

بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی کلبیر (آذربایجان شرقی)

غلامرضا تاج‌بخش^{۱*}، محمد هاشم امامی^۲، حسین معین وزیری^۳ و نعمت‌الله رشیدنژاد عمران^۴

^۱ دانشجوی دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.
^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
^۳ استاد، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.
^۴ استادیار، دانشگاه تربیت مدرس تهران، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۴/۰۶

چکیده

توده نفوذی نفلین‌سیئیت کلبیر در جنوب و باختر شهرستان کلبیر در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. این توده نفوذی منطقه‌بندی شده، حاصل تزریق دو فاز مجزای تحت اشباع و اشباع از سیلیس در زمان الیگوسن-میوسن است. سنگ‌های تحت اشباع شامل آلکالی‌پروکسیت، ملاآلکالی‌گابرو-نفلین‌گابروپوریت، نفلین‌سیئیت و دایک‌های نفلین‌سودالیت‌سیئیت است. سنگ‌های اشباع از سیلیس شامل استوک کوارتزموزنونیتی نفوذ کرده به مرکز توده نفلین‌سیئیتی و دایک‌های کوارتزسیئیت و میکروسیئیتی مرتبط با آن است. فاز تحت اشباع ماهیت آلکالن پتاسیک دارد و نفلین‌سیئیت‌ها از نوع مالیکیت‌های میاسکیتی هستند. در مقابل، سنگ‌های اشباع به سری ماگمایی کلسیمی-قلیایی (کالک آلکالن) با پتاسیم بالا تا شوشونیتی تعلق دارند. بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان داده که انواع سنگ‌های تحت اشباع هم‌ماگما هستند و فرایندهای تفریق بلورین، تجمع بلورین و شناوری کانی‌های کم‌چگال در تحول ماگما‌های آنها نقش اساسی داشته‌اند. غنی‌شدگی شدید عناصر کمیاب به ویژه LREE و LILE‌ها در برابر تهی‌شدگی متغیر HREE و HFSE‌ها نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای بازالتی مادر از گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم شده توسط فرورانش دیرین است. ماگمای اشباع از سیلیس کلبیر احتمالاً بر اثر ذوب بخشی پوسته زیرین به وجود آمده و شباهت‌های ژئوشیمیایی آن با انواع تحت اشباع، به علت آمیختگی و آلابش ماگمایی بوده است. تزریق پی‌درپی ماگما‌های قلیایی و کلسیمی-قلیایی پس از اتوسن در آذربایجان می‌تواند در یک محیط پس از برخورد روی داده باشد.

کلیدواژه‌ها: نفلین‌سیئیت، سنگ‌کره متاسوماتیسم شده، پس از برخورد، کلبیر، آذربایجان شرقی

***نویسنده مسئول:** غلامرضا تاج‌بخش

E-mail: grttajbakhsh@yahoo.com

۱- مقدمه

توده نفلین‌سیئیت کلبیر به مساحت تقریبی ۱۲۷ کیلومتر مربع در جنوب و باختر شهرستان کلبیر به مختصات جغرافیایی "۳۰' ۵۱" ۳۸° - "۰۵' ۴۵" ۳۸° عرض شمالی و "۲۰' ۰۴" ۴۷° - "۰۰' ۵۶" ۴۶° طول خاوری، بزرگ‌ترین توده نفوذی تحت اشباع از سیلیس و بخشی از ماگماتیسیم پرتکاپو و پیچیده سنوزویک پهنه مرکزی ایران است (شکل ۱) (آقاباتی، ۱۳۸۳). این توده برخلاف توده‌های نفلین‌سیئیتی نقاط دیگر زمین که با ماهیت قلیایی-سدیمی، بیشتر در مناطق مرتبط با کافت‌های قاره‌ای دیده می‌شوند، ماهیتی پتاسیمی داشته و ویژگی‌های مناطق کافت درون قاره‌ای را نشان نمی‌دهد. از سوی دیگر در مناطقی که توده‌هایی با ویژگی‌های مشابه توده کلبیر معرفی شده‌اند، امروزه فرورانشی وجود ندارد و یا زمان زیادی از پایان آن گذشته است (Michell, 1996; Turner et al., 1996; Aldanmaz et al., 2000; Ying et al., 2007; Zhao et al., 2009). باتوجه به حضور توده‌های نفوذی قلیایی-پتاسیمی هشتر، رزگاه، بزگوش، باشکند و هم‌ارزهای خروجی گسترده آنها در شمال باختر ایران (نام‌پاک و همکاران، ۱۳۸۷ و عبادی، ۱۳۸۶) و ناحیه قفقاز (Kogarko et al., 1995; Dilek et al., 2009)، این نوشتار می‌تواند راهگشای مطالعات بعدی این مناطق باشد.

۲- مطالعات پیشین

باباخانی (۱۳۶۰) اولین پژوهش مدون و قابل اتکا را بر روی نفلین‌سیئیت کلبیر انجام داد و پس از آن حاجی‌علی‌اوغلی (۱۳۸۰) هاله دگرگونی این توده را مطالعه نمود. باباخانی و امینی‌آذر (۱۳۷۳)، بر روی توده نفلین‌سیئیت کلبیر به عنوان ماده اولیه تولید آلومینا، شیشه، سرامیک و سنگ‌های تزئینی، مطالعات اکتشافی انجام دادند.

۳- روش مطالعه

برای انجام این پژوهش، ضمن بازدیدهای صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، از انواع مختلف سنگ‌های منطقه ۱۷۰ نمونه مقطع نازک تهیه شد و پس از مطالعات میکروسکوپی، از بین آنها ۲۴ نمونه انتخاب و در آزمایشگاه ALS کانادا به روش ICP-MS از لحاظ عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. همچنین نسبت آهن دو ظرفیتی به سه ظرفیتی به روش Middlemost (1989) تصحیح شد. ۴۶ نقطه از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، نفلین، سودالیت و گارنت با استفاده از دستگاه الکترون‌میکروپروب نوع JEOL ۸۲۰۰ در شرایط ولتاژ ۱۲ kV و جریان اشعه ۲۰ nA برای کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن و ۱۰ nA برای بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپاتوئید با زمان‌های شمارش ۳۰ ثانیه در پیک‌ها، در دانشگاه میلان ایتالیا تجزیه شد.

۴- زمین‌شناسی و چینه‌شناسی منطقه

صرف‌نظر از سنگ‌های آتشفشانی و مرمرهای ژوراسیک بالا-کرتاسه پایین که رخنمون بسیار محدودی در منطقه دارند، کهن‌ترین و گسترده‌ترین واحدها مربوط به کرتاسه بالایی (باباخانی و همکاران، ۱۳۶۹) شامل رسوبات آواری (ماسه‌سنگ‌های میکادار، کنگلومرا، شیل سیلتی)، توف و توفیت، با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی زبرداری است که بر روی آن رخساره‌های کربناتی به‌صورت گسترده رخنمون دارند. رخساره آهکی شامل آهک چرت‌دار ریزدانه، سنگ‌آهک نازک لایه مارنی، شیل و ماسه‌سنگ حاوی لایه‌های نازک توف است که بر اثر جریان حرارتی توده نفوذی به مرمر (دولومیتی و کربناتی)، اسکارن، کالک‌شیت و کوارتزشیت‌های سبز-خاکستری تبدیل شده‌اند. در جنوب توده آذرین و در بالای

۴-۲. سنگ‌های نفوذی اولیگو - میوسن

۴-۲-۱. آلکالی کلینوپروکسینیت: در خاور روستای پیغان رخنمون محدودی از سنگ‌های کلینوپروکسینیتی در زیر گابروهای لایه‌ای و گاه به صورت بین لایه‌ای با آن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ - الف و ب). این پیروکسینیت‌ها از نظر سنگ‌چینه‌نگاری و کانی‌شناسی بسیار شبیه پیروکسینیت‌های منطقه هشتسر (تاج‌بخش و همکاران، ۱۳۸۷) هستند. با توجه به قرار گرفتن پیروکسینیت کلیبر در زیر ملاگابروهای لایه‌ای و تبدیل تدریجی آنها به یکدیگر، همچنین تبدیل تدریجی گابروهای لایه‌ای به گابروهای گرانولار و سپس به نفلین‌سینیت در بالا، احتمالاً بخش‌های عظیم پیروکسینیتی در زیر باقی مانده و مانند هشتسر در سطح رخنمون نیافته‌اند. همچنین اتولیت‌هایی از جنس پیروکسینیت در بخش‌های مختلف توده دیده می‌شوند. وجود لایه‌بندی مدال و فازی در این محل که باعث تشکیل سنگ‌های ناهمگن گابرویی - پیروکسینیتی با بافت انباشتی شده به همراه شباهت‌های غیر قابل انکار کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، هم‌ماگما بودن پیروکسینیت‌ها و نفلین‌سینیت‌های کلیبر را ثابت می‌کند (تاج‌بخش، ۱۳۸۹).

بافت این سنگ‌ها از نوع انباشتی ادکومولا و کمتر مزوکومولا است که بلورهای کلینوپروکسین (دیوپسید - سالیست) فاز کومولوس و کانی‌مگنتیت به شکل مدور و قطره‌ای با جدایش هرسینیت، فاز اینترکومولوس آن را می‌سازند (شکل‌های ۳ - ج و د). پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، اسفن، اپیدوت، بیوتیت و آمفیبول کانی‌های فرعی و ثانوی این سنگ‌ها هستند.

۴-۲-۲. آلکالی‌ملاگابرو - مونزوگابرو دیوریت (اسکسیت): در حاشیه جنوب خاوری و جنوبی توده نفوذی کلیبر، سنگ‌های مافیک گابرویی با گسترش زیاد دیده می‌شوند که از ترازهای پایین به سمت بالا و از خاور به باختر، ساختار لایه‌ای با بافت انباشتی آنها به نفلین‌گابرو - دیوریت‌های مزوکرات (اسکسیت و ترالیت) با بافت افیتی تا گرانولار تبدیل می‌شود. بر روی این واحد و با مرز عادی، نفلین‌سینیت‌های لایه‌ای و گرانولار قرار می‌گیرند.

لایه‌بندی مدال موجود در بخش‌های زیرین این نوع سنگ‌ها حاصل جهت‌یافتگی ماگمایی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسین و تناوب لایه‌های غنی از این کانی‌ها است (شکل‌های ۴ - الف و ب) که گاه به دلیل اغتشاشات جریان‌های ماگمایی، نظم این لایه‌بندی به هم خورده است.

رنگ این سنگ‌های ملانو کرات تا مزوکرات، بیشتر سیاه و کمتر سبز خاکستری است و در مجاورت نفلین‌سینیت‌ها رنگ روشن‌تری دارند. ترکیب آنها از آلکالی‌گابرو نفلین‌دار و نفلین‌گابرو (ترالیت) تا نفلین‌مونزوگابرو دیوریت (اسکسیت) تغییر می‌کند. پیروکسین از نوع دیوپسید - سالیست و پلاژیوکلاز از نوع آندزین - لابرادور دو کانی اصلی این سنگ‌ها هستند. در سنگ‌های تفریق‌یافته تر افق‌های بالایی پلاژیوکلازها منطقه‌بندی شیمیایی دارد و هسته کلسیمی‌تر آنها به زئولیت و آنالسیم تجزیه شده است. بر اثر عملکرد محلول‌های غنی از پتاسیم، آثار متاسوماتیسم و تبدیل به فلدسپار قلیایی در آنها مشهود است. فلدسپار قلیایی تنها در اسکسیت‌ها، به صورت بلورهای درشت و بی‌شکل رشد کرده در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز (که دارای منطقه‌بندی هستند) دیده می‌شوند. آمفیبول و بیوتیت بیشتر در حاشیه بلورهای پیروکسین تشکیل شده‌اند. نفلین در این سنگ‌ها بر اثر دگرسانی به مجموعه‌ای از آنالسیم، زئولیت و سوادلیت تبدیل شده است. در اسکسیت‌ها، هم‌رشدی کرمی‌شکل بلورهای نفلین و پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل‌های ۴ - ج و د) که احتمالاً محصول متاسوماتیسم پلاژیوکلاز در دمای بالا است (Mitchell & Pilat, 1979). مگنتیت، اولوین ایدینگسیتی، آپاتیت، اسفن، زیرکن، اپیدوت، کلریت، کلسیت، زئولیت و آنالسیم از کانی‌های تجزیه‌ای و فرعی دیگر این سنگ‌ها هستند.

۴-۲-۳. دایک‌های آلکالی‌گابرو پکمانویدی: این دایک‌ها فقط ملاگابروها را قطع کرده‌اند و در بخش‌های نفلین‌سینیتی دیده نمی‌شوند. بافت آنها گرانولار بسیار درشت‌دانه

واحد آواری، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی کرتاسه قرار گرفته که متشکل از آندزیت، تراکیت و تراکی آندزیت پورفیری همراه با برش‌ها و توف‌های آندزیتی است. مطالعات حاجی‌علی‌اوغلی (۱۳۸۰) نشان داده است که در حاشیه توده کلیبر سنگ‌های متنوع با سن کرتاسه بالا تا رخساره پیروکسین هورنفلس دچار دگرگونی شده‌اند. در بالای واحدهای کرتاسه، واحدهای خروجی با سن ائوسن قرار گرفته‌اند که توده کلیبر پس از قطع کردن واحدهای کرتاسه، به بخش‌های زیرین آن نفوذ کرده است. این واحدها می‌توانند معادل گدازه‌های آلکالن و شوشونیتی منطقه شمال باختر مشکین‌شهر باشند که سن مطلق آنها را با روش K-Ar، ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال (ائوسن میانی تا بالایی) گزارش کرده‌اند (Alberti et al., 1976).

بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمالی توده دیده می‌شود که به دلیل هم‌ترکیبی با نفلین‌سینیت‌ها، به جز کمی تبلور دوباره و درشت‌تر شدن خمیره، آثار دگرگونی چندانی نشان نمی‌دهند. بخش دیگری از واحدهای ترشیری منطقه توده‌های نفوذی الیگو - میوسن کلیبر است که شامل دو بخش اصلی تحت اشباع و اشباع - فوق اشباع جایگزین شده در دو مرحله‌اند:

مرحله اول پلوتونیسیم تحت اشباع از سیلیس بوده، شامل آلکالی‌پیروکسینیت، نفلین‌گابرو دیوریت، نفلین‌سینیت و دایک‌های نفلین‌سودالیت‌سینیت است.

مرحله دوم پلوتونیسیم اشباع و فوق اشباع از سیلیس بوده، به دو صورت استوک کوآرتز مونزونیتی (روستای اوزی) و دایک‌های میکروسینیتی پراکنده دیده می‌شود.

ساختار منطقه‌بندی شده توده نفوذی کلیبر و نحوه جایگیری آن به گونه‌ای است که از خارج به داخل توده، به ترتیب: آلکالی‌پیروکسینیت، ملاآلکالی‌گابرو، نفلین‌گابرو دیوریت و نفلین‌سینیت به صورت نعل اسبی و هم‌مرکز قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲ الف). بخش کوآرتز مونزونیتی نیز به شکل یک استوک مستقل درون بخش نفلین‌سینیتی و تقریباً در مرکز توده نفوذی تزیق شده است. این شکل بیانگر تحول شیمیایی ماگمای تحت اشباع در نتیجه تبلور بخشی و تفریق بلورین، بر اثر نیروی گرانش و جریان‌های همرفتی ماگمایی است (تاج‌بخش، ۱۳۸۹). طی مراحل اولیه تبلور، بر اثر تجمع بلورهای پیروکسین، مگنتیت و پلاژیوکلاز در کف و حاشیه پلوتون، بخش‌های پیروکسینیت و گابروهای با بافت انباشتی ایجاد شده، سپس با پیشرفت تحول ماگمایی و آغاز تبلور کانی‌های با چگالی کمتر مانند فلدسپار و فلدسپاتوئید، این کانی‌ها در بخش بالایی آشیانه ماگمایی تجمع یافته و نفلین‌سینیت را به وجود آورده‌اند (شکل ۲-۲ ب).

۵- سنگ‌نگاری

۵-۱- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن

در ائوسن فعالیت ماگمایی این منطقه به صورت آتشفشانی بوده و از لحاظ شیمیایی با توده‌های نفوذی اولیگو میوسن کلیبر تفاوت چندانی ندارند. این گدازه‌ها شامل لایت، فویید تراکیت و لوسیت ترفوفولیت هستند. بافت این سنگ‌ها از شیشه‌ای تا هیالوپورفیری، پورفیری با خمیره میکروولیتی و فلسیتی تغییر می‌کند که در افق‌های پایین‌تر ویژگی‌های نیمه آتشفشانی نشان می‌دهند. نمونه‌های مطالعه شده دارای درشت‌بلورهای فلدسپار قلیایی شکل‌دار از نوع ارتوز پرتیتی یا ساندین و پلاژیوکلاز هستند که گاه بافت گلمرو پورفیری می‌سازند. کلینوپروکسین، لوسیت (پسودولوسیت)، نفلین، اکسید آهن - تیتانیم، آپاتیت و زیرکن نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. خمیره این سنگ‌ها شامل بلورهای ریز فلدسپار، فلدسپاتوئید و کانی‌های کدر یا تیره است. آنالسیم، بیوتیت ثانوی، کلریت، ترمولیت، اکتینولیت، زئولیت و لوکوکسین کانی‌های حاصل از تجزیه کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند.

سودالیت دارای منطقه‌بندی ترکیبی این سنگ‌ها بیش از نفلین‌سینیت‌ها است. **دایک‌های نفلین - سودالیت‌سینیت (فویایت - دیترویت):** بیشتر دایک‌های درشت‌دانه غنی از فاز سیال هستند که به علت کاهش فاز سیال در مرکز این دایک‌ها، بخش درونی دانه‌ریزتر از بخش حاشیه‌ای است و نوعی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. (Sorensen 1978) تشکیل این دایک‌های پگماتوئیدی را حاصل تمرکز دوره‌ای سیال‌های ماگمایی به همراه شناوری و تجمع بلورهای با چگالی کمتر در افق‌های بالایی آشیانه ماگمایی می‌داند. این سنگ‌های هولولوکوکرات تا لوکوکرات به رنگ صورتی تا کرم، دارای بافت تراکتوئیدی (فویایتی) با جهت‌یافتگی خاص بلورهای ارتوز و آمفیبول و گاه اینترگرانولار هستند. فلدسپار قلیایی پرتیتی، سودالیت و نفلین تا حداکثر ۳۰ درصد مدال، پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز، آمفیبول و پیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این دایک‌ها هستند. فلوتوریت، زیرکن و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی و بیوتیت، مسکوویت، سریسیت، کانکرنیت، زئولیت، کلسیت، اسفن و کمی کلریت و اپیدوت به عنوان کانی‌های ثانویه در این دایک‌ها دیده می‌شوند.

دایک‌های فوئیتی: در فاصله چند ده متری معدن پیغان، تقریباً در مرز نفلین‌گابروها با نفلین‌سینیت‌ها و در امتداد گسل کلاله، دایک‌هایی به رنگ خاکستری روشن و با روند شمال‌خاور - جنوب باختر دیده می‌شوند که بافت پورفیری تا نیمه‌آتشفشانی نشان می‌دهند. این دایک‌ها که فقط در این نقطه دیده می‌شوند، احتمالاً بر اثر صعود سریع ماگما از محل شکستگی‌های همراه با جایگزینی، به‌وجود آمده‌اند. بافت این سنگ‌ها از نوع پورفیری با خمیره میکروولیتی تا مخفی بلورین (کریپتوکریستالین) است و دارای درشت‌بلورهای فلدسپار قلیایی (سانیدین)، آمفیبول و آنالسیم همراه با مگنتیت و کمی اسفن هستند. خمیره این سنگ‌ها نیز شامل بخش شیشه‌ای تا کمی میکروولیتی متشکل از فلدسپار قلیایی، فوئید (۲۰ درصد نفلین نورماتوئیت) و کانی‌های اپاک یا کدر است.

کوارتزومونزویت-گرانیت‌ها: در مرکز توده نفوذی کلیبر در روستاهای اوزی و گلدور، استوک کوارتزومونزویت-گرانیتی به شکل دایره‌ای نفوذ کرده (شکل ۷) که در هیچ یک از مطالعات پیشین به آن اشاره نشده و آن را از بخش نفلین‌سینیتی جدا نکرده‌اند. این توده فوق‌اشباع توسط یک سامانه گسلی راست‌گرد با مؤلفه عادی جابه‌جا شده و حالتی پلکانی پیدا کرده است. این سنگ‌های مزوکرات تا لوکوکرات کرم تا سفید - خاکستری، بافت گرانولار و در برخی نمونه‌ها بافت افیتی و گرافیک دارند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده از مونزودیوریت - کوارتزومونزویت تا گرانیت متغیر است اما حجم کوارتزومونزویت در آن بیشتر است. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن ارتوزپرتیتی، پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (با هسته لابرادوریت و حاشیه الیگوکلاز)، پیروکسن (اوژیت)، آمفیبول (منیزیهورنبلند) و کوارتز (با میزان مدال ۵ تا حداکثر ۲۰ درصد) است. اسفن، آپاتیت و زیرکن به عنوان کانی‌های فرعی و بیوتیت، کلریت، کلسیت و زئولیت به عنوان کانی‌های ثانویه هستند.

دایک‌های میکروسینیت - کوارتزسینیت: تقریباً همه انواع سنگی توده نفوذی کلیبر توسط دایک‌های لوکوکرات صورتی رنگ از نوع کوارتزسینیت - میکروسینیت قطع شده‌اند. این دایک‌ها احتمالاً مرتبط با نفوذ و جایگیری استوک کوارتزومونزویت و دارای بافت میکروگرانولار تا آپاتیت‌مانند هستند. از نظر کانی‌شناسی تقریباً مشابه و کمی تفریق‌یافته‌تر از کوارتزومونزویت‌ها هستند.

۶- شیمی کانی‌ها

۶-۱. کلینوپروکسن

ترکیب کانی‌شناسی کلینوپروکسن در پیروکسنیت‌های کلیبر در حدود $Wo_{49.31}En_{38.85}Fs_{11.84}$ و در آلکالی‌ملاگابروها و اسکسیت‌ها $Wo_{48.55}En_{38.47}Fs_{12.98}$ تا $Wo_{50.7}En_{36.2}Fs_{15.1}$ است (شکل ۸ - الف). در نمونه‌های نفلین‌سینیتی، کلینوپروکسن

است و کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز کلسیمی سازنده‌های اصلی آن هستند. آمفیبول و بیوتیت حاصل از متاسوماتیسم پیروکسن به همراه اسفن، آپاتیت و مگنتیت از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها هستند.

نفلین‌مونزوسینیت‌ها - نفلین‌سینیت‌ها (مالیگنیت): بخش اصلی توده نفوذی کلیبر از جنس نفلین‌سینیت است. این بخش که در مرکز توده رخنمون دارد، عمدتاً توسط ردیف آتشفشانی انوسن پوشیده شده و در مجاورت سنگ‌های نفلین‌گابرو - دیوریت دارای ساخت لایه‌ای و بافت انباشتی و در بخش‌های درونی توده دارای بافت اینترگرانولار، گرانولار و گاه پورفیروئیدی است. این سنگ‌ها به رنگ خاکستری تیره و روشن، عمدتاً مزوکرات و کمتر لوکوکرات هستند و در طبقه‌بندی Mitchell (1996) در محدوده مالیگنیت (Malignite) و لوکو مالیگنیت یا یوویت (Juvite) قرار می‌گیرند. فلدسپار قلیایی تا ۶۵ درصد این سنگ را تشکیل می‌دهد اما پلاژیوکلاز با دو نسل متفاوت در سنگ دیده می‌شود: پلاژیوکلازهای کلسیمی که معمولاً هسته بلورهای بی‌شکل فلدسپارهای قلیایی را می‌سازند و در واقع بیگانه‌بلورهای (زینوکریست) هم‌ماگما با نفلین‌سینیت هستند که از بخش‌های مافیک زیرین به درون ماگمای سینیتی افتاده‌اند و دیگر بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار آلپیت - الیگوکلاز که در سنگ فراوان‌ترند. کلینوپروکسن از نوع سالیته و فروسالیته ۵ تا ۱۵ درصد مدال سنگ را می‌سازد. نفلین حداکثر تا ۲۲ درصد مدال سنگ دیده می‌شود که بر اثر فرایندهای گرمایی تغییر یافته و به کانی‌های کانکرنیت، میکای سفید (لیبیرت)، سودالیت، زئولیت (ناترولیت) و آنالسیم تبدیل شده‌اند (شکل ۵). تبدیل نفلین به کانکرنیت و سودالیت مستلزم افزایش CO_2 و هالوزن‌ها به‌ویژه کلسر، فلوتور و گوگرد در سیال آب‌دار پس‌ماگمایی است (Fall et al., 2007). سودالیت در نمونه دستی آبی‌رنگ و در مقاطع نازک بیشتر به صورت بلورهای شش‌گوش مجزا دیده می‌شود. این کانی‌ها بر اثر ورود فاز سیال غنی از کلر و گوگرد، و تأثیر آن بر بلورهای نفلین حاصل شده‌اند. آمفیبول، گارنت از نوع آندرادیت غنی از تیتانیم و ملانیت، کانکرنیت، بیوتیت، فلوتوریت، مگنتیت، پیریت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، کلسیت، کلریت، زئولیت، آنالسیم، مسکوویت و کانی‌های رسی از کانی‌های فرعی و تجزیه‌ای دیگر این سنگ‌ها به شمار می‌آیند.

نفلین‌سودالیت‌مونزودیوریت - مونزویت اتولیتی: در بخش شمال و شمال‌خاوری توده نفلین‌سینیتی، بخش‌های ملانوکرات (سیاه - خاکستری تیره) به صورت میانبرهای کروی و ساخت شیلیون دیده می‌شوند که منظره‌ای ناهمگن به سنگ داده‌اند. مهم‌ترین و زیباترین رخنمون این پدیده به‌صورت یک لایه تیره دایک‌مانند، با ستبرای تقریبی ۷۰ سانتی‌متر و درازای چند ده متر، در باختر روستای زاویه دیده می‌شود (شکل‌های ۶ - الف و ب). این سنگ، از بیگانه‌سنگ‌های سنگ‌میزبان که به فراوانی در توده نفوذی دیده می‌شوند، متفاوت است، زیرا افزون‌بر شباهت‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، برخلاف دایک‌ها، مرز قاطع و مستقیم نداشته و دارای سطوح تماس قله‌ای و سینوسی و کمی دورتر به صورت کرات بدون هیچ حاشیه واکنشی است (شکل‌های ۶ - ج و د). داشتن این شکل کروی و مرز سینوسی، می‌تواند دلیلی بر هم‌منشأ و هم‌سن بودن ماگماهای تیره و روشن باشد (Platevoet et al., 1988). ریزش بخش‌های مافیک در حال تبلور بر روی دیواره آشیانه ماگمایی به درون ماگمای نفلین‌سینیتی و تمرکز فاز سیال در آن می‌تواند مهم‌ترین عامل سازنده این سنگ‌ها باشد (Bailey, 2006). بافت این سنگ‌ها پورفیروئیدی و سیگموئیدال است. از نظر کانی‌شناسی بسیار شبیه نفلین‌سینیت‌ها هستند اما بیگانه‌بلورهای پیروکسن (شکل ۶ - ه) با حاشیه‌های خرده شده (که از نظر ترکیبی بسیار شبیه پیروکسن‌نفلین‌گابروها است) و پلاژیوکلازهای کلسیمی در هسته بلورهای بی‌شکل فلدسپار قلیایی (شکل ۶ - و) به فراوانی در آن دیده می‌شوند. مقدار آمفیبول، گارنت و

هستند، میزان اکسید سدیم از ۱۵/۷۴ تا ۱۶/۷۷، کلسیم از ۱/۲۵ تا ۱/۷، آلومینیم از ۳۳/۱۱ تا ۳۳/۴ و سیلیس از ۴۲/۲۴ تا ۴۷/۲۷ درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۵).

۶-۷. سودالیت

سودالیت‌های موجود در دایک‌های نفیلین‌سودالیت‌سینیتی که بیشتر به صورت پرکننده فضای بین بلورهای دیگر دیده می‌شوند، سیلیس بالا (حداکثر ۴۰/۵۴ درصد وزنی) و ترکیب تقریباً ثابتی دارند. اکسید کلسیم این سودالیت‌ها ناچیز و بیشینه آن ۰/۳۳ درصد وزنی است. در مقابل، سودالیت‌های موجود در اتولیت‌ها دارای بلورهایی با ترکیب متفاوت در مرکز و حاشیه هستند. بدین ترتیب که بخش‌های مرکزی با سدیم بالا (سودالیت) و بخش‌های ایزوتروپ حاشیه از نوع لازوریت (هانوین دارای سولفات و سولفید) و با کلسیم بیشتر (۰/۷۱ تا ۵/۳۴ درصد) و سدیم کمتر (۱۳/۰۴ تا ۱۵/۴۵ درصد) هستند (جدول ۵).

۴-۷. طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین و سری ماگمایی

در نمودار Cox et al. (1979) برپایه تغییرات درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ سنگ‌های مختلف توده کلیبر در محدوده‌های گابرو و نفیلین‌سینیت قرار می‌گیرند. با این توضیح که دایک‌های نفیلین‌سودالیت‌سینیت (فویایت) به علت تمرکز بیشتر عناصر قلبیایی، در بالای محدوده نفیلین‌سینیت و یک نمونه اتولیتی در مرز مونزودوریت و نفیلین‌سینیت قرار گرفته‌اند. لائیت - تراکت فوییدار و تفرونولیت‌های با سن ائوسن کلیبر در محدوده‌های معادل فنوتفریت جای می‌گیرند (شکل ۹-الف).

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Irvine & Baragar, 1971) تمام نمونه‌های تحت اشباع در سری آلکالن و سنگ‌های اشباع و فوق اشباع در سری‌های آلکالن و ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۹-ب).

در نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}$ (شکل ۹-ج)، بیشتر نمونه‌ها به استثنای برخی از دایک‌های نفیلین‌سودالیت‌سینیتی (به دلیل تمرکز زیاد کانی سودالیت) دارای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بیشتر از واحد هستند (شکل ۹-ج). قرار گرفتن بیشتر نمونه‌ها در بخش بالای خط $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1$ نشانه بیشتر بودن پتاسیم این نمونه‌ها نسبت به سدیم و وابستگی آنها به سری قلبیایی-پتاسیمی ($1 < \text{K}_2\text{O} < 3$) است (Mitchell, 1996). این سنگ‌ها نمی‌توانند فراپتاسیمی (اولتراپتاسیک) (Foley et al., 1987) باشند، زیرا میزان MgO آنها کمتر از ۳ درصد است.

تمامی نمونه‌های نفیلین‌سینیتی، نفیلین‌سودالیت‌سینیت و فنولیتی دارای نسبت $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ کمتر از ۰/۸ بوده و از نوع میاسکیتی هستند (شکل ۹-د). میاسکیت‌ها برخلاف آگپایت‌ها که دارای کانی‌های کمیاب فراوانی هستند، معمولاً به جز مگنتیت، ایلمنیت، آپاتیت، زیرکن، فلوتوریت و کلسیت، کانی فرعی نادری ندارند و نمی‌توان انتظار کانی‌های کمیاب تیتان-زیرکنیم سدیم‌دار را داشت (Platt, 1996).

۸- ژئوشیمی

۸-۱. تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2

از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۱۰) نتایج زیر مشخص می‌شوند:
- روند تحولی سنگ‌های تحت اشباع کاملاً از سنگ‌های اشباع و فوق اشباع متفاوت است، اما روند تحولی در سنگ‌های تحت اشباع یکسان است و هم‌ماگما به نظر می‌آیند. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نیز هم‌روند با سنگ‌های تحت اشباع دیگر قرار می‌گیرند.

- بیشینه MgO در انواع سنگ‌ها، ۱۱/۲۵ درصد در پیروکسنیت‌ها است، بنابراین ماگمای سازنده پیش از رسیدن به این مرحله از جایگیری متحمل تفریق شده است.

سرگذشت متفاوتی داشته و دارای تغییرات ترکیبی منظم و شدیدتری است. ترکیب این کانی از دیوپسید تا فروسالیته با مؤلفه‌های ترکیبی $\text{Wo}_{48.5}\text{En}_{42.73}\text{Fs}_{8.77}$ تا $\text{Wo}_{49.83}\text{En}_{13.49}\text{Fs}_{26.68}$ در نوسان است به گونه‌ای که، ترکیب دیوپسیدی مرکز بلور به سالیته و سپس به فروسالیته در حاشیه تبدیل می‌شود (شکل ۸-ب و جدول ۱). شابهت زیاد ترکیب شیمیایی بخش‌های مرکزی این کانی با انواع موجود در آلکالی‌ملاگابروها، می‌تواند نشان‌دهنده به دام افتادن کلینوپیروکسن‌های بخش‌های ژرف‌تر آشانه ماگمایی باشد که در تحولات بعدی ماگما دچار سازگاری شده است (Brotzu et al., 2007). به گونه‌ای که از مرکز به حاشیه، در ازای غنی‌شدگی ساختاری آهن، آلومینیم، تیتانیم و تا حدودی سدیم، کاهش منیزیم، سیلیسیم و کلسیم دیده می‌شود. پیروکسن‌های موجود در کوارتزومونزونیت و گرانیت‌ها از نوع اوژیت، بدون هیچ منطقه‌بندی شیمیایی هستند. طیف ترکیبی آنها از $\text{Wo}_{26.7}\text{En}_{47.1}\text{Fs}_{26.2}$ تا $\text{Wo}_{27.12}\text{En}_{45.23}\text{Fs}_{27.65}$ تغییر می‌کند که دارای رزنی متفاوت از سنگ‌های پیشین هستند.

۶-۲. فلدسپارها

پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آلکالی‌ملاگابرو-اسکسیت، در محدوده ترکیبی لابرادوریت (با ۶۹ درصد An در ملاگابرو) تا آندزین (با ۴۴/۳ درصد An در اسکسیت) در تغییر است. ارتوز پرتیتی و آلپیت سازنده اصلی بلورهای آلکالی فلدسپار نفیلین‌سینیت‌ها هستند. ترکیب پلاژیوکلاز در نفیلین‌سینیت‌ها از الیگوکلاز (با ۱۳/۷ درصد An) تا بیوتونیت (با ۸۱/۲ درصد An) تغییر می‌کند. وجود پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در سنگ‌های نفیلین‌سینیتی نشانه وجود بیگانه‌بلورهای منشأ گرفته از بخش‌های ژرف‌تر و مافیک‌تر ماگما است. در دایک‌های نفیلین‌سودالیت‌سینیت (فویایت) فلدسپارها بیشتر از نوع ارتوز پرتیتی و آلپیت حاصل از متاسوماتیسم هستند. فلدسپارهای کوارتزومونزونیت و گرانیت‌های کلیبر نیز طیف ترکیبی گسترده‌ای دارند. فلدسپارهای قلبیایی از نوع ارتوز با درصد Or ۶۶/۸ تا ۹۹/۵ هستند. ترکیب پلاژیوکلازها که بیشتر دارای منطقه‌بندی شیمیایی هستند، از لابرادوریت (An درصد برابر ۵۳/۵) در مرکز تا الیگوکلاز (An درصد برابر ۱۶/۶) در حاشیه تغییر می‌کند (شکل ۸-ج). شکل نامنظم بخش‌های غنی‌تر از کلسیم به همراه ظاهر خرده شده و حاشیه منظم و سالم‌تر غنی از سدیم آن، بیگانه‌بلور بودن این بلورها را تداعی می‌کند.

۶-۳. آمفیبول‌ها

در آلکالی‌ملاگابرو-اسکسیت، آمفیبول‌ها از نوع فرو پارگازیت و به مقدار کمتر منیزین‌هاستنگزیت هستند. در نفیلین‌سینیت‌ها نیز آمفیبول ترکیب هاستنگزیت و پارگازیت دارد. دایک‌های نفیلین‌سودالیت‌سینیتی دارای آمفیبول‌های از نوع پارگازیت هستند. با این توضیح که از نظر شیمیایی منطقه‌بندی ترکیبی دارند و از مرکز به طرف حاشیه بلور، در برابر کاهش منیزیم و تیتانیم، میزان آهن و سدیم افزایش می‌یابد. آمفیبول کوارتزومونزونیت‌ها از نوع منیزیهوورنبلند است (شکل‌های ۸-د، ه و و).

۶-۴. گارنت

کانی گارنت به عنوان کانی متبلور شده در مراحل آخر تبلور فقط در بخش‌های نفیلین‌سینیتی دیده می‌شود. این کانی از نوع آندرادیت-گروسولار است که مجموع سازنده‌های پیروپ، آلماندین، اسپسارتین و اواریت آن کمتر از ۵ درصد است. از آنجا که میزان اکسید تیتانیم از ۱ درصد وزنی بیشتر است (جدول ۴)، می‌توان آن را ملانیت $\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ نامید (Deer, 1992). حاشیه برخی از بلورهای گارنت از سازنده آندرادیت و تیتانیم فقیرتر است.

۶-۵. نفیلین

ترکیب نفیلین در نفیلین‌سینیت‌ها از $\text{Ne}_{78.71}\text{Ks}_{17.28}\text{Q}_{4.01}$ تا $\text{Ne}_{76.33}\text{Ks}_{14.91}\text{Q}_{8.74}$ تغییر می‌کند. نفیلین‌های این سنگ از نوع غنی از پتاسیم (۴/۲ تا ۵/۵۳ درصد K_2O)

این مسئله است. وجود $Eu/Eu^* = 0.35 - 1.44$ نشان از بی‌هنجاری منفی و مثبت شدیدتر Eu در این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های مافیک‌تر پیشین دارد. این مسئله می‌تواند به سبب تغییر درصد مدال کانی‌های فلدسپار به‌ویژه پلاژیوکلاز (بیگانه‌بلور) باشد. - دایک نفلین‌سودالیت‌سینیت (فویایت) تنها نمونه‌ای است که الگوی متفاوتی با بخش‌های دیگر نشان می‌دهد. با این‌که این سنگ بیشتر غنی‌شدگی LREE را نسبت به کندریت دارد، HREE آن از تمام سنگ‌ها حتی پیروکسینیت‌ها کمتر است. نسبت بسیار زیاد $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ که برابر ۱۴۳ است، نشان‌دهنده تفریق بسیار شدید LREE نسبت به HREE است. این تفاوت الگو به هیچ‌وجه نمی‌تواند با منشأ جداگانه‌ای مرتبط باشد، چرا که مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی ارتباط تنگاتنگ این سنگ‌ها را به‌ویژه با نفلین‌سینیت‌ها مشخص کرده‌اند. تنها کانی که حذف آن می‌تواند این تهی‌شدگی شدید را در HREE ایجاد کند، گارنت است (Barbieri et al., 1987) که در این سنگ‌ها وجود ندارد. $Eu/Eu^* = 0.35$ این سنگ نشان از بی‌هنجاری منفی Eu دارد.

- الگوی REE لاتیت فویددار- ترفونولیت اتوسن این منطقه، کاملاً با الگوی نمونه‌های نفلین‌سینیتی هم‌پوشانی دارد و هم‌ماگما بودن آنها را تقویت می‌کند. این سنگ‌ها با داشتن $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 20.76$ و $Eu/Eu^* = 0.84$ دارای اشتراک با نمونه‌های نفلین‌سینیتی هستند.

- الگوی کوارتزومونزویت-گرانیت‌های مرکز توده کلیبر دارای غنی‌شدگی شدید LREE نسبت به HREE و تقعر بی‌سمت بالا است. این تقعر به گونه‌ای است که تقریباً Ho کمترین غنی‌شدگی را نسبت به کندریت دارد. این ویژگی احتمالاً به دلیل تفریق بلورهای آمفیبول از مذاب و یا باقی ماندن آن در سنگ منشأ است زیرا آمفیبول MREE را بیشتر در خود جای می‌دهد (Gao et al., 2009). این گروه دارای $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ از 9.69 تا 13.45 و بی‌هنجاری منفی ناچیز Eu هستند ($Eu/Eu^* = 0.65 - 0.8$). - الگوی دایک میکروکوارتزسینیتی این توده، هم‌پوشانی کاملی با بخش کوارتزومونزویت-گرانیتی دارد. مقادیر $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 8.89$ و $Eu/Eu^* = 0.89$ این الگو می‌تواند دلیلی بر هم‌منشأ بودن سنگ‌های اشباع- فوق اشباع کلیبر باشد.

۸-۴. نمودارهای عنبکوتی بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه

الگوهای عناصر کمیاب سنگ‌های مختلف توده کلیبر نسبت به گوشه اولیه (Sun & McDonough, 1989) در نمودارهای شکل ۱۳ نشان داده شده است.

- پیروکسینیت کلیبر دارای بی‌هنجاری منفی مشخص Nb و P است و عناصر LILE به‌جز Ba غنی‌شدگی خاصی نشان نمی‌دهد. در این سنگ‌ها نیز Ta و Ti بدون بی‌هنجاری هستند.

- این روند در آلکالی‌ملاگابرو تقریباً حفظ شده است، ضمن غنی‌شدگی شدید LILE، در Ti، Nb، Ta دارای بی‌هنجاری منفی و در Sm دارای بی‌هنجاری مثبت می‌شوند. P بدون بی‌هنجاری خاصی دیده می‌شود.

- در نفلین‌سینیت عناصر P، Nb، Ta و Ti بی‌هنجاری منفی، و LILE‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی دو عنصر Nb و Ta در این سنگ‌ها کمتر از پیروکسینیت و گابرونفلین‌دار است که دلیل آن سازگاری این دو عنصر در اسفن است (Vuorinen & Halenius, 2005) که در این سنگ‌ها به فراوانی دیده می‌شود. رفتار دوگانه عناصر Sr و Ba، همان‌گونه که پیش‌تر بیان شد، به دلیل وجود بیگانه‌بلورهای از پلاژیوکلاز غنی از کلسیم در برخی از نمونه‌ها است. عناصر Zr، Sm و Hf بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند.

- دایک نفلین‌سودالیت‌سینیت بیشترین غنی‌شدگی LILE (به‌جز Ba و Sr) را نسبت به گوشه اولیه دارد و دارای بی‌هنجاری منفی در عناصر Ta، Nb، Ti، Sr، P و بی‌هنجاری مثبت در عناصر Zr، Hf، Nd، La، U، Th، Rb است. - ترفونولیت کلیبر الگویی شبیه نفلین‌سینیت‌ها دارد.

دیده نشدن الومین به‌ویژه در سنگ‌های فرامافیک، تفریق الومین را در بخش‌های ژرف‌تر محتمل می‌کند.

- روندهای نزولی خوبی که اکسیدهای MgO ، FeO ، TiO_2 و CaO در مقایسه با تغییرات SiO_2 نشان می‌دهند، نشانه تفریق بلورهای پیروکسن، مگنتیت و احتمالاً پلاژیوکلاز غنی از کلسیم است.

- روند صعودی اما منقطع K_2O (با بیشینه ۸/۷۶ درصد وزنی) و Na_2O (با بیشینه ۹/۵۳ درصد وزنی) با تمرکز کانی‌های حامل این عناصر سبک، در بخش‌های بالایی آشیانه ماگمایی توجیه می‌شود. افزایش یکباره Na_2O در محدوده بسیار کوچکی از SiO_2 به دلیل تجمع کانی‌های سبک‌تر گروه سودالیت است.

- روند صعودی Al_2O_3 حاصل تفریق کلینوپیروکسن در مراحل اولیه تبلور و سپس تفریق و تجمع بلورهای فلدسپار و فلدسپاتوئید در سقف توده است.

- روند P_2O_5 از بخش پیروکسینیتی تا گابروبی ابتدا افزایشی و سپس نزولی است. به عبارتی، بیشترین میزان این عنصر در بخش‌های گابروبی (با ۰/۵۹ درصد وزنی) دیده می‌شود که در درصد مدال بیشتر آپاتیت در این سنگ‌ها هماهنگ است. افت شدید این اکسید در پیروکسینیت‌ها را نیز می‌توان با ماهیت انباشتی این سنگ‌ها مرتبط دانست (Updhyay et al., 2006).

- سنگ‌های گرانیتی و کوارتز سینیت-مونزویت روند و خاستگاهی متفاوت دارند، هرچند شباهت بخش‌های حاشیه‌ای گرانیت مرکزی کلیبر با بخش‌های نفلین‌سینیتی، ایده آلاش، هضم و واکنش با سنگ دیواره را تقویت می‌کند.

۸-۲. تغییرات عناصر Sr- Zr و Rb

افزایش تدریجی Sr از بخش فرامافیک تا مافیک و کاهش آن از بخش مافیک تا فلسیک، بیانگر افزایش نقش پلاژیوکلاز در تحول ماگمایی و خارج شدن آن از فاز لیکیدوس در بخش‌های تفریق‌یافته‌تر است (شکل ۱۱- الف). مطابق Jung et al. (2007)، در ماگماهای نفلین‌سینیتی، فلدسپارقلیایی به جای پلاژیوکلاز فاز در تعادل با مذاب است.

افزایش دو عنصر ناسازگار Rb با شعاع یونی بزرگ و بار کم و Zr با شعاع یونی کوچک و بار یونی زیاد نیز نشان‌دهنده فرایند تفریق بلورین به عنوان مؤثرترین عامل تحول ماگمایی است (شکل ۱۱- ب).

۸-۳. الگوهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت

الگوهای عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های مختلف توده کلیبر نسبت به کندریت (Sun & McDonough, 1989) در نمودارهای شکل ۱۲ نشان داده شده است:

- الگوی عناصر خاکی کمیاب پیروکسینیت نسبت به کندریت، دارای تعدلی به سمت بالا است که میزان غنی‌شدگی عنصر Nd بیشتر از Ce، Pr و La است. در این سنگ نسبت $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 1/64$ و $Eu/Eu^* = 0.75$ است. دلیل این الگوی خاص (تحدب به سمت بالا) که دقیقاً مشابه الگوی نمونه کلینوپیروکسینیت Ulindi مالوای (Eby et al., 1998) و کلینوپیروکسن‌های توده Gronnedal Ika گرینلند با نسبت $Na/Ca = 0.2$ است (Marks et al., 2004)، تجمع کانی کلینوپیروکسن به صورت انباشتی است.

- الگوی عناصر خاکی بخش آلکالی‌ملاگابروبی با کمی تحدب به سمت پایین و $La_{(N)}/Yb_{(N)} = 8/34$ و $Eu/Eu^* = 0.81$ است، از پیروکسینیت‌ها تفریق‌یافته‌تر است. غنی‌شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE، به دلیل کاهش کلینوپیروکسن و افزایش مدال کانی‌های فلسیک است.

- الگوی بخش نفلین‌سینیتی، شبیه آلکالی‌ملاگابروها و تفریق‌یافته‌تر به‌ویژه از نظر LREE است. برخی از نفلین‌سینیت‌ها دارای HREE کمتری در مقایسه با گابروها و شیب کم تا صاف الگو در HREE هستند اما تمام آنها از عناصر خاکی کمیاب سبک غنی‌ترند و دلیل آن فقط به تفاوت‌های موجود در مدال کانی‌های سازنده سنگ ارتباط پیدا می‌کند. میزان $La_{(N)}/Yb_{(N)}$ نفلین‌سینیت‌ها با دامنه تغییری ۱۱/۷ تا ۱۶/۷ بیان‌کننده

با گوشته سنگ‌کره‌ای را عامل اصلی زایش (ژنز) ماگمای قلیایی می‌دانند. Mann et al. (2005) پتاسیمی بودن ماگما را حاصل ذوب سنگ‌کره و در مقابل، ماهیت سدیمی آن‌را به دلیل ذوب سست‌کره می‌دانند. (Brotzu et al., 2007) نیز چیرگی سازنده سنگ‌کره‌ای را در زایش ماگما سبب تمایل پتاسیمی و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار در مذاب می‌دانند. نسبت Nb/Ta نفلین‌سیینیت‌ها (۱۱/۸۸ تا ۱۶/۵۵) و آلکالی‌ملاگابروها (۱۲ تا ۱۵) در منطقه کلیبر قابل مقایسه با نسبت Nb/Ta=۱۶-۲۰ گوشته سنگ‌کره زیر قاره‌ای است (Weyer et al., 2003). باور بیشتر پژوهشگران بر این است که ماگماهای قلیایی-پتاسیمی که دارای غنی‌شدگی شدید LREE و LILE هستند، از ذوب بخشی گوشته به شدت متاسوماتی شده دارای فلوگوپیت، پتاسیم پارگازیت یا پتاسیم هولاندیت تولید می‌شوند (Conceicao & Green, 2004). از نظر (Conticelli et al., 2009) نیز ماگماهای قلیایی غنی از پتاسیم مدیترانه، از ذوب بخشی پریدوتیت تهی شده اما متاسوماتیک تولید شده‌اند. به این صورت که عامل غنی از پتاسیم با پریدوتیت تهی شده واکنش می‌دهد، به طور محلی و به هزینه اولیوین و ارتوپروکسن، رگه‌های زایای پروکسن-آمفیبول-فلوگوپیت را تولید می‌کند (Foley, 1992). از ذوب بخشی این رگه‌ها، ماگماهای غنی از پتاسیم با منیزیم بالا تولید می‌شود که ترکیبی از تحت اشباع تا فوق اشباع از سیلیس دارند. با مقایسه الگوی میانگین نفلین‌سیینیت‌ها با کوارتزومونزونیت-کوارتزسیینیت‌های منطقه (شکل‌های ۱۳-ج، و)، شباهت‌های غیر قابل انکاری دیده می‌شود. (Foland et al., 1993) برای رخنمون همزمان نفلین‌سیینیت‌ها و گرانیت‌ها، دو راه حل پیشنهاد می‌کنند:

الف) نوعی تفریق ویژه که توانایی از بین بردن سد حرارتی را داشته و عبور ماگمای تحت اشباع به سمت فوق اشباع را ممکن سازد.
 ب) عملکرد فرایندهای مرتبط با سامانه‌های باز، مانند واکنش با مواد و سیال‌های غنی از سیلیس پوسته‌ای، هضم پوسته‌ای همراه با تبلور بخشی (AFC) یا تولید مذاب‌های آتاکسی پوسته‌ای که مستقیماً شکل گرفته‌اند یا بر اثر آمیختگی با ماگمای تحت اشباع تولید شده‌اند.
 به نظر معین‌وزیری (۱۳۷۱) و گفتگوی شفاهی) این احتمال وجود دارد که در فشار کم و با حضور آب، بر اثر تبلور متناقض لوسیت در حرارت‌های بالا و جدایش این کانی از مذاب، یک مذاب باقیمانده غنی از سیلیس و ارتوز (مذاب گرانیتی یا کوارتزسیینیتی) به وجود آمده باشد. لوسیت تفریق‌یافته نیز می‌تواند به نوبه خود نفلین‌سیینیت را بسازد.

با مروری به حجم زیاد سنگ‌های اشباع - فوق اشباع رخنمون‌یافته در توده نفوذی کلیبر، و در نظر گرفتن گسترش بیشتر این نوع سنگ‌ها نسبت به انواع تحت اشباع در مناطق همجوار این توده، تفریق این سنگ‌ها از ماگمای تحت اشباع اولیه ممکن نیست و سازوکارهای مطرح در بند ب منطقی‌تر هستند. در واقع بخش‌های کوارتزومونزونیتی و گرانیتی کلیبر را مطابق مدل (Baker & McBirney, 1985) می‌توان به صورت کلاهیک آتاکسی روی آشیانه ماگمایی بالا آمده در پوسته قاره‌ای در نظر گرفت که بسته به نفوذ جریان حرارتی در بخش‌های مختلف و شرایط متغیر پوسته، مذاب‌های متفاوتی تولید شده و در نهایت مجموعه‌های قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند.

۱۰-۴. مدل ژئودینامیکی

آنچه با بررسی‌های ژئوشیمیایی و کاربرد نمودارهای تشخیص جایگاه‌های زمین‌ساختی مشخص شد، وابستگی توده‌های مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشانی با سن ائوسن، به محیط پس از برخورد صفحات قاره‌ای به همراه نشانه‌های ژئوشیمیایی فرورانش است. داشتن نشانه‌های محیط فرورانشی می‌تواند به علت افزایش سیالات آزاد شده از لبه فرورونده و اثر متاسوماتی آن بر سنگ‌کره، و ذوب این سنگ‌کره متاسوماتی باشد (Turner et al., 1996). رخنمون پی در پی انواع کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم و قلیایی در مجاورت هم، از ویژگی‌های مناطق پس از برخورد

- نمودار عنکبوتی کوارتزومونزونیت و دایک‌های میکروکوارتزسیینیتی کلیبر دقیقاً مشابه است و نسبت به گوشته اولیه در عناصر Ta, Nb, Ti, P بی‌هنجاری منفی و در عناصر La و LILE بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند.

۹- جایگاه زمین‌ساختی

نمونه‌های سنگی توده مورد مطالعه با توجه به داشتن ماهیت پتاسیمی، در نمودارهای پیشنهادی (Muller & Groves, 1997) بررسی شدند (شکل ۱۴). در نمودار $TiO_2-Al_2O_3$ هیچ یک از نمونه‌ها در محدوده درون صفحه‌ای قرار ننگرفته، در نمودار مثلثی $TiO_2/100-La-Hf*10$ که مخصوص جدا کردن محیط کمان قاره‌ای از کمان اقیانوسی است، تمام نمونه‌ها در محیط مرتبط با کمان قاره‌ای دیده می‌شوند. در نمودار مثلثی $Zr*3-Nb*50-Ce/P_2O_5$ که برای جدا کردن محیط کمان قاره‌ای از محیط پس از برخورد است، نمونه‌های بررسی شده، در هر دو محدوده قرار می‌گیرند. با این تفاوت که بیشتر نمونه‌های مافیک در قلمرو پس از برخورد و نمونه‌های فلسیک‌تر در محیط کمان قاره‌ای دیده می‌شوند. از آنجا که منطقی نیست در نمونه‌های متفاوت اما هم‌منشأ یک توده نفوذی که با یک سازوکار و طی یک بازه زمانی خاص جایگزین شده‌اند، انواع قدیمی‌تر سنگ‌های مافیک در محیط پس از برخورد و انواع تفریق‌یافته هنگام کوهزایی به وجود آمده باشند و با توجه به بیشتر بودن میزان MgO نمونه‌های مافیک و قرارگرفتن سازنده‌های این نوع در پیش‌شرط‌های ترکیبی ارائه شده توسط (Muller & Groves, 1997) محیط پس از برخورد منطقی‌تر به نظر می‌رسد. این مسئله با قرار گرفتن نمونه‌های کوارتزومونزونیت-گرانیت در محدوده گرانیت‌های پس از برخورد نمودار (Pearce, 1996) $Y+Nb-Rb$ تأیید می‌شود (شکل ۱۴-د). از سوی دیگر الگوی میانگین نفلین‌سیینیت‌ها و تفریق-فنولیت‌های ائوسن کلیبر به‌طور کامل مشابه الگوی نفلین‌سیینیت و سیینیت‌های نفلین‌دار توده قلیایی Zijinshan در تبت (Ying et al., 2007) و سنگ‌های آتشفشانی قلیایی به سن نئوژن در خاور پونتید واقع در شمال خاور ترکیه (Aydin et al., 2008) است (شکل ۱۵). (Ying et al., 2007) ژنز کمپلکس Zijinshan را مرتبط با اثرات متقابل پوسته - گوشته در یک محیط کششی به همراه بالاآمدگی سست‌کره می‌دانند. (Aydin et al., 2008) نیز نازک‌شدگی سنگ‌کره و بالاآمدگی سست‌کره به همراه سازوکار پوسته پوسته شدن سنگ‌کره را عامل ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای جوان زیر پونتید خاوری (در رژیم کشش پس از برخورد) می‌دانند.

۱۰- بحث

۱۰-۱. سنگ‌زایی (پتروژنز)

نفلین‌سیینیت‌ها از تفریق و تحول ماگماهای بازانیتی یا آلکالی‌بازالتی حاصل می‌شوند (Frost & Frost, 2008). همچنین (Eby et al., 1998) در توده‌های نفوذی Ulindi و Ilomba در شمال ایالت آلکانل Nyasa مالاوی، حضور کومولاهای پیروکسنیتی، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و نبود بی‌هنجاری منفی Eu را نشانه ماگمای مادر بازانیت - نفلینیتی می‌دانند. با توجه به حضور نفلین‌سیینیت با بیش از ۱۰ درصد نفلین و نبود کربناتیت در این منطقه و احتمال حضور کومولاهای مافیک‌تر از پیروکسنیت در ترازهای زیرین و تهی‌شدن شدید سنگ‌های تحول‌یافته از Sr و Ba که نشانه تفریق پلاژیوکلاز از ماگما است، ماگمای بازانیتی به نظر مناسب‌ترین گزینه برای ماگمای مادر سازنده این توده است. به‌ویژه آن‌که مطابق (Barker, 1996) نوع بازانیتی معمولاً همراه با بخش‌های اشباع از سیلیس (تراکیت و ریولیت) دیده شده است.

(Fitton & Upton, 1987) ذوب بخشی درجه کم یک گوشته سست‌کره‌ای و در پی آن تبلور بخشی و (Menzies & Hawkesworth, 1987) واکنش مذاب سست‌کره‌ای

و پوسته زیرین و در نهایت تولید و جایگیری توده‌هایی با جایگاه پس از برخورد در آذربایجان شده باشد.

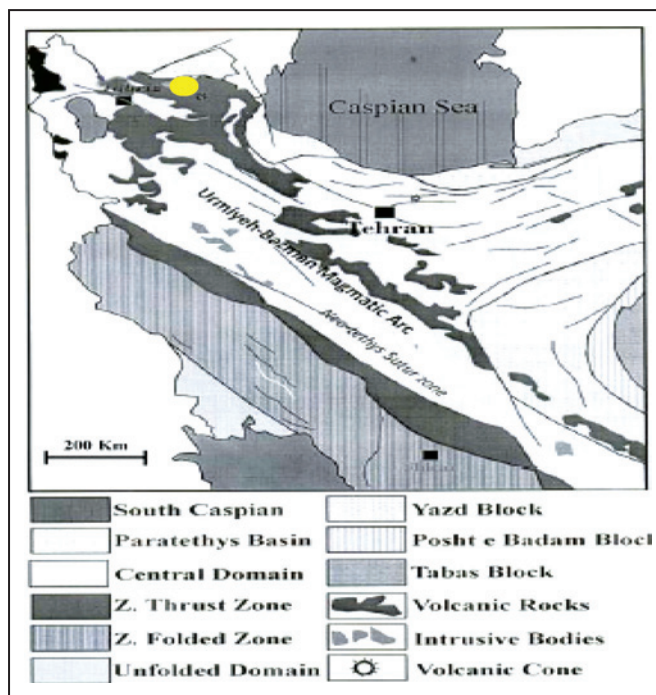
۱۱- نتیجه‌گیری

توده منطقه‌بندی شده نفلین‌سینیت کلیبر، شامل ردیف کاملی از سنگ‌های قلیایی پتاسیمی است که با توجه به تغییرات بافتی و کانی‌شناسی، تحول یک ماگمای بازائیتی را در آشیانه ماگمایی سطحی تداعی می‌کند. شباهت‌های ژئوشیمیایی و ترتیب تبلور بخشی کانی‌ها از ماگما، هم‌ماگما بودن بخش‌های مختلف این توده را مشخص می‌کند. با توجه به شباهت‌های ژئوشیمیایی این توده نفوذی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه، این ماگماتیسیم در یک محیط پس از برخورد به مانند تبت و ترکیه روی داده است. ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متأثر از سیال‌های فرورانش نوتتیس، بر اثر پوسته‌شدگی سنگ‌کره در محل برخورد صفحات عربی-ایران سبب ماگماتیسیم همزمان قلیایی و کلسیمی-قلیایی تا شوشونیتی این منطقه پس از ائوسن شده است.

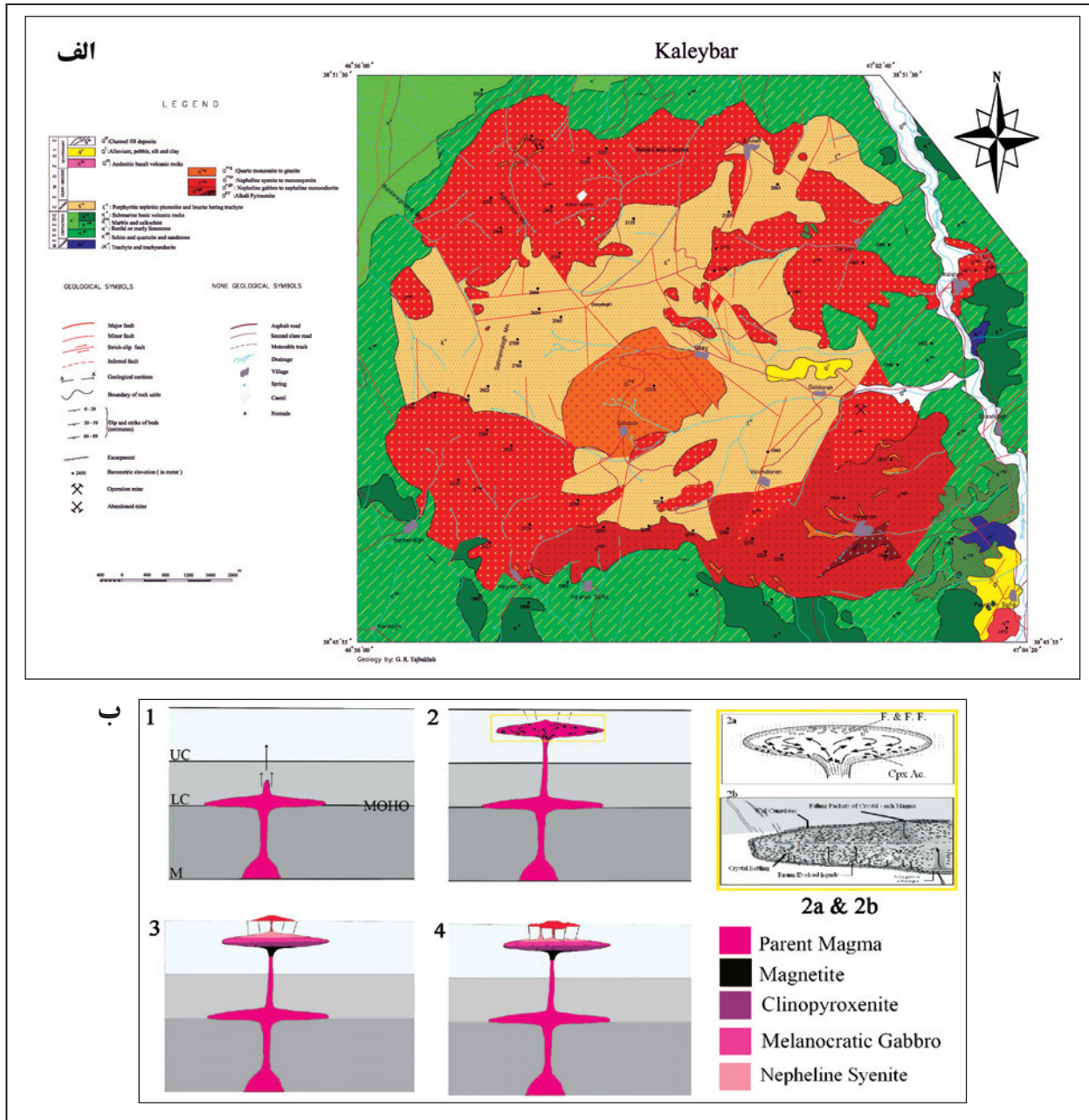
سپاسگزاری

از راهنمایی‌های ارزنده آقای دکتر مسیب سبزه‌ئی و کارشناسان ارشد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آقایان مهندس کورش محمدیها و مهرداد قهرایی‌پور قدردانی می‌شود. همچنین از زحمات آقای مهندس رضا منصف که شرایط انجام بخشی از تجزیه‌های میکروپروب کانی‌ها را در خارج از کشور مهیا کردند، سپاسگزاری می‌شود.

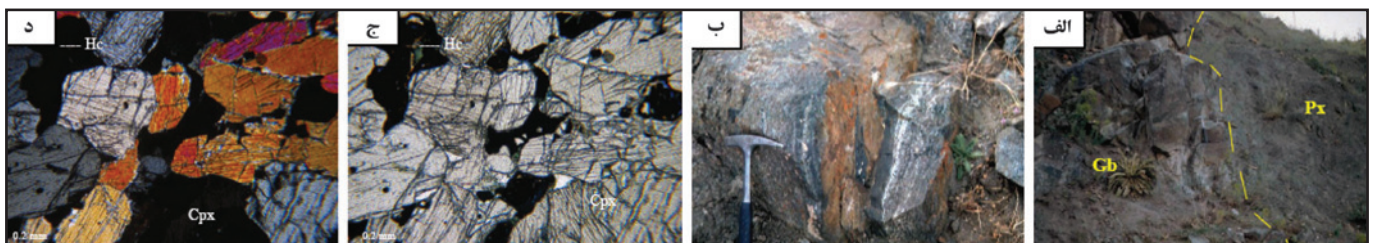
است (Eyal et al., 2009) که به‌طور گسترده‌ای در شمال باختر ایران گزارش شده است (مؤید، ۱۳۸۰؛ قاسمی‌برقی، ۱۳۸۴؛ نام‌پاک و همکاران، ۱۳۸۷). چنانچه در بخش‌های پیشین ملاحظه شد، ترکیب ژئوشیمیایی و نوع تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر بخش‌های مختلف توده کلیبر و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بیشترین شباهت را با جایگاه زمین‌ساختی پس از برخورد گزارش شده از مناطق مختلف زمین نشان می‌دهند. نزدیکی و شباهت منشأیی توده‌های نفوذی الیگو-میوسن آذربایجان با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تأییدکننده نظریه "منشأ مخازن نیمه‌جامد" است (معین‌وزیری، ۱۳۸۲). بنابراین شاید بتوان نتیجه گرفت، از زمان ائوسن رژیم پس از برخورد در آذربایجان حاکم بوده است. این مسئله با توجه به هندسه صفحات برخوردکننده که در شمال باختر ایران زمین زودتر انجام شده است، همخوانی دارد. چنانچه Omrani et al. (2008) نیز زمان برخورد قاره‌ای در شمال باختر ایران را قدیمی‌تر از بخش‌های جنوب‌خاوری در ایران مرکزی و باختری در ترکیه می‌دانند. Hafkenscheid et al. (2006) بر این باورند که لبه فرورونده زیر آذربایجان از ۳۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش جدا شده و امروزه در ژرفای ۵۰۰ کیلومتری قرار دارد. Maggi & Priestley (2005) وجود گوشته کم سرعت را به همراه فعالیت آتشفشانی عهد حاضر، نشانه پوسته‌شدگی گوشته سنگ‌کره‌ای در شمال باختر ایران زمین می‌دانند. با این داده‌ها می‌توان چنین تصور کرد که چون شمال باختر ایران پیش از مناطق دیگر واقعه برخورد قاره‌ای را متحمل شده و یک مرحله از مناطق جنوبی‌تر جلوتر بوده‌اند، سست‌کره زیر آن به دلیل شکست لبه فرورونده (Hafkenscheid et al., 2006) و در پی آن پوسته‌شدگی، به ترازهای بالاتر انتقال یافته است. مجموع این دو سازوکار می‌توانسته باعث ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای



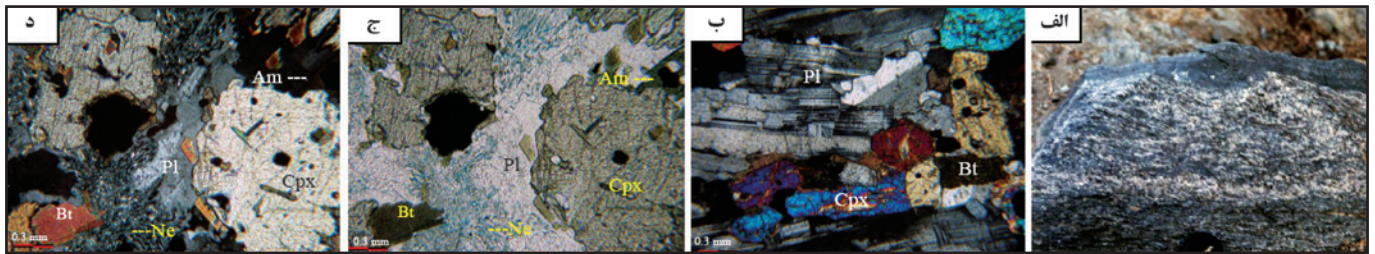
شکل ۱- پهنه‌های زمین‌ساختاری و رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)، موقعیت منطقه مطالعاتی با دایره آبی‌رنگ مشخص شده است.



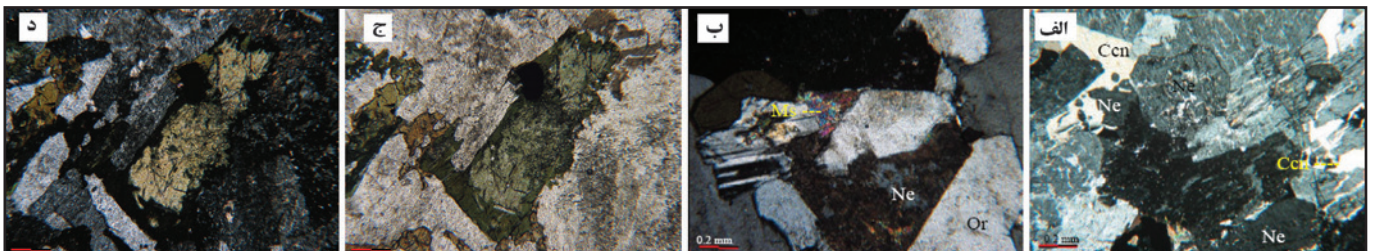
شکل ۲- الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه کلیبر با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ (تاج‌بخش، ۱۳۸۹) و ب) سازوکار جایگیری توده منطقه‌بندی شده کلیبر در چهار مرحله (تاج‌بخش، ۱۳۸۹): ۱- نفوذ ماگمای منشأ گرفته از گوشه غنی شده و تفریق کانی البوین در مرز گوشه و پوسته. ۲- نفوذ بخش تفریق یافته به تراز بالاتر پوسته و آغاز منطقه‌بندی شیمیایی - کانیایی ماگما. ۳- خروج گازها و ایجاد شکستگی‌های عادی در سقف آشیانه. ۴- سقوط قطعات آتشفشانی ائوسن در بخش نفلین سینیتی توده. F. & F. F. شناوری فلدسپار و فلدسپاتوئید، Cpx Ac. تجمع کلینوپیروکسن



شکل ۳- الف) مرز واحد پیروکسنیتی با آلکالی ملاگابروهای کلیبر، ب) لایه‌بندی مدال حاصل از تناوب کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز، ج) بافت انباشتی کلینوپیروکسنیت و جدایش هرسنیت از مگنتیت (PPL) و د) بافت انباشتی کلینوپیروکسنیت و جدایش هرسنیت از مگنتیت (XPL).

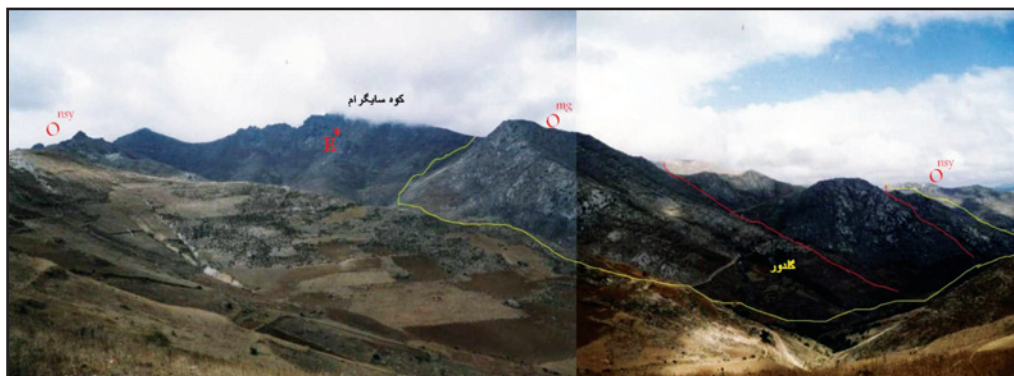
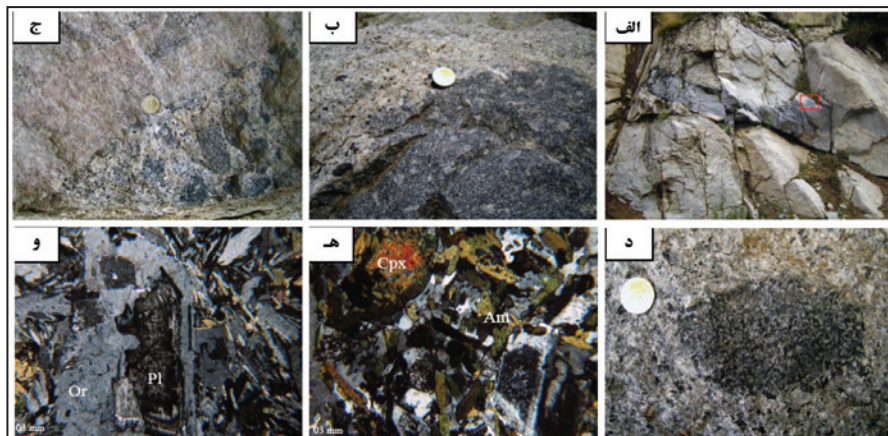


شکل ۴- الف) لایه‌بندی ماگمایی از نوع مدال در ملاگابروهای نفلین دار، ب) نمای میکروسکوپی لایه‌بندی ماگمایی در ملاگابروهای نفلین دار کومولا و تناوب کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (XPL)، ج) هم‌رشدی کرمی شکل نفلین و پلاژیوکلاز در اسکسیت، رنگ سبز غیرمعمول به دلیل رنگ آمیزی مقطع نازک با محلول سبز مالاکیت است که نفلین‌ها به رنگ سبز در می‌آیند (XPL) و د) هم‌رشدی کرمی شکل نفلین و پلاژیوکلاز در اسکسیت (PPL).

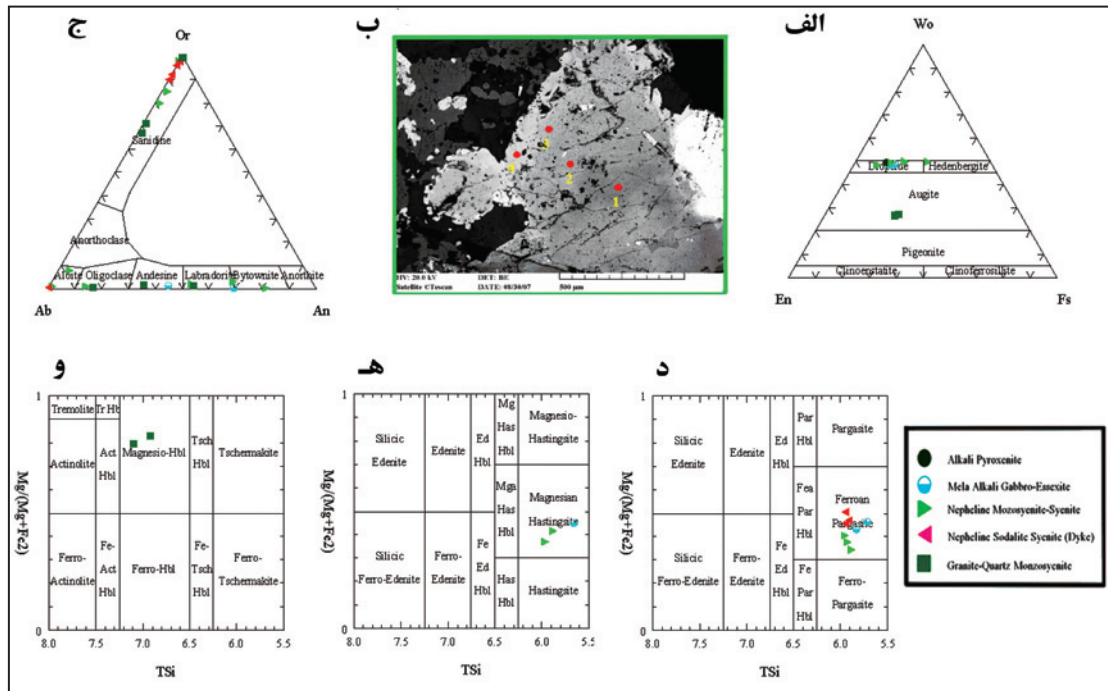


شکل ۵- الف) تصویر میکروسکوپی نفلین سینیت (XPL، ب) لیبریتی و زئولیتی شدن نفلین در نمونه نفلین سینیتی (XPL، ج) رشد آمفیبول و گارنت در حاشیه کلینوپیروکسن (PPL) و د) رشد آمفیبول و گارنت در حاشیه کلینوپیروکسن (XPL).

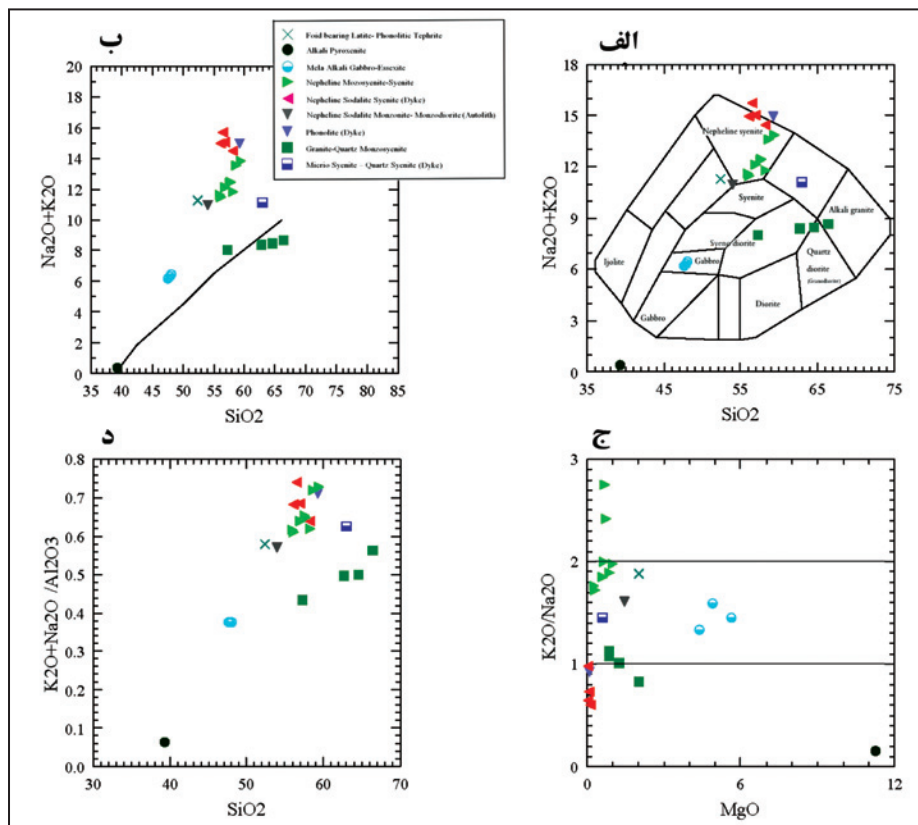
شکل ۶- الف) اتولیت دایک مانند در بوم نفلین سینیتی (جاده زاویه، دید به سوی جنوب)، ب) مرز موج و منحنی اتولیت با نفلین سینیت میزبان نشانه کنار هم قرار گرفتن این دو در حالت مذاب است (کادر سرخ تصویر پیشین)، ج) تجمع اتولیت‌های کروی در کنار دایک پگماتویدی، د) نمای نزدیک یک اتولیت کروی، ه) تصویر میکروسکوپی اتولیت نفلین سودالیت مونزونیتی. رشد آمفیبول در حاشیه کلینوپیروکسن خورده شده و فلدسپار قلیایی پیرامون پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، نشانه‌های فرایند متاسوماتیسم است (XPL)، و) رشد فلدسپار قلیایی پیرامون پلاژیوکلاز غنی از کلسیم، جهت‌یافتگی بلورهای کوچک‌تر فلدسپار و آمفیبول مشخص است (XPL).



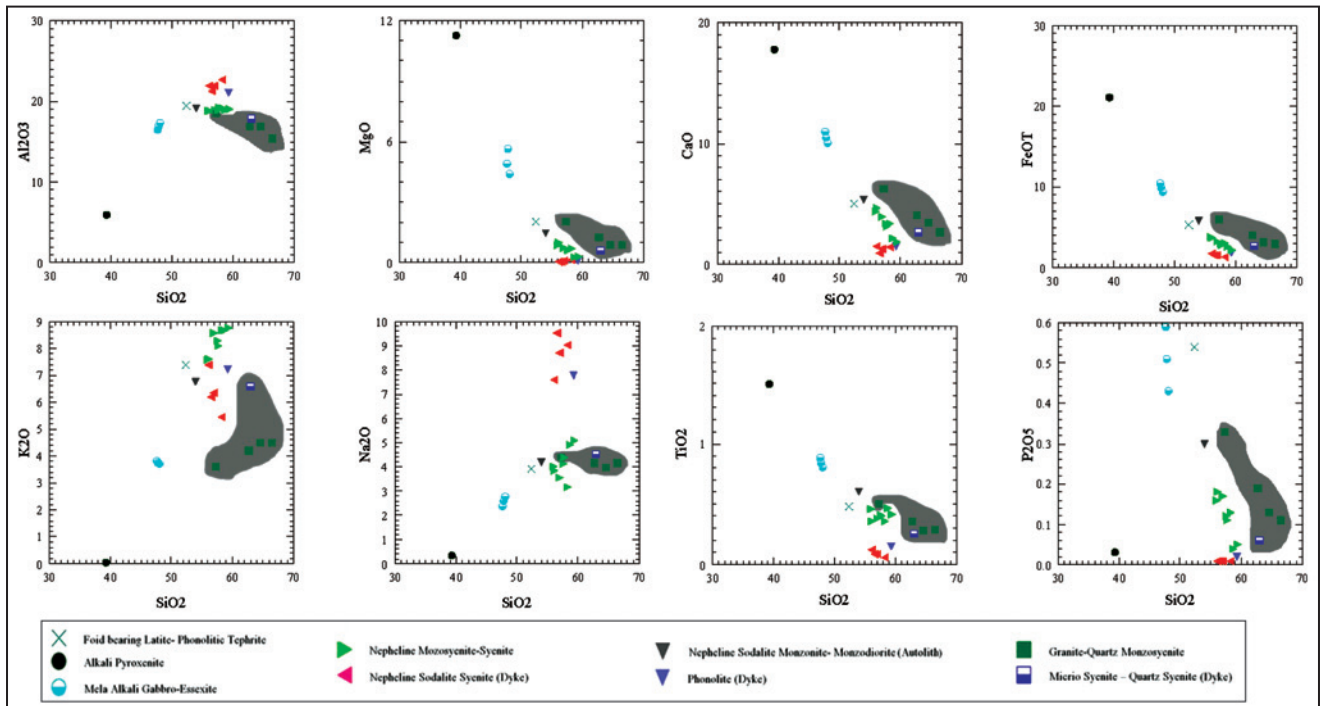
شکل ۷- نمای کلی و محدوده استوک کوارتز مونزونیتی (خط زرد) و گسل‌های (خطوط سرخ) قطع‌کننده آن (دید به شمال باختر).



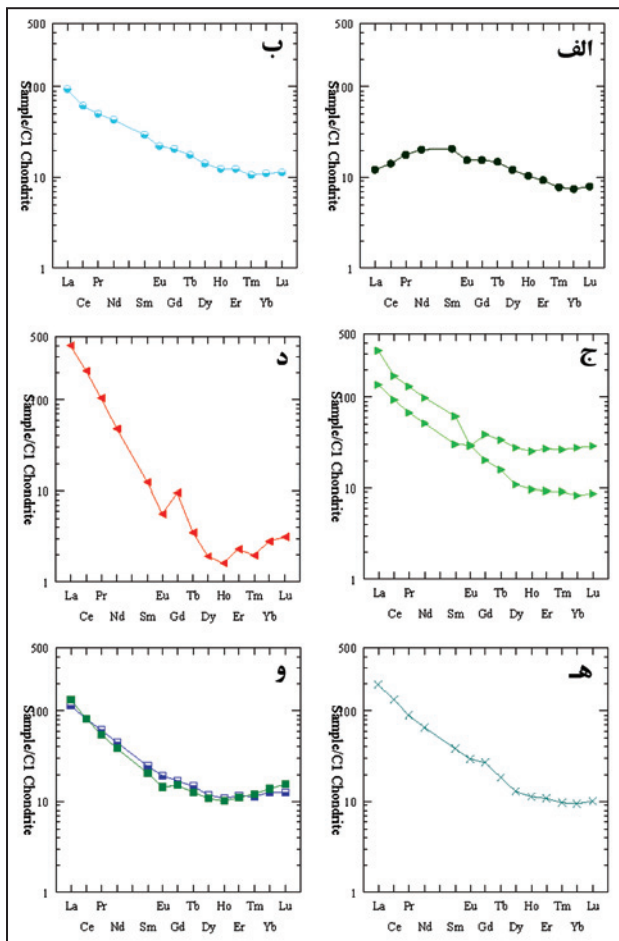
شکل ۸ - الف) تقسیم‌بندی و نامگذاری کِلینوپیروکسن‌های توده نفوذی کلیبر در نمودار مثلثی En-Wo-Fs، ب) تصویر BSE بلور کِلینوپیروکسن در نمونه نفلین سینیتی TS22 و نقاط مورد تجزیه، ج) ترکیب کانی‌شناسی فلدسپارهای توده نفوذی کلیبر در نمودار Or-Ab-An، د، ه، و) ترکیب آمفیبول‌های توده نفوذی کلیبر در نمودارهای تقسیم‌بندی $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ -Tsi (Leak et al., 1997).



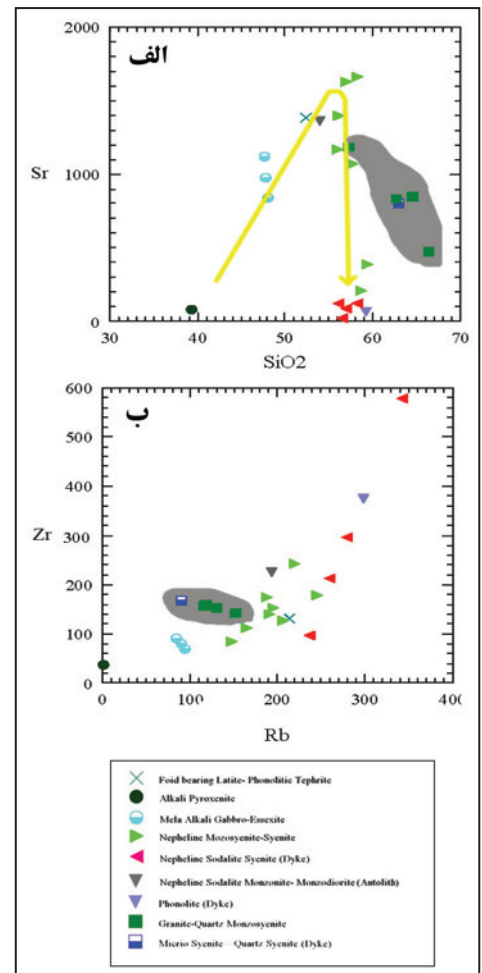
شکل ۹ - الف) تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ‌های مختلف توده‌های هشتر و کلیبر در نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (Cox et al., 1979)، ب) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971)، ج) نمودار K_2O/Na_2O-MgO و د) نمودار K_2O+Na_2O/Al_2O_3 در برابر SiO_2 .



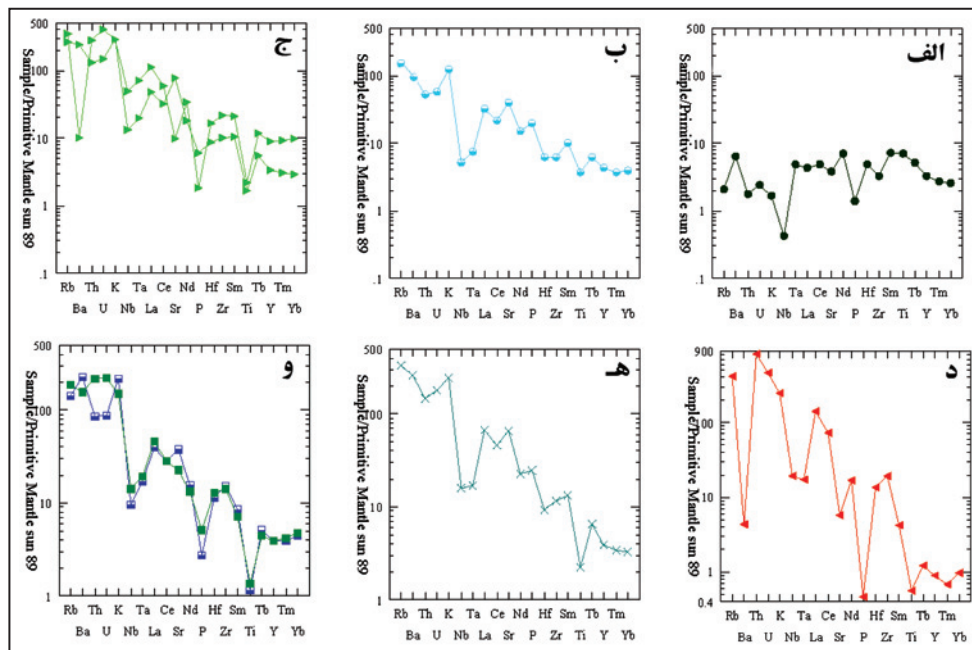
شکل ۱۰- تغییرات اکسیدهای اصلی سنگ‌های آذرین کبیر در برابر SiO_2 .



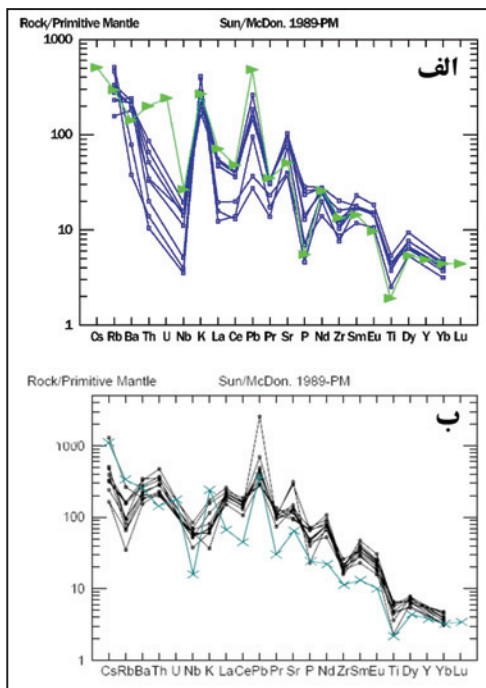
شکل ۱۲- الگوی عناصر خاکی کیمیا عادی‌سازی شده به کندریت: الف) کلینوپروکسنیت، ب) آلکالی‌ملا گابرو، ج) نفلین‌سینیت، د) نفلین‌سودالیت‌سینیت، ه) تفریت، و) کوارتز‌مونزونیت-سینیت.



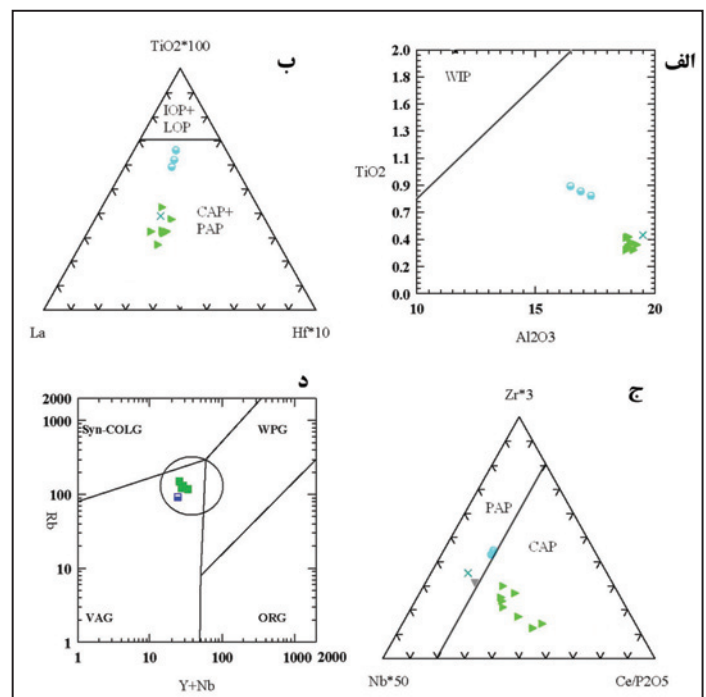
شکل ۱۱- نمودارهای تغییرات الف) $Sr-SiO_2$ و ب) $Zr-Rb$.



شکل ۱۳- الگوی عناصر کمیاب ناسازگار عادی‌سازی شده به گوشته اولیه: الف) کلینوپیروکسنیت، ب) آلکالی‌ملاگابرو، ج) نفلین سینیت، د) نفلین سودالیت سینیت، ه) تفریت، و) کوآرتز مونزونیت - سینیت.



شکل ۱۵- مقایسه الگوی میانگین عناصر کمیاب نمونه‌های کلیبر با مناطق: الف) کمپلکس قلیایی Zijinshan در شمال باختر کراتون چین (Ying et al., 2007)، و ب) سنگ‌های آتشفشانی قلیایی به سن نئوژن خاور پونتید (Aydin et al., 2008).



شکل ۱۴- الف، ب و ج) تقسیم‌بندی سنگ‌های مناطق مورد مطالعه در نمودارهای محیط زمین‌ساختی (Muller & Groves (1997)، د) موقعیت نمونه‌های گرانیتیویدی توده نفوذی کلیبر در نمودار Y+Nb-Rb (Pearce, 1996). بیشتر نمونه‌ها در قلمرو پس از برخورد قرار می‌گیرند.

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروپ کانی کلینوپیروکسن سنگ‌های مختلف.

Type	Ne.Gb.K	Ne.Gb.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K	Cpx. K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K
Sample	IT1015-11	IT1015-41	IT208-12	IT208-21	IT275-31	IT522-21	IT522-22	IT522-23	IT522-24
SiO ₂	51.11	51.08	47.7	49.8	48.72	53.13	50.41	47.43	45.38
Al ₂ O ₃	4.16	3.88	6.61	5.33	5.8	1.7227	3.98	5.85	7.15
MgO	12.16	13.03	13.75	14.53	13.39	14.76	12.44	10.52	7.43
FeO	8.6	7.41	13.84	13.28	7.18	5.07	7.78	10.2	14.34
CaO	22.74	22.88	11.47	11.47	23.65	23.31	23.21	22.84	21.93
Na ₂ O	0.9206	0.9011	1.62	1.3288	0.3391	0.6447	0.8624	0.6982	1.204
K ₂ O	0.0121	0	0.7463	0.5299	0	0	0.0011	0.0052	0.0364
TiO ₂	0.5326	0.7184	1.0739	0.8491	0.9437	0.2144	0.6047	1.0211	1.5159
MnO	0.4185	0.4213	1.1265	1.111	0.0962	0.3276	0.2955	0.4824	0.6955
Cr ₂ O ₃	0	0.033	0.178	0	0	0.3488	0.1707	0	0.0436
Tota	100.6537	100.3538	97.9546	98.2289	100.1189	99.5283	99.7544	99.047	99.7255
TSi	1.889	1.884	1.803	1.88	1.799	1.962	1.875	1.798	1.737
TAl	0.111	0.116	0.197	0.12	0.201	0.038	0.125	0.202	0.263
M ₁ Al	0.07	0.052	0.097	0.117	0.052	0.036	0.05	0.059	0.059
M ₁ Ti	0.015	0.02	0.031	0.024	0.026	0.006	0.017	0.029	0.044
M ₁ Fe ₃	0.078	0.087	0.188	0.077	0.12	0.026	0.098	0.136	0.206
M ₁ Fe ₂	0.168	0.123	0	0	0.065	0.109	0.141	0.182	0.253
M ₁ Mg	0.67	0.716	0.679	0.782	0.737	0.812	0.69	0.594	0.424
M ₂ Mg	0	0	0.095	0.036	0	0	0	0	0
M ₂ Fe ₂	0.02	0.018	0.25	0.342	0.037	0.022	0.003	0.005	0
M ₂ Mn	0.013	0.013	0.036	0.036	0.003	0.01	0.009	0.015	0.023
M ₂ Ca	0.9	0.904	0.464	0.464	0.936	0.922	0.925	0.927	0.899
M ₂ Na	0.066	0.064	0.119	0.097	0.024	0.046	0.062	0.051	0.089
Sum_cat	3.999	4	3.964	3.974	4	4	4	4	3.998
XCa	0.93	0.93	0.75	0.79	0.98	0.95	0.94	0.95	0.91
XMg	0.71	0.75	0.62	0.64	0.77	0.83	0.73	0.64	0.47
Ca	50.839	50.923	30.46	27.96	52.642	49.165	52.318	53.786	56.233
Mg	37.826	40.351	50.807	49.283	41.469	43.316	39.016	34.47	26.509
Fe ₂ Mn	11.335	8.726	18.733	22.757	5.889	7.519	8.666	11.745	17.258
JD ₁	3.647	2.87	5.895	6.688	1.35	1.908	2.721	2.929	3.546
AE ₁	0	0.658	3.518	0.342	0	0.506	0.698	0	1.918
CFTS ₁	4.282	4.146	8.236	4.078	6.675	1.374	4.965	7.74	10.486
CTTS ₁	0.811	1.091	1.858	1.381	1.457	0.312	0.929	1.654	2.617
CATS ₁	0.171	0	0	0	1.521	0	0	0.406	0
WO ₁	44.085	44.257	18.167	21.105	42.366	46.556	44.902	42.884	40.818
EN ₁	36.718	39.218	47.139	46.82	40.979	42.502	37.882	33.763	25.419
FS ₁	10.285	7.761	15.186	19.586	5.652	6.841	7.903	10.624	15.196
Q	1.758	1.762	1.489	1.624	1.775	1.865	1.759	1.709	1.577
J	0.132	0.129	0.237	0.195	0.049	0.092	0.124	0.103	0.179
WO	48.691	48.55	27.119	26.717	49.311	48.499	49.567	49.847	49.829
EN	36.228	38.47	45.234	47.092	38.845	42.729	36.965	31.945	23.49
FS	15.082	12.98	27.647	26.191	11.844	8.773	13.468	18.208	26.682
WEF	93.067	93.232	86.526	89.506	97.341	95.309	93.426	94.383	89.949
JD	3.267	2.549	4.584	6.318	0.8	2.748	2.206	1.691	2.246
AE	3.666	4.219	8.889	4.176	1.86	1.942	4.368	3.926	7.806

جدول ۲- نتایج تجزیه میکروپروپ فلدسپار سنگ‌های مختلف.

Type	Ne.Gb.K	Ne.Gb.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K	Ne. Sy.K	Ne.Sy.K
Sample	IT1015-2-1	IT1015-4-6	IT41-1-3	IT41-2-2	IT41-2-3	IT41-2-4	IT41-2-5	IT41-3-6	IT41-4-1	IT41-6-1
SiO ₂	57.34	50.756	66.38	54.96	67.29	69.76	65.3	68.63	65.05	48.16
Al ₂ O ₃	27.23	30.435	19.79	28.71	18.71	2.63	21.77	19.58	19.18	33.94
FeO	0.1553	0.463	0.1489	0.455	0.0389	0	0.0707	0.1051	0.2238	0.4204
CaO	9.06	14.335	0.3351	10.74	0.0063	0.904	2.78	0.2032	0.3691	16.42
Na ₂ O	6.15	3.516	2.06	5.22	0.2335	10.11	9.54	11.28	1.43	2.1
K ₂ O	0.2324	0.068	13.41	0.3584	16.37	1.35	0.1596	0.1792	14.05	0.0084
Total	100.2131	*100.6	102.2118	100.5236	102.6633	102.7922	99.7155	100.0403	100.4027	101.1419
Na	2.134	1.246	0.714	1.812	0.081	4.025	3.248	3.818	0.507	0.739
K	0.053	0.016	3.06	0.082	3.746	0.354	0.036	0.04	3.277	0.002
Mg	0.002	0	0	0.096	0.001	0	0.004	0.003	0.001	0.001
Fe	0.0174	*	0.0167	0.0513	0.0044	0	0.0078	0.0115	0.0257	0.0478
Ca	1.737	2.808	0.064	2.06	0.001	0.199	0.523	0.038	0.072	3.191
Al	5.738	6.553	4.169	6.052	3.953	0.636	4.502	4.025	4.129	7.25
Si	10.26	9.28	11.873	9.838	12.071	14.323	11.467	11.981	11.891	8.735
tot	14.9665	*	14.9394	15.0184	14.8993	14.8856	14.9037	14.9497	14.9473	15.0017
Cations	19.952	20.019	19.908	20.075	19.859	19.543	19.85	19.927	19.921	19.985
X	16.003	15.878	16.046	15.89	16.024	14.965	16.029	16.007	16.023	15.985
Z	3.949	4.141	3.862	4.185	3.835	4.578	3.821	3.92	3.898	4
Ab	54.4	30.6	18.6	45.8	2.1	87.9	85.3	98	13.1	18.8
An	44.3	69	1.7	52.1	0	4.3	13.7	1	1.9	81.2
Or	1.4	0.4	79.7	2.1	97.9	7.7	0.9	1	85	0.1
Type	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Ne. Sy.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K
Sample	IT550-1-3	IT550-1-4	IT550-2-1	IT550-3-1	IT550-6-2	T2013-1-5	T2013-1-8	T2013-4-1	T2013-4-5	IT208-5-1
SiO ₂	65.76	70.08	66.63	66.1	65.84	57.492	54.114	64.628	65.793	64.8
Al ₂ O ₃	18.42	19.65	18.99	18.88	18.31	26.616	29.181	19.19	18.603	19.06
FeO	0.0251	0.0687	0.2677	0.1032	0.2927	0.172	0.25	0.171	0.113	0.1785
CaO	0.0079	0.0094	0	0.0006	0	7.959	10.859	0.241	0.052	0.3347
Na ₂ O	0.2339	11.61	0.8577	0.4423	1.1105	7.957	5.064	3.192	0.021	3.45
K ₂ O	16.29	0.1368	15.48	16.18	15.2	0.334	0.221	12.377	15.756	11.12
Total	100.7673	101.6388	102.2841	101.7097	100.8631	*	*	*	*	99.0903
Na	0.083	3.864	0.299	0.156	0.393	2.763	1.778	1.134	0.007	1.227
K	3.805	0.03	3.554	3.744	3.541	0.076	0.051	2.893	3.682	2.603
Mg	0	0.003	0.003	0.001	0.002	0	0.004	0	0	0
Fe	0.0029	0.0074	0.0302	0.0117	0.0335	*	*	*	*	0.0205
Ca	0.002	0.002	0	0	0	1.527	2.107	0.047	0.01	0.066
Al	3.972	3.972	4.024	4.033	3.938	5.613	6.222	4.14	4.013	4.118
Si	12.04	12.03	11.989	11.989	12.024	10.295	9.798	11.841	12.051	11.888
tot	14.9357	14.9438	14.9402	14.9563	14.9708	*	*	*	*	14.9649
Cations	19.91	19.917	19.911	19.939	19.957	20.305	19.998	20.088	19.78	19.943
X	16.015	16.005	16.013	16.022	15.972	15.913	16.02	15.988	16.064	16.014
Z	3.895	3.912	3.898	3.917	3.985	4.392	3.978	4.1	3.716	3.929
Ab	2.1	99.2	7.8	4	10	63.3	45.2	27.8	0.2	31.5
An	0.1	0.1	0	0	0	35	53.5	1.2	0.3	1.7
Or	97.8	0.8	92.2	96	90	1.7	1.3	71	99.5	66.8

جدول ۳- نتایج تجزیه میکروپروپ آمفیبول سنگ‌های مختلف.

Type	Ne.Gb.K	Ne.Gb.K	Ne.Gb.K	N.S.Sy.K	N.S.Sy.K	N.S.Sy.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K	Qz.Mo.K	Qz.Mo.K	Ne.Sy.K	Ne.Sy.K
Sample	IT1015-13	IT1015-14	IT1015-23	IT117-11	IT117-12	IT117-13	IT41-43	IT522-11	IT522-32	T2013-31	T2013-34	T931-11	T931-15
SiO ₂	37.67	36.71	36.83	38.9	38.21	38.88	37.98	38.39	37.5	49.861	48.574	37.818	38.222
Al ₂ O ₃	14.14	15.16	14.79	13.23	13.13	13.08	12.8	13.11	13.8	5.432	6.261	13.418	13.48
MgO	7.54	7.47	8.1	9.24	8.51	8.3	6.43	7.28	5.99	15.094	14.945	6.686	6.59
CaO	11.43	11.49	11.39	11.69	11.51	11.4	10.97	11.23	11.12	11.492	11.421	11.405	11.462
FeO	20.38	20.57	18.64	16.6	17.89	18.73	22.3	20.3	22.24	13.976	14.589	20.603	20.547
Na ₂ O	2.1	1.98	2.25	2.24	2.34	2.36	2.76	2.34	2.39	0	0	1.189	2.137
K ₂ O	2.54	2.62	2.63	2.33	2.3	2.27	1.97	2.37	2.31	0.656	0.707	2.521	2.481
TiO ₂	1.73	1.6305	2.32	3.12	3	2.94	1.1138	2.31	1.5419	0.89	0.955	2.164	2.231
MnO	0.4551	0.4475	0.5153	0.821	0.8608	0.9952	1.2837	0.829	0.8627	1.198	1.265	1.551	1.443
Cr ₂ O ₃	0	0.0223	0	0.0686	0.0034	0	0.0272	0.0591	0.0182	*	*	*	*
Total	97.99	98.08	97.47	98.17	97.75	98.96	97.61	98.16	97.75	98.6	98.72	97.36	98.59
Feno	0.6	0.61	0.56	0.5	0.54	0.56	0.66	0.61	0.68	0.34	0.35	0.63	0.64
TSi	5.831	5.666	5.715	5.951	5.911	5.948	5.965	5.959	5.888	7.098	6.911	5.89	5.935
TAl	2.169	2.334	2.285	2.049	2.089	2.052	2.035	2.041	2.112	0.871	1.032	2.11	2.065
TFe ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.031	0.057	0	0
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
CAI	0.409	0.422	0.418	0.334	0.303	0.305	0.332	0.356	0.439	0.04	0.017	0.351	0.4
CCr	0	0.003	0	0.008	0	0	0.003	0.007	0.002	0	0	0	0
CFe ₃	0.336	0.529	0.241	0.048	0.09	0.142	0.366	0.161	0.255	0.815	1.014	0.495	0.131
CTi	0.201	0.189	0.271	0.359	0.349	0.338	0.132	0.27	0.182	0.095	0.102	0.254	0.261
CMg	1.74	1.719	1.874	2.107	1.963	1.893	1.505	1.685	1.402	3.203	3.17	1.552	1.525
CFe ₂	2.284	2.109	2.163	2.075	2.224	2.255	2.563	2.467	2.663	0.775	0.621	2.188	2.537
CMn	0.03	0.029	0.034	0.067	0.07	0.068	0.099	0.054	0.057	0.072	0.076	0.159	0.146
Sum_C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BFe ₂	0.019	0.017	0.016	0	0	0	0	0.007	0.003	0.043	0.044	0	0
BMn	0.03	0.029	0.034	0.039	0.043	0.061	0.072	0.055	0.058	0.073	0.077	0.045	0.043
BCa	1.896	1.9	1.894	1.916	1.908	1.869	1.846	1.868	1.871	1.753	1.741	1.903	1.907
BNa	0.056	0.053	0.057	0.045	0.049	0.07	0.082	0.071	0.069	0	0	0.052	0.05
Sum_B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	1.869	1.863	2	2
ANa	0.575	0.539	0.62	0.62	0.653	0.63	0.758	0.634	0.659	0	0	0.307	0.594
AK	0.502	0.516	0.521	0.455	0.454	0.443	0.395	0.469	0.463	0.119	0.128	0.501	0.491
Sum_A	1.076	1.055	1.141	1.074	1.107	1.073	1.153	1.103	1.121	0.119	0.128	0.808	1.085
Sum_cat	16.076	16.055	16.141	16.074	16.107	16.073	16.153	16.103	16.121	14.988	14.991	15.808	16.085
Sum_oxy	23	23	23	23.045	23.031	23.037	23	23.028	23	23	23	23	23.011

جدول ۴ - نتایج تجزیه میکروپروپ گارنت سنگ‌های مختلف.

Type	Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	Total
Ne.Sy.K	IT41-3-2	35.88	14.1	0.0163	35.43	10.55	0.0152	0.0057	0.1245	0.7974	98.09
Ne Sy.K	IT41-4-2	36.56	7.44	0.2395	32.4	17.7	0.1066	0.0178	2.75	1.2068	100.09
Sample	FeOcalc	Fe ₂ O ₃ calc	TSi	TAl	Sum_T	AlVI	Fe ₃	Ti	Sum_A	Fe ₂	Mg
IT41-3-2	0	11.724	2.868	0.132	3	1.195	0.705	0.007	1.908	0	0.002
IT41-4-2	2.569	16.816	2.97	0.03	3	0.681	1.028	0.168	1.877	0.174	0.029
Sample	Mn	Ca	Na	Sum_B	Sum_cat	Alm	And	Gross	Pyrope	Spess	Uvaro
IT41-3-2	0.054	3.034	0.002	3.092	8	0	36.884	61.166	0.068	1.882	0
IT41-4-2	0.083	2.82	0.017	3.123	8	0	59.063	36.646	1.111	3.181	0

جدول ۵ - نتایج تجزیه میکروپروپ نفلین (سمت چپ) و سودالیت (سمت راست) سنگ‌های مختلف.

Sample	IT41-6-2	T931-1-2	T931-1-5	Sample	IT533-4-2	IT533-6-5	IT550-5-2
SiO ₂	47.27	43.752	43.239		sodalite	lazorite	sodalite
Al ₂ O ₃	33.11	33.299	33.385	SiO ₂	31.36	31.33	37.36
MgO	0.0032	0	0	Al ₂ O ₃	28.09	27.18	30.94
FeO	0.4998	0	0	FeO	0.1582	0	0.2284
CaO	1.7	1.65	1.249	CaO	0.1141	4.29	0.025
Na ₂ O	15.74	16.045	16.773	Na ₂ O	22.37	13.33	23.03
K ₂ O	4.2	5.527	5.031	K ₂ O	0.0228	0.205	0.0142
TiO ₂	0.0592	0.043	0.003	TiO ₂	0	0.0267	0.0168
Fe ₂ O ₃	0	0.226	0.332	MnO	0.0423	0	0
Total	102.58	100.54	100.01	Cr ₂ O ₃	0.0386	0	0.0021
Si	8.725	8.356	8.3	Total	82.2	76.36	91.62
Al	7.198	7.489	7.547				
Ti	0.008	0.006	0				
Fe ₃	0	0.032	0.048				
Mg	0.001	0	0				
Fe ₂	0.077	0	0				
Na	5.634	5.942	6.243				
Ca	0.336	0.338	0.257				
K	0.989	1.347	1.232				
Sum_cats	22.968	23.51	23.627				
O	32	32	32				
Q	91.62	52.02	45.18				
Ne	800.03	843.76	886.51				
Ks	156.26	212.83	194.66				

جدول ۶- نتایج تجزیه کل سنگ نمونه‌های مختلف کلیبر به روش ICP-MS.

Type	N.S.Sy.	N.S.Sy.	N.S.Sy.	N.S.Sy.	Pho.	Auto.	Ne.Sy.	Ne.Sy.	Ne.Sy.	Ne.Sy.	Ne.Sy.	Ne.Sy.	Ne.Sy.
Sample	T301	T517	T527	Ave. 3	T183	T533	T105	T124	T144	T41	T523	T917	T929
SiO ₂	56.5	58.2	56.1	56.93	59.2	54	56.9	55.9	56.1	58.2	57.7	58.7	59.4
Al ₂ O ₃	21.3	22.7	21.9	21.97	21.1	19.15	18.9	18.8	18.8	19.1	19.25	18.9	19.05
MgO	0.06	0.15	0.05	0.09	0.09	1.48	0.76	0.87	1	0.69	0.61	0.26	0.29
CaO	0.97	1.42	1.5	1.3	1.5	5.37	3.98	4.38	4.64	3.36	3.14	2.14	1.86
Na ₂ O	9.53	9.02	7.58	8.71	7.78	4.19	3.54	4.01	3.85	3.15	4.38	4.91	5.1
K ₂ O	6.2	5.46	7.39	6.35	7.21	6.76	8.57	7.59	7.62	8.66	8.1	8.67	8.76
MnO	0.17	0.08	0.1	0.12	0.15	0.2	0.1	0.15	0.12	0.1	0.12	0.12	0.09
TiO ₂	0.09	0.06	0.12	0.09	0.15	0.6	0.38	0.46	0.36	0.36	0.4	0.47	0.42
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.3	0.17	0.16	0.18	0.13	0.11	0.04	0.05
Fe ₂ O ₃	0.49	0.43	0.56	0.49	0.58	1.7	1.04	1.02	1	0.98	0.9	0.85	0.71
FeO	1.08	0.95	1.24	1.09	1.29	4.26	2.3	2.82	2.77	2.17	2	1.89	1.57
Total	96.4	98.48	96.55	97.15	99.07	98.01	96.64	96.16	96.44	96.9	96.71	96.95	97.3
Ba			29.9							1680		70.7	
Ce	133.5	22.6	127.5	94.53	112.5	119	58	104	74.6	57	99.8	104.5	105.5
Cs			4.85							3.13		4.27	
Dy			0.49							2.78		6.98	
Er			0.38							1.54		4.45	
Eu			0.32							1.71		1.67	
Gd			1.96							4.14		7.97	
Hf	10.6	1.6	4.1	5.4	7.4	5.3	2	4	3.2	2.7	2.9	5	3.7
Ho			0.09							0.55		1.42	
La	99.3	13.8	95.6	69.57	78.6	66.8	31.2	57.6	45	32.8	54.9	77.5	49.7
Lu			0.08							0.22		0.73	
Nb			13.7							9.5		34.7	
Nd			22.6							24.1		45.7	
Pb			37							27		42	
Pr			9.98							6.43		12.4	
Rb	342	237	260	280	298	194	148.5	187.5	191	165.5	206	219	245
Sm			1.89							4.59		9.33	
Sr	19.9	122.5	121	88	64.2	1360	1625	1170	1395	1660	1070	206	388
Ta			0.7							0.8		2.9	
Tb			0.13							0.59		1.25	
Th			70.2							11.1		23.6	
Tm			0.05							0.23		0.67	
U			9.74							3.06		8.58	
Y			4.1							15.3		41	
Yb			0.48							1.41		4.75	
Zr	578	97	213	296	375	227	84	175	140	113	128	244	179

Type	Ne.Sy.	Ne.Gb.	Ne.Gb.	Ne.Gb.	Cpx.	Qz.Sy.	Qz.Mo.	Qz.Mo.	Qz.Mo.	Qz.Mo.	Photep.
Sample	Ave. 7	T1015	T216	Ave. 2	T274	T139	T204	T209	T711	Ave. 3	T2010
SiO ₂	57.56	48.1	47.6	47.85	39.3	63	57.2	64.5	66.4	62.7	52.4
Al ₂ O ₃	18.97	17.3	16.45	16.88	5.94	17.8	18.45	16.9	15.4	16.92	19.5
MgO	0.64	4.38	4.89	5.64	11.25	0.61	2.04	0.88	0.87	1.26	2.04
CaO	3.36	10.05	10.95	10.5	17.8	2.68	6.24	3.42	2.66	4.11	5
Na ₂ O	4.13	2.78	2.38	2.58	0.32	4.52	4.37	3.97	4.17	4.17	3.92
K ₂ O	8.28	3.7	3.8	3.75	0.05	6.58	3.63	4.47	4.49	4.2	7.37
MnO	0.11	0.18	0.22	0.2	0.2	0.09	0.19	0.09	0.06	0.11	0.13
TiO ₂	0.41	0.8	0.88	0.84	1.49	0.25	0.5	0.28	0.29	0.36	0.48
P ₂ O ₅	0.12	0.43	0.59	0.51	0.03	0.06	0.33	0.13	0.11	0.19	0.54
Fe ₂ O ₃	0.93	2.03	2.27	2.15	2.54	0.88	1.61	1	0.94	1.18	1.37
FeO	2.22	7.53	8.42	7.98	18.78	1.96	4.46	2.2	2.08	2.91	4.04
Total	96.73	97.28	98.45	98.88	97.7	98.43	99.02	97.84	97.47	98.11	96.79
Ba		745		885	44.4	1610	1420				1820
Ce	86.2	38.1	65.6	51.85	8.7	50.3	81.6	58.4	49.8	63.27	81.7
Cs		3.35		2.8	0.04	1.64	1.97				8.74
Dy		3.62		4.25	3.1	3.03	3.94				3.29
Er		2.05		2.32	1.55	1.91	2.3				1.81
Eu		1.28		1.61	0.9	1.12	1.71				1.72
Gd		4.21		5.17	3.19	3.49	5.41				5.51
Hf	3.4	1.9	2.6	2.3	1.5	3.5	3.7	3.4	4	3.7	2.9
Ho		0.7		0.81	0.59	0.62	0.78				0.64
La	49.81	22.1	34.7	28.4	2.9	27	46.7	36	32	38.23	46.6
Lu		0.29		0.32	0.2	0.32	0.4				0.26
Nb		3.7		4.1	0.3	6.8	9.8	8.8	10.2	9.6	11.4
Nd		20		26.45	9.4	21	32.9				30.8
Pb		15		15	5	40	21				27
Pr		4.78		6.5	1.69	5.86	8.99				8.57
Rb	195	95.2	84.7	90	1.3	91.2	117	152	119.5	130	213
Sm		4.5		5.7	3.18	3.76	6.31				5.95
Sr	1073	841	1115	978	80.1	805	1180	848	473	834	1380
Ta		0.3		0.3	0.2	0.7	0.6				0.7
Tb		0.66		0.8	0.55	0.55	0.77				0.7
Th		4.39		4.5	0.15	7.27	9.29				12.5
Tm		0.27		0.32	0.2	0.29	0.35				0.25
U		1.21		1.16	0.05	1.83	2.43				3.76
Y		19.2		22	14.8	17.6	23.6	16.5	17.9	19	17.6
Yb		1.9		2.12	1.27	2.18	2.49				1.61
Zr	152	69	91	80	37	169	157	142	159	153	131

کتابنگاری

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳ - زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ صفحه.
- باباخانی، ع. و امینی‌آذر، ر.، ۱۳۷۳ - گزارش عملیات اکتشافی بر روی توده نفلین‌سینیت کلیبر به عنوان ماده اولیه تولید آلومینا، شیشه، سرامیک و سنگ‌های تزئینی و نما، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شرکت توسعه علوم زمین، ۷۵ صفحه.
- باباخانی، ع.، ۱۳۶۰ - پتروگرافی و ژئوشیمی نفلین‌سینیت‌های شمال آذربایجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۵ صفحه.
- باباخانی، ع.، لسکوویه، ح. و ریو، ر.، ۱۳۶۹ - شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اهر به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- تاجبخش، غ.، امامی، م. ه.، معین وزیری، ح. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۸۷- پتروگرافی، ژئوشیمی و مکانیسم جایگیری کمپلکس حلقوی هشتر، فصلنامه علوم زمین، ۷۳، صفحه ۱۳۲-۱۲۳.
- تاجبخش، غ.، ۱۳۸۹- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفلین سیینیتی کلیبر و توده گابرو- پیروکسنیتی منطقه هشتر- آذربایجان شرقی، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس، ۲۷۷ صفحه.
- حاجی علی اوغلی، ر.، ۱۳۸۰- بررسی دگرگونی مجاورتی سنگ‌های رسی آهکی در هاله دگرگونی نفلین سیینیت کلیبر (شمال غرب ایران) و کاربرد نتایج در تفسیر تکامل پوسته منطقه مورد مطالعه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۴۵ صفحه.
- عبادی، ل.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین فلدسپاتوئیددار غرب بزقوش (عباس‌آباد-باشکند) جنوب غرب سراب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ۱۰۸ صفحه.
- قاسمی برقی، ا.، ۱۳۸۴- پترولوژی و ژئوشیمی ولکانیک‌های ائوسن شمال باختری مشکین شهر، رساله دکتری دانشگاه شهید بهشتی، ۳۳۶ صفحه.
- مؤید، م.، ۱۳۸۰- بررسی‌های پترولوژیکی نوار ولکانوپلوتونیک ترشیر البرز غربی - آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتر. رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸ صفحه.
- معین وزیری، ح.، ۱۳۸۲- چند نقطه عطف در تاریخچه تکنونو ماگمایی ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۹ و ۵۰، صفحه ۴۰-۳۲.
- معین وزیری، ح. و احمدی، ع.، ۱۳۷۱- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۷ صفحه.
- نام‌پاک، س.، پورمعافی، م.، قربانی، م. و مؤید، م.، ۱۳۸۷- تعیین ژنز ولکانیک‌های ائوسن شمال کلیبر (استان آذربایجان شرقی)، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش زمین‌شناسی ایران.

References

- Alberti, A., Comin-Chiaramonti, P., Battistini, G. D. I. & Nicoletti, M., 1976 - Geochronology of the eastern Azerbaijan volcanic plateau (Norstwest Iran), *Italiana dimieralogia e petrologia*, 32, 579-589.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000 - Petrogenetic evolution late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67-95.
- Aydin, F., Karsli, O. & Chen, B., 2008- Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey, *Lithos* 104 (2008) 249-266
- Bailey, J. C., 2006- Geochemistry of boron in the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Lithos*, 91, 319-330.
- Baker, B. H. & McBirney, A. R., 1985- Liquid fractionation. Part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effects of liquid fractionation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24, 5-81.
- Barbieri, M., Beccaluva, L., Brotzu, P., Conte, A., Garbarino, C., Gomes, C. B., Loss, E. L., Macciotta, G., Morbidelli, L., Scheibe, L. F., Tamura, R. M. & Traversa, G., 1987- Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. 1. The phonolite suite from Piratini, R.S. *eochimica Brasiliensis* 1, 109-138.
- Barker, D. S., 1996- Carbonatite volcanism. In: Mitchell, R.H. Eds., *Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis and Economic Potential*. Mineral. Ass. Canada, Short Course, 24, 45-61.
- Brotzu, P., Melluso, L., Bennio, L., Gomes, C. B., Lustrino, M., Morbidelli, L., Morra, V., Ruberti, E., Tassinari, C. & D'Antonio, M., 2007- Petrogenesis of the Early Cenozoic potassic alkaline complex of Morro de Sa ~o Joa ~o, southeastern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences* 24 (2007) 93-115
- Conceicao, R. V. & Green, D. H., 2004- Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopitepargasite lherzolite. *Lithos* 72, 209-229.
- Coticelli, S., Guarneri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D. & Venturelli, G., 2009- Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting *Lithos* 107, 68-92.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*, Allen and unwin, London, 450P .
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992- *An Introduction to the rock forming minerals*. 2nd edition, Longman Scientific and Technical, 696 p.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. & Altunkaynak, S., 2009- Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint: *International Geology Review*, p. 1-43.
- Eby, G. N., Woolley, A. R., Din, V. & Platt, G., 1998- Geochemistry and Petrogenesis of Nepheline Syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba and Ulindi Nepheline Syenite Intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi, *Journal of Petrology*, 39, 1405-1424.
- Eyal, M., Litvinovsky, B., Jahn, B. M., Zanzilevich, A. & Katzir, Y., 2009- Origin and evolution of post-collisional magmatism: Coeval neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula. *chemical Geology* 269 (2009) 153-179.
- Fall, A., Bodnar, R. J., Szabó, Cs. & Pál-Molnár, E., 2007- Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrau Alkaline Massif, Transylvania, Romania: *Lithos*, v. 95, p. 331-345.
- Fitton, J. G. & Upton, B. G. J., 1987- (eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society Spec. Publ. No 3, Blackwell, 568 p.
- Foland, K. A., Landoll, J. D., Henderson, C. M. B., Jiangfeng, C., 1993- Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 697-704.

- Foley, S. F., 1992b- Vein plus wall-rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. & Toscani, L., 1987- The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constrains for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.* 24, 81-134.
- Frost, B. R. & Frost, C. D., 2008- A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- Gao, Y., Wei, R., Ma, P., Hou, Z. & Yang, Z., 2009- Post-collisional ultrapotassic volcanism in the Tangra Yumco-Xuruco graben, south Tibet: Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope. *Lithos*, 110, 129-139.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R., Spakman, W., 2006- Subduction history of the Tethyan derived seismic tomography and tectonic reconstruction. *Tectonics* 111, 1-26.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth science*, V. 8, P. 523-276.
- Jung, S., Hoffe, E. R. & Hoernes, S., 2007- Neo-Proterozoic rift-related syenites Northern Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope onstraints for mantle sources and petrogenesis *Lithos* 96 415-435.
- Kogarko, L. N., Kononova, V. A., Orlova, M. P. & Woolley, A. R., 1995- The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part II: Former USSR. Chapman and Hall, London.
- Maggi, A. & Priestley, K., 2005- Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International* 160, 1068-1080.
- Mann, U., Marks, M. & Markl, G., 2005- Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos*, 91, 262-285.
- Marks, M., Halama, R., Wenzel, T. & Markl, G., 2004- Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning *Chemical Geology* 211 (2004) 185-215
- Menzies, M. A. & Hawkesworth, C. J., Eds., 1987- *Mantle Metasomatism*. Geology Series, Academic Press, London, 472 p.
- Middlemost, E. A. K., 1989- Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77: 19-26.
- Mitchell, R. H. & Pllat, R. G., 1979- Nepheline-bearing rocks from the Poohbah Lake, alkaline complex, Ontario; Malignites and malignites; Contributions to mineralogy and petrology, 69, 255-264.
- Mitchell, R. H., 1996- Classification of undersaturated and related alkaline rocks. In: R.H. Mitchell, ed., *Undersaturated alkaline rocks: mineralogy, petrogenesis, and economic potential*, Mineralogical Association of Canada Short Course, 24:1-22.
- Muller, D. & Groves, D. I., 1997- Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. Second edition, Springer Verlag, 242 p.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos*, in press.
- Pearce, J. A., 1996- Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, V. 19, N. 4, P. 120-125.
- Platevoet, B., Bonin, B., Pupin, J. P. & Gondolo, A., 1988- Les associations acide-basique du magmatisme alcalin anorogénique de CORSE. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8 IV: 43-55.
- Platt, R. G., 1996- Nepheline syenite complexes - an overview. In *Undersaturated alkaline rocks: Mineralogy, petrogenesis and economic potential*. Edited by R.H. Mitchell. Mineralogical Association of Canada Short Course Vol. 24, pp. 63-99.
- Sorensen, H., 1978- The position of the augite syenite and pulaskite in the llimaussaig intrusion, South Greenland *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 27, special issue, 15-23
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunder, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, vol. 42. Geological Society Special Publication, pp. 313-345.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. & Deng, W., 1996- Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalt. *J. Petrol.* 37, 45-71.
- Upadhyay, D., Raith, M. M., Mezger, K. & Hammerschmidt, K., 2006- Mesoproterozoic rift-related alkaline magmatism at Elchuru, Prakasam Alkaline Province, SE India. *Lithos*, 89 447-477.
- Vuorinen, J. H. T. & Halenius, U., 2005- Nb-Zr- and LREE-rich titanite from the Alno alkaline complex: Crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator *Lithos* 83, 128-142.
- Weyer, S., Munker, C. & Mezger, K., 2003- Nb-Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: Implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth Planet. Sci. Lett.* 205, 309-324.
- Ying, J., Zhang, H., Sun, M., Tang, Y., Zhou, X. & Liu, X., 2007- Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime *Lithos* 98, 45-66.
- Zhao, Z., Mo, X., Dilek, Y., Niu, Y., DePaolo, D. J., Robinson, P. T., Zhu, D., Sun, C., Dong, G., Zhou, S., Luo, Z. & Hou, Z., 2009- Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the postcollisional ultra-potassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for intra-continental subduction of India beneath southern Tibet. *Lithos*, 113, 190-212.