

کاربرد ترکیب شیمیایی کالینوپیروکسن در پتروژنز گابروهای کوه میشو در جنوب باختری مرنند - شمال باختری ایران

زهره عظیم زاده^{۱*}، احمد جهانگیری^۲، امیلیو ساکانی^۳ و یلدرم دیلک^۴

^۱ دکتر، سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان شرقی، تبریز، ایران

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

^۳ استاد، دانشگاه فرارا، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، فرار، ایتالیا

^۴ استاد، دانشگاه میامی، گروه زمین شناسی، آکسفورد، اوهایو، ایالات متحده آمریکا

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۹/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۳

چکیده

توده گابرویی میشو با راستای تقریبی خاوری - باختری با طول ۳۰ کیلومتر و عرض ۷ کیلومتر در داخل سنگ‌های رسوبی کهر با سن اینفراکامبرین نفوذ کرده است. دایک‌های میکروگابرویی این توده نفوذی را قطع کرده‌اند. گابروها ترکیب شیمیایی تقریباً یکنواختی داشته و شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده و کانی‌های فرعی شامل الیون، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کانی‌های کدر (اپاک) می‌باشد. بافت این گابروها اغلب به صورت دانه‌ای (گرانولر) آشکار است. نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کالینوپیروکسن‌های گابروهای میشو توسط الکترون میکروپروپ، ترکیب کالینوپیروکسن‌ها را در حد دیویسید تا اوژیت نشان می‌دهد. ماگمای تشکیل دهنده کالینوپیروکسن‌های گابروها در نمودارهای مختلف غالباً سری ماگمایی تولیتی و از نظر موقعیت زمین‌ساختی ویژگی‌های MORB را نشان می‌دهند. بلورهای کالینوپیروکسن گابروها عموماً حاوی مقادیر بالا (۵۲/۶۹-۵۰/۰۲ wt%)، عدد منیزیم [Mg/(Mg+Fe²⁺)] بالا و در حد (۷۸/۵۹-۸۲/۴۲ wt%)، Al_2O_3 متغیر (۱/۸-۵/۰۹ wt%)، TiO_2 پایین (۱/۳۳-۰/۵۳ wt%) و Na_2O پایین (۰/۴۷-۰/۲۱ wt%) و نسبت‌های پایین Al^{IV}/Al^{VI} (۰-۰/۳۹) هستند که نشان‌دهنده شرایط تبلور نسبتاً فشار پایین ماگما است. دمای محاسبه شده برای کالینوپیروکسن‌ها در گابروها از ۱۰۲۷ تا ۱۳۰۶ درجه سانتی‌گراد متغیر بوده و فشار کمتر از ۸ کیلو بار است. بررسی روند ترکیبات کالینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که کالینوپیروکسن‌ها هیچ منطقه‌بندی را نشان نمی‌دهند و با سنگ زمینه در تعادل شیمیایی می‌باشند. اطلاعات بافتی و شیمی کانی نشان می‌دهد که کالینوپیروکسن‌ها احتمالاً از یک ماگمای تولیتی مشتق شده از یک گوشته سنگ‌کره‌ای تهی شده متبلور می‌شوند که شیمی کل سنگ نیز این مطلب را تأیید می‌کند. نفوذ توده‌های گابرویی در یک رژیم زمین‌ساختی کششی کافت‌زایی به گسترش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در زمان کربنیفر آغازین در شمال باختری ایران انجامیده است.

کلیدواژه‌ها: میشو، گابرو، کهر، دیاباز، کالینوپیروکسن، پالئوتتیس، کربنیفر آغازین.

*نویسنده مسئول: زهره عظیم‌زاده

E-mail: azimzadeh@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

در جنوب باختری شهرستان مرنند، در شمال باختری ایران می‌باشد. مجموعه مافیک میشو مجموعه‌ای از انواع مختلف سنگ‌ها شامل گابرو، تروکتولیت، الیون گابرو، آئورتوزیت، پیروکسنیت و دایک‌های مافیک درون آن است که در داخل سنگ‌های رسوبی اینفراکامبرین کهر نفوذ کرده‌اند و رسوبات پرمین با دگرشیمی آذرین‌بی بر روی آنها قرار گرفته‌اند. پس سن نسبی آنها بعد از اینفراکامبرین و پیش از پرمین خواهد بود. توده گابرویی به سمت شمال به دیوریت گابرو تبدیل می‌شود. دایک‌های میکروگابرویی این واحد را قطع کرده‌اند.

در این مقاله، ترکیبات ژئوشیمیایی کالینوپیروکسن در ۳ نمونه مختلف گابروی کوه میشو معرفی می‌شود. همچنین ترکیب شیمی کل سنگ‌ها نیز برای مقایسه آورده شده است. در این مقاله بر اساس ترکیب شیمیایی کانی‌های کالینوپیروکسن، ترکیب شیمیایی سنگ کل، ویژگی‌های ژئوشیمیایی گابروها و موقعیت زمین‌ساختی گابروها مطالعه شده است. این گابروها در مطالعات انجام شده توسط مجتهدی و همکاران (۱۳۸۲) به عنوان گابروهای کافت درون قاره‌ای معرفی شده‌اند.

۲- روش مطالعه

پس از مطالعات اولیه نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی منطقه، حدود ۲۰۰ نمونه سنگی از گابروها و دایک‌های محدوده مورد مطالعه مطابق با تغییرات سنگ‌شناختی انتخاب شد (شکل ۱-ج) و مقاطع نازک از آنها تهیه گردید و مورد مطالعه قرار گرفت، سپس با استفاده از نتایج مطالعات میکروسکوپکی ۳ مقطع نازک از گابروهای سالم برای آنالیز با دستگاه الکترون میکروپروپ انتخاب شد.

پژوهشگران نشان داده‌اند که تغییرات ترکیبی کالینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای پتروژنز در نظر گرفته شود (Ghorbani and Middlemost, 2000; Bizimis et al., 2000; Princivalle et al., 2000; Nazzareni et al., 2001; Avanzinelli et al., 2004; Zhu and Ogasowara, 2004). کالینوپیروکسن‌ها در بیشتر موارد در تعادل شیمیایی با ماگمای میزبان بوده و ترکیبات آنها اطلاعات مختلفی در مورد شرایط اتاقک ماگمایی و تحولات ماگما ارائه می‌کنند (Liotard et al., 1988). ترکیب کالینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های افیولیتی حتی در صورت تحمل دگرگونی خفیف نیز تغییر نمی‌کند (Nisbet & Pearce, 1977; Hebert & Laurent, 1987; Capedri and Venturelli, 1979; Becalluva et al., 1989). فشار تبلور کالینوپیروکسن‌ها در سیستم ماگمایی توسط محققان زیادی بررسی شده است. (Dal Negro et al., 1989). به طور کیفی در مورد تأثیر فشار تبلور بر روی شیمی بلور کالینوپیروکسن‌ها بحث کردند و Malgarotto et al. (1993) نیز فشار تبلور نمونه‌های حاوی کالینوپیروکسن را برآورد کردند.

گابروها عموماً حاوی کانی‌های کالینوپیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر پشته‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های اقیانوسی اصلی و کوچک، سیستم‌های حوضه‌های زون فرافورانش جزایر کماتی و داخل صفحات قاره‌ای (Miyashiro, 1975; Sun and Nesbitt, 1978). یافت می‌شوند. (Saunders et al., 1980; Serri, 1981; Pearce et al., 1984). منطقه مورد نظر برای مطالعه کالینوپیروکسن گابروها، مجموعه مافیک میشو

به خوبی در سنگ‌های ماگمایی حفظ شده‌اند. پلاژیو کلاز عموماً دگرسان شده و به مجموعه کانی‌های مختلفی شامل: آلپیت + اپیدوت، آلپیت + کلسیت، پرهنیت تبدیل شده‌است. کلریت و آمفیبول ترمولیت - اکتینولیت کانی‌های ثانویه اصلی پس از الیون و کلینوپیروکسن هستند.

گابروها در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره، مزوکرات تا ملانوکرات، دارای ساخت دانه‌ای متوسط تا درشت هستند. عدسی‌های آنورتوزیتی (عظیم زاده و همکاران، زیرچاپ) و پیروکسنیتی به صورت منقطع و پراکنده در داخل گابروها به رنگهای شیری و خاکستری دیده می‌شوند.

– سنگ‌نگاری

از نظر سنگ‌نگاری ویژگی‌های گابروها را به شرح زیر می‌توان بیان نمود:

گابروها در نمونه دستی به صورت هولوکریستالین، با ضریب رنگی ملانوکرات، دانه‌بندی متوسط تا درشت و ساخت گرانولر تا گرانولر پگماتیته بوده (شکل ۲ و ۳) و در مطالعات میکروسکوپی دارای بافت گرانولر، ساب افیتیک یا ارتوکومولوس می‌باشند. این سنگ‌ها در سطح تازه به رنگ خاکستری روشن تا تیره هستند. کانی‌های مافیک نیمه شکل دار پیروکسن و بلورهای شکل دار پلاژیو کلاز شیری رنگ در اندازه‌های متوسط تا درشت در نمونه دستی به صورت ناهمگن در کنار هم دیده می‌شوند (شکل ۴-الف و ب). پلاژیو کلاز و پیروکسن کانی‌های اصلی می‌باشند. پلاژیو کلازها دارای ماکل پلی سنتیتیک و به ندرت دارای ساختمان منطقه‌ای هستند. پلاژیو کلاز گابروها شامل بیتونیت و آنورتیت است که مقدار آنورتیت از ۶۶/۵ تا ۷۹/۱ درصد متغیر است. پیروکسن‌ها از نظر رنگ بیرفرزانس و زاویه خاموشی اغلب از نوع کلینو و کمتر ارتو هستند. رنگ کلینوپیروکسن‌ها گوشه‌ای کمرنگ با شکستگی‌های ریز موازی است. کانی‌های فرعی شامل الیون، اکسیدهای Fe- Ti و به ندرت آپاتیت می‌باشد. ترمولیت - اکتینولیت، بیوتیت و کلریت و کانی‌های رسی متداول ترین کانی‌های حاصل از دگرسانی هستند. رگه‌های کلسیت یا اپیدوت نیز در مواردی مشاهده می‌شوند. در تمامی تنوعات سنگی، ترتیب تبلور به شرح زیر است: (الیون) + پلاژیو کلاز + کلینوپیروکسن ± اکسیدهای Fe- Ti.

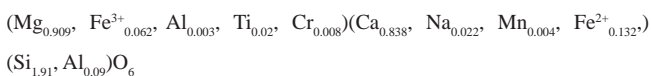
تغییر در مقدار کانی‌های اصلی نوع گابروها را تا الیون گابرو، آنورتوزیت، تروکتولیت و پیروکسنیت تغییر می‌دهد. در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس از Cox et al. (1979) بیشتر نمونه‌ها در محدوده گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۵).

۳-۳. شیمی کانی

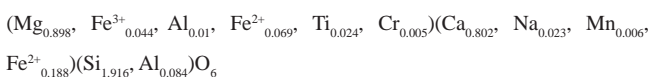
آنالیزهای کلینوپیروکسن‌های چند نمونه سالم از گابروهای توده مافیک میشو در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. تمرکز عناصر فرعی کلینوپیروکسن‌های نمونه گابروهای مختلف توده نفوذی میشو تقریباً یکسان است. همچنین نتایج آنالیز XRF این سنگ‌ها در جدول ۳ برای مقایسه آورده شده‌است.

طبق آنالیزها و نمودارهای ۶ (الف، ب و ج) کلینوپیروکسن‌ها فاقد زونینگ بوده و ترکیب یکنواخت دارند که دلیل آن سرعت تبلور آرام و تعادل بلورهای کلینوپیروکسن با مذاب است. مقایسه اعداد منیزیم کلینوپیروکسن‌ها با اعداد منیزیم کل از ترکیبات تمام سنگ نشان می‌دهد که بلورهای کلینوپیروکسن در تعادل با سنگ‌های میزبان هستند.

کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ MA12B از نظر فرمول ساختمانی به صورت زیر محاسبه شده‌اند:



همچنین کلینوپیروکسن‌های سنگ CG5 از نظر فرمول ساختمانی به صورت زیر محاسبه شده‌اند:



ترکیبات عناصر اصلی کانی‌ها در آنالیز الکترون میکروپروب (EMPA) با استفاده از دستگاه CAMEBAX، در دانشکده علوم زمین و منابع زمین، CNR، در پادوای ایتالیا تعیین شدند. شتاب ولتاژ و جریان نمونه‌ها به ترتیب ۱۵ KeV و ۲۰ μA و زمان شمارش ۱۰۰ s بود. ترکیب کاتیونی پیروکسن‌ها بر اساس ۶ عدد اکسیژن محاسبه شده است و در مورد محاسبه وزن‌های مولکولی مختلف FeO و Fe₂O₃ از روش Droop (1987) استفاده شده است:

$$FeO(calculated) = Fe_2O_3(EMPI) * 0.8998 / 1.15$$

$$Fe_2O_3(calculated) = FeO(calculated) * 0.15 * 1.1111$$

نتایج آنالیز شیمی کل سنگ نیز برای این نمونه‌ها جهت مقایسه آورده می‌شود که در دانشگاه فرارا ایتالیا به روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) بر روی قرص‌های پودری پرس شده، با استفاده از یک اسپکترومتر خودکار پرتو ایکس XP به دست آمده است.

۳-۲. بحث و بررسی

۳-۱-۱. موقعیت زمین‌شناسی منطقه

محدوده مورد مطالعه بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰,۰۰۰ مرند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳) را شامل می‌شود. این منطقه در تقسیم بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) در زون سلطانیه - میشو قرار گرفته است. کوه‌های میشو در شمال باختری تبریز و در جنوب باختری شهرستان مرند، در امتداد گسل تبریز به صورت خاوری-باختری گسترده شده‌اند. در منطقه صوفیان گسل تبریز به دو شاخه شده و کوه‌های میشو را در خود محصور کرده و آنها را به صورت فرازمین بالا آورده است. این کوه‌ها به طول تقریبی ۸۰ کیلومتر از باختر شهرستان صوفیان تا خاور شهرستان سلماس ادامه دارند. در منطقه تسوج، گسل چپ‌گرد تسوج این کوه‌ها را به دو نیمه خاوری-باختری جدا می‌کند. میشوی خاوری شامل سنگ‌های متنوعی در بازه زمانی وسیع پرکامبرین تا کواترنر است. توده مورد مطالعه در قسمت میانی ارتفاعات میشوی خاوری واقع شده است که به گسل شمالی میشو در شمال محدود می‌گردد. این توده در محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۵۴" و ۴۶" تا ۵۴" و ۴۷" خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۶" و ۳۰" تا ۴۰" و ۳۸" شمالی واقع است که در داخل سنگ‌های رسوبی پرکامبرین کهر نفوذ کرده است (شکل ۱-الف و ب) و توسط رسوبات کربناتی پرمن پوشیده شده است. توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیتی تا کوارتز سینیته صورتی رنگ در مجاورت این توده‌ها با تماس مشخص قرار گرفته‌اند. با توجه به سن نسبی این توده‌ها که پیش از پرمن و پس از اینفراکامبرین می‌باشند و نیز تعیین سن مطلق به روش U-Pb کانی زیرکن، که سن کربنیفر را نشان می‌دهد (Saccani et al., 2013)، سن جایگیری توده‌های گابرویی کربنیفر تعیین شده است که نشانگر آغاز بازشدگی حوضه پالتوتیس در حاشیه شمالی خشکی گندوانا می‌باشد. توده‌های گابرویی توسط دایک‌های صفحه‌ای بازالتی قطع و همچنین پوشیده شده‌اند. از لحاظ ژئوشیمی توده‌های بازیگ و ویژگی‌های MORB را نشان می‌دهند.

۳-۲. سنگ‌نگاری

در این بخش ویژگی‌های سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری گابروهای مجموعه مافیک میشو مورد بررسی قرار می‌گیرد.

– مشاهدات صحرائی

گابروها به صورت توده عظیم در داخل تشکیلات کهر شامل شیل‌ها، ماسه سنگ‌های ریزدانه و توف‌ها با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آهکی نفوذ کرده‌اند و توسط دایک‌های دیابازی قطع و یا پوشیده شده‌اند (شکل ۱-ب و شکل ۲). بیشتر سنگ‌های مطالعه شده تحت تأثیر دگرسانی با درجات متغیر قرار گرفته‌اند که سبب جایگزینی کانی‌های اولیه شده‌است. با این وجود بافت‌های آذرین اولیه

تولید شده است و دست خوش حوادث قبلی تهی شدگی ذوب بخشی شده است. مقدار Ti پایین و Mg بالا در این گابروها بیانگر تشکیل آنها از ذوب بخشی سنگ کره اقیانوسی قبلاً تهی شده در محیط داخل صفحه‌ای هستند.

مقدار Al از ۰/۰۷۸ wt% تا ۰/۲۲۱ متغیر است. مقدار Ti و Al با یکدیگر تغییر می‌کند و هر دو با غنی شدن آهن افزایش می‌یابند. منحنی پر شیب Ti در برابر Al ویژگی‌های تفریق کلاینوپروکسن در سنگ‌های مافیک آلکالی است (Tracy & Robinson, 1977). در شکل ۱۱ این منحنی پر شیب نبوده که دلیلی بر سبب آلکالی بودن ماگمای والد گابروهای میشو می‌باشد.

همستگی مثبت بین Ti در مقابل عدد منیزیم مربوط به آلکالی بازالت‌ها، MORB و BAB است (Capedri & Venturelli, 1979; Duncan & Green, 1987; Letierrier et al., 1982; Taylor et al., 1992; Arculus et al., 1992; Lapierre et al., 1992 (شکل ۱۲)).

توانایی کلاینوپروکسن‌ها در تمایز انواع گابروهای از نظر محیط زمین‌ساختی در شکل‌های مختلف نشان داده شده است. در نمودار Ti+Cr در برابر Ca از Letierrier et al. (1982) نمونه‌های محدوده مورد مطالعه در محدوده MORB واقع می‌شوند (شکل ۱۳).

در نمودار مثلثی $TiO_2-Na_2O-SiO_2/100$ برای پراکنندگی کلاینوپروکسن‌ها در مجموعه‌های اقیانوسی متفاوت از (Beccaluva et al. 1989) نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های جزیره‌ای تحت تأثیر پلوم که در برگیرنده MORB‌ها و بازالت‌های درون صفحه‌ای است، قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).

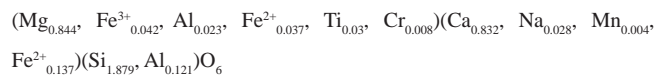
در نمودار Al در برابر Ti و Ca+Na در مقابل Ti برای کلاینوپروکسن‌ها از Letierrier et al. (1982) ماگمای تشکیل دهنده کلاینوپروکسن‌ها و در نتیجه گابروها دارای ویژگی‌های تولییتی هستند (شکل ۱۵- الف و ب). بر طبق Nisbet & Pearce (1977) کلاینوپروکسن اغلب به عنوان فاز اولیه در بازالت‌های دگرگونه یا دگرسان شده در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف می‌باشد، حال آن که در بیشتر گابروهای منطقه، پلاژیوکلاز به دلیل شکل‌دارتر بودن از کلاینوپروکسن‌ها به عنوان فاز مقدم در نظر گرفته می‌شود که این ویژگی مربوط به بافت‌های کومولابی است. ماگمای تشکیل دهنده گابروهای مختلف در نمودار SiO_2 در برابر K_2O از Peccerillo & Taylor (1976) برای ترکیب کل سنگ (نمودار ۱۶) اغلب تولییتی و کمتر کالک-آلکان می‌باشد. از نظر سری ماگمایی نمونه‌های گابروی پراکنندگی را از تولییتی تا کالک-آلکان نشان می‌دهند. این امر شاید بیانگر این موضوع باشد که در مراحل اولیه کافت قاره‌ای همزمان با دگرگونی‌های بعدی بخشی از سنگ‌ها تغییر ماهیت داده و در محدوده تولییتی قرار می‌گیرند. این که در مراحل بعدی با شروع تشکیل پوسته اقیانوسی، گابروها در سری تولییتی برونزد می‌یابند، می‌تواند بیانگر مراحل ابتدایی تشکیل پوسته اقیانوسی باشد که یک فرضیه بوده و درستی آن بایستی اثبات شود.

۳-۴. شرایط P-T

طبق برنامه محاسباتی ترموبارومتري برای مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک از برنامه P-T mafic توسط (Soto 1993) version 2 استفاده شده است. با روش Bertrand & Mercier (1985) با ژئوترومتري Cpx منفرد با فشار مفروض ۱۰ کیلوپار، دمای تبلور برابر ۱۲۱۰ درجه سانتی‌گراد و با فرض ۹۰٪ Ca در Cpx و ۲٪ Ca در Opx درجه حرارت معادل ۱۳۰۶ درجه سانتی‌گراد و با روش (Brey & Kohler 1990) درجه حرارت معادل $1027/86 \pm 15$ محاسبه شده است.

کلاینوپروکسن‌های بررسی شده طبق نمودار (Aoki & Shiba 1973) بر مبنای $Al^{[6]}$ در مقابل $Al^{[4]}$ که عموماً در حد $(0/39 >)$ می‌باشد، بیشتر در محدوده سنگ‌های آذرین فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۱۷- الف). این پیروکسن‌ها از پیروکسن‌های بیگانه‌سنگ‌های (زینولیت) گوشته لرزولیتی (Dawson, 1987) و کلاینوپروکسن فشار

و کلاینوپروکسن‌های سنگ AN8A از نظر فرمول ساختمانی به صورت زیر محاسبه شده‌اند:



بلورهای کلاینوپروکسن گابروها عموماً حاوی SiO_2 بالا (۵۲/۶۹-۵۰/۰۲ wt%)، عدد منیزیم $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ بالا و در حد (۷۸/۵۹-۸۲/۴۲ wt%)، Al_2O_3 متغیر (۱/۸-۵/۰۹ wt%)، TiO_2 پایین (۰/۵۳-۱/۳۳ wt%) و Na_2O پایین (۰/۲۱-۰/۴۷ wt%) و نسبت‌های پایین $Al^{[6]}/Al^{[4]}$ (اغلب $>0/39$) هستند. در کلاینوپروکسن‌های مطالعه شده اصولاً مقدار MgO بالا بوده (۱۴/۵۷-۱۶/۸۶ wt%) و همچنین $Ti/Al < 0/26$ می‌باشد.

مقدار Al^{3+} بالا بوده که بیشتر موقعیت تتراهدرال را نسبت به موقعیت اکتاهدرال پر کرده‌اند. موقعیت M_1 اغلب دارای Mg (۰/۷۹۸-۰/۹۲۴) با مقداری Fe^{2+} (۰/۰۳-۰/۲۰۷) و R^{3+} (۰/۰۴-۰/۱۵۴) می‌باشد و موقعیت M_2 به طور غالب با Ca (۰/۷۹۲-۰/۸۴۸) اشغال شده است در حالی که Na (۰/۱۹-۰/۲۹) و Mn (۰/۰۰۳-۰/۰۰۸) می‌باشند. در تمامی کلاینوپروکسن‌ها، Al^{3+} برای پر کردن کمبود Si^{4+} در موقعیت‌های تتراهدرال کافی است. تفاوت‌های مشاهده شده در مقدار Fe^{3+} می‌تواند توسط حالت‌های مختلف اکسیداسیون در ماگما توصیف شود (Lindsley & Frost, 1992; Canil & Fedortchouk, 2000; Gasparik, 1984; Aydin et al., 2008).

در نمودار $Q = Ca+Mg+Fe^{2+}$ برابر $J=2Na$ از (Morimoto et al. 1988) کلاینوپروکسن‌ها در محدوده Quad (Ca-Mg-Fe) دار قرار می‌گیرند (شکل ۷). در نمودار سه تایی Wo-En-Fs از (Morimoto 1988)، نمونه‌های کلاینوپروکسن در مرز دیوپسید-اوژیت رسم می‌شوند (شکل ۸- الف) و با نام‌گذاری (Beccalova et al. 1989) در گروه با Ti کم و خیلی کم قرار می‌گیرند (شکل ۹- ب) و ویژگی شیمیایی خاص نمونه‌های کلاینوپروکسن مقدار Ti پایین می‌باشد. Ti در کلاینوپروکسن بیانگر درجه تهی شدگی منبع گوشته و فعالیت ماگمای مادری است که توده کومولابی را تولید می‌کند (Pearce & Norry, 1979). در نمودارهای معمولی طبقه‌بندی با ویژگی گروه شیمیایی Ca-Mg-Fe (Morimoto et al., 1988)، همه کلاینوپروکسن‌ها از نظر ترکیب، دیوپسیدی تا اوژیتی هستند (شکل ۹- الف و ب) و بیشتر آنها درون محدوده با مرز پایین (Wo_{40}) و مرز بالایی (Wo_{46}) قرار می‌گیرند. این کانی‌ها غنی از کلسیم ($Wo=40-46$ wt%) و فقیر از سدیم ($Na_2O < 0/44$ wt%) بوده و ترکیبشان در محدوده $Wo_{40}-En_{48}-Fs_{12}$ تا $Wo_{46}-En_{45}-Fs_{11}$ قرار می‌گیرد. می‌توان گفت که از نظر جزئیات همانند شکل ۹- الف و ب کلاینوپروکسن‌های در محدوده Al دیوپسید فقیر از Ti تا Al دیوپسید غنی از Fe^{3+} قرار می‌گیرند. در نمودار مثلثی $Ti-Na-Al^{[4]}$ از (Papike et al. 1974) ترکیب کلاینوپروکسن‌ها کاملاً در محدوده Ca چرماک (CATS) قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- الف و ب) که شامل $CaAlAlSiO_6$ و $CaFeAlSiO_6$ است. کلاینوپروکسن‌های مطالعه شده، برای موازنه با فرمول‌های دارای کمبود Si در موقعیت‌های تتراهدرال، Al کافی دارند و نسبت $Al^{[6]}/Al^{[4]}$ عموماً $> 0/39$ می‌باشد.

با توجه به این که $Al/Ti > 3:1$ و تطابق خوب Fe^{3+} با $Al^{[4]}$ می‌توان چنین استنباط کرد که جانشینی چرماک $(CaR^{3+}R^{3+}SiO_6)$ مهم‌ترین مکانیسم در این کلاینوپروکسن‌ها است. نسبت‌های Al/Ti متوسط تا بالا و $Al^{[6]}/Al^{[4]}$ پایین ($>0/39$) بیانگر فشار پایین کلاینوپروکسن‌های آذرین هستند (Aoki & Shiba, 1973). مقادیر پایین Na نشان می‌دهد که کلاینوپروکسن‌ها فقیر از آکمیت می‌باشند.

(Pearce and Norry 1979) اشاره کردند که Ti در کلاینوپروکسن، درجه تهی‌شدگی منشأ گوشته را نشان می‌دهد، همچنین مقدار Ti در کلاینوپروکسن گابروها نشان می‌دهد که آنها از ماگمای اولیه‌ای متبلور شده‌اند که از منبع گوشته‌ای

- کلینوپیروکسن های گابروهای میشو ترکیب دیوپسید تا اوژیت را نشان می دهند که غنی از کلسیم، فقیر از سدیم، فقیر از Ti بوده و در محدوده $Wo_{40}-En_{48}-Fs_{12}$ تا $Wo_{40}-En_{43}-Fs_{11}$ قرار می گیرند. این کلینوپیروکسن ها فاقد زونینگ بوده و در تعادل شیمیایی با سنگ زمینه هستند.

- مقدار Ti پایین و Mg بالا در پیروکسن ها و نیز گابروهای میشو نشان می دهد که این گابروها در فشار پایین از ذوب بخشی سنگ کره اقیانوسی قبلاً تهی شده در محیط داخل صفحه ای به وجود آمده اند.

- ماگمای مولد گابروهای منطقه دارای سری ماگمایی تولیتی بوده و اغلب در محدوده های MORB قرار می گیرند. این امر بیانگر این مطلب می باشد که گابروها در مراحل اولیه ایجاد کافت و تشکیل پوسته اقیانوسی در زمان کربنیفر آغازین و در ارتباط با فاز کششی آن زمان به وجود آمده اند.

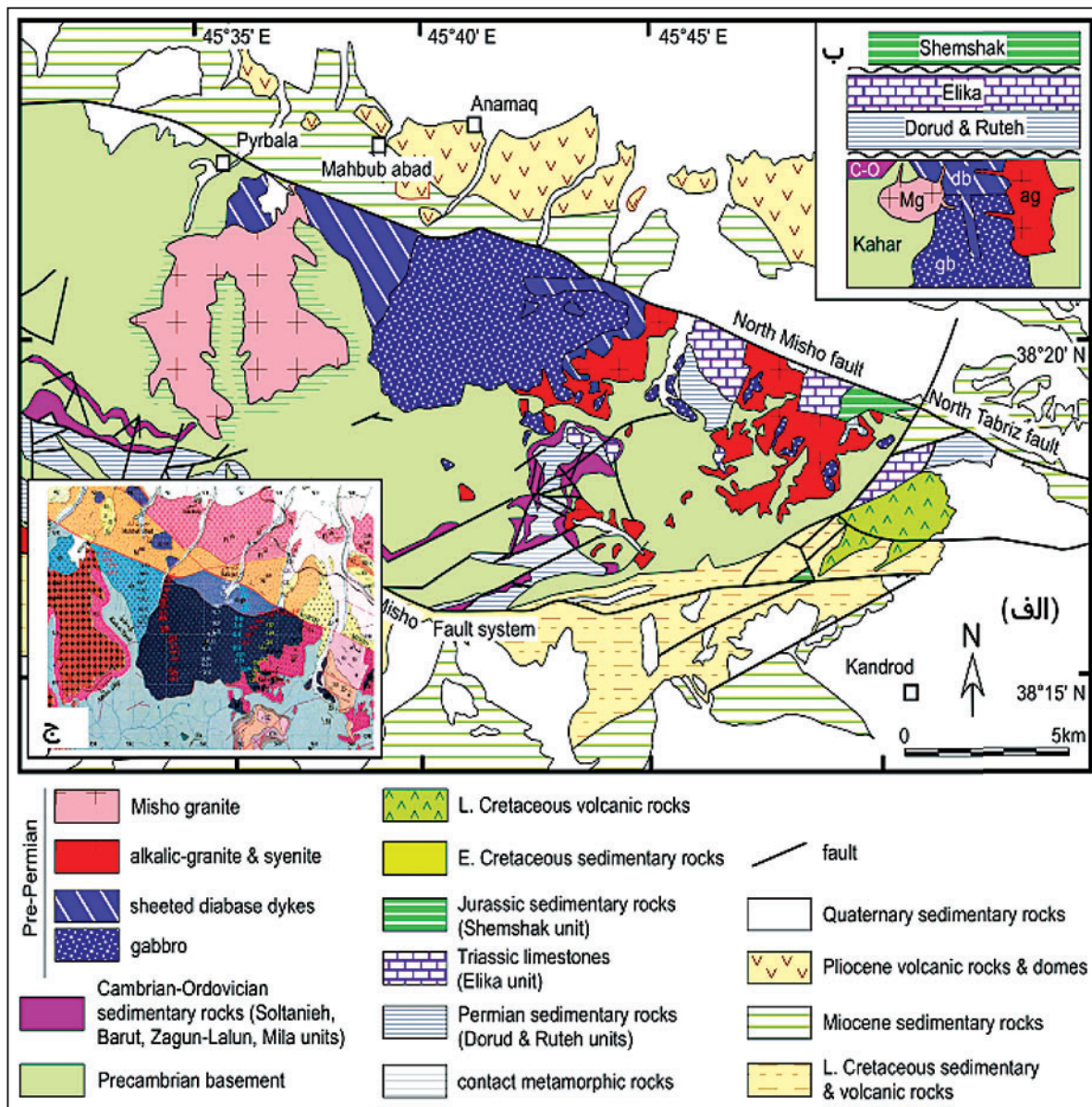
- دمای تشکیل در حد $1027-1306^{\circ}C$ و فشار تشکیل ماگمای تولید کننده کلینوپیروکسن ها کمتر از 8 Kba برآورد شده است.

بالا (Simonetti et al., 1996) از نظر داشتن Mg# پایین تر (wt% ۷۸/۵۹-۸۲/۴۲) و Cr_2O_3 خیلی پایین (wt% ۰/۰۶-۰/۶۶) و مقادیر متفاوت Na_2O و Al_2O_3 مجزا هستند (شکل ۱۷-ب).

طبق نمودار Mg# در برابر Na از Dobosi & Jenner (1999) می توان گفت که فشار کلینوپیروکسن گابروها کمتر از ۸ کیلو بار است (شکل ۱۷-ج). در کل می توان به این واقعیت اذعان کرد که MORB ها به دلیل نرخ ذوب بالا فشار کمی را تحمل نموده اند.

۴- نتیجه گیری

- سن نسبی گابروها مربوط به بعد از اینفراکامبرین و پیش از پرمین بوده و با سن سنجی رادیوژنیک سن کربنیفر آغازین را نشان می دهد (Saccani et al., 2013) که می تواند بیانگر این مطلب باشد که تشکیل این گابروها در ارتباط با گسترش پوسته اقیانوسی پالتوتیس می باشد.



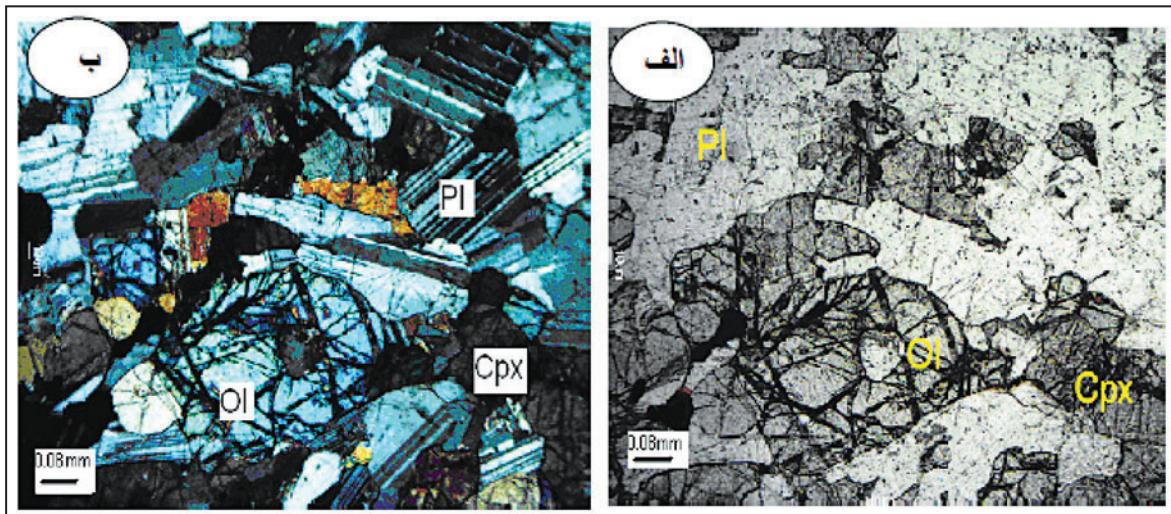
شکل ۱- الف) نقشه ساده شده زمین شناسی میشو اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰,۰۰۰ مرند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳)؛ ب) مقطع ستونی بازسازی و ساده شده واحدهای پراکامبرین - ژوراسیک که در کوه های میشوی خاوری برنورد دارد؛ ج) نقشه نمونه برداری از منطقه



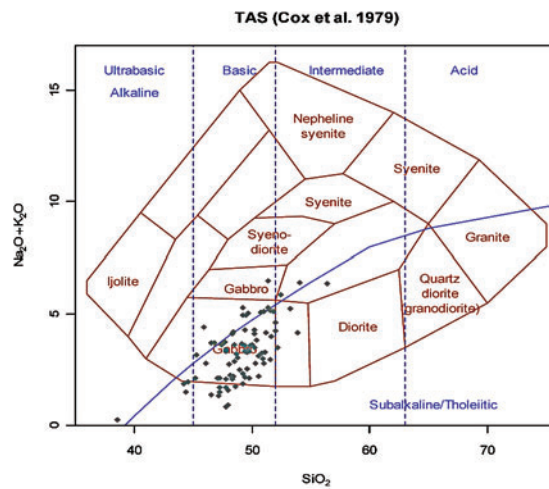
شکل ۳- گابروی پگماتیته میثو



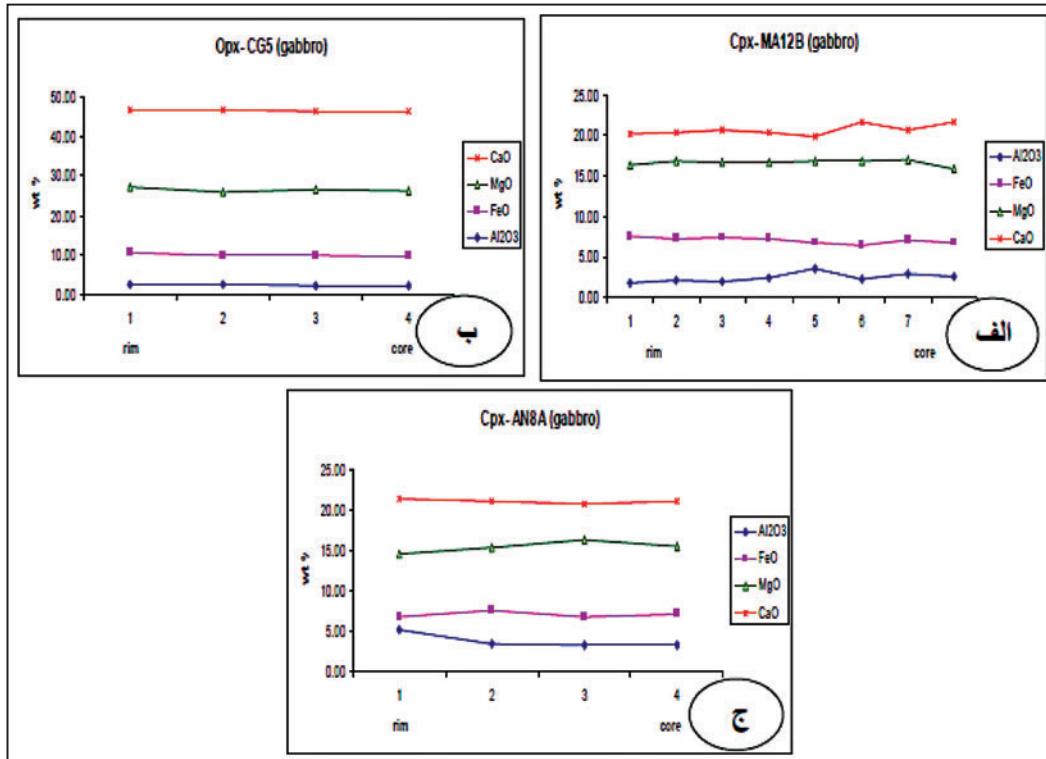
شکل ۲- گابروها به همراه دایک‌های دیابازی



شکل ۴- الیون گابرو (الف) بدون آنالیزور؛ (ب) با آنالیزور شامل کانی‌های الیون (Ol)، پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسن (Cpx) بافت دانه‌ای (گرانولر) تا ساب افیتیک.

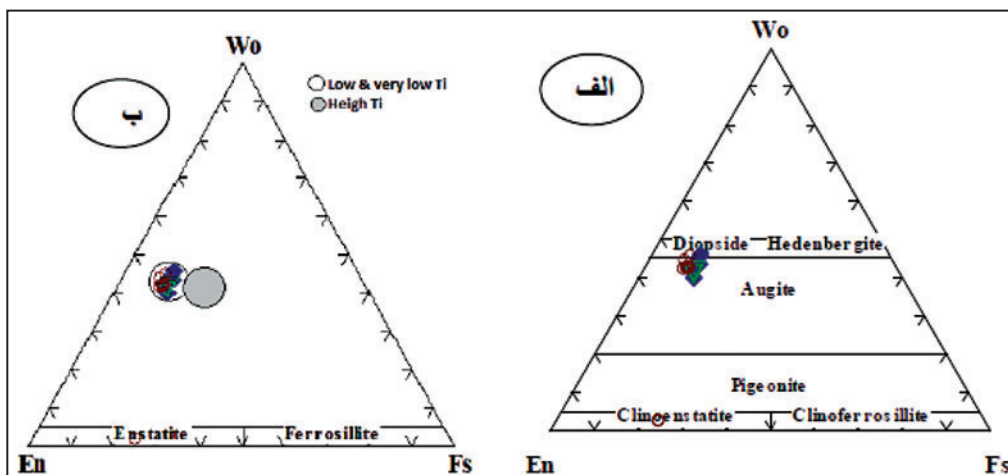
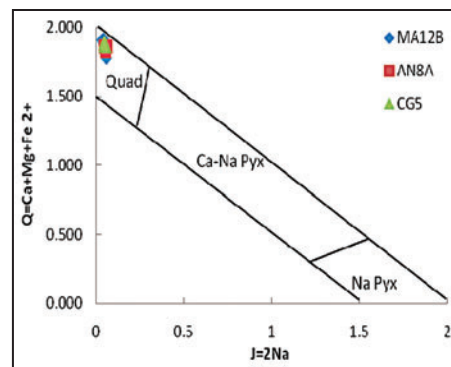


شکل ۵- نمودار طبقه‌بندی گابروها بر مبنای مجموع آلکالی در برابر سیلیس از Cox et al. (1979) به گونه‌ای که بیشتر نمونه‌ها در محدوده گابرو واقع می‌شوند.

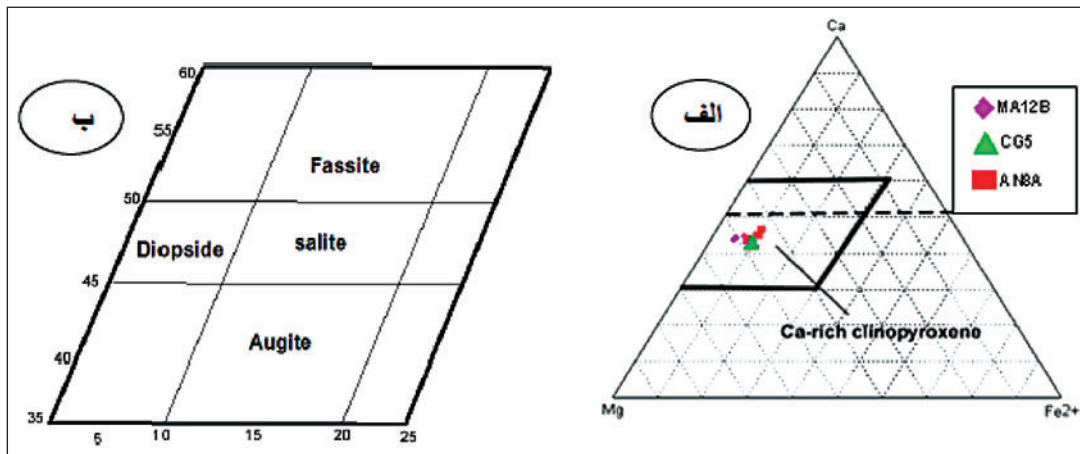


شکل ۶- نیمرخ منطقه بندی (زونینگ) اکسیدهای عناصر مختلف اصلی کلینوپیروکسن در نمونه‌های متفاوت که عدم تغییر سیستماتیک از مرکز به حاشیه بیانگر نبود منطقه بندی در کانی‌ها است. سمت راست نیمرخ‌ها نشان‌دهنده مرکز و سمت چپ نشان‌دهنده حاشیه کانی می‌باشد.

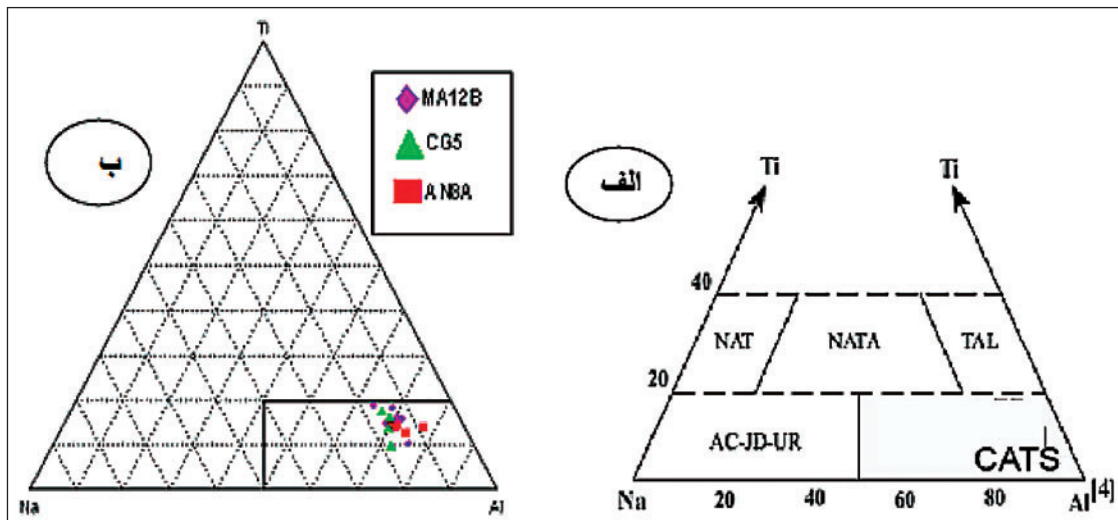
شکل ۷- ترکیب کلی کلینوپیروکسن‌های گابروهای میشو با توجه به end members در نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988)، بدون تفکیک نوع پیروکسن‌ها که کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده Quad (Ca-Mg-Fe) قرار می‌گیرند.



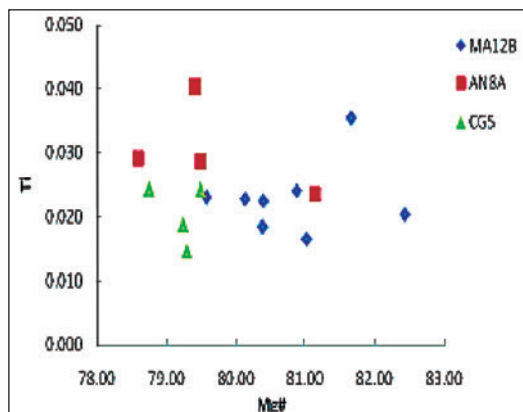
شکل ۸- نمودار سه تایی پیروکسن برای گابروهای میشو (Deer et al., 1978)؛ الف) نامگذاری (Morimoto et al., 1988)؛ ب) نامگذاری با ترکیب تیتانیوم (Beccaluva et al., 1989).



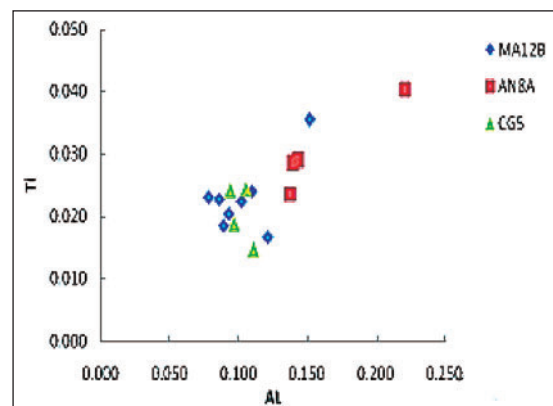
شکل ۹- الف) ترکیبات کلیئوپروکسن رسم شده روی نمودار سه تایی Ca-Mg- (Morimoto et al., 1988) در محدوده کلیئوپروکسن های غنی از کلسیم واقع می شوند؛ ب) محدوده بزرگ شده کلیئوپروکسن های غنی از کلسیم نشان می دهد که ترکیب این کلیئوپروکسن ها در محدوده دیوپسیدی تا اوژییتی قرار می گیرند.



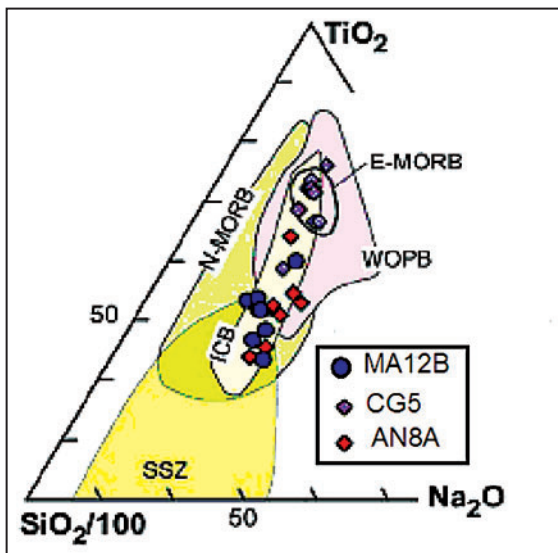
شکل ۱۰- الف) نمودار [4] Ti-Na-Al (Papike et al., 1974) که نشان دهنده کلیئوپروکسن های $\text{NATAL} - \text{NaTiSiAlO}_6$ ؛ $\text{NAT} - \text{NaTi}_{0.5}\text{R}_{0.5}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$ ؛ $\text{CATS} - \text{CaAlAlSiO}_6$ و CaFeAlSiO_6 ؛ $\text{TAL} - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ ؛ $\text{AC-JD-UR} - \text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ می باشد؛ ب) کلیئوپروکسن های کابروهای میشود در محدوده CATS قرار گرفته اند



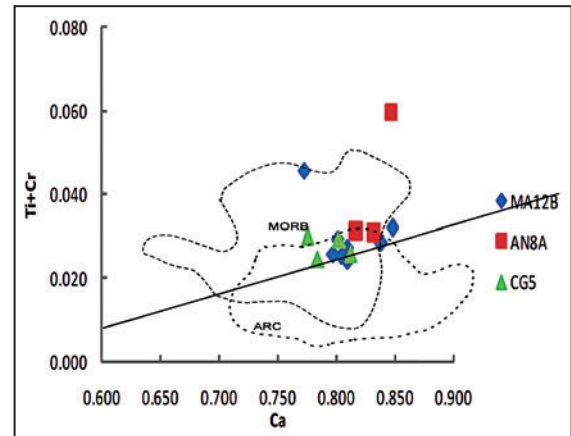
شکل ۱۲- نمودار تغییرات Ti در برابر عدد منیزیم با همبستگی مثبت ضعیف.



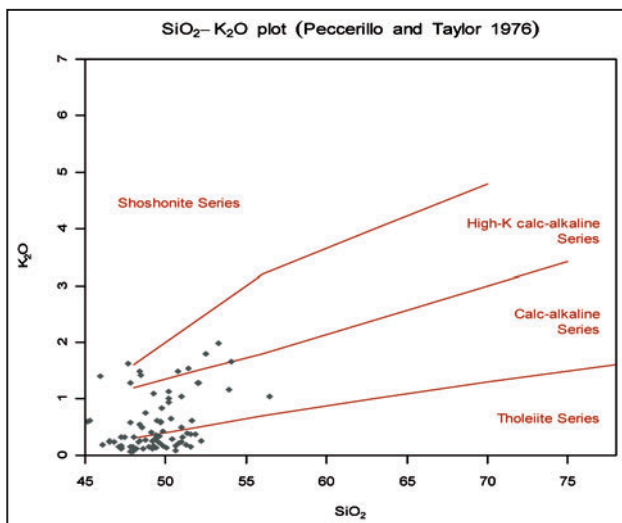
شکل ۱۱- تغییرات Ti در مقابل Al با همبستگی مثبت و شیب کم بیانگر سبب آکالی بودن ماگمای والد.



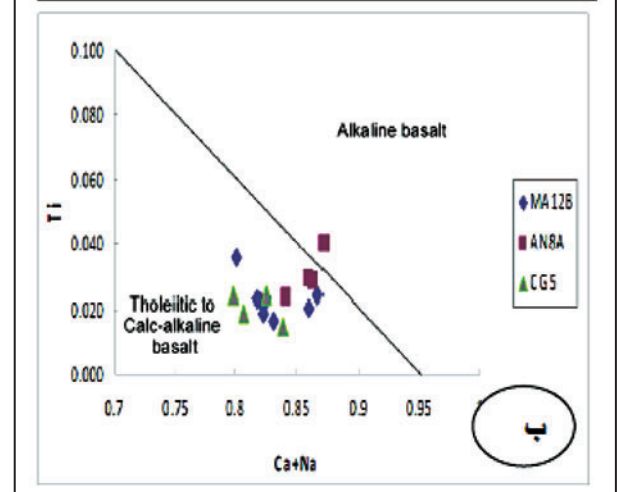
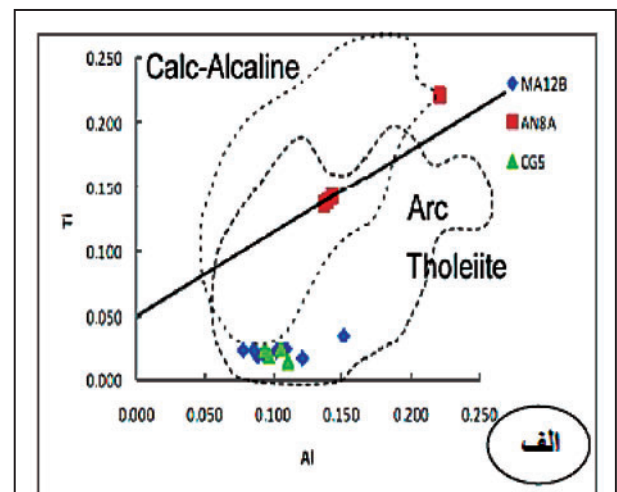
شکل ۱۴- نمودار $TiO_2-Na_2O-SiO_2/100$ برای پراکندگی کلینوپیروکسن ها از مجموعه های اقیانوسی متفاوت (Beccaluva et al., 1989). علایم اختصاری شامل E-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی، N-MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی نرمال، WOPB: بازالت درون صفحه اقیانوسی، ICP: بازالت های جزیره ای، SSZ: بازالت زون فرافورانش (سوپراسابداکشن)؛ در این نمودار نمونه ها در محدوده بازالت های جزیره ای تحت تأثیر پلوم که در برگرنده MORB ها و بازالت های درون صفحه ای هستند، واقع می شوند.



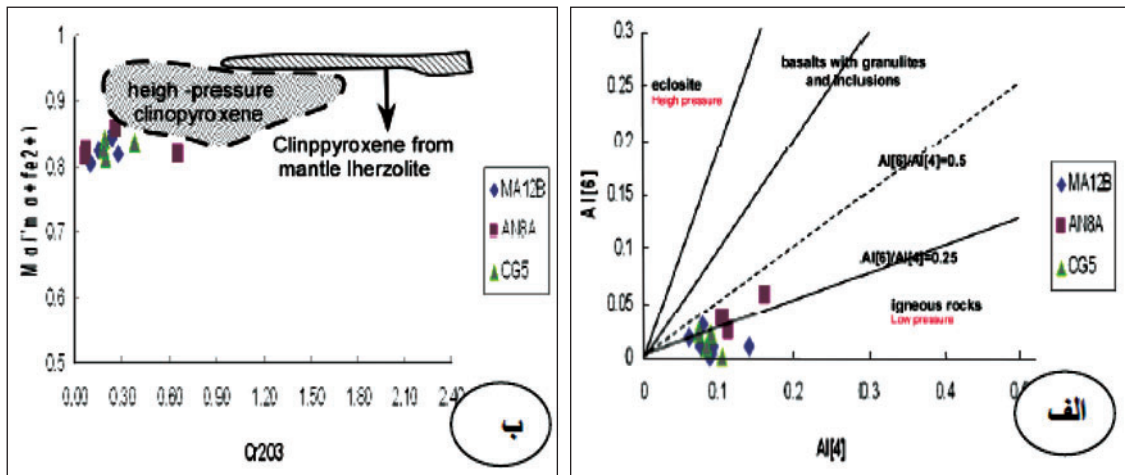
شکل ۱۳- نمودار تمایز زمین ساختی گابروها (Leterrier et al. (1982) $Ti+Cr$ در برابر Ca که نمونه ها بیشتر در محدوده MORB قرار می گیرند.



شکل ۱۶- نمودار K_2O در برابر SiO_2 از (Peccerillo and Taylor (1976) نشان دهنده تولییتی بودن سری ماگمایی غالب در گابروها.



شکل ۱۵ - نمودارهای (Leterrier et al. (1982) برای تعیین سری ماگمایی ماگمای مولد کلینوپیروکسن ها و گابروها (الف) نمودار Al در برابر Ti؛ (ب) $Na+Ca$ در برابر Ti نشان دهنده ویژگی های تولییتی ماگمای والد.



شکل ۱۷- الف) نمودار Al^{IV} در برابر Al^{IV} با خطوط مرزی کلاینوپیروکسن در اکلوزیت، کلاینوپیروکسن گرانولیت و انکلوزیونها در بازالتها و کلاینوپیروکسن سنگهای آذرین (Aoki & Shiba, 1973) که کلاینوپیروکسنهای مورد مطالعه با داشتن نسبت $Al^{IV}/Al^{IV} < 0.39$ در محدوده سنگهای آذرین قرار می‌گیرند؛ ب) نمودار $Mg\#$ در برابر Cr_2O_3 (wt%) که محدوده کلاینوپیروکسنهای گوشته لرزولیتی و محیطهای فشار بالا از Dawson (1987) و Simonetti et al. (1996) می‌باشد و پیروکسنهای مورد مطالعه در خارج از این دو محدوده فشار بالا قرار می‌گیرند؛ ج) نمودار $Mg\#$ در برابر Na (a.f.u) فشار کلاینوپیروکسنهای مورد مطالعه را در مقایسه با کلاینوپیروکسنهای در فشارهای مختلف و در موقعیت‌های مختلف نشان می‌دهد (Dobosi and Jenner, 1999). داده‌های CPX فشار بالا از Esin (1993) و Akinin et al. (2005) و داده‌های کلاینوپیروکسن فشار پایین از Righter and Carmichael (1993) می‌باشد.

جدول ۱- درصد اکسید عناصر اصلی کلاینوپیروکسن در نمونه گابروی MA12B (ترکیب کاتیونی پیروکسنها بر اساس ۶ عدد اکسیژن محاسبه شده است).

Sample	MA12B1	MA12B2	MA12B3	MA12B4	MA12B5	MA12B6	MA12B7	MA12B8
SiO ₂	52.61	51.91	52.71	51.99	51.43	52.81	51.31	52.52
TiO ₂	0.83	0.67	0.83	0.82	1.31	0.75	0.61	0.88
Al ₂ O ₃	1.80	2.05	2.00	2.37	3.56	2.18	2.82	2.54
Cr ₂ O ₃	0.10	0.24	0.15	0.23	0.36	0.28	0.26	0.27
FeO	7.49	7.29	7.37	7.26	6.73	6.41	7.10	6.66
MnO	0.23	0.23	0.17	0.19	0.14	0.14	0.23	0.19
MgO	16.38	16.76	16.66	16.69	16.81	16.86	16.99	15.79
CaO	20.18	20.38	20.68	20.37	19.94	21.63	20.70	21.63
Na ₂ O	0.29	0.27	0.24	0.27	0.41	0.32	0.31	0.27
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.65	0.03	0.05	0.01
Total	99.91	99.79	100.82	100.20	101.33	101.41	100.37	100.76
Si	1.940	1.911	1.924	1.907	1.859	1.910	1.873	1.921
Ti	0.023	0.018	0.023	0.023	0.035	0.020	0.017	0.024
Al	0.078	0.089	0.086	0.102	0.152	0.093	0.121	0.109
Cr	0.003	0.007	0.004	0.007	0.010	0.008	0.008	0.008
Fe ³⁺	0.015	0.064	0.033	0.052	0.109	0.062	0.116	0.012
Fe ²⁺	0.216	0.160	0.192	0.171	0.095	0.132	0.100	0.191
Mn	0.007	0.007	0.005	0.006	0.004	0.004	0.007	0.006
Mg	0.900	0.920	0.907	0.913	0.905	0.909	0.924	0.861
Ca	0.797	0.804	0.809	0.801	0.772	0.838	0.809	0.848
Na	0.021	0.019	0.017	0.019	0.029	0.022	0.022	0.019
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.001	0.002	0.001
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe ₂ O ₃	0.53	2.32	1.20	1.87	3.99	2.27	4.24	0.45
FeO	7.01	5.20	6.29	5.57	3.14	4.36	3.28	6.26
Total	4.05	4.23	4.12	4.19	4.40	4.23	4.42	4.04
Wo	40.91	40.85	41.31	40.94	40.44	42.69	41.04	43.89
En	46.18	46.76	46.33	46.67	47.41	46.30	46.86	44.57
Fs	11.86	11.41	11.49	11.39	10.65	9.88	10.98	10.55
Acm	1.05	0.98	0.86	1.00	1.50	1.13	1.12	0.99
Mg#	79.57	80.38	80.12	80.39	81.66	82.42	81.01	80.87

جدول ۲- درصد اکسید عناصر اصلی کلینوپیروکسن در نمونه گابروهای AN8A و CG5 (ترکیب کاتیونی پیروکسن ها بر اساس ۶ عدد اکسیژن محاسبه شده است).

Sample	AN8A1	AN8A2	AN8A3	CG5-1	CG5-2	CG5-3	CG5-4
SiO ₂	50.02	51.67	51.56	51.51	52.14	52.69	52.15
TiO ₂	1.46	1.05	0.86	0.88	0.53	0.68	0.88
Al ₂ O ₃	5.09	3.32	3.19	2.44	2.57	2.25	2.17
Cr ₂ O ₃	0.66	0.06	0.26	0.19	0.38	0.20	0.18
FeO	6.73	7.46	6.78	8.05	7.48	7.72	7.55
Mno	0.14	0.13	0.10	0.22	0.23	0.25	0.18
MgO	14.57	15.37	16.35	16.74	16.07	16.53	16.40
CaO	21.51	21.19	20.83	19.66	20.68	20.01	20.39
Na ₂ O	0.36	0.40	0.35	0.32	0.39	0.32	0.32
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.54	100.66	100.28	100.01	100.47	100.66	100.22
Si	1.838	1.893	1.887	1.895	1.910	1.927	1.916
Ti	0.040	0.029	0.024	0.024	0.015	0.019	0.024
Al	0.221	0.144	0.138	0.106	0.111	0.097	0.094
Cr	0.019	0.002	0.008	0.006	0.011	0.006	0.005
Fe ³⁺	0.030	0.039	0.058	0.074	0.056	0.029	0.044
Fe ²⁺	0.177	0.189	0.149	0.174	0.173	0.207	0.188
Mn	0.004	0.004	0.003	0.007	0.007	0.008	0.006
Mg	0.798	0.840	0.892	0.918	0.877	0.901	0.898
Ca	0.847	0.832	0.817	0.775	0.812	0.784	0.802
Na	0.026	0.028	0.025	0.023	0.027	0.023	0.023
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe ₂ O ₃	1.07	1.42	2.12	2.66	2.03	1.05	1.59
FeO	5.77	6.18	4.87	5.65	5.66	6.77	6.12
Total	4.11	4.14	4.21	4.27	4.20	4.11	4.16
Wo	45.10	43.14	42.07	39.47	41.72	40.33	41.04
En	42.51	43.53	45.95	46.75	45.09	46.36	45.94
Fs	11.02	11.86	10.69	12.61	11.78	12.14	11.86
Acm	1.37	1.48	1.29	1.17	1.41	1.17	1.17
Mg#	79.41	78.59	81.13	78.75	79.29	79.24	79.48

جدول ۳- نتایج شیمی سنگ کل با استفاده از آنالیز XRF

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Total
CG5	47.95	0.50	16.26	1.11	7.39	0.14	12.24	12.65	1.41	0.15	0.03	0.10	99.94
MA12B	46.07	2.69	16.81	1.65	10.97	0.18	6.38	10.93	2.61	0.18	0.03	1.59	100.07
AN8	47.04	1.41	16.19	1.36	9.04	0.14	9.90	9.53	2.59	0.42	0.28	2.17	100.07

Sample	S	Zn	Cu	Sc	Ga	Ni	Co	Cr	V	Rb	Ba	Th	Nb	La	Ce	Pb	Sr	Nd	Zr	Y
CG5	416	42	22	32	8	52	42	345	162	-	42	-	2	3	-	4	213	6	22	5
MA12B	2082	65	22	47	12	11	40	156	470	-	117	-	6	4	-	4	420	-	25	-
AN8	589	195	67	24	13	66	33	181	185	3	172	2	15	9	24	3	371	13	91	22

کتابنگاری

اسدیان، ع.، راستگار میرزایی، ع.، محجل، م. و حاج علیلو، ب.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی مرند، شیت ۵۱۶۶، مقیاس ۱/۱۰۰ ۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. افتخارزاده، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صفحه ۲۸. عظیم زاده، ز.، جهانگیری، ا.، زرین کوب، م. ح.، ساکانی، ا. و دلیک، ی.، زیر چاپ- ارتباط آنورتوزیت‌ها با توده ماگمایی مافیک میشو و استفاده از سن‌سنجی آنها به عنوان راهنمایی در شناسایی پالئوتکنونیک توده ماگمایی مافیک میشو (شمال‌غرب ایران)، مجله پترولوژی اصفهان. مجتهدی، م.، کلاگری، ع.ا.، عامری، ع. و مؤذن، م.، ۱۳۸۲- پی‌جویی و مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگهای آذرین نفوذی منطقه انامق با گلجار و قره‌قوم در کوه‌های میشو با نگرشی ویژه بر فلزات بخصوص آهن و نیکل، کروم، کبالت، طلا و نقره، طرح پژوهشی دانشگاه تبریز.

References

- Akinin, V.V, Sobolev, A.V., Ntaflou, Th. & Richter, W., 2005- Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): application to composition and evolution of mantle melts. *Contr. Mineral. Petrol.*, 150: 85-101.
- Aoki, K. & Shiba, I., 1973- Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6, 41-51.
- Arculus, R.J., Pearce, J.A., Murton, B.J. & Van der Laan, S.R., 1992- Igneous stratigraphy and major-element geochemistry of Holes, 786A and 786B. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res.*, 125, 143-169.
- Aydin, F., Karsli, O. and Sadiklar, M., B., 2008- Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 18, pp. 163-186.
- Avanzinelli, R., Bindi, L., Menchetti, S., Conticelli, S. & Conticelli, S., 2004- Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos* 73, 41-69.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. & Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77, 165-182.
- Bertrand, P. & Mercier, J-C. C., 1985- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: towards an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planetary Science Letter*, 76.
- Bizimis, M., Vincent, J.M.S. & Enrico, B., 2000- Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites: implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chemical Geology* 165, 67-85.
- Brey, G. P. & Köhler, T., 1990- Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* ;31:1353-1378.
- Canil, D. and Fedortchouck, Y., 2000- Clinopyroxene-liquid partitioning for vanadium and the oxygen fugacity during formation of cratonic and oceanic mantle lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 105, 26003-26016.
- Capedri, S. & Venturelli, G., 1979- Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. *Earth Planetary Science Letter*, 43, 61-73.
- Cox, K.G., Bell, J.D. & Pankhurst, R.J., 1979- The interpretation of igneous rocks, London, Allen and Unwin, 450pp.
- Dal Negro, A., Manoli, S., Secco, L. & Piccirillo, E.M., 1989- Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes. *European Journal of Mineralogy* 1, 105-121.
- Dawson, J.B., 1987- Metasomatized harzburgites in kimberlite and alkaline magmas: enriched restites and 'flushed' lherzolites. In: Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (eds), *Mantle Metasomatism*. Academic Press, London, 125-144.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1978- Rock-forming minerals, 2A, single-chain silicates (2nd edition). Longman, U.K. and Wiley, New York.
- Dobosi, G. & Jenner, G.A., 1999- Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, North Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Lithos* 46, 731-749.
- Droop, G.T.R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria, *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- Duncan, R. A. & Green, D.H., 1987- The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96, 326-342.
- Esin, S.V., 1993- Injection Magmatism in the Upper Mantle: Examination of an Empirical Clinopyroxene Geobarometer (OIGGiM SO RAN, Novosibirsk) [in Russian].
- Gasparik, T., 1984- Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, *Contribution to Mineralogy and petrology*, v 87, pp 87-97.
- Ghorbani, M.R. & Middlemost, E.A.K., 2000- Geochemistry of pyroxene inclusions from the Warrumbungle Volcano, New South Wales, Australia. *American Mineralogist* 85, 1349-1367.

- Hebert, R. & Laurent, R., 1987- Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: Malpas G.J. and Moores E.M. (eds.), Troodos 1987 ophiolites and oceanic lithosphere, 149-163.
- Lapierre, H., Taylor, R.N., Rouer, O. & Chaisemartin, H., 1992- Mineral chemistry of forearc volcanics rocks from the Izu-Bonin arc, Holes 792E and 793B. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res., 126, 431-447.
- Letierrier, J., Maury, C.R., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth Planetary Science Letter, 59, 139-154.
- Lindsley, D.H & Frost, B.R., 1992- Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory. American Mineralogist, 77, 987-1003.
- Liotard, J.M., Briot, D. & Boivin, P., 1988- Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkalibasalts from Massif Central xenolith suite (France). Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 81-90.
- Margarotto, C., Molin, G. & Zanazzi, F., 1993- Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy): geothermometry and barometry. European Journal of Mineralogy 5, 915-923.
- Miyashiro, A., 1975- Classification characteristics and origin of ophiolites. Journal of Geology, 83, 249-281.
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27:143-156.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, D., 1988- Nomenclature of pyroxenes. American Mineralogy, 62, 53-62.
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A. & Zanazzi, P.F., 2001- Volcanological implications of crystal-chemical variations in clinopyroxenes from the Aeolian Arc, Southern Tyrrhenian Sea (Italy). Bulletin of Volcanology 63, 73-82.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A., 1977- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings, Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 149- 160.
- Papike, J.J. , Cameron, K.L. & Baldwin, K., 1974- Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. Geology Society of America 6, 1053-1054.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., and Howells, M.F. (eds), Marginal Basin Geology. Geology Society Special Public London, 16, 77-94.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. , 1976- Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 , pp. 63-81.
- Princivalle, F., Tirone, M. & Comin- Chiamonti, P., 2000- Clinopyroxenes from spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications. Mineralogy and Petrology 70, 25-35.
- Righter, K. & Carmichael, I. S. E., 1993- Mega-xenocrysts in alkaliolivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages. Am. Mineral., 78: 1230-1245.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. & Jahangiri, A., 2013- Geochronology and Petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and Implications for the Melt Evolution of Paleo-Tethyan Rifting in Western Cimmeria, Lithos.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Marsh, N.G. & Wood, D.A., 1980- Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach. In: Panayiotou, A., (ed). Ophiolite, Geology Survey Dept. Cyprus, 193-204.
- Serri, G., 1981- The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. Earth Planet. Sci. Lett., 52, 203-212.
- Simonetti, A., Shore, M. & Bell, K., 1996- Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. Canadian Mineralogist 34, 411-421.
- Soto, J. I., 1993- Software for thermobarometry and activity calculations with mafic and ultramafic assemblages. American Mineralogist, 78: 840 - 844 .4.
- Sun, S.S. & Nesbitt, R.W., 1978- Geochemical characteristics of midocean ridge basalts. Earth Planetary Science Letter, 44, 119-138.
- Taylor, R.N., Lapierre, H., Vidal, P., Nesbitt, R.W. & Croudace, I.W., 1992- Igneous geochemistry and petrogenesis of the Izu-Bonin forearc basin. Proc. Ocean Drill. Program Science Research, 126, 405-430.
- Tracy, R.J. & Robinson, P., 1977- Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. American Mineralogy, 62: 634-645.
- Zhu, Y.F. & Ogasawara, Y., 2004- Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan. Journal of Asian Earth Sciences 22, 517-527.

Using Clinopyroxene Composition in the Petrogenesis of the Gabbros from Misho Mountain in SW Marand-Northwestern Iran

Z. Azimzadeh ^{1*}, A. Jahangiri ², E. Saccani ³ & Y. Dilek ⁴

¹ Ph.D., Industry, Mine and Trade Organization of East Azerbaijan, Tabriz, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Professor, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Ferrara, Ferrara, Italy

⁴ Professor, Department of Geology, University of Miami, Oxford, Ohio, USA

Received: 2011 December 18

Accepted: 2013 March 13

Abstract

The Misho gabbroic massif with an east-west trend, 30 Km length and 7 Km width is penetrated in the Infra-Cambrian Kahar formation. The micro-gabbroic dykes have cut this intrusive massif. Gabbros have homogenous compositions and major phases are plagioclase and pyroxene and minor minerals are olivine, amphibole, biotite, K-feldspar and opaque minerals. Their texture is granular. The results of EMP analysis of clinopyroxenes show that they have diopside to augite compositions. In different diagrams, gabbros mostly show tholiitic composition with MORB affinities in tectonic setting. Pyroxenes generally have high SiO₂ (50.02-52.69 wt %), high Mg number [Mg/(Mg+Fe²⁺)] (78.59-82.42wt %), variable Al₂O₃ (1.8-5.09 wt %), low TiO₂ (0.53-1.33 wt %), low Na₂O (0.21-0.47 wt %) contents and low Al^[6]/Al^[4] ratios (0-0.39), suggesting relatively low pressure crystallization conditions of the magma. The temperature calculated for the clinopyroxenes in gabbros is 1027-1306°C and pressure is less than 8 Kbars. The investigations of variation trends of clinopyroxene compositions don't show any zoning in clinopyroxenes and clinopyroxenes are in chemical equilibrium with other minerals in the rocks. The obtained textural and mineral chemical data, suggest that the clinopyroxenes may have crystallized from a tholiitic magma derived from a depleted lithospheric mantle. This is confirmed by the whole-rock chemistry. The gabbroic massif intrusion in a tectonic setting of extensional rifting followed by the opening of Paleotethyan oceanic crust in early Carboniferous in NW Iran.

Keywords: Misho, Gabbro, Kahar, Diabase, Clinopyroxene, Paleotethys, Early Carboniferous.

For Persian Version see pages 61 to 72

*Corresponding author: Z. Azimzadeh; E-mail: azimzadeh@tabrizu.ac.ir