



رهیافتی بر ویژگی‌های ماگمای سازنده‌ی گابروهای شمال خمین بر پایه‌ی شیمی کانیایی کلینوپیروکسن

زینب سخایی*^۱، علیرضا داوودیان دهکردی^۱، ناهید شبانیان^۱، محمد پایداری^۲

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- دانشگاه پیام نور گلپایگان

(دریافت مقاله: ۹۳/۶/۲۳، نسخه نهایی: ۹۳/۹/۳)

چکیده: سنگ‌های گابرویی منطقه سرکوبه به صورت چندین توده نفوذی در شمال شهر خمین با سنی پسا کرتاسه بالایی در بخش شمالی پهنه‌ی سنندج - سیرجان رخمون یافته‌اند. این سنگ‌های آذرین در واحدهای شیلی و آهکی به سن کرتاسه نفوذ کرده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر هستند. آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده روی کلینوپیروکسن‌های این گابروها، بیانگر حضور کلینوپیروکسن نوع دیوپسید بدون هرگونه منطقه‌بندی شیمیایی در آن‌هاست که دارای $Mg\#$ نسبتاً بالای (۰/۶۵ - ۰/۷۵) است. بر مبنای زمین دماسنجی حداقل دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها برابر با ۷۰۰-۵۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده و فشار برآورد شده برای تشکیل کلینوپیروکسن کمتر از ۵ کیلو بار است. نسبت Al^{VI}/Al^{IV} کمتر از ۰/۲۵ بوده که نشان‌دهنده‌ی شرایط تبلور در فشار پایین برای ماگما گابرویی در این ناحیه است. از نظر تکتونوماگمایی ترکیب کلینوپیروکسن‌های این گابروها نشان‌دهنده‌ی ماگمای بازی از نوع آلكالی درون‌صفحه‌ای (WPA) است. همچنین گریزندگی اکسیژن ماگما نیز نسبتاً بالا بوده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانیایی؛ کلینوپیروکسن؛ تکتونوماگمایی؛ سرکوبه؛ خمین؛ سنندج - سیرجان.

مقدمه

توانند در این موضع قرار گیرند. (۳) در مکان M_2 کاتیون‌های باقی‌مانده از مکان M_1 مانند Mg^{2+} ، Fe^{2+} و Mn^{2+} و در مرحله‌ی بعد کاتیون‌های Li^+ ، Ca^{2+} و Na^+ در این موضع قرار می‌گیرند و ظرفیت آن حدود ۱ است. پژوهندگان زیادی [۲-۵] بر وابستگی ترکیب شیمی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی و ماهیت ماگمای میزبان تاکید کرده‌اند و این سبب اهمیت کلینوپیروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین موقعیت تکتونوماگمایی شده است. از آنجا که تنوع ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها غالباً با تغییرات در شیمی ماگما وابسته است، فرایند جدایش ماگمایی و شرایط فیزیکی روی ترکیب ماگما اثر می‌گذارد. بنابراین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها

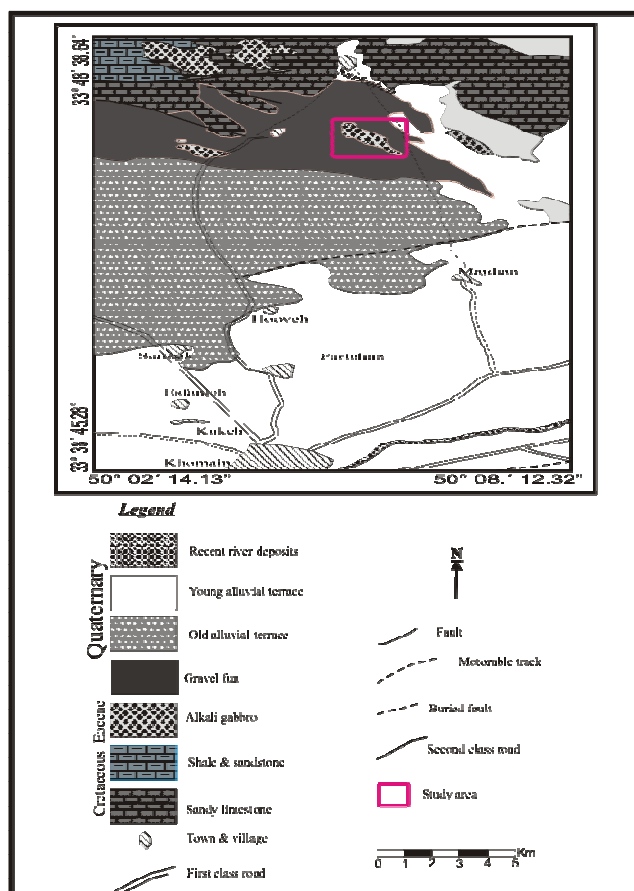
پیروکسن‌ها در گروه سیلیکات‌های زنجیره‌ای قرار دارند که با فرمول $M_2M_1T_2O_6$ تعریف می‌شوند و شامل یک موضع چهار وجهی و دو موضع هشت وجهی است. به پیشنهاد [۱] قرار-گیری کاتیون‌ها در فرمول به صورت: (۱) کاتیون‌های Si^{4+} و Al^{3+} و سپس Fe^{3+} در مکان T جایگزین می‌شوند و مجموع کاتیون‌های مکان T برابر با ۲ است. (۲) مجموع مکان M_1 برابر ۱ است و کاتیون‌های Al^{3+} و Fe^{3+} باقی‌مانده از مکان T در این مکان قرار می‌گیرند. در صورتی که Al^{3+} و Fe^{3+} کافی برای پر کردن مکان M_1 نباشد، کاتیون‌هایی مانند Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Zr^{4+} ، Sc^{3+} ، Zn^{2+} و Mg^{2+} و سپس Mn^{2+} می-

طوری که بزرگترین توده‌ی مورد بررسی دارای گسترش ۱/۲ کیلومتر مربع است. برخی از این گابروها دستخوش دگرگونی درجه‌ی پایین شده‌اند که با کانی‌های اکتینولیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت مشخص می‌شود. مختصات جغرافیایی این توده‌ها برابر با عرض جغرافیایی "۳۳°۴۵'۳۶" تا "۳۳°۵۰'۳۹" شمالی و طول‌های جغرافیایی "۵۰°۰۰'۰۸" تا "۵۰°۰۷'۴۳" شرقی است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۷] به عنوان گابروهای قلیایی گزارش شده‌اند (شکل ۱). این توده‌های آذرین به سن پسا کرتاسه پایانی و احتمالاً ائوسن در منطقه‌ی مورد بررسی گسترش دارند و در شیل‌ها و آهک‌های کرتاسه زیرین تزیق شده‌اند [۷]. کوارتزیت‌ها و آهک‌های تجدید تبلور یافته سقف توده‌های گابرویی را تشکیل می‌دهند و در واقع این واحدها در بر گیرنده‌ی توده‌های گابرویی هستند. این سنگ‌ها تحت تاثیر گرمای توده‌ها قرار گرفته و علاوه بر دگرشکلی، آثار پخته‌شدگی نشان می‌دهند و به نظر می‌رسد در برخی موارد توده‌های گابرویی آن‌ها را در خود هضم کرده است، به طوری که در نزدیکی این واحدهای در برگیرنده، سنگ‌های گابرویی روشن‌تر دیده می‌شوند.

به شدت در اثر جدایش کاتیون‌ها و ساختار آبگونی که از آن متبلور می‌شود، کنترل می‌شود [۵]. تاکنون بررسی‌های بسیاری در خصوص ژئوشیمی توده‌های نفوذی پهنه‌ی سنندج - سیرجان صورت گرفته است، ولی در خصوص بررسی ویژگی‌های شیمی کانی‌ها به ویژه کانی کلینوپیروکسن در گستره‌ی مورد پژوهش اطلاعات گسترده‌ای در دسترس نیست. هدف این مقاله بررسی ترکیب کلینوپیروکسن در گابروهایی مورد بررسی برای دستیابی به شاخص پتروژنتیکی مطمئن برای تشخیص محیط زمین‌ساختی و نوع ماگما است و همخوانی آن‌ها با داده‌ها و نتایج به دست آمده از شیمی سنگ کل است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه‌ی مورد بررسی از نظر تقسیمات واحدهای زمین‌شناسی و ساختاری ایران، در پهنه‌ی سنندج - سیرجان قرار گرفته است [۶]. توده‌های نفوذی گابرویی سرکوبه در ۱۶ کیلومتری شمال شهرستان خمین استان مرکزی قرار گرفته‌اند و به صورت تپه‌ماهور دیده می‌شوند. معمولاً این توده‌های نفوذی گابرویی بخش‌های بلند قله‌ها را تشکیل می‌دهند. مساحت بیرون‌زدگی‌های این توده‌های نفوذی محدود و کوچک است، به



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی مورد بررسی بر پایه‌ی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات [۷].

روش بررسی

در این پژوهش به منظور بررسی این توده‌ها از دیدگاه سنگ شناسی، نخست از آن به صورت سازمان یافته با استفاده از GPS نمونه برداری شد و سپس به منظور بررسی شیمی کانی‌ها پس از تهیه‌ی مقاطع نازک و بررسی‌های میکروسکوپی آن‌ها، یکی از نمونه‌های گابرو با کمترین دگرسانی انتخاب و پس از تهیه مقطع نازک صیقلی با استفاده از ریزپردازنده‌ی الکترونی واکاوی نقطه‌ای شد. واکاوی‌های ریزپردازنده‌ی الکترونی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اکلاهامی آمریکا با استفاده از دستگاه Cameca SX50 در شرایط ۲۰ کیلوولت، جریان ۲۰ نانو آمپر و ۱۰ ثانیه زمان شمارش با انتخاب نقاط ۲ میکرون متری انجام گرفتند. آنالیز کانی‌ها با نرم‌افزار کامپیوتری PET [۸] محاسبه شدند و محاسبه‌ی مقادیر Fe^{+3} بر مبنای ملاحظات داربستی انجام شده توسط [۹] است.

سنگ نگاری سنگ‌های گابرویی توده‌های نفوذی سرکوبه

سنگ‌های توده‌های نفوذی سرکوبه اصولاً بافت افیتیک (شکل ۲، الف) تا ساب افیتیک و نیز دانه‌دار ناهم بعد از نوع بافت‌های تداخلی میان دانه‌ای (شکل ۲، ب) را نشان می‌دهند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها نسبتاً ساده بوده و کانی‌های اصلی آن شامل: پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر است. پلاژیوکلاز: این کانی از تشکیل‌دهنده‌های اصلی سنگ است و در حدود ۵۰ درصد مقاطع را تشکیل می‌دهد. اندازه‌ی دانه‌ها غالباً متوسط و نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و دارای ماکل‌های تکراری (پلی‌سنتیک) و آلبیتی است. گاه منطقه‌بندی نشان

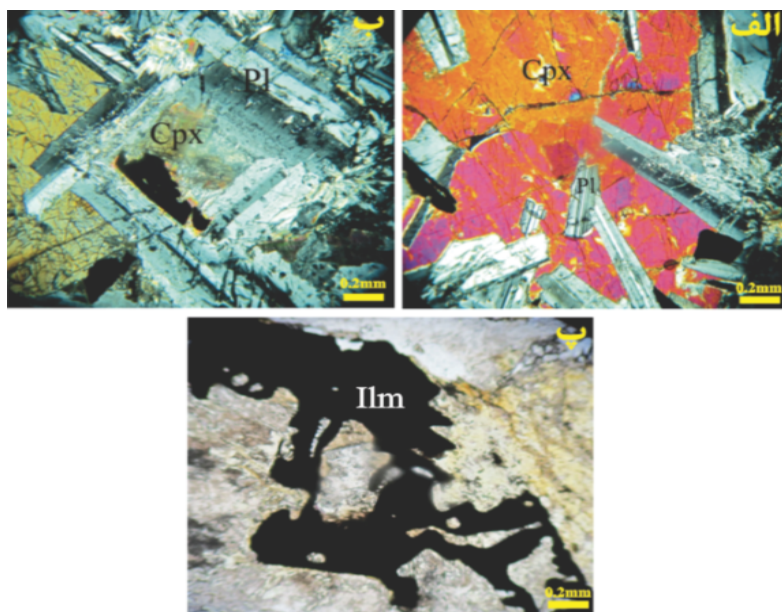
می‌دهد (شکل ۲، ب)، همچنین آثاری از تجزیه سوسوریتی را نشان می‌دهند.

پیروکسن: این کانی متوسط تا درشت بلور بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و مقاطع عرضی دو دسته رخ عمود برهم را نشان می‌دهند (شکل ۲، الف)، و حدود ۴۰ درصد مقاطع مربوط به این کانی است، و دارای آثار تجزیه‌شدگی از نوع کلریتی است (شکل ۲، ب).

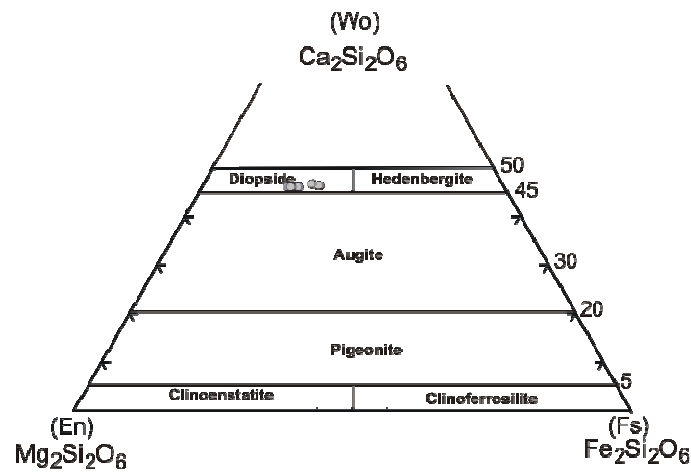
کانی کدر: این کانی از نظر اندازه بلوری متوسط تا ریز بلور بوده و بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و گاهی آمیبی است. ۳ درصد مقاطع را کانی کدر تشکیل داده است. با توجه به این که غالباً این کانی‌های کدر با اسفن تجزیه شده (که از نظر اندازه ریز بلور و بی‌شکل است) احاطه شده است و نیز بر اساس آنالیز پراش پرتو ایکس (Energy-Dispersive X-Ray Analysis)، این کانی‌های کدر از نوع ایلمنیت هستند (شکل ۲، پ). ایلمنیت به کانی‌های تجزیه شده اسفن لوکوکسن تغییر شکل یافته است.

ژئوشیمی سنگ کل

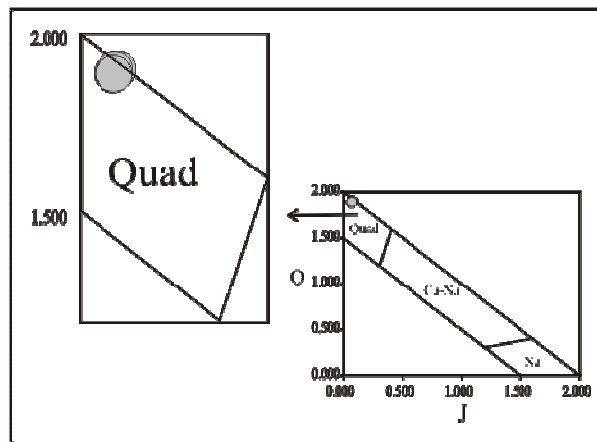
نتایج آنالیز ICP-MS و ICP-AES عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی وابسته به چهار نمونه از سنگ‌های مورد بررسی نشان داده است که با توجه به بافت و میزان SiO_2 موجود در این سنگ‌ها (بین ۴۵/۷۱ تا ۵۰/۹۱ درصد و با میانگین ۴۷/۶۶ درصد)، این سنگ‌ها از نوع گابرویی بوده که ماهیت قلیایی دارند و در یک محیط درون‌صفحه‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند [۱۰].



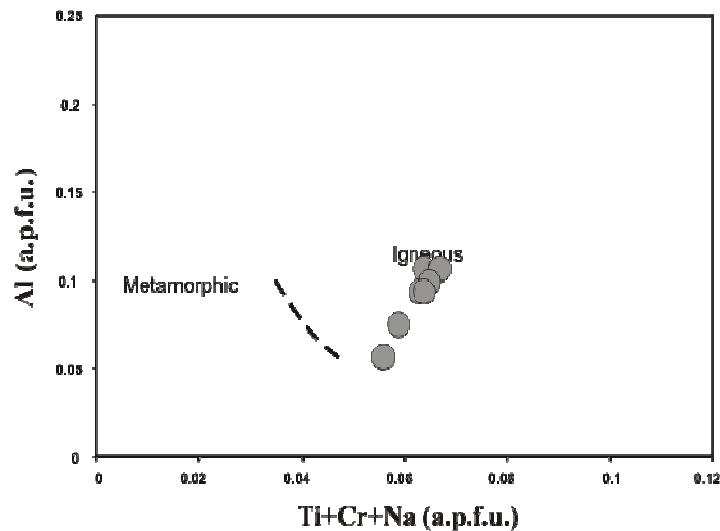
شکل ۲ الف: نمایش بافت افیتیک، ب: نمایش بافت دانه‌ای ناهم‌بعد دانه از نوع میان‌دانه‌ای، پ: نمایش کانی ایلمنیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ilm: ایلمنیت. (علائم اختصاری برگرفته از [۱۱]).



شکل ۳ موقعیت کلینوپیروکسن‌های توده‌های نفوذی سرکوبه [۱].



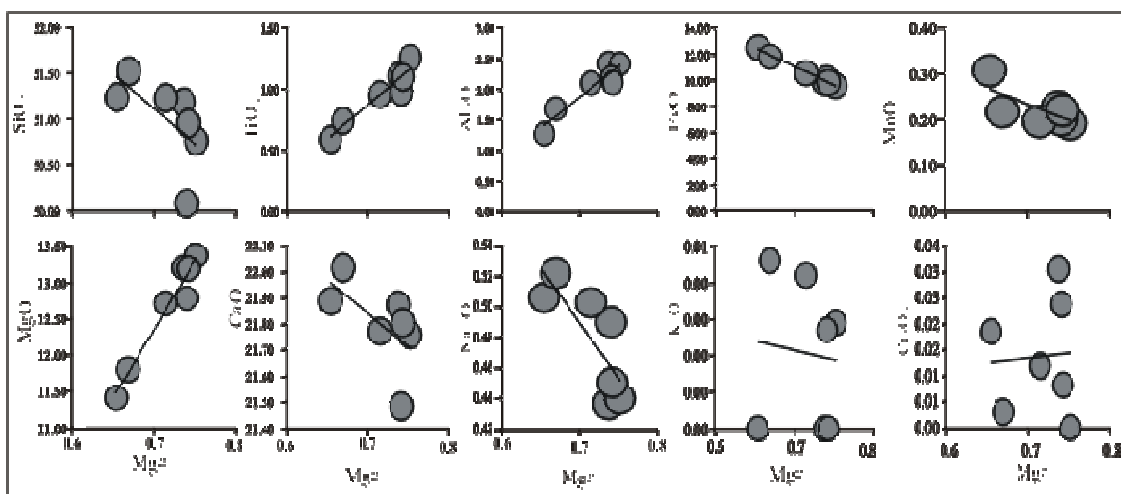
شکل ۴ کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Q-J ($J=2Na$, $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$) در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند [۱].



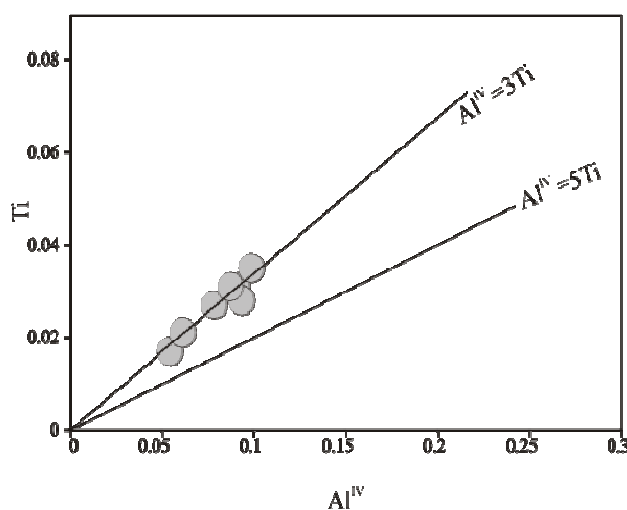
شکل ۵ در نمودار Al در برابر $Ti + Na + Cr$ کلینوپیروکسن‌ها ماهیت آذرین نشان می‌دهند [۱۲].

محتوای Ti و Al کلینوپیروکسن‌ها به فعالیت سیلیس آبگونی که از آن متبلور شده‌اند و به نسبت این عناصر که به ترتیب در انواع ماگماهای تولییتی، قلیایی و پراکالین افزایش می‌یابد، بستگی دارد [۱۳،۲]. با توجه به نمودار $Ti-Al^{IV}$ [۱۴] میزان پایین تیتانیم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیم‌دار (ایلمنیت) در سنگ است (شکل ۷) که با احاطه شدن کانی‌های کدر به وسیله تیتانیت تایید می‌شود. گریزندگی اکسیژن تاثیر ویژه‌ای در تغییر دمای آبگونی و ترکیب آگون و بلور دارد [۱۵،۳] و عامل موثری در کنترل فرایندهای ماگمایی است [۱۶-۲۰] و بر دنباله‌ی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تاثیرگذار است.

در نمودارهای تغییرات فراوانی اکسیدهای عناصر نسبت به Mg# به عنوان عاملی که بیانگر پیشرفت جدایش ماگمایی است (شکل ۶). فراوانی اکسیدهای عناصر نیز همخوان با روند پیشرفت جدایش ماگمایی خواهد بود. محاسبه‌ی عدد منیزیم به صورت $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ بوده است. درصد اکسیدهای عناصر و سازه‌هایی که بیانگر پیشرفت جدایش ماگمایی هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌ها هستند شامل Mg# در برابر $(SiO_2, TiO_2, MgO, MnO, \dots)$ هستند، که در این نمودارها میزان MgO و Al_2O_3, TiO_2 دارای روند صعودی با Mg# بوده و $K_2O, Na_2O, CaO, MnO, FeO, SiO_2$ روند نزولی را از خود نشان می‌دهند.



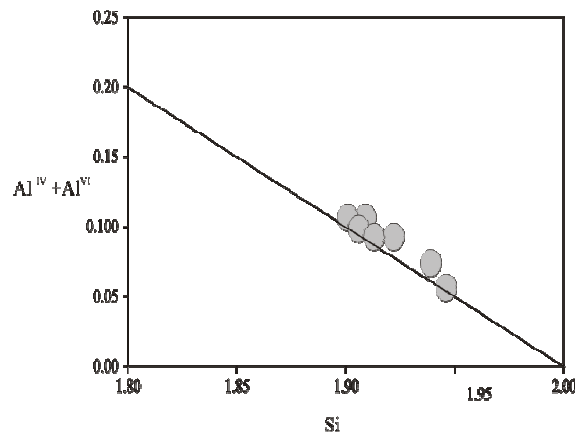
شکل ۶ نمودارهای تغییرات ترکیب کلینوپیروکسن در برابر Mg#.



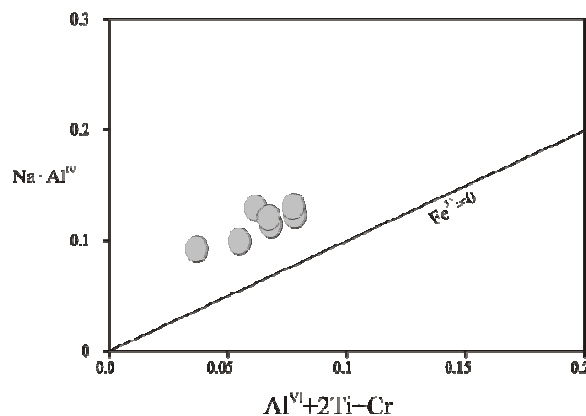
شکل ۷ با توجه به نمودار تغییرات $Ti-Al^{IV}$ ، میزان پایین تیتانیم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیم‌دار (ایلمنیت) در سنگ است [۱۴].

نتیجه فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به میزان Al^{VI} دارد و به عبارت دیگر، تابع موازنه‌ی آلومینیم در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است. بنابراین هرچه Al بیشتری وارد موقعیت چهاروجهی شود امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز آلومینیم، مانند Fe^{3+} به موقعیت هشت‌وجهی فراهم‌تر می‌شود. بدین صورت که نمونه‌هایی که بالای خط $Fe^{3+} = 0$ قرار گرفته‌اند، پیروکسن‌هایی هستند که در گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند نشانگر گریزندگی پایین اکسیژنند و در عین حال [۲۳] به فاصله‌ی نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. با توجه به شکل ۹ دیده می‌شود که نمونه‌های کلینوپيروکسن همگی در بالای خط یاد شده قرار گرفته و با توجه به فاصله‌ی نمونه‌ها با خط $Fe^{3+} = 0$ گریزندگی محیط تبلور نسبتاً بالاست.

در نمودار توزیع Al و Si پیروکسن‌های توده‌های مورد بررسی، نمونه‌ها در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند (شکل ۸). بنابراین موقعیت چهاروجهی این کلینوپيروکسن‌ها به طور کامل به وسیله‌ی Si و به‌طور بخشی به وسیله Al (Al^{IV}) پر می‌شوند و نمی‌تواند به وسیله‌ی کاتیون‌های سه ظرفیتی مثل Fe^{3+} ، Ti و Cr اشغال شود. Al اضافی همراه با عناصر سه ظرفیتی نیز وارد ساختار هشت‌وجهی می‌شوند. بنابراین میزان Fe^{3+} در کلینوپيروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است، نمودار $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در برابر $Na + Al^{IV}$ که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن-هاست، بیانگر این است [۲۲، ۲۱]. قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ موید بالا بودن گریزندگی اکسیژن است (شکل ۹)، این نمودار بر اساس موازنه Al در موقعیت چهاروجهی با Al و Cr^{3+} در موقعیت هشت‌وجهی تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Al^{VI} ، Ti و Cr در موقعیت هشت‌وجهی شود در



شکل ۸ پیروکسن‌های توده‌های مورد بررسی در نمودار توزیع Al و Si در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند [۲۲].



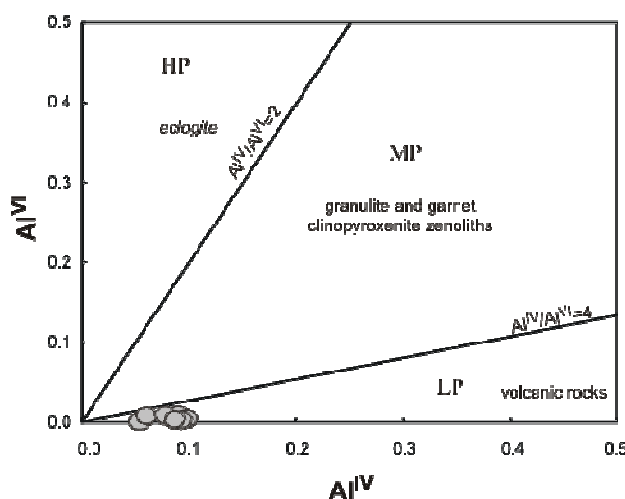
شکل ۹ قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ در نمودار $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ در برابر $Na + Al^{IV}$ گویای بالا بودن گریزندگی اکسیژن است و با توجه به فاصله نمونه‌ها با خط $Fe^{3+} = 0$ گریزندگی محیط تبلور نسبتاً بالاست [۲۲].

حدودی مشابه با روند اسکارگارد و افیولیت اسمعیل در عمان هستند [۲۸،۲۷].

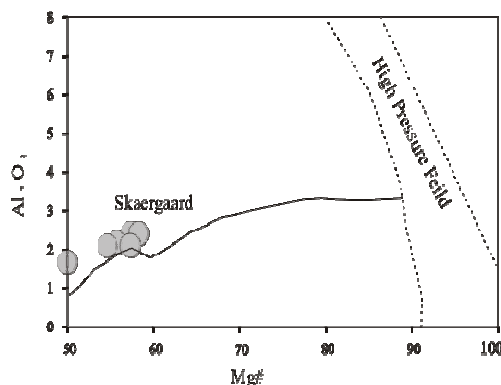
بر اساس نمودار توزیع آلومینیم در موقعیت چهاروجهی و هشتوجهی (Al^{VI} نسبت به Al^{IV}) میزان آب در ماگما هنگام تبلور متغیر و در حدود کمتر از ۱۰٪ است و همچنین فشار حاکم بر محیط تبلور کمتر از ۵ کیلوبار بوده و نشان‌دهنده‌ی یک محیط کم فشار است [۲۹،۴] (شکل ۱۲).

از نمودار $Ca + Na$ در برابر Ti برای تشخیص ماهیت ماگمای مادر بر اساس شیمی کانی پیروکسن استفاده شد. این نمودار قلیایی بودن ماگمای سازنده‌ی نمونه‌های کلینوپیروکسن را نشان می‌دهد [۴] (شکل ۱۳).

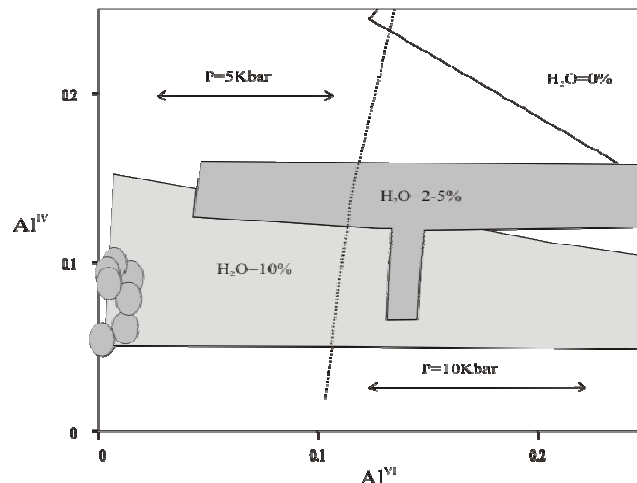
ترکیب Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های آذرین همانطور که بررسی‌های تجربی ذوب در بازالت‌ها نشان داده، وابسته به فشار است [۲۴]. مقادیر کم Al^{VI} در دیوپسیدهای بازالت‌ها، سازگار با فشارهای پایین تبلور است. نسبت Al^{VI}/Al^{IV} در این کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بین ۰٫۲۱ تا ۰٫۲۴ متغیر بوده و در گستره کلینوپیروکسن‌های فشار پایین قرار می‌گیرند [۲۵] (شکل ۱۰)، این نسبت کمتر از ۰٫۲۵ است که در واقع مرز بین پیروکسن‌هایی است که بین فشار کم و متوسط (~5 kbar) متبلور شده‌اند [۲۶]. روند تغییر Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ برای گابروهای قلیایی در شکل ۱۱ آورده شده است. کلینوپیروکسن قلیایی گابروها Al_2O_3 نسبتاً بالایی را نشان می‌دهند و تا



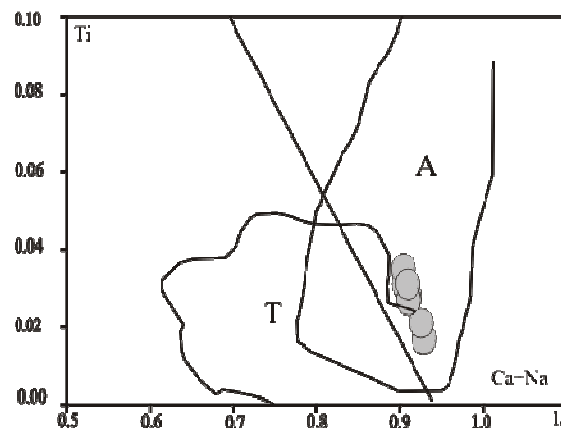
شکل ۱۰ نمودار تغییرات Al^{VI} در برابر Al^{IV} [۲۵] برای تخمین فشارهای کلینوپیروکسن‌ها HP = میدان فشار بالا، MP = میدان فشار متوسط و LP = میدان فشار پایین.



شکل ۱۱ نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به $Mg\#$ در کلینوپیروکسن‌های گابروهای قلیایی سرکوبه داده‌های پریدوتیت با فشار بالا از [۲۷] گستره‌ی روند اسکارگارد از [۲۸].



شکل ۱۲ نمودار توزیع آلومینیم در موقعیت چهار وجهی و هشت‌وجهی میزان آب ماگما هنگام تبلور در حدود کمتر از ۱۰٪ و با فشار حاکم بر محیط تبلور کمتر از ۵ کیلو بار است [۲۹].



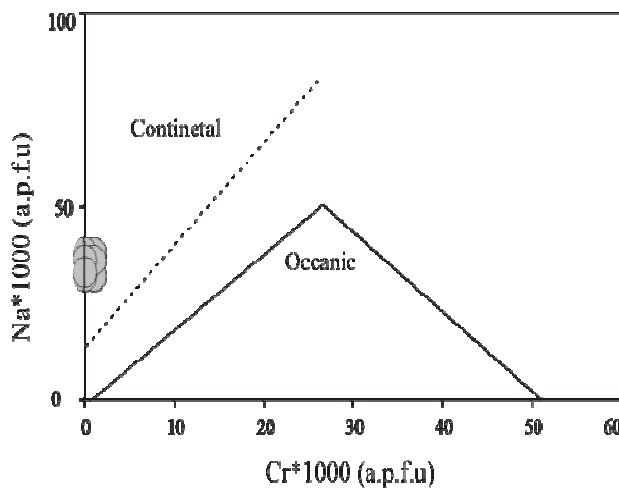
شکل ۱۳ نمودار Ca + Na در برابر Ti ماهیت قلیایی بودن ماگمای سازنده‌ی کلینوپیروکسن‌ها را نشان می‌دهند [۴]: A: قلیایی بازالت و T: بازالت تولئیتی و آهکی - قلیایی.

۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد صورت می‌گیرد. همچنین دماسنجی کانی کلینوپیروکسن بر اساس [۳۳] دماهای ۵۸۳ تا ۶۹۱ درجه‌سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که با نتایج حاصل از روش دماسنجی [۳۲] همخوانی نزدیکی دارد. دمای تبلور نسبتاً مشابهی برای بلورهای دیوپسید در گابروهای افیولیتی همیافت کوریاکاس یونان توسط [۲۶، ۳۴] گزارش شده است. همچنین دمای تعادل حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های قلیایی گابرو برآورد شده است [۳۳].

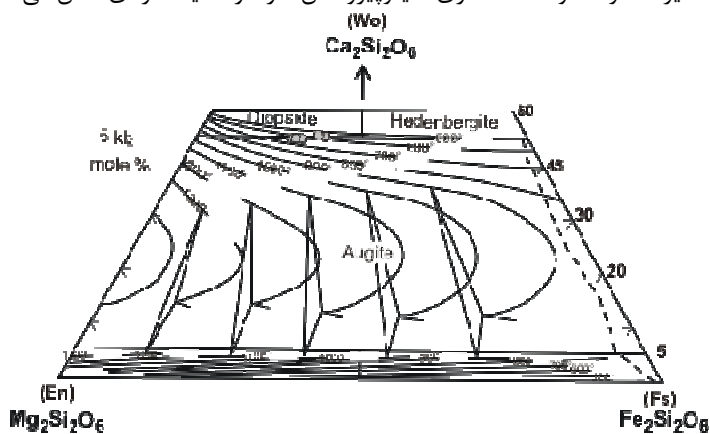
به‌منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار [۳۱] و با بهره‌گیری از مقادیر XPT و YPT بنابر شکل ۱۶ گستره‌ی فشاری که به موجب آن تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گابروها صورت می‌گیرد از کمتر از ۲ کیلو بار تا مرز ۲ تا ۵ کیلو بار است، که با برآورد به دست آمده از نسبت Al^{VI}/Al^{IV} (یعنی کمتر از ۵ کیلو بار) همخوانی دارد.

با استفاده از مقادیر Na و Cr واحد ساختاری کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گابروهای سرکوبه، مشاهده می‌شود که تمامی آن‌ها در محیط قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴). گستره‌های مشخص شده در نمودار پیشنهاد شده توسط [۳۰] است. به‌منظور تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها از نمودار [۳۱] کمک گرفته و با استفاده از مقادیر XPT و YPT گستره‌ی دمایی که موجب تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گابروها می‌شود از ۱۰۸۰ تا ۱۱۳۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است. با توجه به فقدان یک دگرگونی مجاورتی گسترده و فراگیر در اطراف این توده‌های نفوذی، به‌نظر می‌رسد، دمای به‌دست آمده در این روش به‌میزان قابل توجهی زیادتر از میزان واقعی باشد.

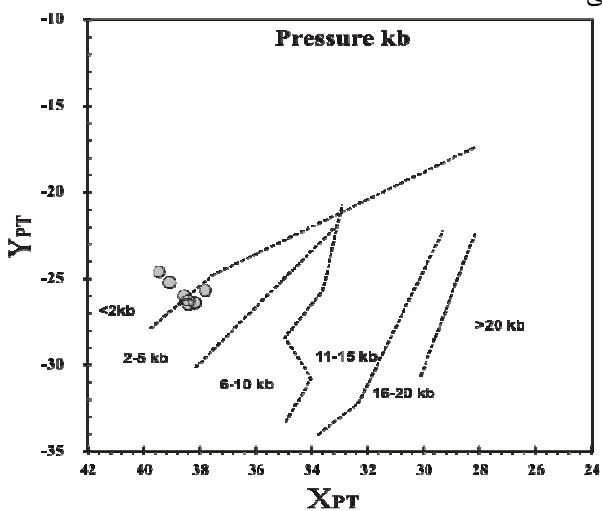
با توجه به شکل ۱۵، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها برای فشار ۵ کیلو بار که توسط [۳۲] ارائه شده است نشان می‌دهد که تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره‌ی دمایی



شکل ۱۴ مقادیر Na و Cr واحد ساختاری کلینوپیروکسن‌ها را در محیط قاره‌ای نشان می‌دهد [۳۰].



شکل ۱۵ دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی روی نمودار تقسیم‌بندی دمایی کلینوپیروکسن‌ها از [۳۲] گستره‌ای از ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را در فشار ۵ کیلو بار نشان می‌دهد.



شکل ۱۶ تعیین فشار پیروکسن‌ها با استفاده از روش [۳۱].

برداشت

توجه به ماهیت کانی کلینوپیروکسن و بررسی کانی‌های دیگر در سنگ‌های بازی سرکوبه، نشان می‌دهد که کانی کلینوپیروکسن انتخاب مناسبی برای بررسی ماهیت سنگ خاستگاه، مشخصات ماگمای اولیه و سرشت ذوب بخشی است. کلینوپیروکسن‌های این توده‌ها دارای ترکیب دیوپسید بوده و در گستره‌ی کلینوپیروکسن‌های کلسیم- منیزیم- آهن‌دار قرار گرفته‌اند. کلینوپیروکسن‌ها دارای ماهیت آذرینی و میزان پایینی از تیتانیوم هستند. نسبت Al^{VI}/Al^{IV} متغیر بوده و در گستره‌ی کلینوپیروکسن‌های با فشار پایین قرار می‌گیرند. میزان Cr و Na واحد ساختاری کلینوپیروکسن‌ها را در محیط قاره‌ای نشان می‌دهد. از طرفی دمای تبلور این کلینوپیروکسن‌ها که معادل با دمای توده‌های نفوذی است بین ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را برای فشارهایی کمتر از ۵ کیلوبار پیشنهاد می‌کند. همچنین گریزندگی اکسیژن ماگما نسبتاً بالاست. از نظر تکتونوماگمایی شیمی کانی پیروکسن‌ها بیانگر این است که این توده‌های نفوذی دارای ماهیت قلیایی درون‌صفحه‌ای هستند.

مراجع

- [8] Dachs E., "PET: Petrological elementary tools for mathematica: an update", Computers and Geoscience 30 (2004) 173-182.
- [9] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-437.
- [۱۰] سخایی ز، داودیان دهکردی ع ر، شبانیان بروجنی ن، پایداری م، "ژئوشیمی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های بازیک غرب سرکوبه (شمال خمین)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۹۳) ص. ۱۱۷-۱.
- [11] Whitney D. L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [12] Berger J., Féménias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology. 23b (2005) 795-812.
- [13] Kushiro I., "Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks", American Journal of Science 258 (1960) 548-554.
- [14] Gamble R. P., Taylor L. A., "Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate", Earth and Planetary Science Letters 47 (1980) 21-33.
- [15] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", Journal of Volcanology and Geothermal Research 189 (2010) 340-346.
- [16] Kilinc A., Carmichael I. S. E., Rivers M. L., Sack R. O., "The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air", Contributions to Mineralogy and Petrology 83 (1983) 136-140.
- [17] Kress V. C., Carmichael I. S. E., "The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states", Contributions to Mineralogy and Petrology 108 (1991) 82-92.
- [18] Ottonello G. Moretti R., Marini L., Zuccolini M. V., "Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model", Chemical Geology 174 (2001) 157-179.
- [19] Moretti R., "Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", Geophysics 48 (2005) 583-608.
- [20] Botcharnikov R. E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) 5071-5085.
- [1] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aloi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine 52 (1988) 535-550.
- [2] Le Bas M. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
- [3] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
- [4] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-54.
- [5] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.
- [۶] آقاباتی ع، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، (۱۳۸۵) ص ۵۸۶-۱.
- [۷] زمانی پدram م، حسینی ح، شیخ‌الاسلامی م ر، هفت لنگ ر، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش محلات"، سازمان زمین‌شناسی ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، (۱۳۸۶).

- [29] Helz R.T., "Phase relationships of basalts in their melting range at $pH_2O = 5$ kb as a function of oxygen fugacity", *Journal of Petrology* 14 (1973) 249-302.
- [30] Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle", *Earth and Planetary Science Letters* 53 (1981) 241-254.
- [31] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations", *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119 (1997) 55-60.
- [32] Lindsley I., "Pyroxene thermometry", *American Mineralogist* 68 (1983) 477-493.
- [33] Kretz R., "Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46 (1982) 411-421.
- [34] Saha A., Ganguly S., Ray J., Chatterjee N., "Evaluation of phase chemistry and petrochemical aspects of Samchampi-Samteran differentiated alkaline complex of Mikir Hills, northeastern India", *Journal of Earth System Science* 119 (2010) 675-699.
- [21] Bence A. E., Papike J. J., Ayuso R. A., "Petrology of Atlantic island arcs", *Bulletin of Volcanology* 32 (1975) 189-206.
- [22] Schweitzer E. L., Papike J. J., Bence A. E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts", *American Mineralogist* 64 (1979) 501-513.
- [23] Cameron M., Papike J. J., "Structural and chemical variations", *American Mineralogist* 66 (1981) 1-50.
- [24] Mahood G. A., Baker D. R., "Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93 (1986) 251-264.
- [25] Aoki K., Shiba I., "Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan", *Lithos* 6 (1973) 41-51.
- [26] Pomonis P., Tsikouras B., Hatzipanagiotou K., "Petrogenetic evolution of the Koziakas ophiolite complex (W. Thessaly, Greece)", *Mineralogy and Petrology* 89 (2007) 77-111.
- [27] Medaris L. G., "High-pressure peridotites in south-western Oregon", *Geological Society of America Bulletin* 83 (1972) 41-58.
- [28] DeBari S. M., Coleman R. G., "Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic- mafic assemblage, Tonsina, Alaska", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94 (1989) 4373-4391.