

شیمی کانی‌های اصلی گابروهای آلکالن مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر، شمال ایران (شرق گیلان)

مژگان صلواتی*، موسی نقره‌ئیان*، علی کنعانیان* و علیرضا صمدی صوفی***

* گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

** گروه زمین‌شناسی دانشگاه تهران

*** گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران

چکیده

در سواحل جنوبی دریای خزر، در زون ساختاری گرگان-رشت، زنجیری از توده‌های گابرویی با روند شمال شرق- جنوب غرب، به داخل سنگ‌های افیولیتی جنوب دریای خزر به سن کرتاسه فوقانی تزریق شده است. این گابروها از لحاظ ژئوشیمیایی بر خلاف سنگ‌های افیولیتی میزبان خود که ماهیت تولییتی نشان می‌دهند، در قلمرو سنگ‌های آلکالن قرار می‌گیرند ($SiO_2/54/45$ تا $48/5$ درصد وزنی Al_2O_3 : $14/8$ تا $18/45$ ، MgO : $3/2$ تا $4/27$ ، Fe_2O_3 (به صورت آهن کل): $10/45$ تا $13/3$ ، CaO : $8/2$ تا $9/41$ و TiO_2 : $2/79$ تا $3/82$ ، (Na_2O+K_2O) : $5/2$ تا 6 و Ti/V : 83 تا 103). از نظر سنی نیز علی‌رغم وابستگی و همراهی گابروهای آلکالی با مجموعه سنگ‌های افیولیتی به نظر می‌رسد که سنگ‌های آلکالی کمی پس از تشکیل واحدهای تولییتی به داخل آن‌ها تزریق شده باشند ولی به هر حال چون اثری از آن‌ها در واحدهای جوانتر از سنوزوئیک یافت نمی‌شود نبایستی خیلی جوانتر از سنگ‌های میزبان خود باشند. ترکیب شیمیایی کانی‌ها سازنده آلکالی گابروها، دلالت بر تفریق بلوری آن‌ها از یک ماگمای بازالتی اولیه در فشار پایین دارد. شواهدی چون وجود کلینوپیروکسن‌های با $Mg\#$ پایین، وجود منطقه‌بندی در این کانی‌ها و حضور پلاژیوکلاز (با $An\%$ پایین) در آلکالی گابروها، موید تفریق بلوری فشار پایین آن‌ها از مذاب‌های بازالتی اولیه است. داده‌های شیمیایی و کانی‌شناسی نشان می‌دهند که گابروهای آلکالی دارای منشاء مورب غنی شده می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت جنوب دریای خزر، گابروی آلکالن، تفریق بلوری فشار کم، مورب غنی شده.

Mineral Chemistry of Alkali Gabbros from the Southern Caspian Sea Ophiolite: Northern Iran (Eastern Gilan)

M. Salavati*, M. Noghreyan*, A. Kananian** and A. Samadi Soofi***

* Geology Department, the University of Isfahan

** Geology Department, the University of Tehran

*** Geology Department, Research Branch of Tehran, Islamic Azad University

Abstract

In the southern Caspian Sea ophiolite complex, in the structural zone of Gorgan-Rasht, some gabbroic bodies have penetrated the southern Caspian Sea ophiolite rocks that have upper cretaceous age. These ophiolite rocks have tholeiitic nature but these gabbros fall in alkaline rocks field (SiO_2 : 45. 5-48. 5; Al_2O_3 : 14. 8-18. 45; MgO : 3. 2-4. 27; $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$: 10. 45-13. 3; CaO : 8. 2-9. 41; TiO_2 : 2. 79-3. 82; ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$): 5. 2-6 and Ti/V : 83-103). In spite of the relationship and accompaniment of alkaline gabbros and ophiolitic rocks complex, it seems after formation of tholeiitic units, alkaline gabbros penetrated into that but since any effect of alkaline gabbros is not found in younger Cenozoic units, it is suggested that these rocks are not very younger of their hosted rocks. The mineral chemistry of alkali gabbros of the Southern Caspian Sea ophiolite (SCO) is consistent with crystal-liquid fractionation of primitive basalts at low pressures. The presence of low magnesian clinopyroxene, presence of zoning in clinopyroxene together with the presence of plagioclase (with low An%), indicate low pressure crystal fractionation of primitive basaltic melts. Mineralogical and geochemical data suggest that the alkali gabbros are formed and enriched MORB source.

Keywords: Southern Caspian Sea, Alkali gabbro, Low-pressure crystal fractionation, Enriched MORB.

مقدمه

رشته کوه البرز در شمال ایران منطقه‌ای است با دگرشکلی فعال که در زون دگرشکلی ناشی از تصادم دو بلوک اوراسیا و عربی قرار دارد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳؛ زانچی و همکاران، ۲۰۰۶). در این کمربند کوهزایی چندین مجموعه افیولیتی شناخته شده است. افیولیت‌های ایران بر اساس سن و فراوانی به دو گروه تقسیم شده‌اند: ۱- افیولیت‌های پالئوزوئیک با پراکندگی محدود و ۲- افیولیت‌های مزوزوئیک با گسترش نسبتاً زیاد که اکثر افیولیت‌های ایران در این گروه قرار دارند (شجاعی و همکاران، ۲۰۰۳). در طول رشته کوه البرز و در استان گیلان، دو مجموعه افیولیتی گزارش شده است: ۱-

مجموعه افیولیتی اسالم-شاندرمن (افیولیت تالش) به سن پالئوزوئیک (بریریان و همکاران، ۱۹۸۳) و ۲- افیولیت جنوب دریای خزر به سن مزوزوئیک (صلواتی، ۱۳۷۹). نتایج مطالعات ژئوشیمیایی در افیولیت‌های ایران نشان دهنده تشکیل آنها در پشته‌های میان اقیانوسی و یا جزایر قوسی (IAT) است (حسنی پاک و همکاران، ۲۰۰۰). مطالعات اخیر نشان داده که تعدادی از افیولیت‌های ایران در مناطق سوپراسابداکشن نیز تشکیل گردیده‌اند (خلعتبری و همکاران، ۲۰۰۶ و نقره‌نیا و همکاران، ۱۳۸۵). همراهی توده‌های تولیتی و آلکان در محیط‌های تکتونیکی مختلفی از جمله محیط سوپراسابداکشن (برای مثال بکالوا و همکاران، ۲۰۰۴؛ نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۰ و باگسی و همکاران، ۲۰۰۶)

مجموعه آلکالی گابروها جمع آوری و پس از تهیه مقاطع نازک مورد مطالعه قرار گرفت. علاوه بر این از ۵ نمونه از این گابروها مقطع نازک-صیقلی تهیه شد و برای بررسی‌های ژئوشیمی کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروپروب مورد بهره‌برداری قرار گرفت.

در پژوهش حاضر با بهره‌گیری از تکنیک آنالیز میکروپروب، ترکیب دقیق بعضی از کانی‌های موجود در آلکالی گابروها، اندازه‌گیری شده است. کلیه آنالیزهای الکترون میکروپروب با دستگاه میکروپروب CAMECA-SX 50 در آزمایشگاه میکروسوند غرب فرانسه واقع در مرکز فرانسوی تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر برست انجام شده است. در طول آزمایشات ولتاژ شتابدهنده دستگاه ۱۵Kv، شدت جریان ۱۲-۱۰ nA و زمان شمارش بر حسب نوع عنصر مورد آنالیز بین ۶ تا ۲۵ ثانیه بوده است. مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} در ترکیب پیروکسن‌ها از روی مقدار Fe کل (دروپ، ۱۹۸۷)، مورد ارزیابی قرار گرفته است.

جایگاه زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر به صورت نمونه‌ای از توالی سنگ‌های پوسته اقیانوسی، به طور ناپیوسته در بخش‌های خاوری استان گیلان (در جنوب و جنوب شرق شهرستان املش) در محدوده‌ای به وسعت ۱۸۰۰ کیلومتر مربع به مختصات جغرافیایی ۵۰° ۴۹، تا ۵۰،۴۰' طول شرقی و ۳۶°، ۱۵' تا ۳۷°، ۱۵' عرض شمالی رخنمون دارد (شکل ۱). به طور کلی این منطقه از شمال به سواحل جنوبی دریای خزر و از جنوب به ارتفاعات شمالی رشته کوه البرز محدود می‌گردد.

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری این منطقه بخشی از زون گرگان-رشت را تشکیل می‌دهد (نبوی،

و معدودی از محیط‌های پشته‌های میان اقیانوسی در شرایط خاص (برای مثال ژوتو و موری، ۱۹۹۹، سریواستاوا و همکاران، ۲۰۰۴) گزارش شده است. در این محیط‌های تکتونیکي علاوه بر سنگ‌های تولییتی امکان تشکیل سنگ‌های آلکالی با ماهیت مورب (P-MORB و E-MORB) یا OIB نیز وجود دارد (بکالوا و همکاران، ۲۰۰۴). در این مجموعه‌ها سنگ‌های تولییتی با سنگ‌های آلکالی همراه شده‌اند که مشخصات درون صفحه‌ای نشان می‌دهند (بکالوا و همکاران، ۲۰۰۴؛ نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۰؛ باگسی و همکاران، ۲۰۰۶، لپارد و همکاران، ۱۹۸۶ و مالپاس و همکاران، ۱۹۹۲ b، سریواستاوا و همکاران، ۲۰۰۴) در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر هر دو نوع سنگ‌های آلکالی و تولییتی گزارش شده است (صلواتی، ۱۳۷۹ و صلواتی و همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های تولییتی این مجموعه توالی کاملی از یک لیتوسفر اقیانوسی قدیمی را نشان می‌دهند و سنگ‌های آلکالی به صورت دایک‌ها یا توده‌های نفوذی کوچکی قسمت‌های مختلف بخش پوسته‌ای مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر را قطع نموده‌اند و نسبت به کل مجموعه افیولیتی کمی جوانتر می‌باشند.

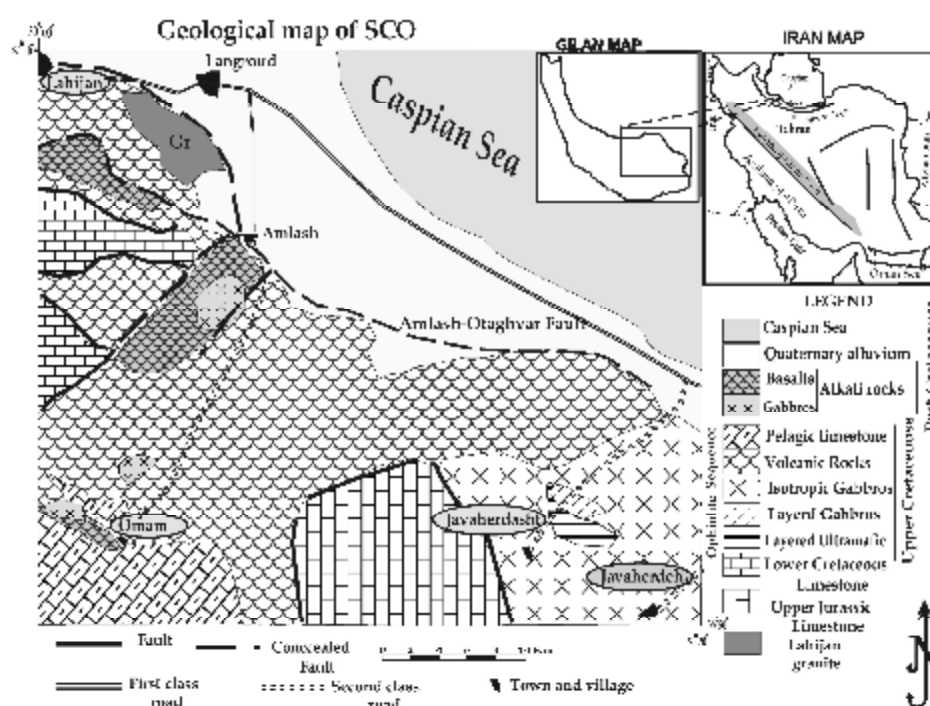
در این مطالعه تلاش شده با اتکا به مطالعات صحرائی، مطالعات پتروگرافی و نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های سازنده گابروهای آلکالی در مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر، شرایط تشکیل این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته و مدل مناسبی برای تشکیل آن‌ها ارائه شود.

روش کار و مطالعه

به منظور بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانی‌های موجود در آلکالی گابروها پس از انجام مطالعات صحرائی، حدود ۳۰ نمونه سنگی از توده‌های مختلف

دایک‌های صفحه‌ای، منطقه عبوری دایک‌های صفحه‌ای به گدازه‌های بالشی و در انتهای توالی گدازه‌های بالشی که توسط سنگ‌آهک کامپانین - مائستریشتین حاوی فسفیل گلوبوترونکانا پوشیده شده‌اند. به دلیل وجود همین سنگ‌آهک‌ها در بخش بالایی مجموعه، سن این مجموعه به کرتاسه پایانی نسبت داده شده است (صلواتی، ۱۳۷۹).

مجموعه افیولیتی این ناحیه توالی کاملی از بخش پوسته‌ای یک لیتوسفر اقیانوسی است که به ترتیب از پایین به بالا (از خاور به باختر) از واحدهای زیر تشکیل شده است: کومولاهای الترامافیک (شامل مقدار بسیار اندکی دونیت، ورلیت، الیوین کلینوپیروکسنیت و کلینوپیروکسنیت) در پایین‌ترین بخش توالی پوسته‌ای، گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای (ایزوتروپ)، منطقه عبوری از گابروهای توده‌ای به دایک‌های صفحه‌ای،



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعه شده

سنگ‌های افیولیتی جنوب دریای خزر عمدتاً ترکیب تولیتی و به ندرت ماهیت آلكالین نشان می‌دهند (صلواتی، ۱۳۷۹ و همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های آلكالین این مجموعه بیشتر از نوع گابرو می‌باشند و ترکیب شیمیایی آنها تا حد زیادی مشابه با P-MORB می‌باشد (صلواتی، ۱۳۷۹ و همکاران، ۲۰۰۸). گابروهای مورد مطالعه با طیف ترکیبی: SiO_2 : ۴۵/۵ تا ۴۸/۵ درصد وزنی Al_2O_3 (به صورت آهن کل): ۱۰/۴۵ تا ۱۳/۳، CaO : ۸/۲ تا ۹/۴۱ و TiO_2 : ۲/۷۹ تا ۳/۸۲، (Na_2O+K_2O) : ۵/۲ تا ۶ و Ti/V : ۸۳ تا ۱۰۳، از نوع آلكالی گابروها بوده و تا حد زیادی ماهیت MORB (از نوع غنی شده) را نشان می‌دهند (صلواتی و همکاران، ۲۰۰۸). از لحاظ عناصر کمیاب نیز این سنگها مانند موربه‌های غنی شده از عناصر

سنگ‌های افیولیتی جنوب دریای خزر عمدتاً ترکیب تولیتی و به ندرت ماهیت آلكالین نشان می‌دهند (صلواتی، ۱۳۷۹ و همکاران، ۲۰۰۸). سنگ‌های آلكالین این مجموعه بیشتر از نوع گابرو می‌باشند و ترکیب شیمیایی آنها تا حد زیادی مشابه با P-MORB می‌باشد (صلواتی، ۱۳۷۹ و همکاران، ۲۰۰۸). گابروهای مورد مطالعه با طیف ترکیبی: SiO_2 : ۴۵/۵ تا ۴۸/۵ درصد وزنی Al_2O_3

دارای منطقه‌بندی مشخص با حاشیه صورتی پررنگ و مرکز کم رنگ هستند که این اختلاف رنگ ناشی از بالاتر بودن میزان Ti در حاشیه آن‌ها است. پدیده اورالیتی شدن در این بلورها امری عادی است. این بلورها حدود ۲۴ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. الیون به مقدار بسیار کم (حدوداً ۱۰ درصد) در سنگ دیده می‌شود و بلورهای این کانی عموماً سرپانتینی شده‌اند. به جز کانی‌های اصلی سنگ کانی تیتانومنیستیت مهم‌ترین کانی فرعی نمونه‌ها است. علاوه بر آن کانی‌های کالکوپیریت و برنیت نیز در سنگ دیده می‌شوند. آپاتیت نیز به عنوان یکی دیگر از کانی‌های فرعی از فراوانی قابل توجهی در سنگ برخوردار است. بر اثر فرآیند دگرسانی تقریباً تمامی الیون‌ها به سرپانتین و پیروکسن‌ها تا حد زیادی به اورالیت تبدیل شده‌اند.

شیمی کانی‌ها

کلینوپیروکسن

در آکالی گابروهای مطالعه شده، کلینوپیروکسن‌ها بعد از پلاژیوکلازها فراوانترین کانی سنگ محسوب می‌شوند. به منظور تعیین فراوانی عناصر اصلی سازنده پیروکسن‌ها، این کانی‌ها توسط دستگاه میکروپروب آنالیز شده‌اند و نتایج کمی این آنالیزها به صورت اکسیدهای تشکیل دهنده هر کانی در جدول ۱ درج شده است.

کلیه پیروکسن‌های مطالعه شده در روی نمودار $Q=Ca-Mg+Fe^{2+}$ در برابر $J=2Na$ (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۲A) و به دلیل کمبود سدیم، همگی در نزدیک محور Y، بین نقاط $Q=1/75$ و $Q=2$ متمرکز می‌شوند. پیروکسن‌های

LREE غنی بوده و در مقایسه از عناصر HREE تهی شدگی نشان می‌دهند.

علاوه بر آکالی گابروهای ایزوتروپ، دایک‌ها و گدازه‌هایی از جنس آکالی بازالت نیز مجموعه افیولیتی را قطع نموده‌اند. همچنین دایک‌های لامپروفیری آکالن (از نوع مونشیکیت)، به طور نامنظم و در جهات مختلف مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر را قطع نموده‌اند (صلواتی و همکاران، ۱۳۸۰). روابط صحرایی حاکی از آن است که این سنگ‌ها جوانتر از مجموعه سنگ‌های تولییتی بوده و تنها در امتداد گسل‌های بزرگ و اصلی منطقه، که مجموعه افیولیتی را قطع کرده‌اند، رخنمون یافته‌اند. آکالی گابروها به صورت چند توده با ابعاد متفاوت در بخش‌های مختلف منطقه و در بین سنگ‌های مختلف مجموعه افیولیتی، رخنمون دارند (شکل ۱). این گابروها از نوع گابروهای ایزوتروپ با بافت همگن و یکنواخت می‌باشند.

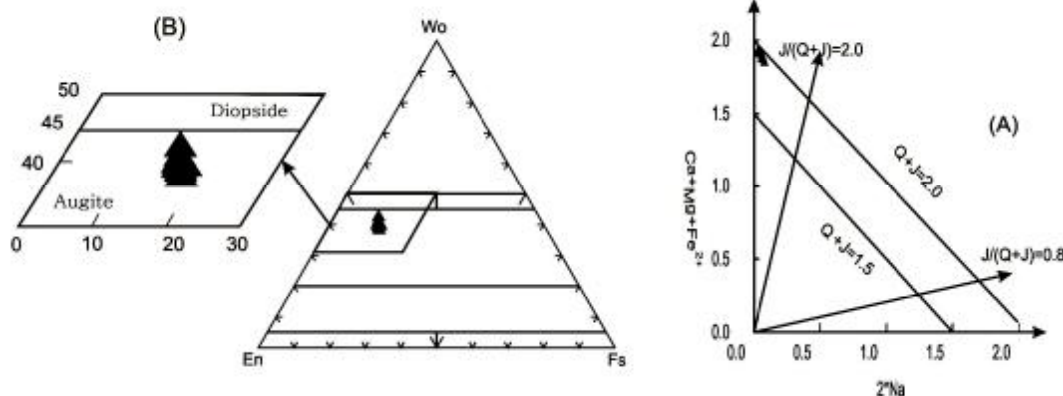
پتروگرافی

گابروهای آکالی مورد مطالعه عموماً از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون تشکیل یافته‌اند. بافت غالب آن‌ها اینترگرانولار است. بلورهای پلاژیوکلاز که اصلی‌ترین کانی سنگ به شمار می‌آیند (حدود ۶۶ درصد)، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شوند و عموماً از مرکز در حال تجزیه به سرسیت می‌باشند. اندازه متوسط بلورهای مزبور حدود ۴ میلیمتر است.

بلورهای پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن اوژیت و عمدتاً واجد Ti فراوان (تیتان اوژیت) با چند رنگی بارز صورتی کم‌رنگ تا پررنگ بوده و بعد از پلاژیوکلازها اصلی‌ترین کانی سنگ به شمار می‌آیند. بیشتر این بلورها

42. 4En45. 03-47. 09Fs12. 57-14. 81) بوده و Mg# آن‌ها بین ۷۲ تا ۷۷/۱۴ درصد است.

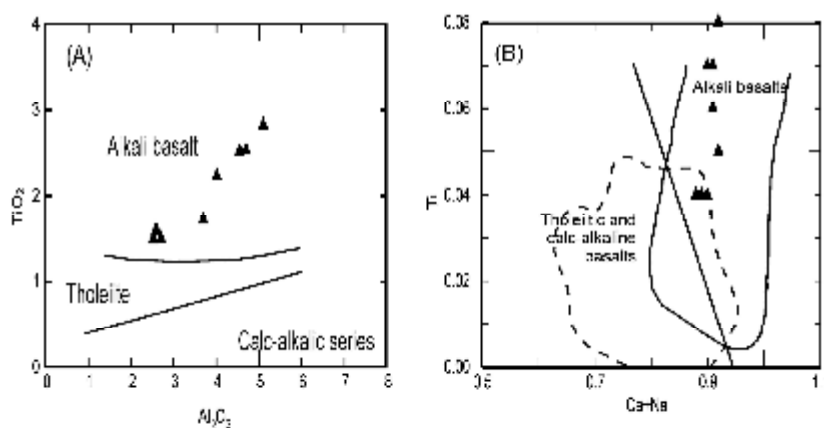
سازنده گابروهای آکالن از لحاظ ترکیب شیمیایی از نوع اوژیت (شکل ۲B) با فرمول ساختمانی (Wo38. 1-



شکل ۲- A: تعیین ترکیب پیروکسن‌های سنگ‌های درونی آکالن مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر بر نمودار Q-J (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) محوره‌های آن بر حسب تعداد کاتیون در فرمول ساختمانی مدرج شده اند. B: ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های درونی منطقه بر روی نمودار مثلثی ولاستونیت (Wo) - انستاتیت (En) - فروسیلیت (Fs) (قلمرو کانی‌ها از ۸).

علاوه بر آن قرارگیری نمونه‌های مطالعه شده بر روی دیاگرام Ti در مقابل Ca+Na (لوتریر و همکاران، ۱۹۸۲) نیز مبین ماهیت آکالن سنگهای مورد مطالعه است (شکل ۳B).

جهت تعیین نوع ماگمای تشکیل دهنده سنگها بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن از دیاگرام TiO2 در مقابل Al2O3 استفاده شده است (لویاس، ۱۹۶۲). همانطور که در این دیاگرام مشخص است سنگهای مورد مطالعه در محدوده سنگهای آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۳A).



شکل ۳- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده بر روی دیاگرام Ti (A) در مقابل Al (لویاس، ۱۹۶۲) و Ti (B) در مقابل Ca+Na (لوتریر و همکاران، ۱۹۸۲)

بیشتری وارد موقعیت تتراندری شود، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر (به جز آلومینیوم) مثل Fe^{3+} به موقعیت اکتاندری فراهم تر می‌شود و به این ترتیب در نمودار تغییرات $Na+ AlIV$ در برابر $AlVI + 2Ti + Cr$ خطی که از نقاط موازنه $Na+ AlIV$ با $AlVI + 2Ti + Cr$ عبور می‌کند، معرف $Fe^{3+}=0$ خواهد بود. لذا قرارگیری نمونه‌ها در بالا و یا زیر خط $Fe^{3+}=0$ به ترتیب معرف زیاد و یا کم بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌ها است.

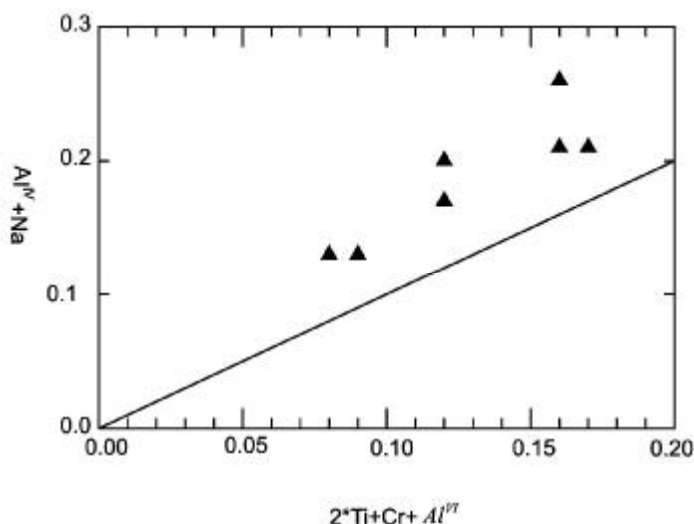
محتوی آهن فریک کلینوپیروکسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها است و این امر از نمودار تغییرات $Na+ AlIV$ در برابر $AlVI + 2Ti + Cr$ (بسنس و همکاران، ۱۹۷۹ و شوایتزر و همکاران، ۱۹۷۹) قابل ارزیابی است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe^{3+} می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی همچون $AlIV$ ، Ti و Cr در موقعیت اکتاندری شود لذا فراوانی Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به مقدار $AlVI$ دارد و به عبارتی تابع موازنه آلومینیوم در موقعیت تتراندری و اکتاندری است. بنابراین هرچه Al

جدول ۱ - نتایج آنالیز میکروپروب و محاسبه فرمول ساختمانی پیروکسن‌های موجود در گابروهای آلکالی (M) مبین حاشیه کانی و (C) مبین مرکز کانی است.

Sample	M20(C)	M20(M)	M21(C)	M21(M)	M22(C)	M22(M)	M23(C)	M23(M)
SiO_2 (wt%)	51.12	49.11	49.85	47.35	51.83	48.50	50.7	48.77
TiO_2	1.5	2.53	1.72	2.42	1.6	2.58	1.49	2.33
Al_2O_3	2.7	1.55	2.63	5.1	2.59	1.7	2.52	4.1
Fe_2O_3	7.24	8.62	8.42	8.3	8.03	8.19	9	8.79
MnO	0.2	0.27	0.12	0.12	0.15	0.06	0.43	0
MgO	14.27	13.24	12.45	12.23	14.15	13.57	13.87	13.45
CaO	21.7	22.07	22.22	22.22	21.93	21.97	21.3	22.19
Na_2O	0.23	0.25	0.23	0.13	0.3	0.2	0.3	0.31
K_2O	0	0.01	0	0	0	0	0	0
$CaCO_3$	0	0.02	0	0	0	0.02	0	0.02
$NaCl$	0	0	0.02	0.1	0.07	0	0	0.02
Total	100.75	100.84	99.82	99.87	100.75	99.52	100.05	99.99
تعداد کاتیون‌ها بر حسب % اکسیژن								
S	1.82	1.82	1.76	1.77	1.90	1.82	1.82	1.82
Ti	0.04	0.07	0.05	0.06	0.04	0.07	0.04	0.05
Al ^{IV}	0.11	0.18	0.14	0.22	0.08	0.13	0.11	0.13
Al ^{VI}	0.01	0.02	0.02	0	0.02	0.02	0	0
Fe ³⁺	0.03	0.06	0.05	0.1	0.01	0.04	0.04	0.03
Fe ²⁺	0.21	0.21	0.21	0.18	0.26	0.21	0.24	0.19
Mn	0.01	0.01	0	0	0	0	0.02	0
Mg	0.81	0.73	0.75	0.72	0.78	0.75	0.76	0.75
Ca	0.86	0.88	0.89	0.89	0.87	0.87	0.82	0.89
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg ^{wt}	77.11	73	71.26	72	75.72	75	72.08	73.53
wt%	42.41	38.83	39.47	32.1	41.02	41.11	39.58	39.27
Fe	45.02	46.81	45.34	47.05	45.75	45.52	45.82	46.5
Fe	12.27	14.36	13.82	14.81	12.16	12.27	14.38	14.14

های الترامافیک مطالعه شده در نزدیکی خط $Fe^{3+}=0$ و گاهی زیر این خط قرار می گیرند که حاکی از کم بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها است (شکل ۴).

ضمناً هر چه فاصله نمونه از خط $Fe^{3+}=0$ بیشتر باشد، نشان میدهد که فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن بیشتر بوده است (کامرون و پاییک، ۱۹۸۱ و مارسلوت و همکاران، ۱۹۸۳). کلینوپيروكسن‌های نمونه-



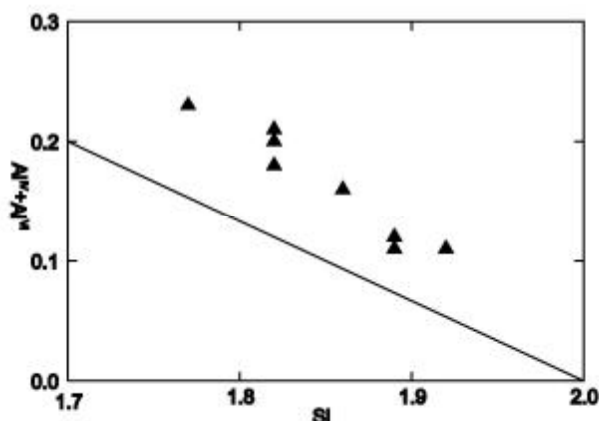
شکل ۴- موقعیت کلینوپيروكسن‌های مطالعه شده بر روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ در برابر

در شکل (۵) کلیه نمونه‌های گابروهای آلکالن در بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند و با توجه به فاصله زیادی که از خط $Fe^{3+}=0$ دارند می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور آنها بالا بوده است.

میزان Ti کلینوپيروكسن‌های گابروهای مورد مطالعه بالا بوده و این کانی‌ها از عنصر Ti غنی می‌باشند. به طوری که مقدار Ti در فرمول ساختمانی آنها بیش از یک سوم آلومینیوم تتراندیشان می‌باشد (شکل ۶). بالا بودن میزان Ti در کلینوپيروكسن‌های گابروهای آلکالن مبین تبلور آنها از یک ماگمای غنی از Ti می‌باشد. میزان بالای Ti از مشخصات افیولیت‌های نوع MORB است (پارلاک ۲۰۰۲)، بنابراین مقادیر بالای Ti در آلکالی گابروهای مطالعه شده مبین تبلور کلینوپيروكسن‌های آنها از یک ماگمای غنی از Ti باشد.

$Al^{VI}+2Ti+Cr$ (بنس و همکاران، ۱۹۷۵؛ شویتزر و همکاران، ۱۹۷۹).

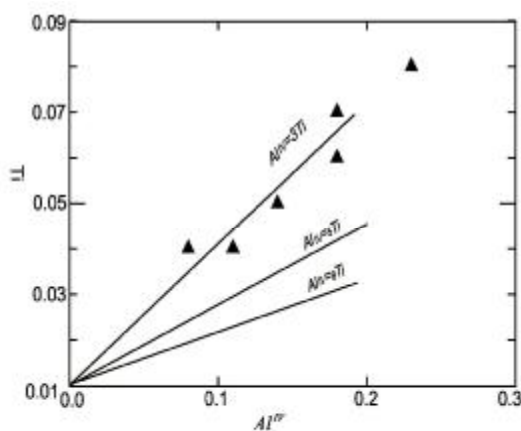
در نمودار Si در برابر Al (شکل ۵)، تمامی نمونه‌ها در بالای خط اشباع جایگاه تتراندیری ($Si+Al=2$) قرار گرفته‌اند. در این نمودار حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپيروكسن‌هایی است که موقعیت تتراندیری ساختمان آنها تماماً توسط کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) پر شده و حتی بقیه کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) نیز به موقعیت اکتاندیری وارد شده‌اند. در صورتی که اگر نمونه‌ای در زیر خط قرار گیرد علاوه بر این که تمام کاتیون‌های Si و Al آن وارد موقعیت تتراندیری می‌شوند، به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، پذیرای کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر از قبیل Ti, Cr, Fe^{3+} نیز خواهد شد و به عبارت دیگر چنین پیروكسن‌هایی فاقد آلومینیوم اکتاندیری (Al^{VI}) می‌باشند.



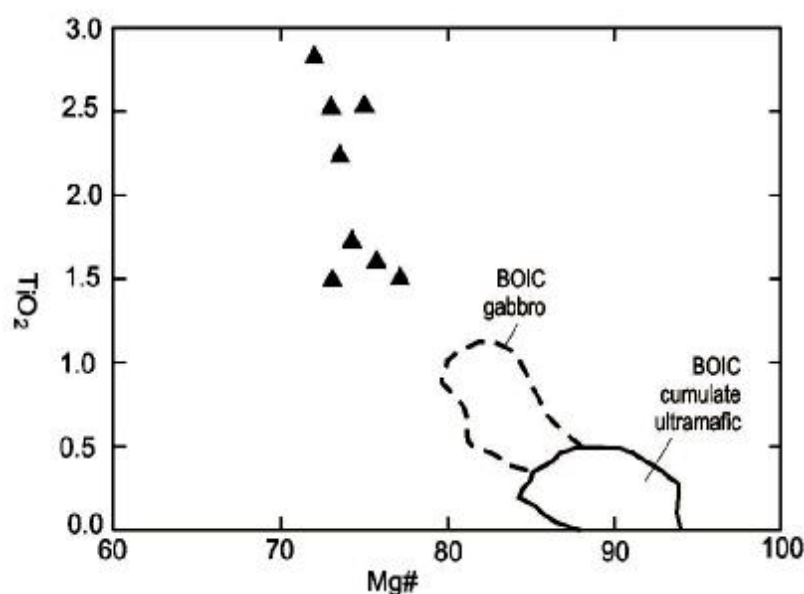
شکل ۵- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات Al-Si محورها بر حسب تعداد کاتیونها در فرمول ساختمانی مدرج شده‌اند.

همکاران، ۱۹۸۴ و ۱۹۸۲ و کومور و همکاران، ۱۹۸۵) و (التون و همکاران، ۱۹۹۰) نیز دیده شده است. مقدار TiO_2 کلینوپیروکسن‌ها معمولاً به سرعت انجماد و سردشدگی آن‌ها وابسته است، به طوری که با افزایش سرعت انجماد، ضریب توزیع Ti افزایش می‌یابد (گامبل و تیلور، ۱۹۸۰، التون، ۱۹۸۷ و پارلاک و همکاران، ۱۹۹۶). بنابراین در آکالی گابروهای مطالعه شده، بالا بودن میزان TiO_2 نشانه سرعت تبلور بالای آن‌هاست (شکل ۷).

نمودار $Mg\#$ در مقابل TiO_2 برای کلینوپیروکسن‌های آکالی گابروها در شکل ۷ نشان داده شده است. اصولاً کلینوپیروکسن‌هایی با $Mg\#$ بالا، میزان TiO_2 بالایی نیز دارند (بعد از التون، ۱۹۸۷ و پارلاک و همکاران، ۱۹۹۶) اما این قاعده در مورد کلینوپیروکسن‌های موجود در آکالی گابروهای مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر صادق نیست. در نمونه‌های مورد مطالعه هر چه $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌ها بالاتر باشد میزان TiO_2 آن‌ها پایین‌تر است ($\sim 0/1$ wt%) (شکل ۷). چنین موردی در مجموعه‌های افیولیتی جزیره بای (Bay



شکل ۶- ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Ti- Al^{IV} محورها بر حسب تعداد کاتیون در فرمول مدرج شده‌اند.



شکل ۷- نمودار تغییرات TiO_2 در مقابل $Mg\#$ برای کلینوپیروکسن‌های سنگهای الترامافیک منطقه. کلینوپیروکسن‌های سنگهای الترامافیک در محدوده نمونه‌های افیولیت جزیره بای (BOI) قرار می‌گیرند (بعد از التون، ۱۹۸۷).

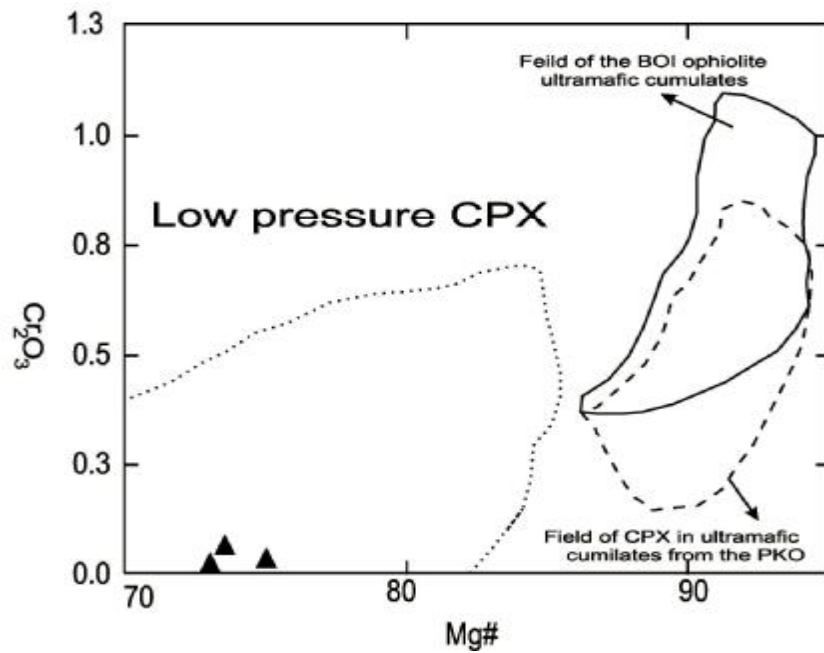
متفاوتی را نشان می‌دهند. عدم یکنواختی ترکیب فازهای کلینوپیروکسن و وجود منطقه‌بندی در آنها، مبین سردشدگی و انجماد سریع و عدم تعادل در این سنگ‌ها است (بورنس، ۱۹۸۵ و پارلاک و همکاران، ۱۹۹۶).

به این ترتیب با توجه به شواهد فوق می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های مورد بحث در فشارهای پایین متبلور شده‌اند.

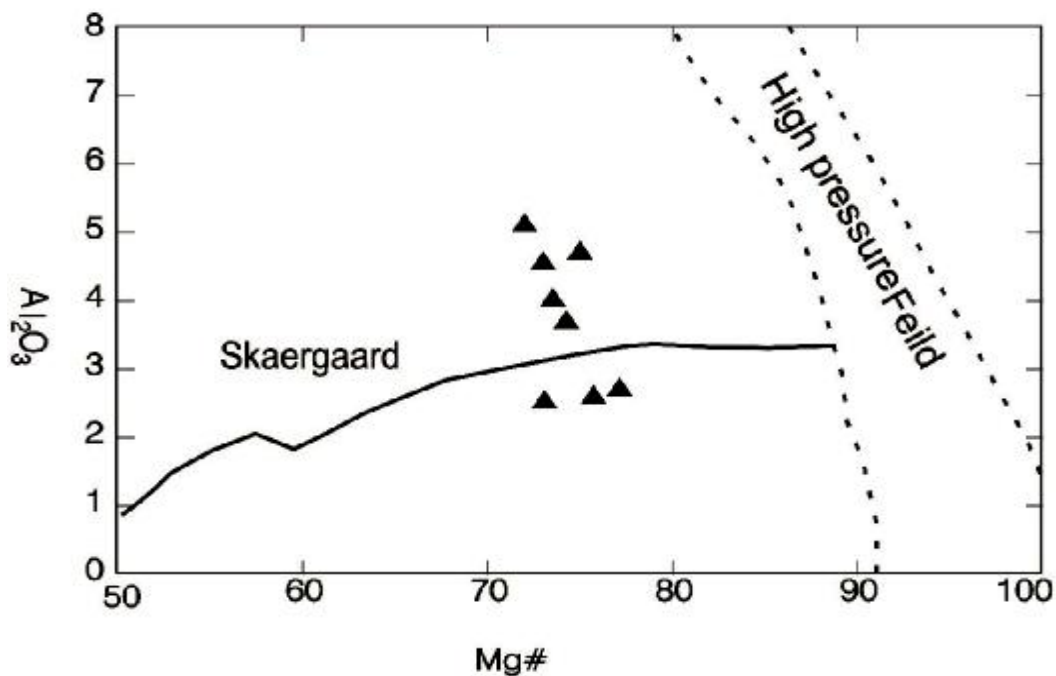
مقدار Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌های مورد بحث بین $2/5$ تا $4/7$ متغیر است (جدول ۱). روند تغییر Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها در مقابل $Mg\#$ برای آلکالی گابروها در شکل ۹ آورده شده است. کلینوپیروکسن‌های آلکالی گابروها، Al_2O_3 نسبتاً بالایی نشان می‌دهند و تا حدی مشابه با روند اسکارگارد و افیولیت اسمعیل در عمان می‌باشند (شکل ۹).

مقدار Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های آلکالی گابروها نسبتاً پایین است (حدود $0/5$ wt%). نمودار Cr_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها در مقابل $Mg\#$ در شکل ۸ نشان داده شده است.

نمونه‌هایی از کومولاهای گابرویی افیولیت‌های پوزانتی-کارزانتی (PKO (پارلاک، ۲۰۰۰))، نمونه‌هایی از کومولاهای الترامافیک جزیره بای (التون و همکاران، ۱۹۸۲ و ۱۹۸۴) و محدوده کلینوپیروکسن‌های فشار پایین N-MORB (التون، ۱۹۸۷) نیز جهت مقایسه در این نمودار ارایه شده است. چنانچه ملاحظه می‌شود کلینوپیروکسن‌های گابروهای آلکالن مطالعه شده، $Mg\#$ پایینی داشته، و با محدوده پیروکسن‌های تشکیل شده در محیط‌های فشار پایین مطابقت دارند به طوری که تقریباً نسبت به محدوده افیولیت جزیره بای که مربوط به کلینوپیروکسن‌های فشار متوسط تا بالا است محدوده



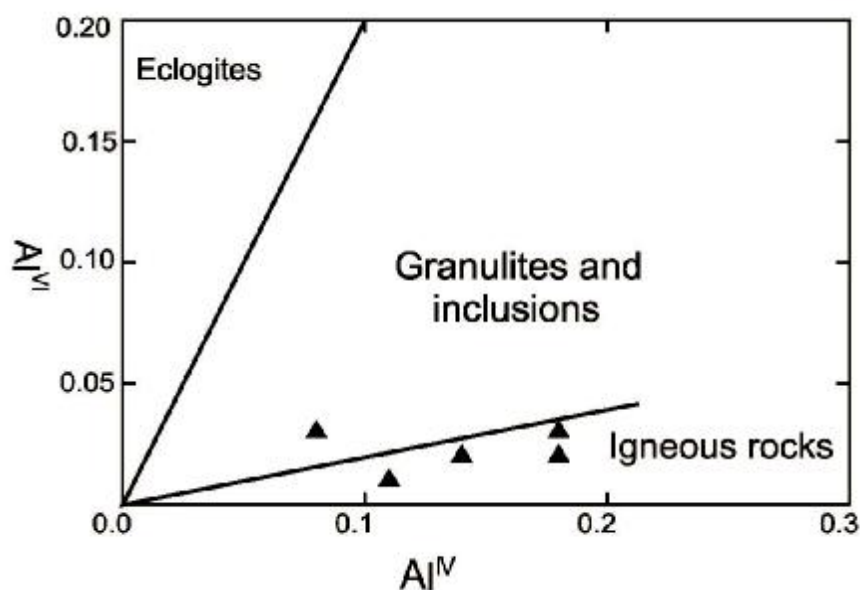
شکل ۸- نمودار تغییرات Cr₂O₃ در مقابل Mg# برای کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده. محدوده کلینوپیروکسن‌های کومولاهای گابرویی افیولیت پوزانتی- کارزانتی (PKO) از پارلاک (۲۰۰۰) می‌باشد. محدوده پیروکسن‌های فشار پایین از مطالعات تجربی زیر ۱ اتمسفر از التون (۱۹۸۷) می‌باشد.



شکل ۹- نمودار تغییرات Al₂O₃ در مقابل Mg# در کلینوپیروکسن‌های گابروهای آلکانن افیولیت جنوب خزر داده‌های پریدوتیت‌های فشار بالا از مداریس، ۱۹۷۲؛ محدوده روند اسکارگارد از دباری و کولمن، ۱۹۸۹.

گابروها در محدوده سنگ‌های آذرین معمولی قرار می‌گیرند و با محدوده گرانولیت‌ها و زینولیت‌های فشار بالا متفاوت است (شکل ۱۰).

در روی نمودار $AlVI$ در مقابل $AlIV$ ، که در آن شرایط تبلور و قلمرو کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مختلف ارایه شده است (آئوکی و کوشیرو، ۱۹۶۸ و پارلاک و همکاران، ۱۹۹۶)، کلینوپیروکسن‌های آلکالی



شکل ۱۰- نمودار تغییرات کئوردیناسیون Al اکتاهدرال در مقابل Al تتراهدرال در کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده. محدوده‌های ارایه شده از (آئوکی و کوشیرو، ۱۹۶۸)، می‌باشد.

نتایج آنالیز میکروپروب تعدادی از بلورهای پلاژیوکلاز آلکالی گابروها در جدول ۲ ارایه شده است. پلاژیوکلازها از فازهای اصلی تشکیل دهنده در آلکالی گابروهای مورد مطالعه می‌باشند. این کانی‌ها ترکیبی از $An_{64.5}$ تا $An_{77.5}$ نشان می‌دهند (شکل ۱۱). ترکیب این پلاژیوکلازها با Ca پایین تا حد زیادی شبیه گابروهای MORB می‌باشد و متفاوت از آن چیزی است که در افیولیت ترودوس (هبرت و لورنت، ۱۹۹۰) و مجموعه‌های کومولاهای قوس (فوجی ماکی، ۱۹۸۶ و باگسی و همکاران، ۲۰۰۵) گزارش شده است.

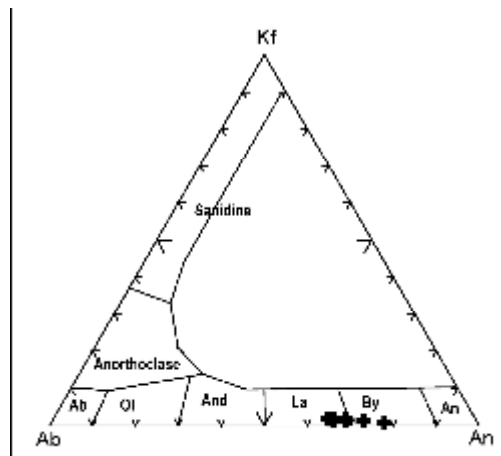
کلینوپیروکسن‌های اولیه‌ای که از یک ماگمای بازالتی در فشار پایین متبلور می‌شوند عموماً $Mg\#$ کمتر از ۸۴ دارند (گرو و بریان، ۱۹۸۳ و پارلاک و همکاران، ۲۰۰۲). کلینوپیروکسن‌های آلکالی گابروهای مطالعه شده $Mg\#$ پایینی نشان می‌دهند (۷۲ تا ۷۷). بنابراین میزان $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آلکالی گابروهای مطالعه شده همراه با منطقه‌بندی موجود در آن‌ها مبین تشکیل آن‌ها در محیط فشار پایین می‌باشد.

پلاژیوکلاز

جدول ۲- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کانی پلاژیوکلاز در آلکالی گابروها (M) مبین حاشیه کانی و (C) مبین مرکز کانی است

Sample Elements	SM30(M)	SM30(C)	SM30(M)	SM31(M)	SM31(C)	SM31(M)	SM32(C)	SM32(C)	SM32(M)
SiO ₂ (wt%)	51.66	52.41	51.6	49.45	50.64	51.48	52.24	50.79	51.12
TiO ₂	0.11	0	0.09	0.1	0.11	0	0.14	0.13	0.08
Al ₂ O ₃	29.52	29.14	29.07	31.03	30.29	29.27	29.25	29.53	29.23
FeO	0.53	0.47	0.48	0.61	0.5	0.83	0.65	0.57	0.43
MnO	0	0.03	0.05	0.14	0	0	0.07	0	0
MgO	0.11	0.11	0.09	0.08	0.09	0.09	0.07	0.1	0.09
CaO	13.47	13.39	12.86	15.37	14.83	13.63	13.68	13.83	14.24
Na ₂ O	3.78	3.89	3.81	2.37	2.99	3.65	3.8	3.42	3.46
K ₂ O	0.25	0.28	0.33	0.15	0.23	2.77	0.3	0.24	0.33
Cr ₂ O ₃	0	0	0.04	0.06	0	0	0.04	0.03	0.13
NiO	0	0.06	0	0	0	0	0	0	0.08
Total	99.43	99.78	98.42	99.36	99.68	95.58	100.24	98.64	99.19
تعداد کاتیون‌ها بر حسب ۸ اکسیژن									
Si	9.49	9.58	9.5	9.14	9.3	9.5	9.54	9.42	9.45
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	6.39	6.28	6.35	6.76	6.55	6.35	6.29	6.45	6.39
Fe	0.08	0.07	0.07	0.09	0.07	0.13	0.09	0.08	0.06
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	2.65	2.6	2.55	3	2.96	2	2.68	2.75	2.82
Na	1.35	1.38	1.37	0.85	1.06	1.3	1.34	1.23	1.24
K	0.06	0.06	0.08	0.03	0.05	0.06	0.07	0.05	0.07
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kf	1.47	1.62	1.97	0.88	1.31	1.6	1.73	1.38	1.86
Ab	33.17	33.91	34.2	21.59	26.39	32.12	32.86	30.48	30
An	65.36	64.47	63.83	77.54	72.3	66.28	65.41	68.14	68.14

فشار بالای بخار آب سبب تبلور پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت می‌شود (ژوهانس، ۱۹۸۷ و باگسی و همکاران، ۲۰۰۶). علاوه بر آن مذاب‌های بازالتی آبدار نسبت به مذاب‌های بی آب، پلاژیوکلازهایی ایجاد می‌کنند که دارای میزان آنورتیت بالاتری می‌باشند (An80 تا An90) (آرکولوس و ویلس، ۱۹۸۰). بنابراین پایین بودن آنورتیت درصد پلاژیوکلازها در آلکالی گابروها نشان می‌دهد که این کانی‌ها نمی‌توانند حاصل تبلور یک مذاب آبدار در فشار بالا باشند. به



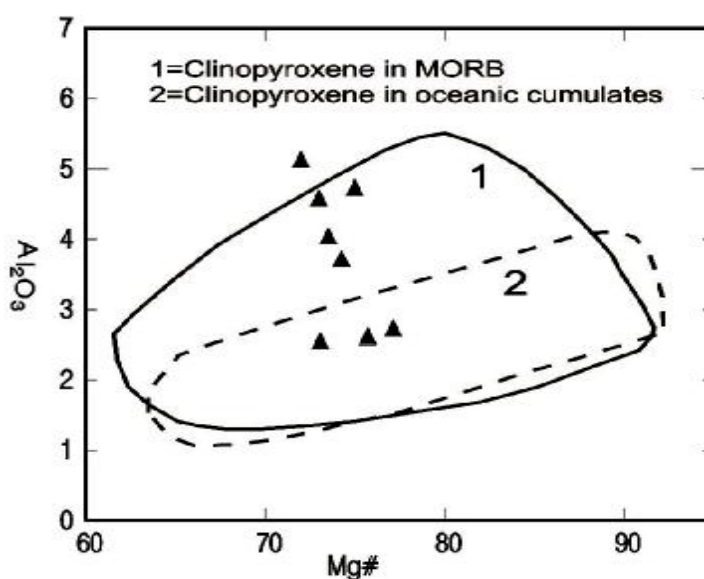
شکل ۱۱- ترکیب پلاژیوکلازها بر روی نمودار Ab-An-Or

در نمودار Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ (التون و همکاران، ۱۹۹۲؛ رامپون و همکاران، ۱۹۹۸) نمونه‌های مطالعه شده عموماً در قلمرو پشته‌های میان اقیانوسی (شکل ۱۲) و در نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca عموماً در قلمرو محیط‌های گسترش قرار می‌گیرند (شکل ۱۳).

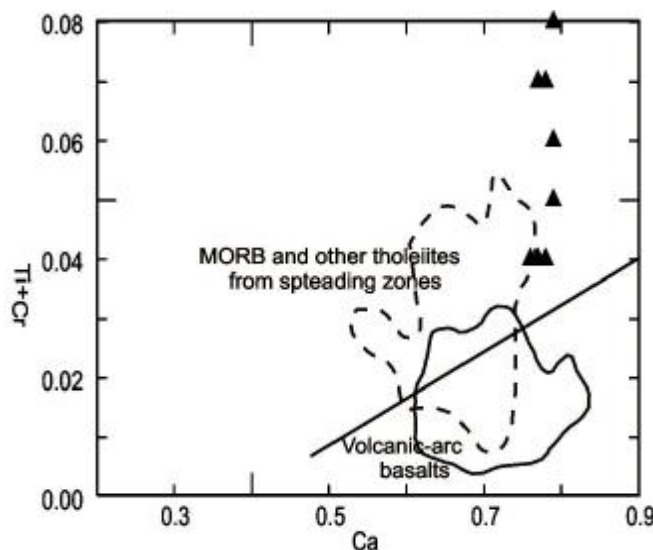
عبارت دیگر این پلاژیوکلازها از تبلور یک ماگمای بی آب در فشار پایین ایجاد شده‌اند.

جایگاه تکتونیکی

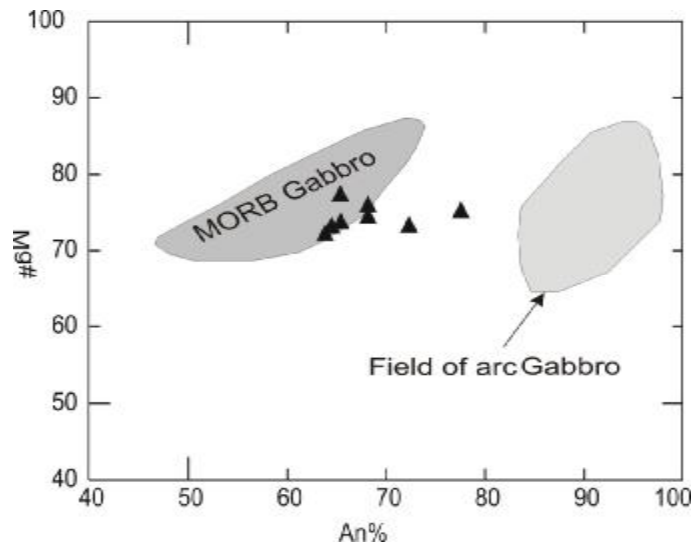
ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگما‌های میزبانشان است و به همین جهت به عنوان یک معیار مناسب برای تشخیص محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها از اهمیت زیادی برخوردارند (التون و همکاران، ۱۹۹۲).



شکل ۱۲- ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مطالعه شده بر روی نمودار Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ (التون و همکاران، ۱۹۹۲).



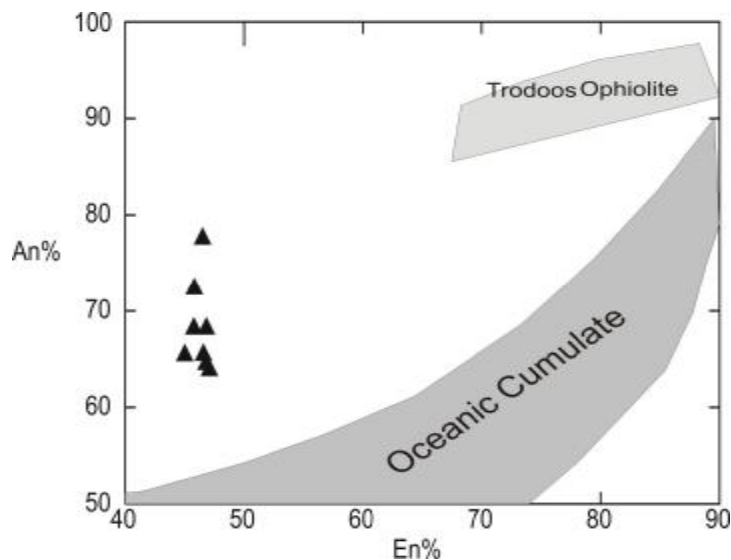
شکل ۱۳- نمونه‌های مطالعه شده بر روی نمودار $Ti+Cr$ در مقابل Ca (لوتریر و همکاران، ۱۹۸۲).



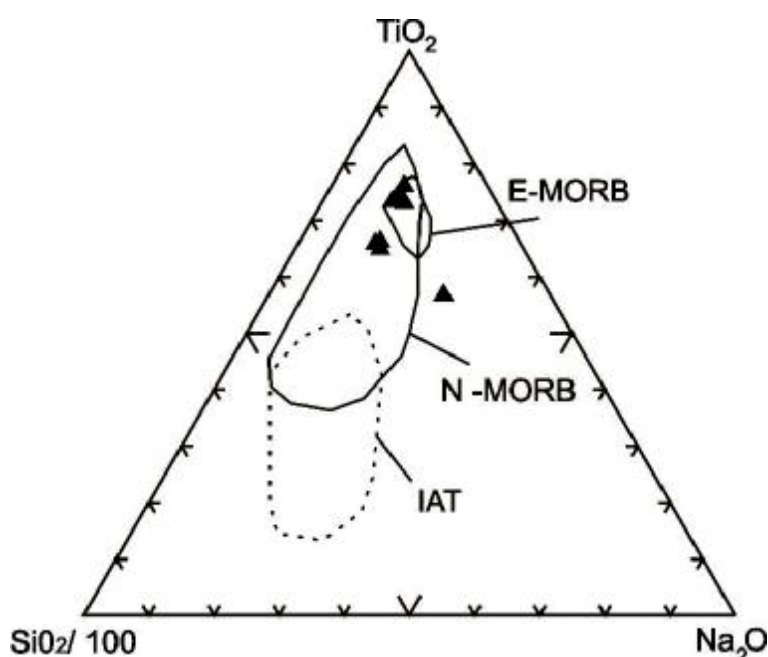
شکل ۱۴- ترکیب پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های همزیست در آکالی گابروهای مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر. (محدوده گابروهای مورب و گابروهای قوس از بورنس، ۱۹۸۵).

کومولاهای اقیانوسی و دور از قلمرو افیولیت ترودوس قرار می‌گیرند. افیولیت‌های ترودوس از جمله افیولیت‌های فشار بالایی می‌باشند که در محیط قوس تشکیل گردیده- اند (باگسی و همکاران، ۲۰۰۶)، فاصله زیاد نمونه‌های مورد مطالعه از افیولیت‌های ترودوس، مبین عدم تشکیل آنها در شرایط فشار بالا است.

در نمودار An% کانیه‌های پلاژیوکلاز همزیست با کلینوپیروکسن در مقابل Mg# کلینوپیروکسن‌ها، نمونه‌های مطالعه شده در نزدیکی محدوده گابروهای مورب (MORB) قرار می‌گیرند. همچنین در روی نمودار An% پلاژیوکلازها در مقابل En% کلینوپیروکسن‌های همزیست با آنها کلینوپیروکسن‌های آکالی گابروهای مطالعه شده نزدیک به محدوده



شکل ۱۵- آنورتیت در صد پلاژیوکلازها در مقابل آنستاتیت درصد کلینوپیروکسن‌ها در آکالی گابروهای (محدوده افیولیت ترودوس و کومولاهای اقیانوسی از هبرت و لورنت، ۱۹۹۰).



شکل ۱۶- ترکیب کالینوپیروکسن ها بر روی نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی کالینوپیروکسن ها (محدوده‌ها از بکالوا، ۱۹۸۹).

همکاران، ۲۰۰۳). تبلور بازالت‌های اقیانوسی در فشار پایین سبب ایجاد کالینوپیروکسن‌ها و الیون‌های همزیست با $Mg\#$ حدود ۸۲ درصد و ارتوپیروکسن‌های با $Mg\#$ حدود ۷۴ درصد می‌گردد (التون و همکاران، ۱۹۸۲).

نتایج داده‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها در آلکالی گابروهای مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از فرآیند تبلور تفریقی یک مایع بازالتی در فشارهای پایین تشکیل شده‌اند. همچنین عدم یکنواختی ترکیب و وجود منطقه‌بندی کانی‌شناسی در این سنگ‌ها احتمالاً مبین انجماد سریع آن‌ها در طول تبلور است و نشانه تبلور ماگما در یک محیط فشار پایین می‌باشد (باگسی و همکاران، ۲۰۰۶).

تعبیر و تفسیر داده‌های شیمیایی کانی‌ها ($Mg\#$) پایین، عدم یکنواختی ترکیب و وجود منطقه‌بندی در آلکالی گابروها نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بحث در سطوح بالایی پوسته و در محیط فشار پایین ($Kbar$ ۲/۵-۳/۵) از یک ماگمای بی آب در فشار پایین متبلور

در روی نمودار سه گانه $SiO_2-TiO_2-Na_2O$ (بکالوا و همکاران، ۱۹۸۹ و ساسانی و فوتیادس، ۲۰۰۴) نمونه‌های مطالعه شده در محدوده مورب غنی شده (E-MORB) واقع می‌شوند.

به طور خلاصه، ترکیب کالینوپیروکسن‌ها مبین تبلور آلکالی گابروها از یک ماگمای مورب غنی شده می‌باشد.

نتیجه‌گیری

ترکیب کانیها در آلکالی گابروها مشخصاتی مشابه با ماگماهای والد نوع مورب غنی شده در فشار پایین نشان می‌دهند (التون، ۱۹۸۱ و باگسی و همکاران، ۲۰۰۶). مشخصات اصلی فازهای مرتبط با فشار پایین (۱ atm) با مقدار تفریق بسیار زیاد الیون و کالینوپیروکسن‌های اولیه با حضور ویا بدون حضور پلاژیوکلاز همراه است که در این حالت به دلیل تفریق زیاد الیون، باقیمانده از Mg تهی می‌شود (التون و همکاران، ۱۹۸۲ و پارلاک و

7. Arculus, R. J. , Wills, K. J. A. , The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *J Petrol* 21:743–99; (1980).
8. Bag̃ci, U., Parlak, O. And Hock, V., Geochemical character and tectonic environment of ultramafic to mafic cumulate rocks from the Tekirova (Antalya) ophiolite (southern Turkey). *Geol. J.* 41: 193-219; (2006).
9. U., Bag̃ci, O., Parlak, V., Hõck, Whole rock and mineral chemistry of cumulates from the Kızıldağ̃ (Hatay) ophiolite (Turkey): clues for multiple magma generation during crustal accretion in the southern Neotethyan ocean, *Mineralogical Magazine* 69:39–62; (2005).
10. L., Beccaluva, M., Coltortia, G., Giuntab, and F., Siena, v.s., Tethyan Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. *Tectonophysics* 393: 163– 174; (2004).
11. L., Beccaluva, G., Macciotta, G.B., Piccardo, O., Zeda, Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chem. Geol.* 77, 165– 182; (1989).
12. A. E., Bence, J. J., Papike and R. A., Ayuso (1975) Petrology of Atlantic island arcs. *Bull. Volcanol.* 32:189-206; (1983).
13. M., Berberian, The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Science* 20, 163-183; (1983).
14. L. E., Burns, The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionates of island-arc volcanics. *Can. J. Earth Sci.* 22, 1020– 1038; (1985).
15. M., Cameron, and I., Papike, Structural and chemical variations in pyroxenes. *Am. Mineral.* 66:I-SO; (1981).
16. S. M. , DeBari, R. G. , Coleman, Examination of the deep levels of an island arc: evidence from the Tonsina ultramafic– mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *J. Geophys. Res.* 94, 4373– 4391; (1989).
17. G. T. R., Droop, A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.* , 5 I: 431-435; (1987).

شده‌اند. همچنین ترکیب کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های مزبور موید تشکیل این سنگ‌ها از ماگمای مورب غنی شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان انجام شده است، لذا بدینوسیله از معاونت محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان تقدیر و تشکر به عمل می‌آید.

منابع

- صلواتی، م. بررسی زمین شناسی و پتروژنز سنگهای ماگمایی منطقه جنوب املش، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۱۵۹ صفحه، ۱۳۷۹.
- صلواتی، م. ، درویش‌زاده، ب. ، درویش‌زاده، ع. ، بررسی ترکیب شیمیایی کانیه‌های میکا و کلینوپیروکسن در لامپروفیر جنوب املش، مجله علمی پژوهشی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نهم، شماره یک، بهار و تابستان ۱۳۸۰.
۳. نبوی، م. ح. دیباچه ای بر زمینشناسی ایران، انتشارات سازمان زمینشناسی کشور، ۱۰۹ صفحه، ۱۳۵۵.
۴. نقره‌ئیان، م. ، رحمانی، ف. ، خلیلی، م. ، مکی‌زاده، م. ع. ، پترولوژی دایک‌های صفحه‌ای در افیولیت نایین (غرب ایران مرکزی)، مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، سال سوم، شماره دوم، ۱۳۸۵.
5. M. B., Allen, M. R., Ghassemi, M., Shahrabi, M., Qorashi, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Albory range, Northern Iran. *Journal of structural geology* 25:659-672; (2003).
6. K., Aoki, I., Kushiro, Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib Mineral Petrol* 21:743–749; (1968).

28. T., Juteau, & R., Maury, The Oceanic Crust, from accretion to mantle recycling. Springer. 390p; (1999).
29. M., Khalatbari-Jafari, T., Juteau, J., Cotten, Petrological and geochemical study of the Late Cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 465–502; (2006).
30. S. C., Komor, D., Elthon, and J.F., Casey, Mineralogical variations in layered ultramafic cumulate sequences at the North Arm Mountain massif, Bay of Island ophiolite, Newfoundland. *J Geophys Res* 90:7705–7736; (1985).
31. M.J., Le Bas, The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer. J. Sci.* 260: 267-88; (1962).
32. I., Leterrier, R.C., Maun, P., Thonon, D., Girard, and M., Marchal, Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo - volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59; 139-154; (1982).
33. S.J., Lippard, A.N., Shelton, I.G., Gass, The ophiolite of Northern Oman. *Geol. Soc., London. Mem.* 11. 178 pp; (1986).
34. J., Malpas, K.B., Sporli, P.M., Black, M., Philippa, I.E.M., Smith. Northland ophiolite. New Zealand. and implications for plate tectonic evolution of the southwest Pacific. *Geology* 20. 149-152; (1992b).
35. G., Marcelot, R.C., Maury, and C., Lefevre, Mineralogy of Erromango lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16: 135. 151; (1983).
36. L.G., Medaris, High-pressure peridotites in south-western Oregon. *Bull. Geol. Soc. Am.* 83, 41–58; (1872).
37. N., Morimoto, J., Fabries, A.K., Ferguson, I. V., Ginzburg, M., Ross, F.A., Seifert, J., Zussman, K., Akoi, and G., Gottardi, Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.*, 52: 535-550; (1988).
38. K.N., Nicholson, P. M., Black, and C., Picard, Geochemistry and tectonic significance of the Tangihua Ophiolite Complex, New Zealand. *Tectonophysics* 321: 1–15; (2000).
18. D., Elthon, M., Stewart, D.K., Ross, Compositional trends of minerals in oceanic cumulates. *J. Geophys. Res.* 97, 15189–15199; (1992)
19. D., Elthon, Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading center. *J Geophys Res* 92:658–682; (1987)
20. D., Elthon, J.F., Casey, and S., Komor, Cryptic mineral chemistry variations in a detailed traverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm Mountain massif of the Bay of Island ophiolite, Newfoundland. *Geol Soc Lond Spec Publ* 13:83–97; (1984).
21. D., Elthon, J.F., Casey, and S., Komor, Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *J Geophys Res* 87: 8717–8734; (1982).
22. H., Fujimaki, Fractional crystallization of the basaltic suite of Usu volcano, southwest Hokkaido, Japan, and its relationships with the associated felsic suite. *Lithos* 19:129–140; (1986).
23. R. P., Gamble, L.A., Taylor, Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Planet Sci Lett* 47:21–33; (1980).
24. T. L., Grove, W. B., Bryan, Fractionation of pyroxene–phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 84, 293–309; (1983).
25. A. A., Hassanipak, A., Mohamad Ghazi, Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 18:109-121; (2000).
26. R., Hébert, and R., Laurent, Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: Malpas J, Moores E, Panayiotou A, Xenophontos C (eds) *Ophiolites–oceanic crustal analogues. Proc Troodos Ophiolite Symp* 1987, pp 149–163; (1990).
27. M., Johannes, Melting of plagioclase in the system Ab–An–H₂O at P_{H₂O}=5 kbar, an equilibrium problem. *Contrib Mineral Petrol* 66: 295–303; (1978).

Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, Volume 28; (2008). [online] Available from: <http://virtualexplorer.com.au/journal/2008/28/>

45. E. L., Schweitzer, J. J., Papike and E., Bence, Statistical analysis of Clinopyroxenes from deep-sea basalts. *Am. Mineral*, 64: 501-513; (1979).

46. R. K., Srivastava, R., Chandra, A., Shastry, High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Earth Planet. Sci.* 113: 605–618; (2004).

47. B., Shojaata, A.A., Hassanipak, K., Mobasher, and A.M., Ghazi, Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1053–1067; (2003).

48. A., Zanchi, F., Berra, M., Mattei, M.R., Ghassemi, and J., Sabouri, Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28: 2023-2037; (2006).

39. O., Parlak, V., Hoçk, and M., Delaloye, The supra-subduction zone Pozanti–Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates. *Lithos* 65:205-224; (2002).

40. O., Parlak, Geochemistry and significance of dyke swarms in the Pozanti– Karsanti ophiolite (Southern Turkey). *Tr. J. Earth Sci.* 24, 29– 38; (2000).

41. O., Parlak, M., Delaloye, E., Bıngöl Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolite (southern Turkey), *Geol Rundsch* 85 647–661; (1996).

42. E., Rampone, A.W., Hofmann, and I., Raczek, Isotopic contrasts within the internal Liguride ophiolite (N. Italy): the lack of a genetic mantle-crust link. *Earth Planet. Sci. Lett.* . 163: 175-189 ;(1998).

43. E., Saccani, and A., Photiades, Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): implications for magma genesis in a forearc setting. *Lithos* 73: 229– 253; (2004).

44. M., Salavati, A., Kananian, M., Noghreian, A., Darvishzadeh, and A., Samadi Soofi, Discovery of a Neo-Tethyan ophiolite in the north of Iran and evidence for its formation at a slow–spreading center. *General Contributions, Journal of the*