	0.5	0.27	0.62	0.7	0.88	0.98	1.02	0.82
Er	1.46	1.02	1.86	1.99	2.59	2.6	3.28	2.78
Tm	0.2	0.17	0.26	0.26	0.35	0.32	0.47	0.44
Yb	1.4	1.49	1.85	1.89	2.37	2	3.35	3.31
Lu	0.19	0.23	0.26	0.26	0.35	0.23	0.48	0.51
ΣREE	88.83	237.33	106.51	171.71	138.04	271.82	184.32	251.89

Trace Elements (ppm)								
Ba	3060	7.4	851	1140	615	199.5	1245	1.9
Rb	130.5	358	39.4	205	42.2	215	125.5	287
Sr	1190	10.9	817	1125	818	548	742	36.3
Y	13.3	9.8	17	18.4	22.9	24.5	28.3	24.6
Zr	63	413	99	130	98	120	146	312
Nb	4.9	24	4.5	13.4	5.9	23.6	10.7	22.7
Th	7.29	41	10.3	11.95	5.04	10.55	6.73	28.9
Pb	27	57	13	31	13	37	13	49
Ga	13.7	28.2	14.3	15.1	18.7	15.2	17.4	21.8
Zn	38	100	88	59	125	65	37	88
Cu	125	9	72	20	69	37	12	12
Ni	6	<5	6	8	10	<5	<5	<5

کتابنگاری

- اشرفی، ن.، ۱۳۸۸- کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی فوئیدسینیت‌های آذربایجان شرقی، شمال باختر ایران. پایان‌نامه دکتری دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، ۱۹۰ ص.
- امامی، م.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ / کلیبر. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- باباخانی، ع.، ۱۳۶۰- مطالعه سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نفلین‌سینیت‌ها و فنولیت‌های آذربایجان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- باباخانی، ع.، ر.، لسکویه، ج. ل. و ریو، ر.، ۱۳۶۹- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر. مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حاج‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۶- ذوب بخشی سنگ‌های رسی - نیمه‌رسی در هاله دگرگونی کلیبر - شمال‌باختری ایران، نشریه علوم زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۴.
- حاج‌علی‌اوغلی، ر.، ۱۳۸۰- بررسی دگرگونی مجاورتی سنگ‌های رسی و آهکی در هاله دگرگونی نفلین‌سینیت کلیبر و کاربرد نتایج در تفسیر تکامل پوسته منطقه مورد مطالعه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۶۰ ص.
- عامری، ع.، ۱۳۸۶- بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و ویژگی‌های اقتصادی نفلین‌سینیت‌های آذربایجان شرقی (کلیبر، بزقوش و رزگاه) با نگرشی ویژه بر عناصر کمیاب آنها، طرح پژوهشی دانشگاه تبریز.
- مهرپریتو، م.، امینی‌فضل، آ.، رادفر، ج.، امامی، م.، ۱۳۷۱- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ / ورزقان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نجف‌زاده، ع.، ۱۳۷۱- زمین‌شناسی اقتصادی کانسارهای نفلین‌سینیت رزگاه و کلیبر و امکان بررسی امکان تولید آلومینا از این ذخایر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین. دانشگاه شهید بهشتی. ۲۲۱ ص.

References

- Alavi, M., 1991- Tectonic Map of the Middle East, 1:5000000. Geological Survey of Iran.
- Baker, B.H., 1987- Outline of the petrology of the Kenya Rift alkaline province. In: Fitton, G.G., Upton, B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, vol. 30, pp. 293-311.
- Boynton, W.V., 1984- Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, New York, pp. 63-114.

- Clague, D. A. Frey, F. A., 1982- Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the oceanic mantle below Hawaii, I. *Journal of Petrology*, 23, 447-504.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks. London; Allen and uniwin, 450pp.
- Edward, C.M.H., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Morrid, J.D., Leeman, W.P., Harmon, R.S., 1994- The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgite-Beser Complex, East Java, Indonesia, *J. Petrol.*, 35:1557-1595.
- Fisk, M.R., Upton, B.G.J., Ford, C.E., 1988- Geochemical and experimental study of the genesis of magma of Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research* 93. 4933-4950.
- Fowler, M. B., 1992- Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessary syenite, NW Scotland. *J. Geol. Soc. (Lond)* 149, 209-220.
- Goldschmidt, V.M., 1930- Elemente und Minerale pegmatitischer Gesteine *Nachr. Gesellsch. Wiss. Gottingen. Math. Physics. Kl.*, 370-378.
- Hastie, A. R., Kerr, A.C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *J Pet* 48, pp. 2341-2357.
- Ionov, D.A., Hofmann, A.W., 1995- Nb-Ta rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet SciLett.* 131: 341-356.
- Jung, S., Hoffer, E. and Hoernes, S., 2007- Neo- Proterozoic rift- related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, 96, 415-435.
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Nakano, S., 1997- Trace element transport during dehydration processes in the subduction oceanic crust: 1. Experiments and implication for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 193-205.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- McDonough, W.F., McCulloch, M.T., Sun, S.S., 1985- Isotopic and geochemical systematic in Tertiary- Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2051-2067.
- Menzies, M., 1987- Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Special publication, vol. 30, pp. 15-27.
- Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and Potassic Volcanic rocks From Different Tectonic Setting: A Pilot study. *Mineralogy and Petrology*, 46, 259-289.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman, 325 pp.
- Shand, S.J., 1943- Eruptive rocks: Their genesis, composition, Classification and their relation to Ore – deposits, 3rd edition. John Wiley Sons, New York, pp. 488.
- Soesoo, A., 2000- Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts, Australia *Journal of the Geological Society, Candon*, 157.
- Sorensen, H., 1979- The alkaline rocks. Chichester: Wiley, 622pp.
- Srivastava, R.K., Singh, R.K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism, *Journal of Asia Earth sciences*, 23, 373-389.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Mem. Ser. Geol. France*, N. 8, p 333- 353.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., and Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, PP.313-345.
- Thirlwall, M.F., Burnard, P., 1990- Pb-Sr-Nd isotope and chemical study of the origin of undersaturated and oversaturated shoshonitic magmas from the Borralan pluton, Assynt, NW Scotland. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 147, 259-269.
- Thompson, R.N. and Fowler, M.B., 1986- Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism, a study of Siluro- Ordovician syenites, from the Scottish Caledonids, *Contrib. Minra. Petrol*, 94, 507-522.
- Wass, S.Y., Roger, N.W., 1980- Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1811-1823.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-657.